

CAPÍTULO 20

Evolução Geológica e Geomorfológica do Estado do Acre e Implicações na Estratificação de Ambientes

Luciana Mendes Cavalcante

1. Introdução

O conhecimento da geologia da Amazônia, em especial a do Estado do Acre, a despeito dos grandes esforços empreendidos em investigações de seus recursos naturais nas três últimas décadas, ainda é deficiente. Desde o final do século 19 etnógrafos e naturalistas adentraram as áreas a norte e a sul do Rio Amazonas, percorrendo os principais afluentes, e descreveram as litologias encontradas. No Estado do Acre destacam-se os nomes de W. Chandless e F. Katzer; já no início do século 20, com a criação do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, os trabalhos que se destacam são os de P. Moura e A. Wanderley, V. Oppenheim e J. T. Singewald (PROJETO RADAMBRASIL, 1976; 1977).

Os trabalhos do Serviço Geológico prosseguiram posteriormente com a atuação de instituições como o Departamento Nacional de Pesquisas Minerais (DNPM) e a Petrobras (Petróleo Brasileiro S/A). O grande marco na evolução de conhecimentos geológicos ocorre na década de 70 com os trabalhos realizados pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) por meio de mapeamentos geológicos e com o Projeto Radambrasil. A criação do curso de Geologia na Universidade Federal do Pará em 1963 promoveu o desenvolvimento de pesquisas na Amazônia Oriental, predominantemente no litoral. Com a regulamentação do curso de Geologia na Universidade Federal do Amazonas a pesquisa se desloca à Amazônia Ocidental, porém poucos são os trabalhos envolvendo o Estado do Acre.

Os dados apresentados neste capítulo são baseados, em grande parte, no banco de dados de recursos naturais do Sipam/IBGE (Sistema de Proteção da Amazônia/Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e foram gerados em escala 1:100.000, mas publicados em escala 1:250.000, servindo como um dos temas primários para a elaboração do mapa de gestão territorial do ZEE/AC.

Com base nos dados do Sipam, em compilações bibliográficas e em análises fotointerpretativas de imagens de radar e de satélite, foram elencados aspectos da geologia do Acre em termos de evolução da paisagem, considerando que os processos ocorridos foram decisivos na elaboração da paisagem atual.

2. Geologia do Acre

No Acre, a unidade geotectônica mais importante é a Bacia do Acre (Fig. 1) que compreende unidades essencialmente cenozóicas, entretanto, em sua porção mais a oeste ocorrem remanescentes mesozóicos e até pré-cambrianos (Fig. 2). Sua história geológica envolve primeiramente deposição pericratônica e marginal aberta no Paleozóico, resultando em sedimentos continentais intercalados a sedimentos marinhos. A análise de feições sismoestratigráficas, em seções sísmicas realizadas pela Petrobras (OLIVEIRA, 1994), e das principais estruturas da bacia permite concluir que a sedimentação inicial se deu por rifteamento intracontinental com possíveis incursões marinhas vindas de oeste. Após o soerguimento dos Andes, a deposição se deu em ambiente essencialmente intracontinental, com a presença de lagos e, posteriormente, de megaleques aluviais.

As estruturas mais importantes na configuração do quadro atual são: 1) o Arco de Purus, que desde o Paleozóico até a inversão da cadeia andina no Mesozóico teria funcionado como paleodivisor de dois sistemas de drenagem, os quais corriam, respectivamente, para leste e para oeste (BEMERGUY; COSTA, 1991; WANDERLEY FILHO, 1991); 2) o Lineamento Madeira, que limita a Bacia do Acre a sudeste e também serviu como divisor de drenagem no Cretáceo; 3) o Arco de Iquitos, que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões e o Lineamento Juruá.

O embasamento da Bacia do Acre é representado pelo Complexo Jamari, a unidade litoestratigráfica mais antiga aflorante. Aflora nas cabeceiras do Rio São Francisco (extremo oeste do estado, na Serra do Jaquirana, uma das serras que compõem o Complexo Fisiográfico da Serra do Divisor) e compreende rochas gnáissicas, granulitos, anfíbolitos, quartzo-dioritos e xistos. Corresponde ao Complexo Xingu citado na primeira fase do ZEE (PROGRAMA ESTADUAL DE ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO ACRE, 2000), mas atualmente diferenciado deste por ambiência tectônica, posto que a bacia teria se desenvolvido sobre a Faixa Móvel Rondoniana, cujo embasamento é o chamado Complexo Jamari.

Sobreposta em discordância a essa unidade ocorre a Formação Formosa, cujos litotipos são resultantes de uma emersão do escudo brasileiro, conforme Caputo (1973). Após essa deposição houve manifestação ígnea alcalina (subida de magma), causando metaformismo de contato na Formação Formosa. Esse evento originou corpos intrusivos de pequenas dimensões (Sienito República).

No período Juro-Triássico houve inversões dos depocentros da bacia, culminando com forte evento compressivo (Tectônica Juruá) que inverteu toda a bacia. A partir desse episódio, durante o Cretáceo, houve momentos de incursões e regressões marinhas sucessivas, resultando na deposição do Grupo Acre em ambiente de bacia de antepaís. De uma forma geral,

há subsidência na área. O Arco de Iquitos (que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões) funciona como área-fonte de sedimentos nos momentos de sedimentação clástica regressiva¹. Com a Orogenia Andina e sua fase deformadora Quéchuca (a única fase que afetou a bacia, originando a Serra do Divisor), houve compressão e inversão na área pelo avanço da cadeia andina para leste, o Arco de Iquitos é rebaixado e a Bacia do Acre torna-se intracontinental, com área-fonte vinda de oeste. Isso acarreta uma inversão no fluxo das drenagens principais, que se preserva até hoje (fluxo dos rios Solimões e Amazonas de oeste para leste, por exemplo).

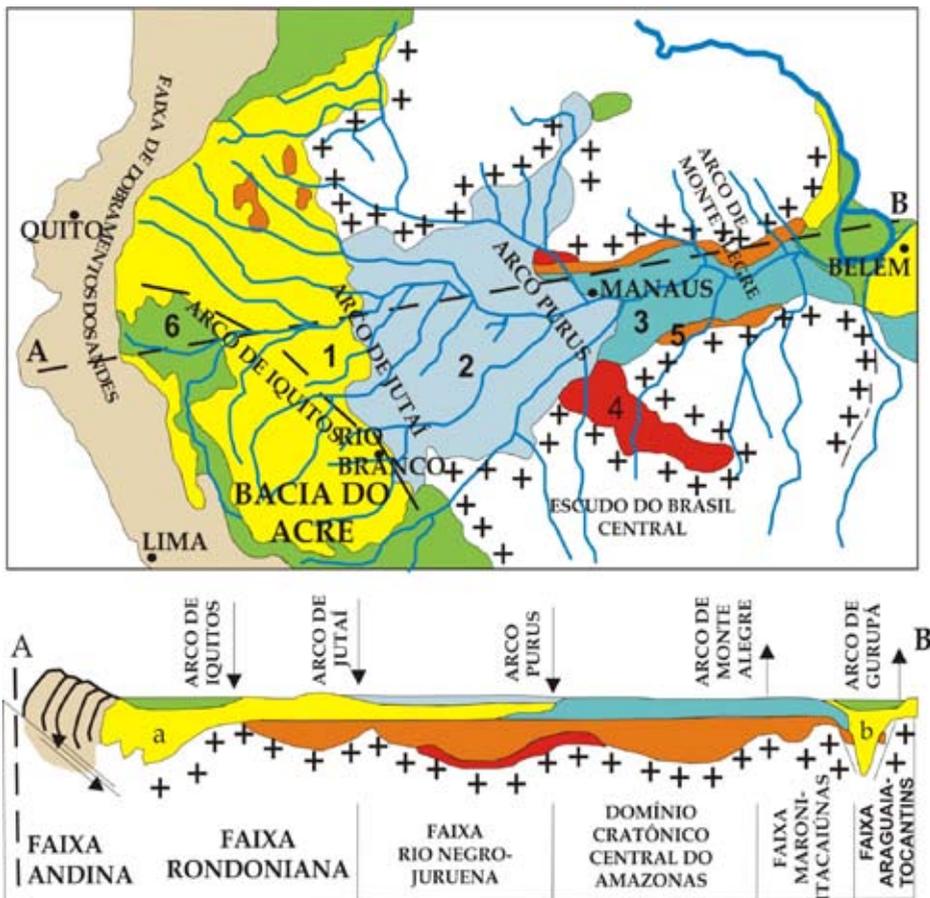


Fig. 1. Localização da Bacia do Acre no contexto geotectônico amazônico: 1) Formação Solimões (A) e sedimentos terciários (B); 2) Formação Içá; 3) Formação Alter do Chão; 4) coberturas proterozóicas; 5) rochas paleozóicas; 6) coberturas do quaternário.

Fonte: Adaptada de Bezerra, 2003.

Antes da completa inversão são depositados os litotipos da Formação Solimões (argilitos, siltitos e arenitos com intercalações de finos níveis de calcário, linhito e turfa). Maia et al. (1977), em função de análises de sondagens

¹Momentos de recuo do mar.

e perfurações, separam o material da base da então Formação Solimões em outra formação, a Ramon (constituída por material arenoso de ambiente oxidante) que ocorre a oeste da Serra do Divisor.

As litologias da Formação Solimões apresentam-se em camadas lenticulares de extensões variáveis, cujas transições verticais e laterais se fazem tanto de forma brusca quanto gradacional, o que evidenciaria uma constante oscilação na energia de transporte durante o período de deposição destes sedimentos. De acordo com Maia et al. (1977), os sedimentos da Formação Solimões, de ambiente eminentemente redutor, gradam tanto vertical como lateralmente para uma seção inferior de ambiente oxidante, pertencente à Formação Ramon cuja idade se estende do Cretáceo Superior ao Paleoceno. Tal formação teria se depositado em ambiente essencialmente continental com prováveis incursões marinhas.

Os sedimentos da fácies redutora da Formação Solimões seriam, em geral, abundantemente fossilíferos, micáceos, localmente calcíferos. Os níveis de linhito estão na maior parte das vezes piritizados e gradam inferior e superiormente para argilitos carbonosos. A seção de ambiente oxidante, Formação Ramon, compõe-se de argilitos, siltitos e arenitos e apresenta coloração avermelhada, arroxeada, amarelada e esbranquiçada, sendo comum a ocorrência de todas estas tonalidades em conjunto (BEZERRA, 2003).

Maia et al. (1977) analisaram bioestratigraficamente a redefinida Formação Solimões, ou seja, abstraindo-se do conjunto sedimentar cenozóico a seção superior integrante da Formação Içá e a seção inferior integrante da Formação Ramon. A análise deste material paleontológico indicou o intervalo Mioceno a Plioceno para a sedimentação da unidade, alcançando o Oligoceno nas suas partes de maior espessura.

Latrubesse et al. (1994) confirmam o intervalo Mioceno Superior–Plioceno para a deposição das porções superiores da Formação Solimões, de onde descrevem uma abundante e variada fauna de vertebrados do Mio-Plioceno (idades mamífero *Huayqueriense* e *Montehermosense*)² coletada em toda a seqüência exposta, tanto nos barrancos dos rios como nos interflúvios no topo da formação.

Em Räsänen et al. (1998), por analogia à Formação Pebas (na região de Iquitos), define-se o ambiente de sedimentação da Formação Solimões no Brasil como um sistema lacustre que cobria inteiramente a Amazônia Ocidental e que tinha uma estreita conexão com o mar. Os rios que drenavam os Andes em processo de levantamento ingressavam neste lago pelo oeste, passando através de uma zona costeira aluvial de antearco relativamente estreita. Durante os milhões de anos de sua existência a bacia lacustre esteve em constante subsidência, e o registro sedimentar mostra que a linha de costa progradou e retrogradou repetidamente. Por volta de 12 Ma BP³ (no Mioceno), dois processos teriam atuado de forma simultânea: as incursões marinhas que ingressaram a bacia lacustrina pelo norte (região da Venezuela) e um marcante incremento da deposição fluvial dos rios de origem andina. Estes depósitos fluviais, com influência estuarina e de maré, teriam alcançado a região do Acre.

²Idade definida a partir da datação de fragmentos fósseis dos mamíferos supracitados que estavam contidos nas seções da Formação Solimões.

³Do inglês *before present*: antes do presente.

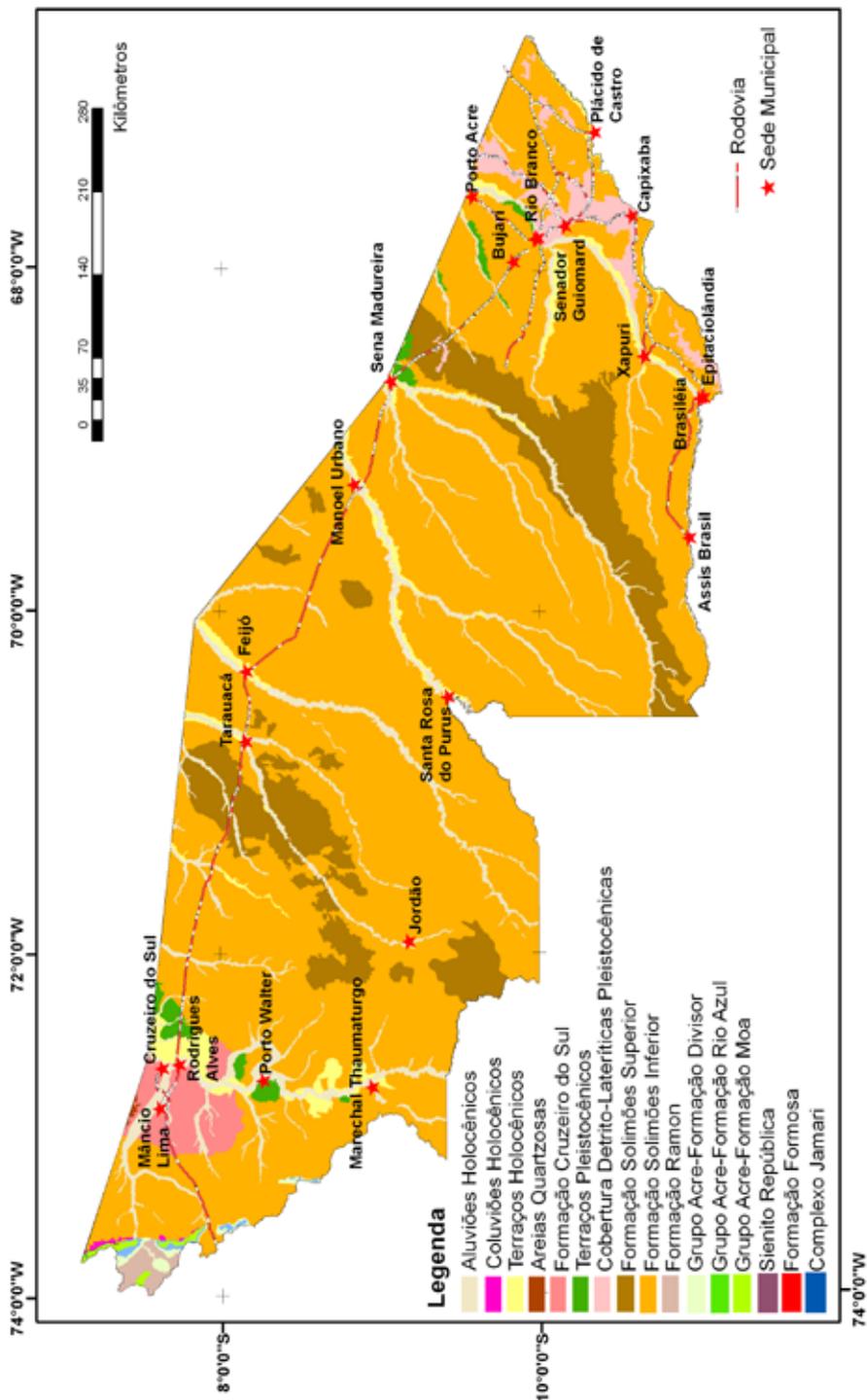


Fig. 2. Mapa geológico do Estado do Acre com base no banco de dados do Sipam. Fonte: Cavalcante, 2006b.

Räsänen et al. (1998) concluem que a origem da Formação Solimões vinculava-se a um sistema fluvial que drenava a região de leste para oeste, em direção a uma área deprimida posicionada nas bordas da cadeia andina em soerguimento (Orogenia Quéchuá), que também recebia sedimentação de alta energia sob a forma de leques aluviais provenientes desta região. Tais sedimentos foram acumulados em ambiente de águas rasas pouco movimentadas, provavelmente lagos rasos ou em áreas pantanosas, o que gerou as condições de ambiente redutor característico da Formação Solimões. Decorre disso, a abundância de níveis carbonosos e de fósseis e a predominância de sedimentos finos, ocasionalmente com precipitação química, que resultou na formação de gipsita dos dias atuais (Fig. 3).

No início do Quaternário, por deposição fluvial, tem-se a Formação Cruzeiro do Sul e os terraços pleistocênicos sendo depositados. Em seguida são alternados momentos de quietude (em que se dá o desenvolvimento dos perfis lateríticos – coberturas detrito-lateríticas) com outros de movimentação tectônica. Essa tectônica ressurgente (neotectônica) gera reativações de antigas falhas, soerguendo e rebaixando blocos, é a responsável pela deposição do material holocênico (terraços holocênicos, areias quartzosas inconsolidadas, aluviões holocênicos e coluviões holocênicos), além de controlar a distribuição do relevo e da drenagem atuais.



Fig. 3. Gipsita (1,2 metro de profundidade) localizada após o Rio Caeté no Município de Sena Madureira às margens da BR 364.

3. Geomorfologia do Acre

O Estado do Acre mostra-se dividido em nove unidades geomorfológicas: Planície Amazônica, Depressão do Endimari-Abunã, Depressão do Iaco-Acre, Depressão de Rio Branco, Depressão do Juruá-Iaco, Depressão do Tarauacá-Itaquai, Depressão Marginal à Serra do Divisor, Superfície Tabular de Cruzeiro do Sul e Planaltos Residuais da Serra do Divisor (Fig. 4).

A Planície Amazônica forma-se por colmatagem de sedimentos em suspensão e construção de planícies e terraços orientada por ajustes tectônicos e acelerada por evolução de meandros. Os padrões de drenagem nela presentes são o meândrico e o anastomosado, indicando ajuste hidrodinâmico em áreas rebaixadas. É caracterizada por vários níveis de terraços e as várzeas recentes contêm diques e paleocanais, lagos de meandro e de barramento, bacias de decantação, furos, canais anastomosados e trechos de talwegues retilinizados por fatores estruturais.

As depressões variam em altitude da ordem de 130 m (na Depressão Endimari-Abunã) a 440 m (na Depressão Juruá-Iaco) de acordo com dados de imagem de radar SRTM⁴. A tectônica parece ter um papel importante na área, provavelmente uma movimentação tardia no Arco de Iquitos provocou o soerguimento dessas unidades que foram posteriormente niveladas por pediplanação pós-terciária e dissecadas em diferentes graus pela drenagem atual. Já a Depressão Marginal à Serra do Divisor pode ter sido rebaixada nessa fase por se constituir em um gráben⁵ associado à Falha Batã, com possíveis rearranjos pela pediplanação pós-terciária e posterior dissecação fluvial.

A Superfície Tabular de Cruzeiro do Sul consiste em um *horst*⁶ associado à Falha Batã onde predominam relevos tabulares com declives suaves, à exceção de alguns trechos, como sua borda oeste, onde os declives são mais acentuados. Apresenta altitude média entre 150 e 270 m, e padrões de drenagem dendrítico a subparalelo (associado a estruturas tectônicas).

No Planalto Residual da Serra do Divisor ocorrem as serras do Jaquirana, do Moa, do Juruá-Mirim e do Rio Branco, compreendendo as maiores altitudes da Amazônia Ocidental (entre 270 e 750 m), intensamente dissecadas pela drenagem atual. O padrão dendrítico e paralelo denunciam forte controle estrutural.

⁴Produtos gerados a partir de dados de radar, obtidos de sensores a bordo do ônibus espacial Endeavour, no projeto SRTM (em inglês, Shuttle Radar Topography Mission), uma parceria das agências espaciais dos Estados Unidos (Nasa e Nima), Alemanha (DLR) e Itália (ASI).

⁵Bacia limitada por falhas.

⁶Área elevada ao lado de um gráben.

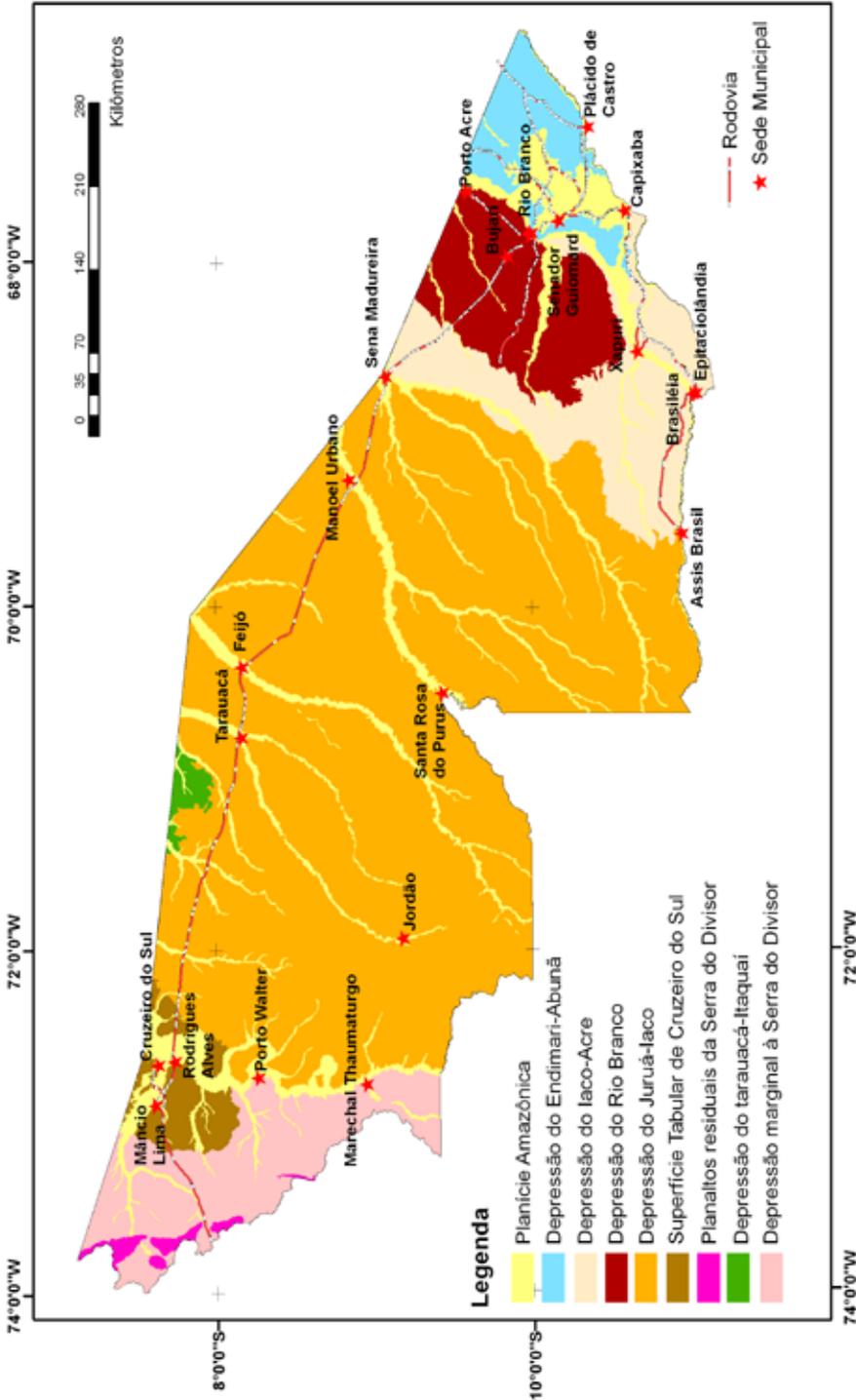


Fig. 4. Unidades geomorfológicas do Estado do Acre com base no banco de dados do Sipam. Fonte: Cavalcante, 2006a.

4. Relação entre Neotectônica e Elaboração da Paisagem

Na Bacia do Acre, bem como na Amazônia, tem-se uma área morfoestrutural, pois a gênese e evolução do relevo estão diretamente relacionadas à estruturação crustal antiga, que marca zonas de fraqueza potencialmente favoráveis à reativação no desenvolvimento de processos geológicos posteriores, como o próprio processo de desenvolvimento da bacia (COSTA et al., 1996; BEZERRA, 2003). Por outro lado, a presença da zona sismogênica de Cruzeiro do Sul (relacionada à subducção da placa Nazca sob a placa Sul-Americana gerando sismos profundos e também relacionada a sismos rasos ainda pouco estudados), coincidente com a faixa de sutura do Acre/Serra do Divisor, revela uma área tectonicamente ativa, portanto, também morfotectônica (segundo dados apresentados em ASSUNÇÃO et al., 1983; 1998; ASSUNÇÃO; SUAREZ, 1988; MIOTO, 1993).

Por meio de análise de imagens de satélite e de radar, algumas características morfotectônicas da área podem ser evidenciadas:

- Assimetria de bacias, o que seria indicativo de basculamentos que deslocaram os rios (ex.: bacia dos rios Acre, Xapuri, Purus, Juruá, do igarapé São Francisco e outras).
- Bruscas mudanças nas direções de escoamento de rios, indicando seus condicionamentos às estruturas tectônicas da área (mais expressivas nos rios Acre, Purus e Juruá).
- Desnivelamento de terraços, indicando basculamentos.
- Trechos retilinizados em alguns rios alternados com trechos meandrantés.
- Compartimentação da bacia em áreas elevadas e em áreas subsidentes, etc.

A seguir serão expostos esquemas de evolução tectônica para a Amazônia Ocidental (BEZERRA, 2003), em que se observam os prováveis cenários onde a paisagem atual foi se modelando.

No Mesozóico (Triássico-Jurássico), com o advento do regime extensional Sul-Atlântico toda a Região Amazônica esteve sujeita à distensão segundo um eixo orientado NW-SE ou NNW-SSE, imposto pela separação e migração para noroeste da placa Norte-Americana, e o início do afastamento da placa Africana para nordeste (COSTA et al., 1991a; 1991b; BERMEGUY, 1997). As estruturas do Arco de Purus foram reativadas como falhas transcorrentes.

Tais áreas soerguidas funcionavam nesta época como divisores de drenagem, com um sistema correndo para nordeste, na direção do golfo marinho, e outro, para sudoeste, em direção à Bacia do Solimões em franca subsidência termal, e daí para as bacias de antearco, ou antepaís, dos Andes orientais (RÄSÄNEN et al., 1998). Nesse momento depositou-se o Grupo Acre. Em seguida, no final do Mesozóico, inicia-se a deposição da Formação Ramon (Fig. 5A). Segundo Bezerra (2003), nessa fase predominava um clima árido a semi-árido no interior da placa Sul-Americana, onde os registros sedimentares e paleontológicos são essencialmente fluviais, secundariamente lacustres e localmente eólicos, sendo um período de longa fase erosiva/deposicional em clima seco, árido a semi-árido (COSTA et al., 1991a; 1991b).

A abertura do Atlântico culminou com a separação entre as placas Sul-Americana e Africana a leste, as quais começam sua deriva para oeste; com a movimentação das placas de Nazca para leste, inicia-se a colisão entre elas que perdura até hoje. Nesse momento instala-se uma tectônica direcional transcorrente destal no interior da placa Sul-Americana (Fig. 6), e essa nova tectônica (neotectônica) será a grande responsável pela evolução da paisagem que ocorre a partir de então, pronunciada sobretudo na gênese do relevo e de alguns solos.

Do fim do Cretáceo e por todo o Terciário inferior (Paleogeno) a área posicionada a oeste do Arco de Purus, em decorrência do contínuo levantamento da Cordilheira Andina, continuava em subsidência (do tipo flexural) principalmente nas proximidades da cordilheira.

Nesta área subsidente acumularam-se até o Mioceno-Superior as águas de um imenso sistema de lagos que cobria grande parte da Amazônia Ocidental (lago Pebas) e recebia sedimentação vinda dos Andes pelo lado oeste e de uma paleodrenagem amazônica pelo lado leste. No Brasil, a unidade litoestratigráfica representativa deste evento é conhecida como Formação Solimões, enquanto no Peru é denominada Formação Pebas (Fig. 5B). O lago Pebas era de águas calmas e tinha uma conexão estreita com o mar através de uma zona costeira aluvial de antearco. No início do Mioceno Superior (entre 8 e 11 Ma BP) houve conexão com o mar pelo norte da Venezuela, acompanhada de um marcante aumento da influência da deposição fluvial dos rios de origem andina, fenômeno interpretado como um incremento da subsidência em face do clímax do soerguimento da cordilheira, ocorrido no Mioceno durante a Orogenia Quéchuca.

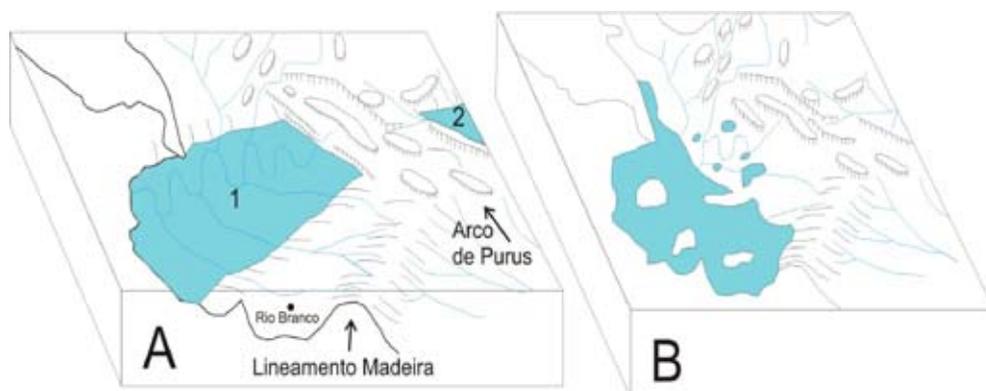


Fig. 5. A) Provável paleogeografia do final do Mesozóico⁷: bacia cretácica Solimões (1) e bacia cretácica Amazonas (2); B) provável paleogeografia do Terciário inferior/médio até o final do Mioceno⁸.

Fonte: Adaptada de Bezerra, 2003.

⁷Na fase de subsidência tectônica do evento extensional Sul-Atlântico, o Arco de Purus funcionou como zona compartimental entre dois depocentros cretáceos. Com a predominância de clima seco, árido a semi-árido, desenvolveram-se formas tabulares (mesas, platôs e chapadas).

⁸Em azul, a provável configuração do lago Pebas/Solimões. O Arco de Purus permaneceu como divisor de drenagens. Figura distorcida para fins de visualização em 3D.

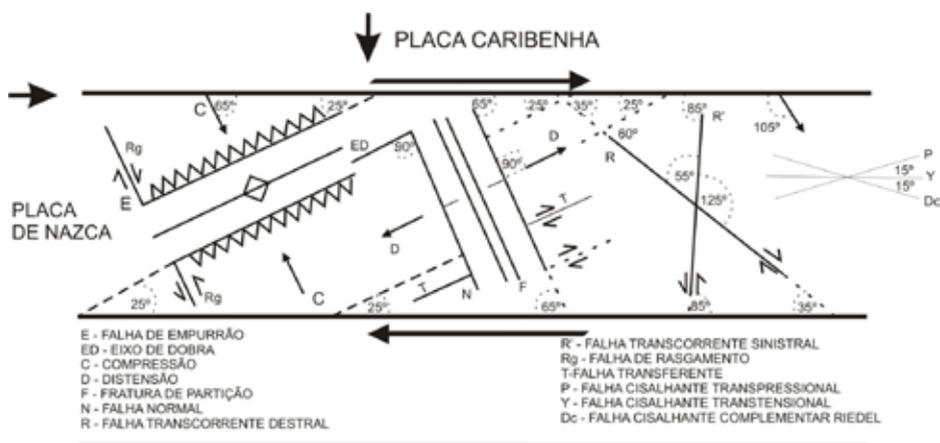


Fig. 6. Modelo neotectônico atual para a Amazônia.

Fonte: Saadi et al., 2005.

Ainda segundo Bezerra (2003), a contínua subsidência ao longo dos depocentros das bacias de antearco, o seu preenchimento sedimentar e, principalmente, a contínua sobrecarga relacionada ao espessamento crustal dos Andes Orientais provocaram o soerguimento periférico, responsável pela inversão do sistema de drenagem para leste e exposição dos sedimentos terciários da Formação Solimões à dissecação fluvial. Tal fenômeno teria ocorrido por volta de 8 Ma BP (RÄSÄNEN et al., 1998), correspondente ao Mioceno Superior–Plioceno Inferior. As águas invertidas de oeste ficaram por algum tempo confinadas em um grande sistema fluvial arceico, limitado a sul e sudeste por uma área soerguida formada na região de influência do Lineamento Madeira; a leste pela borda leste do Arco de Purus e a nordeste pelos relevos formados ao longo da estrutura em cunha do Rio Branco–Rio Negro, depositando-se nessa fase os sedimentos plio-pleistocênicos da Formação Içá (Fig. 7A).

A partir de então se registrou o primeiro pulso cinemático neotectônico no Mioceno Superior–Plioceno com o rebaixamento do eixo do Arco de Purus (Fig. 7B). Nessa etapa os litotipos da Formação Solimões foram soerguidos em função de movimentação do Arco de Jutai. Paralelamente, diversas estruturas geradas ou reativadas durante este evento cinemático foram movimentadas segundo as direções principais E-W e NE-SW, estabelecendo-se ao longo delas as principais drenagens.

Após esse primeiro pulso cinemático, toda a região experimentou um período de estabilidade tectônica com incidência por volta do Pleistoceno Médio, quando da ocorrência de glaciação em que houve implantação na região equatorial de climas áridos a semi-áridos e rebaixamento do nível dos mares (a ser tratado posteriormente). Na região intraplaca este fenômeno foi responsável pela elaboração da extensa superfície de aplainamento neo-pleistocênica, denominada por Costa et al. (1978) de Pediplano Neo-Pleistocênico, atualmente preservada sob a forma de interflúvios tabulares.

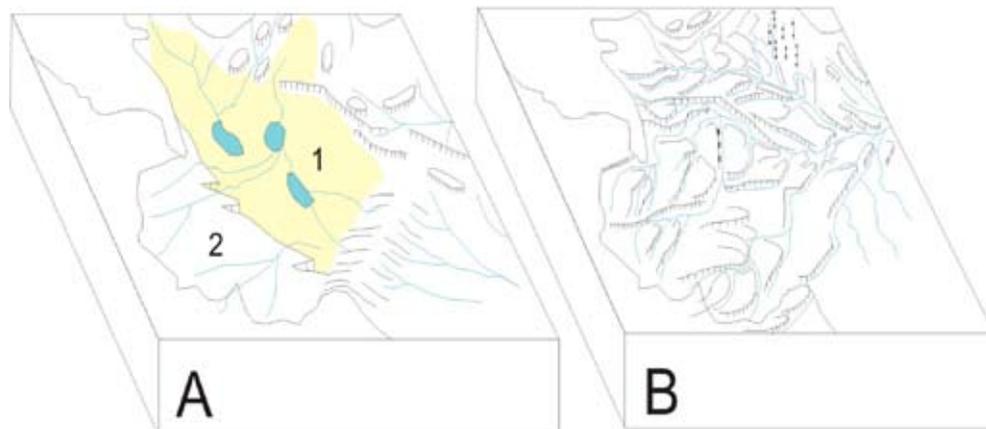


Fig. 7. A) Configuração paleogeográfica esquemática da Bacia Içá (1), com a configuração da inversão positiva da Bacia do Solimões e do Acre (2); B) provável paleogeografia do Terciário superior/Pleistoceno⁹.

Fonte: Adaptada de Bezerra, 2003.

No final do Pleistoceno, após o desenvolvimento desta superfície de aplainamento, toda a região experimentou um segundo pulso cinemático do regime transcorrente neotectônico, o qual responde pela configuração do relevo e pelo desenho da rede de drenagem tal como se mostra atualmente (Fig. 8). A região ao longo do Lineamento Madeira sofreu transtensão e decorrente desse movimento, parte da drenagem que se dirigia para norte-nordeste foi capturada por falhas de direção NE-SW, em seguida deslocada por outras de direção E-W, desenvolvendo o curso atual do rio Purus e do Juruá que deságuam no Solimões. Os antigos cursos das paleodrenagens, com direcionamento geral N-S, encontram-se registrados sob a forma de terraços caracterizados como terraços pleistocênicos.

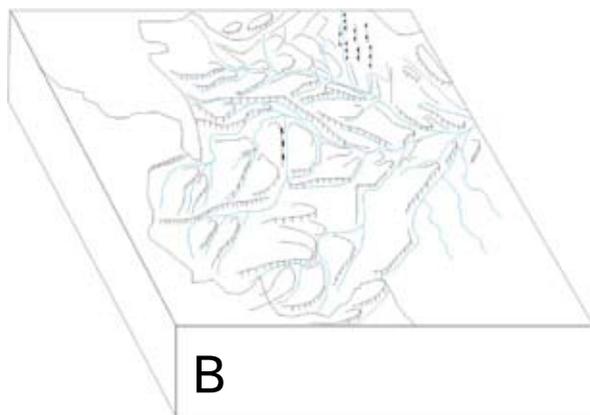


Fig. 8. Configuração da paisagem da Amazônia Ocidental, do final do Pleistoceno até os dias atuais.

⁹Notar um sistema de drenagem dirigido para sudeste com cabeceiras ao longo do Lineamento Madeira. Na Bacia do Acre, predominava transpressão com geração de dobras com eixos NE-SW.

O trecho do Rio Juruá, no Acre, manteve seu curso geral SW-NE controlado pelas estruturas transpressivas do primeiro pulso cinemático, adentrando o Estado do Amazonas ele é infletido para E-W segundo o lineamento homônimo. Atualmente, a rede de drenagem mostra os efeitos de todas essas etapas evolutivas, encontrando-se em estágio avançado de desenvolvimento entre os rios Juruá e Purus, cuja configuração do relevo e da rede de drenagem praticamente não sofreu modificações durante o segundo pulso cinemático. Já entre os rios Purus e Madeira, as modificações foram mais acentuadas, com a rede de drenagem em processo de organização.

As transformações impostas ao relevo e ao sistema de drenagem, durante o regime neotectônico, desempenharam um importante papel no desenvolvimento dos solos e da cobertura vegetal. Os processos de soerguimento e rebaixamento da superfície, e o bloqueio e desvios de rios são marcados, inicialmente, pela formação de grandes áreas inundáveis e pântanos. O alagamento ou inundações, nessas áreas, promove a degradação, ou mesmo degeneração da vegetação original, passando a ocorrer um ciclo de regeneração que se inicia com a ocupação por campinarana com predominância de gramíneas. A colmatação, ou dissecação desses lagos e áreas alagadas, é acompanhada de uma intensa destruição das argilas e preservação de areias, onde os processos pedogenéticos desenvolvem os solos Neossolos quartzarênicos (a norte de Cruzeiro do Sul). Estes aspectos são muito importantes, pois mostram que a evolução da paisagem nessas áreas arenosas está ligada à colonização vegetal e não diretamente à instalação da drenagem, embora uma coisa esteja diretamente ligada a outra.

5. Glaciações no Cenozóico e Evolução da Paisagem

Muito se tem tentado explicar a evolução da paisagem em seus aspectos físicos e bióticos a partir de alterações climáticas ocorridas, sobretudo no Cenozóico. Vários autores (RÄSÄNEN et al., 1997; RÄSÄNEN et al., 1995, etc.) destacam a evolução geológica como um fator tão condicionante quanto o clima. Durante os períodos glaciais, quando o nível marinho atingia 120 m abaixo do atual, o lençol freático evidentemente era rebaixado. Aliada a essa situação, contava-se ainda com um clima regionalmente mais frio e seco do que o atual. A consequência disso sobre os solos e a vegetação foi provavelmente muito marcante, uma vez que houve uma drástica redução na disponibilidade de água. Diversos autores atribuem a isso uma retração da floresta tropical até uma possível fragmentação. Segundo Haffer e Prance (2002), essa fragmentação criou áreas de refúgio, onde porções de floresta úmida eram circundadas por vários tipos de savana, floresta seca, floresta de lianas e outros tipos intermediários de vegetação de climas sazonalmente secos. Com a volta da umidade após o derretimento do gelo, a floresta úmida recolonizaria as antigas áreas dominadas por savanas, etc. Outros autores contrariam a teoria de Haffer e Prance, afirmando que jamais houve tal fenômeno (ex. COLINVAUX et al., 2002). Contudo, dados que corroboram aquela teoria são apresentados por Kronberg et al. (1991): na Bacia do Acre, ocorrem precipitados de gesso e aragonita associados com sedimentos finos, o que é atribuído a uma dissecação

promovida por um extenso sistema fluvial-lacustre atuante em clima seco há cerca de 53.000 anos; e por Latrubesse e Rancy (1998), Rancy (1993): a presença de mamíferos fósseis com hábitos de pastejo indica uma ocorrência de campinas e de savanas antes de 40.000 anos BP.

A questão da fragmentação ou permanência da floresta úmida depende de aprofundamento em análises geológico-palinológicas. Por meio de análises palinológicas com datação radiocarbônica alguns trabalhos afirmam que:

- Durante o Plio-Pleistoceno, muitas áreas que experimentavam sedimentação marinha passaram a sofrer ação fluvial. Isso poderia explicar os muitos padrões biogeográficos subandinos, especialmente da biota aquática (RÄSÄNEN et al., 1995).
- No Pleistoceno Tardio houve um esfriamento ambiental na região com rearranjo da composição florística da vegetação de floresta. Nesse período mais frio (>40.000 a ~10.000 anos BP) alguns táxons arbóreos da floresta das terras baixas foram substituídos por táxons arbóreos típicos de locais mais frios (*Podocarpus*, *Ilex*, *Myrsine*, *Humiria*). A presença desses raros indivíduos hoje seria reminiscência daquelas florestas (PESSENDA et al., 2005).
- No último máximo glacial (o extremo climático mais forte dos últimos 20.000 anos), a queda de 5°C na temperatura modifica o funcionamento da zona de convergência intertropical, diminuindo a precipitação na parte leste da Bacia Amazônica; já na oeste, em função da cadeia andina, as nuvens que ocorriam no sopé das montanhas aumentavam a umidade dessa área (LEDRU et al., 1998).
- Entre 17.000 e 9.000 anos BP, o carbono da matéria orgânica do solo indica que em alguns locais da Amazônia havia vegetação de floresta em clima mais úmido e frio que o atual.
- A partir de 10.000 anos BP (início do Holoceno) ocorre mudança na temperatura média anual e declínio do *Podocarpus* e de outros táxons subtropicais. É no Holoceno que as comunidades florísticas e os elementos montanos tornam-se alopátricos, persistindo nas regiões elevadas até os dias atuais.
- Entre 9.000 e 5.000 anos BP ocorre enriquecimento isotrópico refletindo trocas de vegetação de florestas por savanas (gramíneas), indicativo de um provável clima mais seco (FREITAS et al., 2001).
- A partir de 3.000 anos BP ocorre empobrecimento isotópico refletindo expansão da vegetação da floresta sobre a savana, provavelmente devido a clima mais úmido. Segundo Mayle et al. (2000), essa expansão já ocorre a partir de 7.000 anos A.P., com o fim da precessão dos equinócios (Ciclos de Milankovitch).

Na região de Humaitá (AM), foram avaliadas a dinâmica e a origem da matéria orgânica acumulada (PESSENDA et al., 2005). Os resultados apontam para acumulação oriunda de savana há pelo menos 7.000 anos, indicando a

predominância de plantas C3 no início do Holoceno; já entre 7.000 e 4.000 anos BP, os dados indicam influência de plantas C4, sugerindo uma regressão da floresta por causa do clima mais seco. De 4.000 anos para cá, há entrada de matéria orgânica de origem C3, indicando expansão da floresta e retorno a um clima mais parecido com o atual. O mesmo ocorre em outro estudo realizado entre Pimenta Bueno e Vilhena (RO). A norte do Estado de Rondônia, em Ariquemes, os dados isotópicos da matéria orgânica do solo indicaram que a floresta se manteve ao longo do Holoceno.

Faz-se mister destacar a escassez de dados, principalmente de análises multidisciplinares para entender as trocas vegetacionais e climáticas, sobretudo no Quaternário. Nesse sentido, afirmar que determinado fato ocorreu de forma homogênea na região é desconsiderar a grande extensão da Amazônia e suas análises pontuais. Em todo caso, ressalta-se a importância da evolução geológica para o entendimento da evolução do ambiente amazônico com suas inúmeras especificidades.

6. Conclusões

Por meio dos dados expostos é possível concluir que para a Bacia do Acre, podendo-se ampliar para toda a Amazônia, não se explica a grande diversidade ambiental, de feições anômalas em sistemas de relevo e na rede de drenagem, sem levar em conta os processos geológicos operantes recentemente, tanto os relacionados à sua evolução litoestratigráfica quanto à sua evolução tectônica interagindo com fatores climáticos ou paleoclimáticos. Tais considerações são imprescindíveis para a definição e distinção dos graus de vulnerabilidade ecológica e ambiental em face dos fenômenos naturais e da intervenção antrópica.

A neotectônica tem um papel importante na configuração da atual Bacia do Acre e na distribuição dos solos e dos ambientes neles desenvolvidos (a presença de campinarana associada a Neossolos quartzarênicos é um indicador). As unidades morfoestratigráficas (que analisam as formas de relevo associadas à determinada litologia e sua gênese) representam em si mesmas efeitos de soerguimentos e rebaixamentos da superfície, desvios e bloqueios de drenagem pelas estruturas neotectônicas (ex.: inflexões no Rio Juruá na direção E-W e N-S). A presença de uma zona sismogênica na bacia implica na provável atuação dessas estruturas atualmente, o que torna a caracterização das mesmas ainda mais necessárias.

Os movimentos impostos a essas estruturas resultaram em soerguimentos e rebaixamento por meio da atuação de falhas transcorrentes com componentes essencialmente transpressivos e localmente transtensivos. Tais movimentos ocorrem em função de dois pulsos cinemáticos. O primeiro, essencialmente transpressivo, do final do Terciário, foi responsável pela orientação NE-SW dos principais corredores de drenagem e pela formação de dobras na região com eixos também NE-SW; o segundo, do final do Pleistoceno até o Holoceno,

responde pelas modificações no quadro estrutural e geomorfológico resultando na configuração da paisagem tal como se encontra nos dias de hoje.

7. Referências

- ASSUNÇÃO, M. Terremotos no Brasil. **Ciência Hoje**, São Paulo, v. 1, n. 6, 1983.
- ASSUNÇÃO, M. Sismotectónica y esfuerzos en Brasil. **Física da Terra**, São Paulo, v. 10, p. 149-166, 1998.
- ASSUNÇÃO, M.; SUAREZ, G. Source mechanisms of moderate-size earthquakes in mid-plate South America. **Geophysical Journal**, v. 92, p. 253-267, 1988.
- ASSUNÇÃO, M.; ORTEGA, R.; BERROCAL, J.; VELOSO, J. A. O sismo de Codajás. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 2, p. 39-44, 1983.
- BEMERGUY, R. L. **Morfotectônica e Evolução Paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas**. 1997. 199 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, PA.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, PA, 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.; VASQUES, M. L.; ROSA COSTA, L. T. **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, 2002. p. 245-258.
- BEZZERA, P. E. L. **Compartimentação morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. 2003. 335 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, PA.
- CAPUTO, M. V. **Relatório preliminar de exploração da bacia do Acre**. Belém, PA: PETROBRAS, 1973. 24 p. (Relatório técnico interno, 665 A).
- CAPUTO, M. V. Origem do alinhamento estrutural do Juruá – bacia do Solimões. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, PA. **Anais...** Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1985. v. 1, p. 249-258.
- CAVALCANTE, L. M. Recursos naturais e uso da terra: geomorfologia. In: PROGRAMA ESTADUAL DE ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO ACRE. **Zoneamento ecológico-econômico do Acre fase II: documento síntese**. Escala 1 : 250.000. Rio Branco, AC: Secretaria de Estado de Planejamento e Desenvolvimento Econômico-Sustentável, 2006a. p. 43-46.
- CAVALCANTE, L. M. Recursos naturais e uso da terra: o meio físico. In: PROGRAMA ESTADUAL DE ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO ACRE. **Zoneamento ecológico-econômico do Acre fase II: documento síntese**. Escala 1 : 250.000. Rio Branco, AC: Secretaria de Estado de Planejamento e Desenvolvimento Econômico-Sustentável, 2006b. p. 40-43.
- COLINVAUX, P. A.; IRION, G.; RÄSÄNEN, M. E.; BUSH, M. B.; MELLO, J. A. S. N. de. A paradigm to be discarded: geological end paleoecological data falsify the Haffer & Prance hypothesis of Amazonian speciation. **Amazoniana**, v. 16, n. 3-4, p. 609-646, 2002.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L. da; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da Amazônia: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS, Revista de Geociências**, Belo Horizonte, UFMG, v. 4, 1996.

COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S. da; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. Tectônica mesozóica – cenozóica da Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro. **Boletim de resumos expandidos e roteiro de excursões**. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1991a. p. 108-110.

COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. O quadro tectônico regional do Mesozóico na Região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 30., Belém, PA. **Anais...** Belém, PA, Sociedade Brasileira de Geologia, 1991b. p. 166-178.

COSTA, R. C. R. da; NATALI FILHO, T.; OLIVEIRA, A. A. B. de Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SA.20 -Manaus**. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energias, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1978. p. 167-244. (Levantamento de recursos naturais, 18).

FREITAS, H. A.; PESSENDA, L. C. R.; ARAVENA, R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R. Late Quaternary vegetation dynamics in the Southern Amazon Basin inferred from carbon isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 55, p. 39-46, 2001.

HAFFER, J.; PRANCE, G. T. Climatic forcing of evolution in Amazonia during the Cenozoic: on the refuge theory of biotic differentiation. **Amazoniana**, v. 16, n. 3-4, p. 579-607, 2002.

KRONBERG, B. I.; BENCHIMOL, R. E.; BIRD, M. I. Geochemistry of Acre Subbasin sediments: window on Ice-Age Amazonia. **Interciencia**, v. 16, p. 138-141, 1991.

LATRUBESSE, E.; RANCY, A.; RAMONELL, C. G.; SOUZA FILHO, J. P. de. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul-Occidental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., 1994. Belém, PA. **Boletim de resumos expandidos**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, [1994]. p. 20.

LATRUBESSE, E.; RANCY, A. The late quaternary of the upper Juruá River, southwestern Amazonia, Brazil: geology and vertebrate paleontology. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 11, p. 27-46, 1998.

LEDRU, M-P.; BERTAUX, J.; SIFEDDINE, A.; SUGUIO, K. Absence of Last Glacial Maximum records in lowlands tropical forests. **Quaternary Researchs**, v. 49, p. 233-237, 1998.

MAIA, R. G. N.; GODOY, H. de O.; YAMAGUTI, H. S.; MOURA, P. A.; COSTA, F. S. F. da; HOLANDA, M. A.; COSTA, J. A. 1977. **Projeto Carvão no Alto Solimões**; relatório final. Manaus, Ministério das Minas e Energia, Departamento Natural de Produção Mineral, 1977. v. 1, 142 p.

MAYLE, F.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-scale dynamics of southern amazonian rain forest. **Science**, v. 290, p. 2291, 2000.

MIOTO, J. A. **Sismicidade e zonas sísmogênicas do Brasil**. 1993. 2 v. Tese (Doutoramento em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.

OLIVEIRA, C. M. M. de. **Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre**. 1994. Dissertação (Mestrado em Geologia). Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1994.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FREITAS, H. A. de; RIBEIRO, A. de S.; ARAVENA, R.; BENDASSOLLI, J. A.; LEDRU, M. P.; SIEFEDDINE, A. F.; YBERT, R. S. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos S.; OLIVEIRA, P. E. de. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, 382 p.

PROGRAMA ESTADUAL DE ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO ACRE. **Zoneamento ecológico-econômico do Estado do Acre: recursos naturais – documento final**. Rio Branco, AC: SECTMA, 2000. v. 1.

PROJETO RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**. Folhas SC. 19 Rio Branco: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energias, Departamento de Produção Mineral, 1976, 464 p. v. 12.

PROJETO RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**. Folhas SB/SC. 18 Javari/Contamana: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energias, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1977. 420 p. v. 13.

RANCY, A. A paleofauna da Amazônia indica áreas de pastagem com pouca cobertura vegetal. **Ciência Hoje**, São Paulo, v. 16, p. 48-51, 1993.

RÄSÄNEN, M.; LINNA, A.; SANTOS, J. C. R.; NEGRI, F. R. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. **Science**, v. 269, p. 385, 1995.

RÄSÄNEN, M.; LINNA, A.; IRION, G.; HERNANI, L. R.; HUANAN, R. V.; WESSELING, F. Geologia e geoformas da área de Iquitos. In: KALLIOLA, S. F.; PAITÁN, S. F. (Ed.). **Geocologia e desarrollo en la zona de Iquitos, Peru**. Turun Yliopisto, 1998. p. 21-95. il. (Turun Yliopiston Julkaisuja. Sarja A:114).

RÄSÄNEN, M.; SALO, J. S.; KALLIOLA, R. J. Fluvial perturbation in the western Amazon basin: regulation by long-term sub-Andean tectonics. **Science**, v. 238, n. 4832, 1997.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D. da; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos S.; OLIVEIRA, P. E. de. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. 382 p.

SZATMARI, P. Tectonismo na faixa de dobramentos Juruá. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., 1984, Manaus. **Anais...** Manaus, Ministério das Minas e Energia, DNPM, [1984]. p. 117-128.

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, 30, Belém, PA. **Anais...** Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 244-259.