

ÍNDICE

6.2 -	Caracterização dos Aspectos de Meio Físico	1/181
6.2.1 -	Aspectos Metodológicos Gerais.....	1/181
6.2.1.1 -	Dados Secundários (Levantamentos Bibliográficos e Institucionais) ..	1/181
6.2.1.2 -	Dados Primários (Levantamentos em Campo)	2/181
6.2.2 -	Aspectos Climatológicos.....	2/181
6.2.2.1 -	Metodologia Específica.....	2/181
6.2.2.1.1 -	Clima e Agentes Atmosféricos.....	3/181
6.2.2.1.1.1 -	Linhas de Instabilidade Atmosférica.....	3/181
6.2.2.1.1.2 -	Zona de Convergência Intertropical	4/181
6.2.2.1.1.3 -	Massas de Ar.....	4/181
6.2.2.1.1.4 -	Circulação Geral da Atmosfera e Alta da Bolívia	5/181
6.2.2.1.1.5 -	Fenômenos de El Niño e La Niña	6/181
6.2.2.1.1.6 -	Penetração de Sistemas Frontais e Organização da Convecção na Amazônia.....	8/181
6.2.2.1.1.7 -	Friagens	8/181
6.2.2.1.1.8 -	Brisa Fluvial	9/181
6.2.2.2 -	Caracterização Local dos Parâmetros Meteorológicos	9/181
6.2.2.2.1 -	Pressão Atmosférica	10/181
6.2.2.2.2 -	Temperatura do Ar	11/181
6.2.2.2.3 -	Insolação.....	13/181
6.2.2.2.4 -	Nebulosidade.....	14/181
6.2.2.2.5 -	Evaporação Total	15/181
6.2.2.2.6 -	Precipitação.....	16/181
6.2.2.2.7 -	Umidade Relativa do Ar	18/181

6.2.2.2.8 -	Ventos.....	18/181
6.2.2.3 -	Nível Ceráunico Atuante - AAR.....	22/181
6.2.3 -	Aspectos Físico-geológicos	25/181
6.2.3.1 -	Metodologia Específica.....	25/181
6.2.3.2 -	Geologia Tectono-estrutural e Sedimentar	27/181
6.2.3.2.1 -	Considerações Iniciais	27/181
6.2.3.2.2 -	Aspectos Tectono-Estruturais da All.....	28/181
6.2.3.2.3 -	Formações Geológicas da All	31/181
6.2.3.2.3.1 -	Complexo Guianense (Embasamento Cristalino)	31/181
6.2.3.2.3.2 -	Grupo Vila Nova (Seqüência Vulcano-sedimentar)	34/181
6.2.3.2.4 -	Bacias Sedimentares da All	34/181
6.2.3.2.4.1 -	Bacia do Amazonas	34/181
6.2.3.2.4.2 -	Bacia de Marajó.....	55/181
6.2.3.2.5 -	Unidades de Mapeamento.....	64/181
6.2.3.2.6 -	Unidades Litoestratigráficas e Potencial Paleontológico.....	67/181
6.2.3.2.6.1 -	Potencial Paleontológico	75/181
6.2.3.2.6.2 -	Registros de Assembléias Fossilíferas	79/181
6.2.3.2.6.3 -	Formações Sedimentares e Espécimes Fósseis da Bacia do Amazonas	81/181
6.2.3.2.6.4 -	Conclusões e Recomendações	89/181
6.2.3.3 -	Espeleologia	90/181
6.2.3.3.1 -	Considerações Iniciais	90/181
6.2.3.3.2 -	Aspectos Espeleológicos da AID e ADA	92/181
6.2.3.3.3 -	Considerações Finais.....	93/181
6.2.3.4 -	Geotecnia	94/181

6.2.3.4.1 -	Rochas Cristalinas	94/181
6.2.3.4.2 -	Rochas Sedimentares	95/181
6.2.3.4.3 -	Rochas Vulcânicas	98/181
6.2.3.5 -	Sismicidade	98/181
6.2.3.5.1 -	Considerações Iniciais	98/181
6.2.3.5.2 -	Aspectos Sismológicos da AAR	100/181
6.2.3.5.2.1 -	Listagem de Sismos	103/181
6.2.3.5.3 -	Considerações Finais	106/181
6.2.3.6 -	Atividades Minerárias.....	107/181
6.2.3.6.1 -	Jazimentos Minerais	108/181
6.2.3.6.2 -	Situação Legal	108/181
6.2.4 -	Aspectos Físico-Geográficos	111/181
6.2.4.1 -	Geomorfologia e Processos Erosivos	111/181
6.2.4.1.1 -	Metodologia Específica	111/181
6.2.4.1.2 -	Considerações Gerais	113/181
6.2.4.1.3 -	Unidades Morfoestruturais ou Geomorfológicas	113/181
6.2.4.1.3.1 -	Planalto da Bacia Sedimentar do Rio Amazonas.....	114/181
6.2.4.1.3.2 -	Planalto Rebaixado da Amazônia (do Baixo Amazonas)	114/181
6.2.4.1.3.3 -	Planície Amazônica	115/181
6.2.4.1.4 -	Unidades Morfoesculturais ou de Relevô	115/181
6.2.4.1.5 -	Aspectos Morfodinâmicos	118/181
6.2.4.1.6 -	Unidades de Mapeamento.....	122/181
6.2.5 -	Aspectos Pedológicos	123/181
6.2.5.1 -	Solos	123/181
6.2.5.1.1 -	Metodologia Específica	123/181

6.2.5.1.2 -	Considerações Gerais	125/181
6.2.5.1.3 -	Caracterização e Classificação de Solos	126/181
6.2.5.1.3.1 -	Atributos Diagnósticos	126/181
6.2.5.1.3.2 -	Horizontes Diagnósticos Subsuperficiais	128/181
6.2.5.1.3.3 -	Grupamentos de Classes de Textura	129/181
6.2.5.1.3.4 -	Fases.....	130/181
6.2.5.1.4 -	Unidades de Mapeamento.....	131/181
6.2.5.1.5 -	Áreas Alagadas e/ou Propícias a Alagamento Periódico.....	149/181
6.2.5.2 -	Aptidão Agrícola das Terras	150/181
6.2.5.2.1 -	Metodologia Específica	150/181
6.2.5.2.2 -	Critérios Básicos de Aptidão Agrícola	151/181
6.2.5.2.3 -	Classes de Aptidão Agrícola das Terras	152/181
6.2.5.3 -	Avaliação da Erodibilidade dos Solos	156/181
6.2.5.3.1 -	Metodologia Específica	156/181
6.2.5.3.2 -	Critérios Básicos	157/181
6.2.5.3.3 -	Indutores Erosivos	159/181
6.2.5.4 -	Recursos Hídricos	168/181
6.2.5.4.1 -	Metodologia Específica	168/181
6.2.5.4.2 -	Região Hidrográfica do Rio Amazonas.....	169/181
6.2.5.4.3 -	Regime Hidrológico	175/181
6.2.5.4.4 -	Inundações	176/181
6.2.5.4.5 -	Principais Travessias	179/181

ANEXOS

Anexo 1 - Registro Fotográfico

6.2 - CARACTERIZAÇÃO DOS ASPECTOS DE MEIO FÍSICO

6.2.1 - Aspectos Metodológicos Gerais

6.2.1.1 - Dados Secundários (Levantamentos Bibliográficos e Institucionais)

A caracterização e análise ambiental do Meio Físico e seus diversos sub-temas foram realizados especialmente com base em bibliografia especializada e dados técnicos publicados por diversas instituições de ensino e pesquisa.

A aquisição dos dados ocorreu de forma direta com os órgãos das diversas esferas do setor público, instituições e entidades públicas ou privadas. Toda a bibliografia utilizada foi publicada em periódicos técnicos de renome nas referidas áreas de pesquisa, em livros, em meio digital ou sob forma de documento legitimado pelo órgão.

O material documental e bibliográfico oficial utilizado nos estudos foi obtido junto aos seguintes órgãos, instituições e entidades:

- Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)
- Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE - CPTEC)
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)
- Serviço Geológico do Brasil (CPRM)
- Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)
- Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM - RJ)
- Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE)
- Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas (CECAV - ICMBio)
- Cadastro Nacional de Cavernas (RedEspeleo)
- Secretaria Executiva de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente (SECTAM)
- Sociedade Brasileira de Geologia (SBG)
- Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP)
- Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM)

- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)
- Agência Nacional de Águas (ANA)
- Observatório Sismológico (OBSIS - UnB)

6.2.1.2 - Dados Primários (Levantamentos em Campo)

Nesta etapa, os dados secundários anteriormente compilados foram checados e embasados, com a identificação dos parâmetros e processos ambientais atuantes em sua gênese e evolução.

Os levantamentos foram realizados entre dezembro de 2008 e janeiro de 2009, e priorizaram a realização de levantamentos de perfil estratigráfico/pedológico, zonas de falhas/fraturas geológicas e de movimentos de massa e compartimentos de relevo, além do levantamento de áreas com diferenciados fatores de sensibilidade ambiental.

6.2.2 - Aspectos Climatológicos

6.2.2.1 - Metodologia Específica

O diagnóstico de climatologia das Áreas de Abrangência Regional e da Área de Influência Indireta foi embasado em informação secundária bibliográfica publicada e na análise das séries históricas dos seguintes parâmetros (valores máximos, médios e mínimos): regime de precipitação, temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, insolação (radiação solar), nebulosidade, regime de ventos (direção, velocidade, influência de massas de ar e sazonalidade) e nível ceráunico.

A atuação dos fenômenos meteorológicos de grande intensidade, como o El Niño e La Niña, foram analisados, utilizando-se os períodos de avanço e atuação destes sobre a AAR da LT, dando ênfase às principais conseqüências acarretadas em macroescala.

A análise dos dados das normais climatológicas foi utilizada para avaliação climatológica local. A aquisição dos dados, feita junto ao 2º DISME-INMET, buscou a composição de uma série de dados históricos utilizados das Estações Convencionais de Oriximiná, Porto de Moz e Monte Alegre, no Pará e Macapá, no Amapá. A escolha destas estações deveu-se ao fato de apresentarem as mesmas condições físico-geográficas de altitude e compartimentação geomorfológica da área que

será cruzada pela LT, além de sofrerem a pressão de condicionantes sócio-ambientais semelhantes.

Com base nestes dados, foram elaborados estudos em macro (fenômenos atmosféricos), meso e microescala (microclima) e análises descritivas dos mecanismos de circulação e de geração de fenômenos meteorológicos associados às médias estatísticas dos principais parâmetros relacionados com a Caracterização Climática e Meteorológica da região.

6.2.2.1.1 - Clima e Agentes Atmosféricos

A AAR da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná engloba uma área geográfica do globo cuja atuação da dinâmica atmosférica e climática é muito forte. A região amazônica como um todo, é afetada por diversos elementos climáticos e meteorológicos, cuja interferência direta condiciona a circulação geral da atmosfera local, conferindo peculiaridades à região.

Na região amazônica são atuantes os fenômenos e elementos atmosféricos descritos a seguir:

6.2.2.1.1.1 - Linhas de Instabilidade Atmosférica

As Linhas de Instabilidade (LI's) que ocorrem na Amazônia são responsáveis pela formação de chuvas próximo ao litoral dos estados do Pará e Amapá e na Amazônia Central, durante a estação seca (Marengo, 2003). Estudos preliminares (Coehn *et al.*, 1989 in Marengo, 2003) demonstraram que estas linhas de instabilidade são um dos sistemas atmosféricos mais atuantes na porção leste do Pará e que contribuem com 45% do total de chuva precipitada durante o período chuvoso. Estas LI's têm por característica grande número de nuvens cumulonimbus e são formadas devido ao fenômeno de brisa marítima, podendo se prolongar para o interior do continente, uma vez que, devido às suas dimensões, são facilmente observadas em imagens de satélites.

Cavalcanti (1982) observou que a formação destas LI's se dá ao sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Já Molion (1987 in Marengo, 2003) descreve a influência das LI's na distribuição de chuvas na Amazônia Central, observando que, durante à noite e devido à diminuição do contraste térmico oceano X continente, estas LI's dissipam, para revigorarem-se no dia seguinte, com o aquecimento da massa d'água.

Estas LI's podem atingir o extremo oeste da Amazônia, com velocidade de deslocamento entre 12 e 15 m/s⁻¹ (aproximadamente 13 graus de longitude por dia) (Cohen, 2005). O comprimento e a

largura médios destas LI's são de, aproximadamente, 1500 km e 170 km, respectivamente, sendo que os meses com maior frequência de ocorrência vão de abril a agosto. Segundo estudo realizado por Cohen (2005), em uma linha de instabilidade bastante intensa, ocorrida durante o início do mês de maio, observou-se que foram dois os mecanismos que provavelmente a originaram e propagaram: ventos provenientes de E intensos em baixos níveis atmosféricos e a presença de fontes de calor a W da Amazônia. Desta forma, conclui-se que ocorra a interação entre as escalas de larga, meso e micro circulação, sendo esta última provocada por ascensão de massas de ar quente e úmido, formando nuvens e o ambiente adjacente.

6.2.2.1.1.2 - Zona de Convergência Intertropical

A **Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)** forma-se nas áreas de baixas latitudes e consiste na região de convergência dos ventos alísios provenientes do sudeste com os do nordeste, criando ascendência de massas de ar quentes e úmidas. Dinamicamente, a ZCIT está associada a uma faixa de baixa pressão e convergência do escoamento nos baixos níveis da atmosfera, a qual promove as condições favoráveis ao movimento ascendente e conseqüente presença de nebulosidade e precipitação. Também é conhecida como Equador Meteorológico (EM), Descontinuidade Tropical (DI), Zona Intertropical de Convergência (ZIC), Frente Intertropical (FIT), além de outros.

A ZCIT, acompanhando o Equador Térmico (isoterma da máxima temperatura do globo que segue pelo Oceano, adentrando os continentes), sobre a América do Sul, segundo Mendonça (2007) se desloca aproximadamente 5° S no mês de março e 10° N em setembro. A posição da ZCIT condiciona a pluviosidade regional.

Devido ao fato de a posição da ZCIT ser predominantemente sobre os oceanos, é observado que seu mecanismo modifica-se conforme se apresentam anomalias na temperatura da água.

6.2.2.1.1.3 - Massas de Ar

Outro fator climático importante para incremento ou declínio do índice de precipitação é a **Massa Equatorial do Atlântico Norte** e a do **Atlântico Sul** (respectivamente **MEAN** e **MEAS**) que são formadas nos anticiclones dos Açores (no Hemisfério Norte) e Santa Helena (no Hemisfério Sul), sendo atraídas para o continente devido à diferença de pressão entre continente e oceano. A MEAN atua principalmente na porção norte e a MEAS no extremo nordeste da América do Sul.

A maior amplitude térmica ocorre no verão, quando o Anticiclone dos Açores é impulsionado para sul pelo ar frio vindo do Hemisfério Norte, originando a **Massa Equatorial Atlântica (MEA)**. Sua maior expressividade se dá devido à influência do Anticiclone Santa Helena, favorecendo sua atuação sobre a Região Nordeste brasileira.

A **Massa Equatorial Continental (MEC)** é formada pela divergência dos ventos alísios ou *doldrums* (localizados na porção centro-ocidental da Planície Amazônica), caracterizada pela elevada temperatura, umidade e proximidade do Equador. O fator principal para a enorme carga de umidade da massa é a presença da extensa e caudalosa drenagem da Bacia Amazônica coberta pela densa e exuberante floresta (graças à evapotranspiração), além da influência direta da ZCIT e da MEAN.

Molion (1993) estuda as circulações de macro e meso-escala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação naquela área. Segundo este autor, os mecanismos que provocam chuva na Amazônia podem ser agrupados em 3 tipos:

- a) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis;
- b) linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Oceano Atlântico;
- c) aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados à penetração de sistemas frontais provenientes do extremo Hemisfério Sul, que atingem as regiões Sul e Sudeste do Brasil, indo interagir com a região Amazônica, através do fenômeno da Friagem.

6.2.2.1.1.4 - Circulação Geral da Atmosfera e Alta da Bolívia

A circulação geral da alta atmosfera sobre a América do Sul tem sido bastante estudada nos últimos anos (Santos, 1986). Esta região possui como característica o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis na camada atmosférica durante os meses de verão, sendo associado com a forte convecção que ocorre na região Amazônica. Este mecanismo de circulação foi denominado de Alta da Bolívia (AB), pois situa-se sobre a região do altiplano boliviano. Durante a época de inverno no Hemisfério Sul, não ocorre tal fenômeno. A localização geográfica da Alta da Bolívia apresenta variação intrasazonal e interanual, dependendo da convecção na área.

Santos (1986) observou que, durante anos menos chuvosos na região Amazônica, a AB mostrava-se de modo menos intenso. Analisando anos de ocorrência de El Niño (Janes & Horel, 1989) foi reportado em pesquisas minuciosas que a AB localiza-se, em geral, à oeste de sua posição

climatológica. Também foi observado que, para o evento do El Niño, ocorrido entre os anos de 1982-1983, a atividade convectiva e a precipitação na Amazônia diminuíram, graças ao enfraquecimento da AB.

A manutenção deste centro quente anti-ciclônico dá-se devido à convergência dos ventos, em baixos níveis da umidade que vem de NW e E. A convergência provoca forte convecção, condensação e liberação de calor latente na média e alta troposfera, associada à atividade convectiva (Marengo, 2003). Entretanto, esta atividade convectiva possui um ciclo anual de migração SE-NW, partindo da região Amazônica durante os meses de dezembro a fevereiro e deslocando-se até a América Central no trimestre junho a agosto. Segundo os resultados de Horel *et al.*, 1989, a atividade convectiva sobre a América Tropical possui um deslocamento sazonal ao longo do eixo SE-NW, permanecendo 5 meses em cada hemisfério.

6.2.2.1.1.5 - Fenômenos de El Niño e La Niña

O evento do El Niño de 1982-1983 foi um dos mais intensos e afetou o clima da América do Sul de diversas maneiras (Marengo, 2003). No caso da região Amazônica, este episódio provocou um período extremamente seco entre janeiro e fevereiro, durante a estação chuvosa na Amazônia Central.

O desvio da precipitação neste período apresentou valores de até -70% na área de Óbidos (AM), com um valor menor na parte mais próxima do Oceano Atlântico (-20% em Belém). Este comportamento foi devido à célula de Walker deslocar-se para a região sobre a Amazônia, inibindo a formação de atividades convectivas (Nobre & Oliveira, 1986).

O período de janeiro e fevereiro (1982-1983) foi caracterizado por apresentar o menor índice pluviométrico dos 50 anos anteriores. Em Óbidos (AM), por exemplo, o total mensal de precipitação foi nulo, época em que a normal climatológica apresenta um valor superior a 300mm. Em um estudo complementar a este, Kayano & Moura (1986, in Marengo, 2003) analisaram a precipitação na América do Sul durante todo o evento do El Niño (junho de 1982 a agosto 1983), indicando que a Amazônia sofreu uma seca durante todo este período. Neste sentido, Molion & Carvalho (1987) analisaram a descarga fluvial de rios na Amazônia e correlacionaram suas vazões com o evento El Niño 82-83 e os resultados obtidos para os rios Trombetas e Ji-Paraná, fazendo a correlação entre clima e descarga fluvial, sugerindo que o índice de oscilação sul possa ser um preditor da variabilidade de chuva nesta região.

Diversos outros estudos também demonstraram os efeitos do evento El Niño 82-83 na hidrologia da Amazônia. Aceituno (1988, in Marengo, 2003) apresentou uma tendência da diminuição de

chuva na Amazonia do Norte, durante anos de El Niño. Marengo (1992) demonstrou que em anos de El Niño muito intenso, como foram os anos de 1925-1926, 1975-1976 e 1982-1983, a precipitação do verão sobre a Amazônia do Norte foi mais baixa que nos anos normais.

Estudos de modelagem do clima feitos por Marengo *et al.* (1993) demonstram que, durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico Equatorial Central (acarretadas pelo fenômeno do El Niño), a ZCIT situa-se anormalmente mais ao norte do que sua posição normal sobre o Atlântico tropical. Consequentemente os ventos alísios de NE enfraquecem, reduzindo a umidade que penetra no interior da região Amazônica. Em contrapartida, durante o evento de La Niña os ventos aumentam de intensidade, aumentando também a frequência e volume de chuvas.

Os eventos de El Niño geralmente se destacam pela magnitude das anomalias de temperatura e La Niñas pela durabilidade destes eventos.

No **Quadro 6.2-1** são apresentados os anos em que ocorreram os fenômenos de El Niño e La Niña, e sua respectiva intensidade de atuação.

Quadro 6.2-1 - Ocorrências dos Fenômenos de El Niño e La Niña

El Niño		La Niña	
1877 - 1878	1888 - 1889	1886	1903 - 1904
1896 - 1897	1899	1906 - 1908	1909 - 1910
1902 - 1903	1905 - 1906	1916 - 1918	1924 - 1925
1911 - 1912	1913 - 1914	1928 - 1929	1938 - 1939
1918 - 1919	1923	1949 - 1951	1954 - 1956
1925 - 1926	1932	1964 - 1965	1970 - 1971
1939 - 1941	1946 - 1947	1973 - 1976	1983 - 1984
1951	1953	1984 - 1985	1988 - 1989
1957 - 1959	1963	1995 - 1996	1998 - 2001
1965 - 1966	1968 - 1970		
1972 - 1973	1976 - 1977		
1977 - 1978	1979 - 1980		
1982 - 1983	1986 - 1988		
1990 - 1993	1994 - 1995		
1997 - 1998	2002 - 2003		
2004 - 2005	2006 - 2007		

Legenda:	Forte
	Moderada
	Fraco

Fonte: INMET - Glossário Online.

6.2.2.1.1.6 - Penetração de Sistemas Frontais e Organização da Convecção na Amazônia.

Os sistemas frontais que atuam na região da Amazônia Centro-Meridional são caracterizados pela entrada das chamadas Frentes-Frias, principalmente durante o período de inverno no Hemisfério Sul. Estas Frentes-Frias são provocadas pelo deslocamento da massa de ar fria e úmida, denominada **Massa Polar Atlântica (MPA)**, provenientes do Continente Antártico e extremo Atlântico Sul.

Ao adentrar no território brasileiro pelos Pampas Gaúchos e Pradarias do Uruguai, esta massa de ar se bifurca, tomando rumo pelo litoral brasileiro, indo atuar diretamente sobre os litorais das Regiões Sul e Sudeste, atingindo até o litoral sul da Bahia. Outro ramo desta massa de ar adentra pelo interior do Brasil, através da Planície do Pantanal Matogrossense, tomando a denominação de Ventos Minuanos, indo atuar na região Amazônica, causando os fenômenos de Friagens.

A penetração dos sistemas frontais provocam a organização e formação de uma banda de nuvens orientada no sentido NW-SE, a qual possui sua máxima intensidade durante, aproximadamente, os meses de outono-inverno no Hemisfério Sul (abril a agosto), aumentando o regime de precipitação da região.

6.2.2.1.1.7 - Friagens

Embora a região Amazônica situe-se geograficamente próxima ao Equador, a parte meridional sofre, eventualmente, a ação de sistemas frontais, o que provoca localmente o fenômeno denominado de Friagem.

Os efeitos destas invasões de ar polar na Amazônia tem sido pouco estudados. Fisch (1996) realizou uma estatística simples do número de eventos de Friagem na região do sul do Pará durante os anos de 1992 e 1993, e obteve uma frequência de ocorrência de 7 (sete) casos ao ano, entre os meses de maio e agosto.

Brinkman & Ribeiro (1972, in Marengo, 2003) citam que, no caso da Amazônia Central, ocorrem de duas a três Friagens ao ano, nos meses de seca (junho a outubro). Analisando o evento de uma Friagem que atingiu a região de Óbidos em julho de 1969, os autores demonstraram que a temperatura mínima naquele evento foi 12°C menor do que a média climatológica, provocando ventos intensos. Uma observação importante é a de que ocorre uma mudança de direção do vento (N-S), a cobertura de nuvens é total e o evento se estende até aproximadamente 3000m de altitude na atmosfera, prolongando-se por até três dias. Fisch (1996) observou um aumento

intenso da velocidade do vento (principalmente na componente meridional do vento), associado a um forte resfriamento (ao redor de 15° C na camada limite atmosférica).

6.2.2.1.1.8 - Brisa Fluvial

O sistema de brisa fluvial, a despeito da simplicidade de sua medida, é uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de serem medida, uma vez que possui erros instrumentais, de exposição e mesmo de localização.

Oliveira & Fitzjarrald (1993) denotam a existência de uma circulação fluvial no nível baixo de 1500 a 2000m, possuindo o sentido floresta-rio à noite e invertendo o sentido durante o dia; com tendência a crescimento das seqüências de precipitação mensal, de Óbidos a Belém.

A brisa fluvial é um mecanismo físico no qual o ar, devido ao contraste térmico entre água e terra, move-se na direção omassa d'água-continente durante o dia e vice-versa à noite. As nuvens formam-se preferencialmente sobre o continente durante o dia, com movimentos de subsidência na área dos rios (Marengo, 2003).

6.2.2.2 - Caracterização Local dos Parâmetros Meteorológicos

Para a análise meteorológica da AAR da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná, foram utilizados os dados das Estações Convencionais Macapá e Óbidos, dadas as suas características de proximidade com a área de implantação do empreendimento. Para análise da velocidade e direção dos ventos puderam ser utilizadas as normais climatológicas das estações Macapá (aeroporto), Óbidos, Porto de Moz e Monte Alegre (**Quadro 6.2-2**).

Quadro 6.2-2 - Estações Meteorológicas utilizadas.

Estação	Localização		Altitude
	Latitude	Longitude	
Macapá	00° 03' S	51° 07' W	14,46 metros
Porto de Moz	15°20' S	52° 23' W	15,93 metros
Monte Alegre	2° N	54° 08' W	145,85 metros
Óbidos	1° 92' N	55° 92' W	37 metros

Fonte: INMET, 2008.

Para a caracterização climática e das condições meteorológicas da AAR da LT foram utilizadas as séries históricas das Normais Climatológicas do período de 1968-1990 (somente Macapá) e de

1979-2008 (demais estações), cujos dados são referentes aos parâmetros atmosféricos usuais (INMET, 2008).

6.2.2.2.1 - Pressão Atmosférica

Sob o ponto de vista dinâmico, a pressão atmosférica é um importante elemento de caracterização dos sistemas de circulação de larga e meso-escalas.

As variações temporais da pressão atmosférica se dão associadas a ciclos bem definidos e às incursões do ar com distintas características termodinâmicas. Numa base diária, pequenas variações ocorrem por conta da chamada “maré barométrica”, resultando em dois momentos de máximos valores relativos entre dois outros momentos de mínimos relativos.

Sazonalmente, os valores de pressão atmosférica são maiores no inverno que no verão, graças à interação de diversos fatores, tais como a posição relativa do sol no Hemisfério Norte - proporcionando energia solar incidente de menor intensidade e, por conseguinte, menor convecção continental -, e às maiores intensidades das massas polares migratórias de origem Antártica. No verão, o aquecimento solar mais intensificado incidindo sobre a superfície, cria movimentos verticais ascendentes, que podem ou não formar nuvens, contrapondo-se ao peso do ar atmosférico acarretando na redução da pressão atmosférica sobre a superfície. Na prática meteorológica, a pressão atmosférica é reduzida ao nível do mar para eliminar os efeitos de altitude e torná-la comparável espacialmente, bem como para permitir a identificação das configurações dos sistemas atmosféricos.

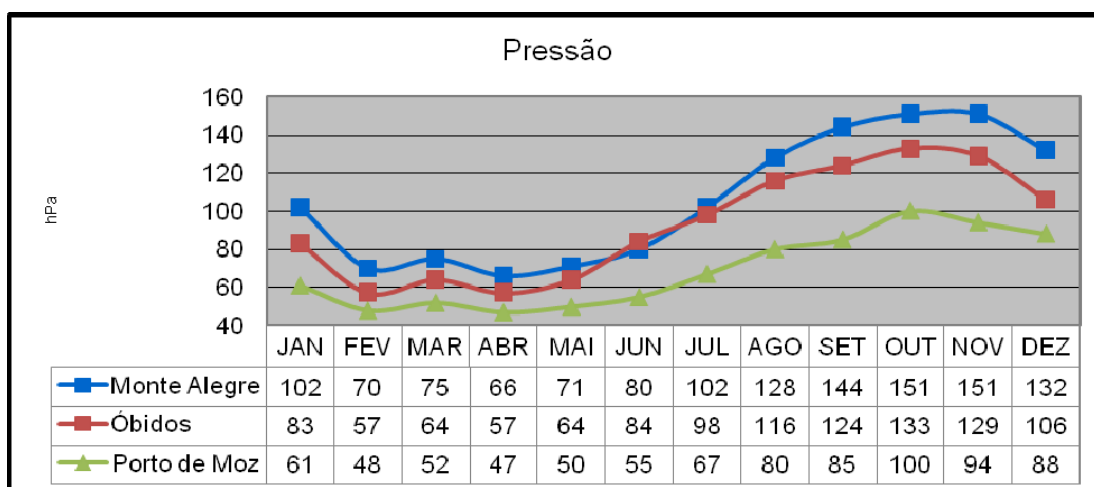


Gráfico 6.2-1 - Pressão

A pressão atmosférica em série histórica referente às estações Óbidos, Monte Alegre e Porto de Moz, obtida a partir das Normais Climatológicas do período de 1979-2008 (INMET, 2009) apresentou os maiores valores no inverno devido à baixa temperatura provocada por massas de ar frio procedentes das regiões polares, a partir do mês de abril a novembro, atreladas ao conseqüente resfriamento das massas atmosféricas atuantes no Hemisfério Sul. As variações se mostram expressivas em Monte Alegre, possivelmente devido à conjugação de dois fatores: proximidade de extensa massa de água e elevação de terreno.

Os valores máximos foram obtidos no mês de Outubro (Primavera) e os mínimos em Abril (Outono).

6.2.2.2.2 - Temperatura do Ar

A temperatura do ar constitui-se um parâmetro de interesse para os estudos que dizem respeito ao meio ambiente. Basicamente, reflete os resultados dos impactos energéticos da radiação solar sobre o sistema superfície-atmosfera combinados com aspectos astronômicos e dinâmicos de micro, meso e macro-escalas. Particularmente, a avaliação do comportamento das temperaturas médias ao longo do ano permite a identificação da sazonalidade, em função da plotagem das curvas referentes às médias das máximas temperaturas, médias compensadas e médias das mínimas temperaturas a partir das informações de cada mês. As curvas resultantes dos valores das médias das máximas e mínimas temperaturas apresentam estreita correlação com as curvas das médias compensadas e as de valores relativos máximos e mínimos.

As temperaturas do ar nas quatro estações analisadas podem ser caracterizadas, de acordo com as normais climatológicas do INMET, com valores da temperatura média compensada apresentando pouca variabilidade nos meses de fevereiro e março, com estabilidade e, posteriormente, com variabilidade crescente entre os meses de março a outubro, vindo a decrescer a partir deste (**Gráfico 6.2-2**).

Os picos máximos de temperatura ocorreram no mês de Outubro (Primavera), assim como a pressão atmosférica local, e o mínimo em Fevereiro (Verão).

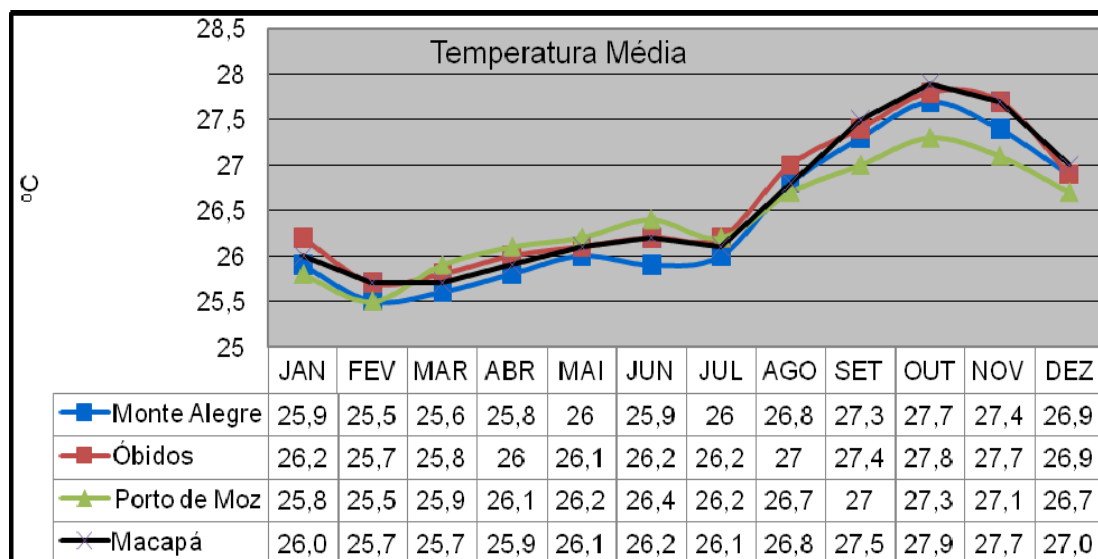


Gráfico 6.2-2 - Temperatura Média (Macapá/Monte Alegre/Porto de Moz/Óbidos)

Nos meses de outono e inverno a temperatura média manteve-se em, segundo representação do Gráfico 6.2-3, já na primavera e verão houve declive acentuado.

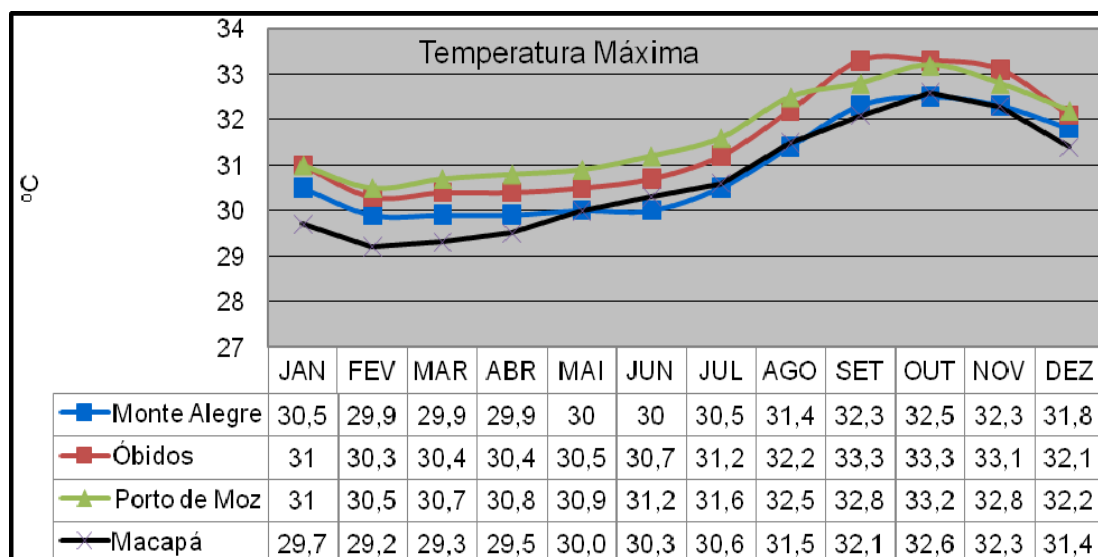


Gráfico 6.2-3 - Temperatura Máxima (Macapá)

Nas estações estudadas a temperatura máxima manteve-se com pequena variabilidade, tendo pico máximo em Outubro (primavera). Os valores mínimos de temperatura máxima absoluta ocorreram nos meses de verão, ocorrendo mudança brusca durante o outono. No início da

primavera a temperatura máxima caiu durante o mês de novembro (fim da primavera). O período de temperatura mais elevada foi de agosto a outubro.

Os valores de temperatura mínima absoluta variaram entre Janeiro e Abril e manteve-se estável a partir daí até maio, voltando a decrescer até julho, quando estabilizou entre os meses de agosto e novembro. Nos meses de novembro e dezembro novamente houve declínio dos valores de temperatura, durante o verão (Gráfico 6.2-4).

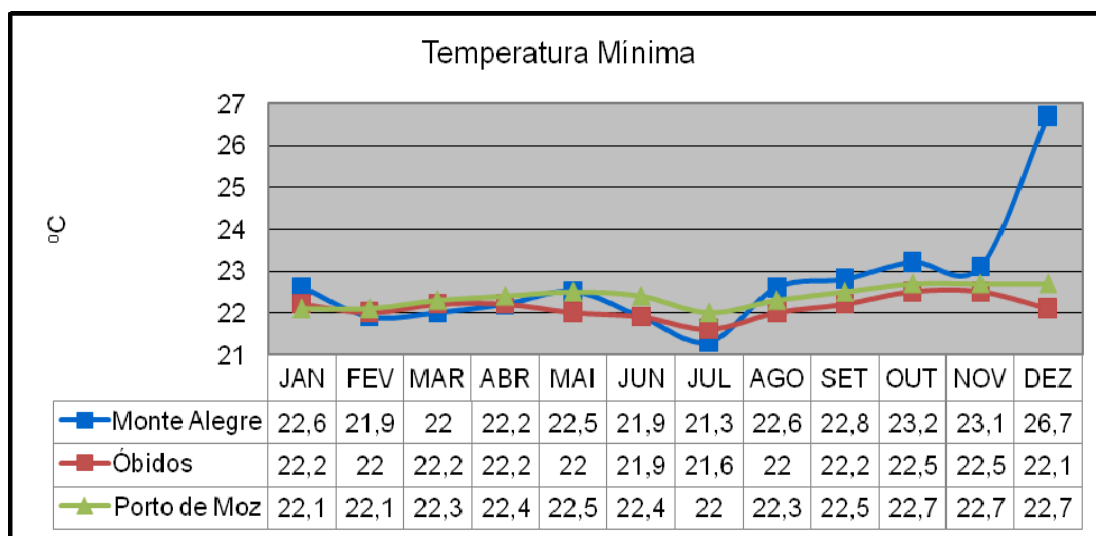


Gráfico 6.2-4 - Temperatura Mínima

6.2.2.2.3 - Insolação

O número de horas de brilho solar (insolação) em cada mês do ano é função não somente da nebulosidade existente, mas também do período dito diurno dos dias (mais longos no verão e mais curtos no inverno). Segundo Ribeiro *et al.* (1997), a distribuição anual do brilho solar está diretamente relacionada com a distribuição anual das chuvas, que por sua vez relaciona-se com a nebulosidade. Apesar da ocorrência de grande nebulosidade durante a maior parte do ano, os valores de brilho solar mensal são sempre superiores a 47% do brilho total possível, na estação menos chuvosa e 28% na estação chuvosa.

A insolação é concebida como o número de horas e décimos de horas de brilho solar incidente sobre um anteparo disposto horizontalmente à superfície. Depende, porém, além dos fatores astronômicos, da nebulosidade e do livre horizonte na trajetória solar do poente ao ocaso.

Os dados das Normais Climatológicas das estações de Óbidos, Macapá, Porto de Moz e Monte Alegre apresentam decréscimo de horas de insolação entre os meses de janeiro e fevereiro, mantendo número de horas constante entre os meses de fevereiro e abril (verão). A insolação entre os meses de abril e agosto sofreu acréscimo e a partir de outubro decréscimo até dezembro.

De acordo com o Gráfico 6.2-5, a insolação incidida, observada no período estudado, apresentou bem demarcada a passagem pelo equinócio de março e o solstício de setembro.

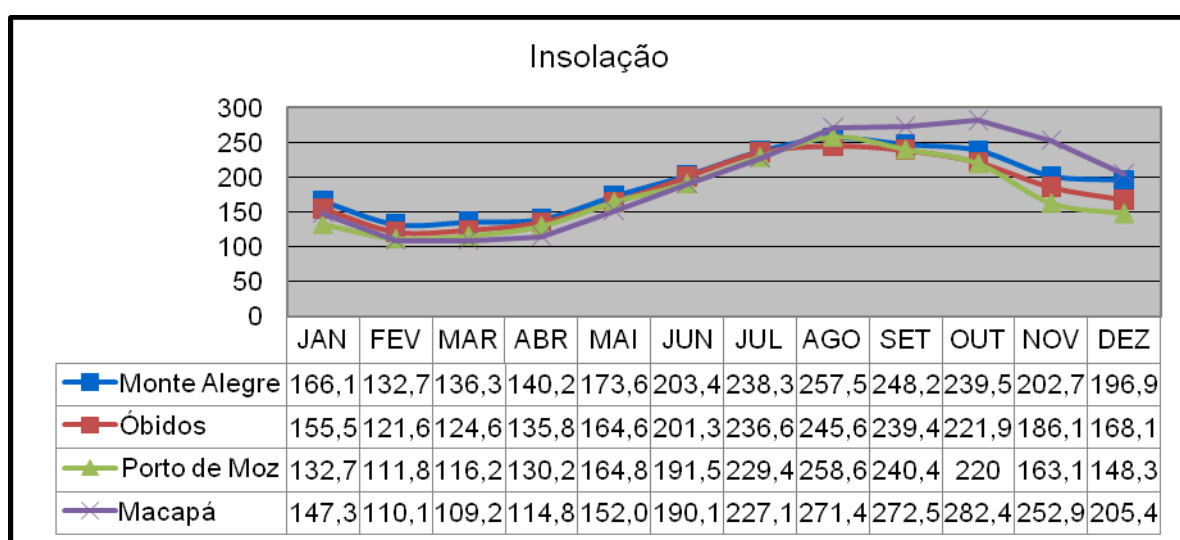


Gráfico 6.2-5 - Insolação

O mês com pico máximo, segundo o Gráfico 6.2-5 é agosto e o valor mais elevado ocorre em Porto de Moz, com 258,6 horas de insolação. No outono (março) aumenta a incidência e só declina no fim do inverno (agosto) até setembro. Durante a primavera e início do verão (dezembro) a variação é pequena. O valor mínimo ocorreu em Fevereiro, em Macapá, devido à influência da maritimidade e conseqüente maior nebulosidade local.

6.2.2.2.4 - Nebulosidade

O interesse de se conhecer o regime de nebulosidade numa região diz respeito basicamente às possíveis interferências que podem causar ao recebimento/retenção de energia radiativa, bem como às características das precipitações. A convecção é fator condicionante da nebulosidade amazônica e advem de migração SE/NW na área ocupada pela LT (Horel *et al.*, 1989). Muitas

vezes a nebulosidade gerada sobre o litoral pode propagar-se para o interior do continente como linhas de instabilidade, causando precipitação na parte interior do continente.

As normais climatológicas apontam uma variação sazonal de nebulosidade consoante às variações de precipitação. Verifica-se que o quadrimestre de Julho a Outubro nas quatro estações estudadas foi o de menor nebulosidade na região, que apresenta também menor índice pluviométrico. De Fevereiro a Abril, porém, os valores de nebulosidade são máximos em Monte Alegre e Macapá, o que reflete em maior evaporação no litoral e também em reforçamento dos sistemas transientes na formação e manutenção de nuvens na região. Em Óbidos os valores estendem-se de Janeiro a Maio e em Porto de Moz mantem-se estável de Janeiro a Junho. Os maiores valores são alcançados em Macapá, local essencialmente litorâneo.

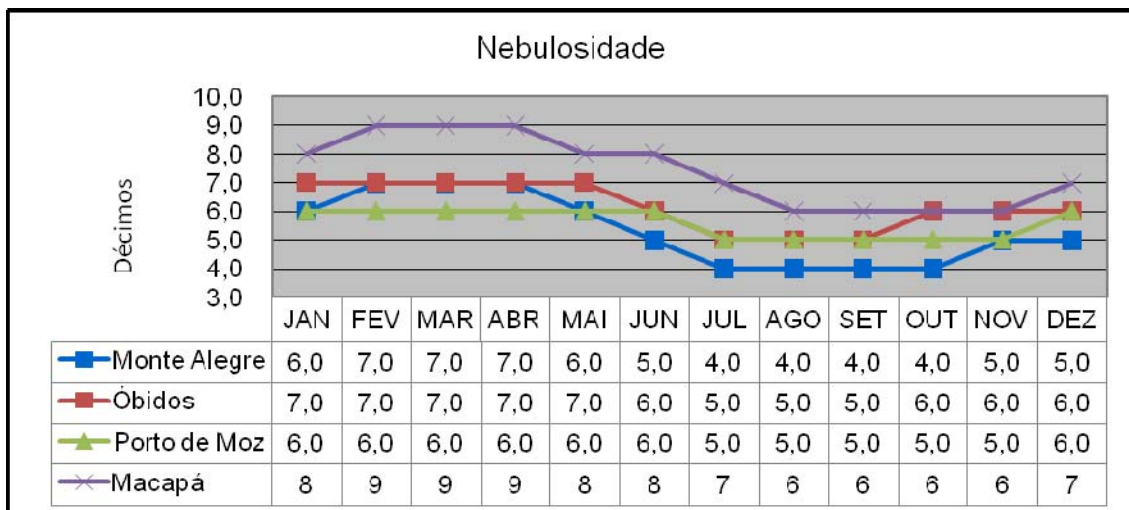


Gráfico 6.2-6 - Nebulosidade

6.2.2.2.5 - Evaporação Total

O parâmetro “evaporação total” dá indicações da transferência de água do solo, subsolo e vegetação para a atmosfera. A evaporação na região amazônica é condicionada também, em grande parte, pela evapotranspiração.

De acordo com dados das Normais Climatológicas das estações, compreendendo o período de 1997-2008, inclusive Macapá, o índice de evaporação total anual para a região de entorno varia distintamente em dois períodos bem definidos ao ano, diretamente condicionante da precipitação local.

O Gráfico 6.2-7 demonstra que do mês de fevereiro até junho os valores mantiveram-se com mínimos de evaporação, enquanto a partir do mês de julho há incremento no índice, atingindo pico máximo em outubro. Nos meses de verão nota-se que a evaporação varia abruptamente nas estações, com valores entre 132mm e 45,9mm. Durante o inverno até o início da primavera o índice mostra-se em ascensão, só declinando no verão.

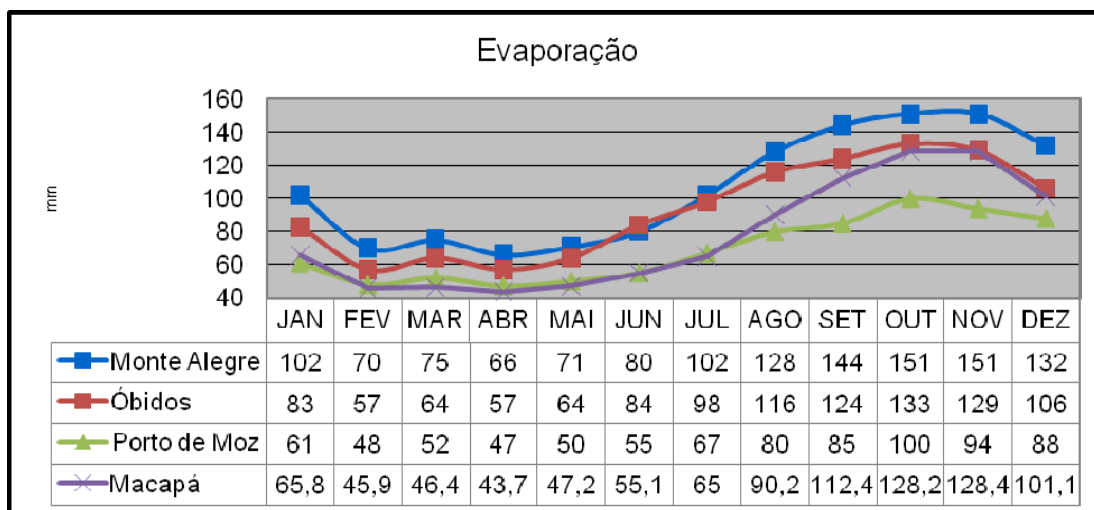


Gráfico 6.2-7 - Evaporação

6.2.2.2.6 - Precipitação

A precipitação é um dos elementos climáticos mais importantes a ser analisado na região tropical, pois induz as características e comportamento dos outros, tais como temperatura, umidade relativa, ventos, etc. As precipitações pluviométricas que atingem a região nordeste da Amazônia estão associadas a diversos mecanismos atmosféricos naturais, tais como: MEAN, MEAS, MEC, pela maritimidade, ZCIT e pelos fenômenos El Niño e La Niña.

Segundo Molion (1993), ao estudar circulações de macro e meso-escala na região, definiu como principais mecanismos condicionantes de chuvas na bacia hidrográfica Amazônica:

- convecção causada pelo aquecimento da superfície durante o dia;
- linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico;
- aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com a penetração de sistemas frontais nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil e interagindo com a região Amazônica;

- o contraste térmico entre água e solo provoca convecção, movendo brisa em direção ao continente diurnamente e de modo contrário durante a noite, com movimentos de subsidência na área dos rios.

A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm/ano, embora tenham regiões (na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela) em que o total anual atinge 3500mm. Nas Normais Climatológicas do período 1961-1990, a precipitação total acumulada, apresenta um valor cujo intervalo varia entre mínimo índice de 47 mm e máximo de 410 mm para a região e entorno.

Para representar a precipitação pluviométrica na área do empreendimento, também buscou-se analisar os dados das estações meteorológicas Macapá, Óbidos, Monte Alegre e Porto de Moz.

O Gráfico 6.2-8 mostra a variação mensal da precipitação total média no período de 1961-1990 na Estação Macapá e de 1997 a 2008 nas restantes. Percebe-se nitidamente a existência de um período mais chuvoso entre janeiro a maio, com pico em março, típico do Clima Equatorial com Subseca (1 a 2 meses secos), o mês de outubro apresenta o menor índice de precipitação da série.

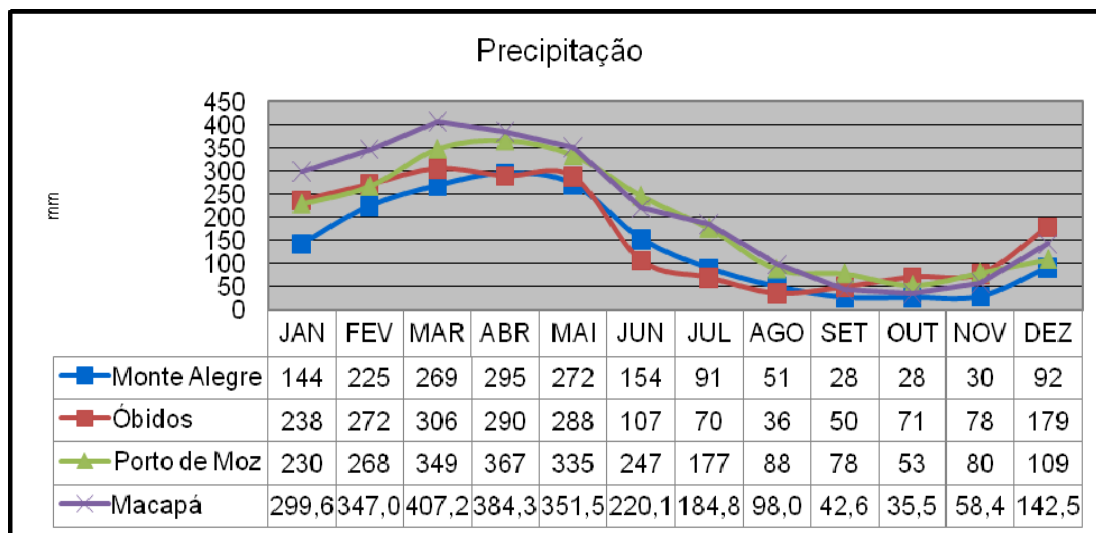


Gráfico 6.2-8 - Precipitação

O maior índice de umidade no ar foi atingido entre os meses de fevereiro e maio, com pico máximo no mês de março, vindo a declinar nos meses de agosto e setembro, então, voltando a aumentar até o mês de dezembro.

Por influência da maritimidade o índice de pluviosidade em Macapá é maior do que nas outras estações analisadas, onde há pico máximo no mês de março, em comparação com o litoral (Gráfico 6.2-8). Os meses mais chuvosos foram março e abril, enquanto os menos chuvosos foram julho, agosto e setembro.

6.2.2.2.7 - Umidade Relativa do Ar

A umidade do ar é inversamente proporcional à evaporação, condicionada pelo índice de precipitação.

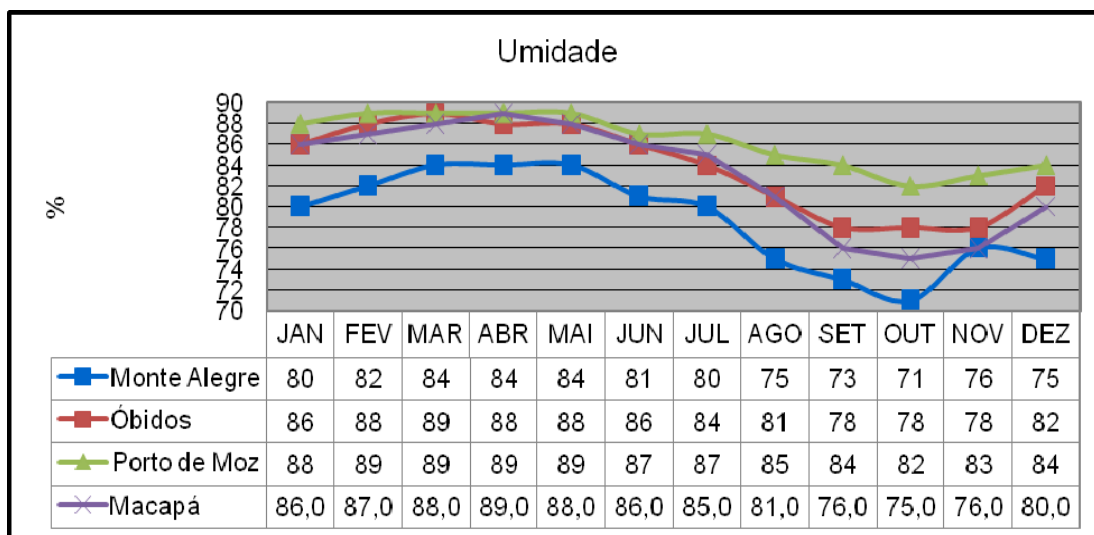


Gráfico 6.2-9 - Umidade (Macapá)

O maior índice de umidade no ar foi atingido em Porto de Moz, entre os meses de fevereiro e maio, vindo a declinar nos meses de setembro e outubro, então, voltando a aumentar até o mês de dezembro.

De acordo com a análise apresentada no estudo, conclui-se que o clima na região pode ser caracterizado como Equatorial com subseca, com elevadas temperaturas em todos os meses do ano, com um a dois meses menos chuvosos ou de subseca.

6.2.2.2.8 - Ventos

Os dados de velocidade e direção de ventos foi adquirido junto ao INMET, sendo analisadas séries históricas referentes às estações de Macapá (Aeroporto), Porto de Moz, Monte Alegre e Óbidos.

Durante a análise foi possível se observar as variações anômalas derivadas dos efeitos de atuação de fenômenos climáticos extremos como El Niño e La Niña.

Direção

A Bacia Amazônica Oriental abrange a área continental até aproximadamente 100km da costa que se estende entre o Amapá e o Maranhão. A Depressão Equatorial permanece geralmente próxima a essa região, a qual é dominada por ventos alísios de E-NE, em sua porção norte, e E-SE, em sua porção sul.

O vento médio anual é geralmente inferior a 3,5m/s devido à proximidade dos gradientes fracos de pressão associados à Depressão Equatorial e ao elevado atrito de superfície causado pela rugosidade da vegetação densa. Existe um generalizado, porém pequeno, aumento nas velocidades de vento de W-E ao longo dessa região. Isso acontece porque o escoamento predominante de leste percorre trajetórias gradualmente menores sobre as áreas de vegetação densa e o gradiente de pressão aumenta gradualmente para o leste, devido aos contrastes térmicos mais acentuados entre continente e mar.

As máximas velocidades médias anuais de vento nessa região são encontradas nas porções NE e SE, onde existem elevações de terreno que aceleram os ventos pelo efeito de compressão vertical do escoamento atmosférico, e especialmente na porção nordeste, onde algumas elevações alcançam as velocidades de vento de camadas mais altas da atmosfera atuantes nessa área (CRESESB, 2005).

Pode-se verificar que, com exceção do mês de janeiro, no qual a maior frequência (%) das observações foi de vento NE, em todos os outros meses predominou vento SE, com valores de frequência variando entre 30% em dezembro (mês no qual a frequência da direção NE também atingiu 30%) a 56% em julho. Tais ventos, de NE e de SE no hemisfério do sul são genericamente conhecidos como ventos Alísios e estão relacionados ao Centro de Alta Pressão do Atlântico.

A posição e a intensidade do centro de alta pressão atmosférica modifica-se sazonalmente, alterando conseqüentemente também o padrão de ventos. Este sistema de ventos tem duas direções principais: NE-E durante primavera-verão e SE durante outono-inverno. Isso ocorre devido à migração, para norte, da célula anticiclone do Atlântico Sul no verão, e para sul no inverno (Nimer, 1989). Durante o inverno o avanço para norte de frentes frias polares dá força aos ventos de sudeste, adicionando uma componente S-SW na circulação atmosférica.

A frequência de ventos de NW apresenta-se num padrão menor durante o outono e inverno e aumentou relativamente durante a primavera, e atingem a maior frequência durante o verão.

Assim, as frequências de NE e SW são as que se apresentam em segundo lugar na maioria dos meses, exceto nos meses de dezembro a março, nos quais o segundo lugar em frequência é o de direção NW.

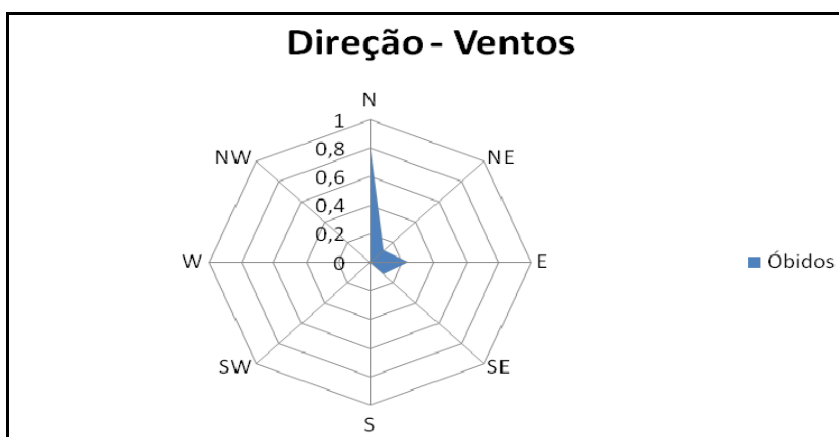


Gráfico 6.2-10 - Direção Predominante dos Ventos da Estação Óbidos (1997-2008)

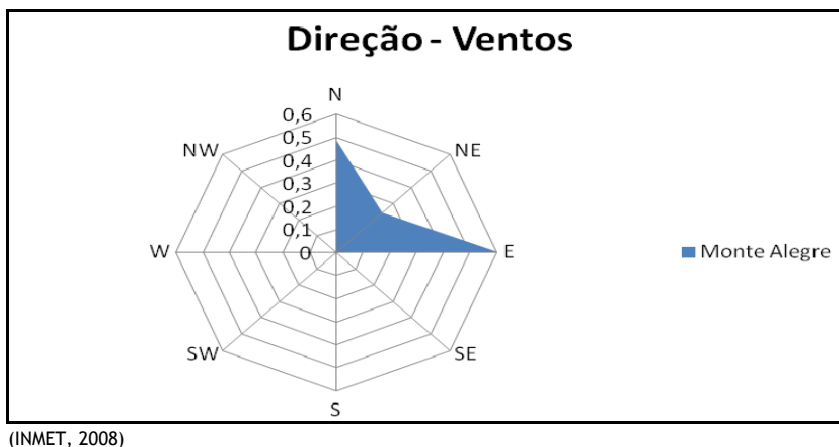
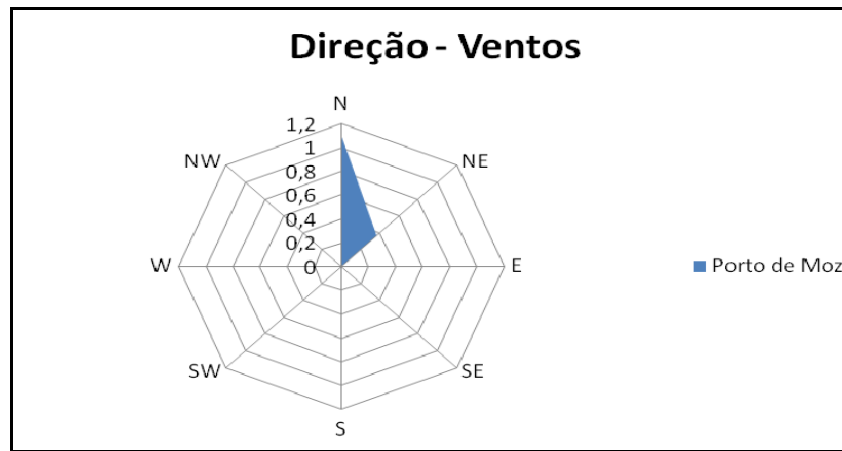


Gráfico 6.2-11 - Direção Predominante dos Ventos da Estação Monte Alegre (1997-2008)

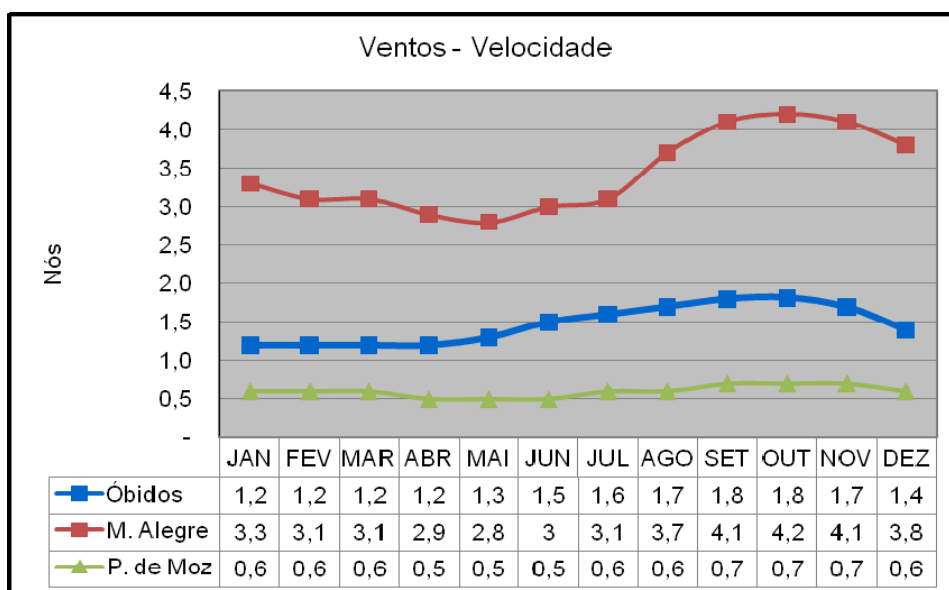


(INMET, 2008)

Gráfico 6.2-12 - Direção Predominante dos Ventos da Estação Porto de Moz (1997-2008)

Velocidade

Os indicadores mensais de velocidade média por direção dos ventos representam, de modo geral, médias mensais com variações pouco significativas em relação à média de todo o período considerado. Para a análise da velocidade predominante na AAR da LT foram utilizados dados históricos das estações climatológicas Porto de Moz, Monte Alegre e Óbidos, do período de 1997 a 2008. As normais da estação do aeroporto de Macapá não puderam ser utilizadas devido à indisponibilidade de dados de ventos que cobrissem os 30 anos da normal climatológica.



(INMET, 2008)

Gráfico 6.2-13 - Médias de Velocidade dos Ventos das Estações.

6.2.2.3 - Nível Ceráunico Atuante - AAR

O nível ceráunico constitui um bom indicador da atividade elétrica da atmosfera em dada região, sendo muito utilizado para a determinação do quantitativo e na intensidade de descargas elétricas.

Os parâmetros meteorológicos de temperatura ambiente, umidade relativa do ar, precipitação, evaporação total, pressão atmosférica e nebulosidade, são bastante importantes na geração de descargas elétricas em uma determinada área, sendo, em parte, responsável pelo nível ceráunico desta região. Da mesma forma, a circulação atmosférica do ar atrelada aos aspectos geomorfológicos e localização geográfica, também contribui na intensidade e quantidade das descargas elétricas do local.

Agregado aos parâmetros e características ambientais já citados, os fenômenos climáticos de El Niño e La Niña, quando em períodos de atuação na região, podem provocar modificações no regime e na caracterização do nível ceráunico.

Em períodos sazonais de maior temperatura atmosférica, a ascensão do ar forma nuvens convectivas típicas de verão, quando o solo é aquecido mais rapidamente por radiação solar, perdendo para a atmosfera através da irradiação, também bastante rápido, todo calor armazenado durante o dia.

O aumento de convecção está relacionado à intensificação de formação de nuvens propícias às descargas atmosféricas elétricas. Estas estão associadas, comumente, a nuvens baixas geradas por movimentos de ascensão do ar. A fricção provocada pelos ventos ascendentes de forte intensidade entre as partículas de água e gelo existentes nas nuvens *cumulunimbus* origina uma grande quantidade de cargas elétricas. As cargas elétricas positivas energizam a parte superior, enquanto as cargas negativas estão na parte inferior, acarretando assim, uma intensa troca de cargas positivas da superfície da terra para a área correspondente à presença da nuvem (Portella, 1999).

A concentração de cargas elétricas positivas e negativas faz surgir uma diferença de potencial que se denomina Gradiente de Tensão entre nuvem e terra. Porém, o ar apresenta uma determinada rigidez dielétrica em nível elevado. O aumento da diferença do gradiente de tensão poderá atingir um valor que supere a rigidez dielétrica do ar interposto entre nuvem e terra, fazendo com que as cargas elétricas negativas migrem na direção da terra, fenômeno conhecido como Descarga-Piloto (Visagro *et al.*, 2001).

Mantendo-se elevado o gradiente de tensão na zona entre a nuvem e a terra, surge de uma das ramificações da Descarga-Piloto, em função da aproximação com o solo, uma descarga ascendente, constituída de cargas elétricas positivas, denominadas de Retorno Principal, de grande intensidade, responsável pelo fenômeno conhecido como trovão, que é o deslocamento da massa de ar circundante ao caminhamento do raio, em função da elevação da temperatura e, conseqüentemente, do aumento do volume. Não se tem como precisar a altura do encontro entre estes dois fluxos de cargas que caminham em sentidos opostos, mas acredita-se que seja a poucas dezenas de metros da superfície do solo.

A Descarga de Retorno atingindo a nuvem provoca, numa determinada zona da mesma, uma neutralização eletrostática temporária. Na tentativa de manter o equilíbrio dos potenciais elétricos no interior da nuvem, surgem nestas, intensas descargas que resultam na formação de novas cargas negativas na sua parte inferior, dando início às chamadas descargas reflexas ou secundárias, no sentido da nuvem para a terra, tendo como canal condutor aquele seguido pela descarga de retorno que em sua trajetória ascendente deixa o ar ionizado.

Ao procurar um caminho para sua descarga, o raio atinge pontos mais altos e pontiagudos, onde existe maior concentração de cargas. As descargas ocorrem principalmente sobre áreas com terrenos mau-condutores, como os graníticos ou xistosos, ao invés dos bons-condutores, como os calcários e coberturas sedimentares inconsolidadas. Nos terrenos isolantes (mau-condutores), há a liberação de cargas elétricas para a superfície e essas cargas propiciam a queda do raio. A localização de áreas onde ocorrem descargas elétricas é determinada pela natureza litológica do solo e subsolo, que podem conter elementos magnéticos, condutores e/ou radioativos.

Oliveira (1986) realizou um estudo climatológico sobre a interação da convecção tropical e a penetração de sistemas frontais na Região Norte do Brasil, utilizando imagens históricas de satélites meteorológicos do período entre 1977 e 1981. Estes sistemas frontais provocam a formação de nuvens *cumulunimbus* (advindas das *Cumulus Congestus*, que são nuvens de maior extensão vertical, já que sua base está situada a 2 km de altura do solo, enquanto o topo fica a cerca de 18 km do solo), no sentido NW-SE, devido à direção preferencial de rajada dos ventos, apresentando máxima intensidade nos meses de verão, contribuindo no aumento do regime e quantidade de precipitação pluviométrica.

De acordo com Oliveira (1986) a atividade de relâmpagos diminui com o aumento da latitude. Isto se deve à diminuição da altitude da isoterma -10°C , diminuindo assim a profundidade de

cargas negativas da nuvem. Em toda a extensão territorial do país, a maior incidência de raios ocorre entre os meses de janeiro e março, período sazonal de verão no hemisfério sul.

No **Quadro 6.2-3** são apresentados os valores médios do Nível Ceráunico registrado no Brasil.

Quadro 6.2-3 - Nível Ceráunico no Brasil

Local	Td* - Nível Ceráunico	Densidade de Descargas Atmosféricas
Estado de São Paulo	40 a 100	4,02 a 12,65
Minas Gerais	40 a 120	4,02 a 15,88
Região Centro-Oeste	80 a 140	9,57 a 15,88
Região Amazônica	40 a 140	4,02 a 19,26
Região Nordeste (Litoral)	5 a 10	0,30 a 0,71
Região Nordeste (Sertão)	20 a 60	1,69 a 6,68
Região Sul	30 a 80	2,81 a 9,57

Fonte: NBR ISO 5419/2000

NOTA: Td* - Total de dias com ocorrência de trovoadas no ano

Todo o território nacional foi mapeado, segundo o cruzamento de dados de ocorrência dos parâmetros meteorológicos e fenômenos climatológicos já descritos, buscando a classificação das áreas geográficas de ocorrência de descargas elétricas e seu respectivo nível ceráunico.

De acordo com a **Figura 6.2-1** a Área de Abrangência Regional da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná se enquadra na classe que varia de 40 a 140 dias com ocorrência de descargas elétricas (Td* - Nível Ceráunico).



Fonte: NBR ISO 5419/2000

Figura 6.2-1 - Isoetas de Nível Isoceráunico no Brasil

6.2.3 - Aspectos Físico-geológicos

6.2.3.1 - Metodologia Específica

O diagnóstico e referentes mapas de Geologia, Espeleologia e Títulos Minerários das Áreas de Influência da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná foram elaborados com base em dados bibliográficos publicados. As informações pré-existentes foram sistematizadas e complementadas com as observações de campo.

As cartas geológicas folhas SA-21, SA-22 e NA-22, produzidas pelo Serviço Geológico do Brasil (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - CPRM, 2004), em conjunto com estudos acadêmicos mais recentes e atuais sobre a região amazônica e adjacências, serviram como base para a realização do mapeamento e elaboração do diagnóstico, uma vez que englobam as Áreas de

Abrangência Regional e Influência Direta e Indireta do empreendimento Além disso, também foram consultados alguns trabalhos de mapeamento local, desenvolvidos e publicados pela CPRM, tais como bancos de dados do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM).

A caracterização dos aspectos sísmológicos teve como base os dados históricos de sismicidade natural publicados pelo Observatório Sísmológico da Universidade de Brasília (Obsis/UnB) e pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP) publicados até o ano de 2008. A descrição dos sismos se ateve às informações mais relevantes referentes a cada evento sísmico ocorrido nos Estados do Pará e Amapá, com o epicentro ou ao longo do raio de atuação do hipocentro na Área de Abrangência Regional da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

O levantamento dos processos minerários junto ao Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) foi realizado através de consulta ao SIGMINE, fornecendo todas as informações necessárias para a confecção do diagnóstico referente às atividades minerárias, bem como também os limites físicos dos polígonos requeridos junto ao DNPM.

As informações dos bancos de dados de cavidades espeleológicas pertencentes ao Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas (CECAV/ICMBio), ao Cadastro Nacional de Cavernas da Sociedade Brasileira de Espeleologia (CNC/SBE) e ao Cadastro Nacional de Cavernas da Redespeleo Brasil (CODEX/Redespeleo), em conjunto com os dados geológicos e de unidades litológicas cársticas ou pseudo-cársticas, permitiram a caracterização das condições regionais em relação à formação de cavidades naturais existentes. Tais informações contribuíram para nortear os levantamentos das cavidades naturais em campo, conforme sugerido Termo de Referência destinado ao Levantamento Espeleológico da AID da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná, emitido pelo CECAV/ICMBio.

A compilação das informações de campo e dos dados dos órgãos acima citados, resultaram na elaboração de mapeamento das cavidades espeleológicas na área de entorno direto ao empreendimento.

O levantamento do Potencial Paleontológico da AII foi baseado na compilação de dados secundários coletados em bibliografia específica publicada e banco de dados de instituições reconhecidas nacional e internacionalmente, tais como: Fundação Paleontológica Phoenix, Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional (MN/UFRJ), Departamento de

Paleontologia do Instituto de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP), e Base PALEO de Ocorrências Fossilíferas da CPRM.

6.2.3.2 - Geologia Tectono-estrutural e Sedimentar

6.2.3.2.1 - Considerações Iniciais

O empreendimento LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná está inserido no Escudo das Guianas, Coberturas Fanerozóicas e Província Estrutural Amazonas - Norte. Tal província estrutural inclui as Bacias Sedimentares Amazonas e Solimões que tiveram início com um evento extensional iniciado no final do Neoproterozóico.

No Paleozóico ocorreu a deposição dos sedimentos relacionados aos Grupos Trombetas (formações Autás - Mirim, Nhamundá Pitinga e Manacapuru) Tapajós (formações Monte Alegre e Nova Olinda) e ao Grupo Curuá (formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro), além das formações Maecuru (Membro Jatapu) e Ererê do Grupo Urupadi.

A estrutura dômica de Monte Alegre - Domo de Monte Alegre - apresenta boas exposições de rochas de idade paleozóica.

No Mesozóico esta província foi afetada pelo evento extensional Sul-Atlântico (Schobbenhaus & Campos, 1984) ou Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967) com registros de magmatismo básico através de soleiras diques de diabásio. Seqüências sedimentares associadas à subsidência termal deste evento integram a Formação Alter do Chão que sustenta extensos chapadões constituídos litologicamente por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados formados em ambiente continental fluvial com ocorrências numerosas de estratificação cruzada.

No Cenozóico, com a inversão da drenagem pelo soergimento da Cadeia Andina e do arco de Purus pelo regime neotectônico transcorrente estabelecido a partir do Mioceno, desenvolveu-se uma ampla área confinada entre estes dois acidentes tectônicos. Nesse cenário onde ocorreu uma sedimentação através de extensos sistemas de leques aluviais, canais interdistributários e lagos deram origem a Formação Solimões. Essa formação é composta de arenitos, siltitos e argilitos, que recobre as unidades paleozóicas e mesozóicas que preenchem a bacia dos Solimões.

Sobre estas unidades (em ambas as bacias) estabeleceram-se em regime neotectônico transcorrente, diversos depósitos de cobertura cenozóica reunidos nas Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas, Formação Alter do Chão, Terraços e Aluviões Holocênicos.

As Coberturas Detrito-Lateríticas Paleogênicas e Neopleistocênicas constituem unidades edafoestratigráficas resultantes de processos erosivo-deposicionais ou intempéricos, representados por superfícies de aplanamento que truncam as unidades mais antigas indiscriminadamente. Os Terraços Aluviais Holocênicos são frequentes e encontram-se relacionados a zonas de ativação neotectônica, e as Aluviões Holocênicas completam o quadro geológico da região em estudo.

No **Quadro 6.2-4** são apresentadas as unidades geológicas da AAR da LT 230 kV Jurupari - Laranjal --Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

Quadro 6.2-4 - Unidades Litológicas da AAR da LT 230 kV Jurupari - Laranjal --Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná

Era	Período	Época	Idade (Ma)	Unidades Litológicas
Mesoarqueano	-	-	3.200 – 2.800	Complexo Guianense
Paleoproterozóico	Rhyaciano/Orosiriano	-	2.300 - 1.800	Grupo Vila Nova
Paleozóico	Ordoviciano/Devoniano	NeoOrdoviciano - EoDevoniano	460.9 – 397.5	Grupo Trombetas
Paleozóico	Devoniano	EoDevoniano - NeoDevoniano	397.5 - 385.3	Grupo Urupadi
Paleozóico	Devoniano/Carbonífero	NeoDevoniano – Mississipiano Médio	385.3 – 326.4	Grupo Curuá
Paleozóico	Carbonífero/Permiano	Pensilvaniano Inferior - Lopingiano	318.1 - 251.0	Grupo Tapajós
Mesozóico	Jurássico	EoJurássico – Hettangiano/Sinemuriano	199.6 – 189.6	Diabásio Penatecaua
Mesozóico - Cenozóico	Cretáceo/Neógeno	NeoCretáceo - Mioceno	99.6 - 5.332	Grupo Javari
Cenozóico	Neógeno	Mioceno - Plioceno	5.332 – 1.806	Formação Barreiras

Fonte: Compilação de dados: Spier & Ferreira Filho, 1999; Playford & Dino, 2000; Grahn, 2005; Wanderley Filho *et al.*, 2005; ICS, 2007.

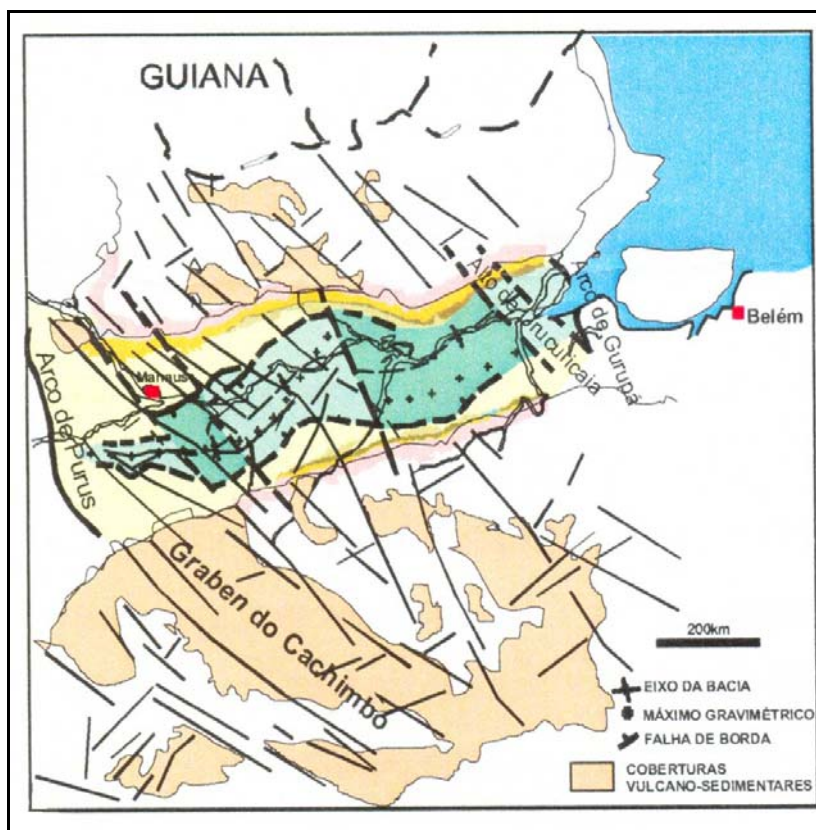
6.2.3.2.2 - Aspectos Tectono-Estruturais da All

No Estado do Amapá a All do empreendimento está inserida no Cráton Amazônico (Almeida & Hasui, 1984), cujo Escudo das Guianas compõe sua porção norte, compreendendo um domínio estável bastante antigo, conhecido como Província Amazônica Central, rodeado por faixas móveis de idade Paleoproterozóica a Mesoproterozóica (Spier & Ferreira Filho, 1999). A região em estudo está situada no âmbito da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, formada por complexos granito-gnáissicos com núcleo granulítico e faixas vulcano-sedimentares metamorfasadas desde a fácies

xisto verde até migmatito, com o curso do rio do Jari correndo encaixado na falha geológica Jari-Falsino (Tassinari, 1997).

Na área cratônica onde ocorre o Complexo Guianense, a granitização é crescente para o norte, onde a transição dos migmatitos para os anateixitos pode ser observada. A orogenia plutônica de idade tardia é representada no Complexo Guianense por granitos, dioritos, gabros (norito e gabro normal), os quais apresentam textura variável de micro-aplítica a pegmatóide, entrecortando rochas mais antigas do embasamento.

A evolução pré-cambriana da região amazônica em geral pode ser entendida através de dois eventos tectônicos principais. O mais antigo, denominado Orogenia Termo-Tectônica Transamazônica, promoveu a organização dos terrenos de granito-*greenstone* e dos cinturões de alto grau metamórfico. O segundo evento orogênico, denominado Orogenia Caledoniana, durante o Mesoproterozóico, proporcionou a formação de várias bacias, dentre elas o Gráben do Cachimbo, posteriormente submetidas à inversão positiva na evolução do Neoproterozóico (**Figura 6.2-2**). Os lineamentos principais criados por estes ciclos orogênicos controlaram intensamente o arcabouço geral das Bacias Sedimentares da região durante o Paleozóico e as estruturas e coberturas vulcano-sedimentares geradas durante o Mesozóico e Cenozóico (Wanderley Filho & Costa, 1991).



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Figura 6.2-2 - Localização dos principais lineamentos do embasamento, compartimentos estruturais e coberturas vulcano-sedimentares da Bacia do Amazonas

Posteriormente, associado a grandes mudanças climáticas, de frio para quente e árido, ocorreram ciclos de deposição de sedimentos na região amazônica (Cunha *et al.*, 1994), representados pelas Unidades Litoestratigráficas que compõem as Bacias Sedimentares localizadas na Planície Amazônica (Lopes, 2005).

As sinéclises foram submetidas a forças distensivas de direção E-W, que antecederam à abertura do Atlântico Norte-Equatorial, propiciando a formação de fraturas de alívio de direção N-S. Por elas ascendeu magma basáltico que deu origem a um enxame de diques e soleiras de diabásio de idades juro-triássicas (Pastana, 1999; Lopes, 2005).

Os principais sistemas de falhas e fraturas na região apresentam direção segundo NWN-SES. As estruturas alinhadas, segundo a direção NW-SE, são observadas no relevo sob a morfologia de serras que ocorrem com freqüência nas rochas do Complexo Guianense.

O desenvolvimento dos processos erosivos está controlado, muitas vezes, pelas estruturas naturais das rochas; fraturas, falhamentos. Direções dos eixos de ravinas e boçorocas coincidem com os lineamentos locais NE e NW. Ocorre uma relação entre o compartimento morfoestrutural da região e a distribuição dos processos erosivos.

Na região de Oriximiná, as estruturas compõem dois conjuntos principais atribuídos ao Terciário Superior e ao Quaternário. As estruturas do Terciário Superior correspondem a falhas inversas e dobras de direções ENE-WSW e NE-SW que afetam os sedimentos da Formação Alter do Chão. Tais falhas formam sistemas imbricados mergulhando para ENW ou SE e marcam estruturas em flor positiva. As dobras têm estilos variados - suaves ou fechadas e possuem planos axiais verticais a subverticais. Essas estruturas condicionam um relevo de serras alongadas na direção NE-SW e com altitudes até 200 m.

Estruturas do Quaternário formam segmentos distensivos constituídos por falhas normais de alto ângulo controlando o baixo curso do rio Trombetas e o trecho do rio Amazonas. É comum nessa região, a ocorrência de lagos relacionados com meandros abandonados por migração de canais devido a jogos de blocos de falha, bem como a presença de extensos depósitos de sedimentos pelíticos vinculados às planícies de inundação.

Os registros de movimentos recentes em várias áreas através de estudos sedimentológicos, geomorfológicos, estruturais e sismológicos com as mesmas características dos movimentos tectônicos do Mioceno, indicam a continuidade da evolução neotectônica adentrando no Quaternário, sendo que muitas estruturas permanecem ativas.

6.2.3.2.3 - Formações Geológicas da All

6.2.3.2.3.1 - Complexo Guianense (Embasamento Cristalino)

O Complexo Guianense compreende rochas ortoderivadas, representadas por granulitos, gnaisses, anfíbolitos, migmatitos, granitos, dioritos, granodioritos, gabros e rochas ultrabásicas (hornblenditos, piroxenitos e peridotitos) aflorantes ao norte da Amazônia brasileira. A sucessão de litotipos isotrópicos e anisotrópicos está em parte mascarada pela granitização que afetou a região.

Estas rochas foram submetidas a um metamorfismo mesocatazonal correspondente às fácies anfíbolito e hornblenda-piroxênio granulito. Apesar de as rochas apresentarem bandamentos,

alguns gnaisses foram submetidos à compressão maior, apresentando estruturas planares e lineares bem pronunciadas. Essa zona de orientação muitas vezes apresenta-se totalmente cataclada, evidenciando uma superimposição do metamorfismo dinâmico.

Dentre as rochas mais antigas, o granulito representa as litologias mais profundas do Complexo Guianense, sendo sua área de afloramento muito restrita na região. Os granulitos apresentam variação ácida a básica, granulitos-graníticos a hiperstênio e granulitos gabróides a hiperstênio. Associados aos granulitos ocorrem leptinitos que devido à estabilidade do quartzo e do feldspato ocorrem também associados aos gnaisses. Dentre os granulitos, predominam pircilasitos, com granulitos charnoquíticos e granoblastitos ocorrendo associados, apresentando marcante isotropia estrutural, apresentando uma idade isócrona Rb/Sr de 2.450 ± 74 Ma (Lima *et al.*, 1982).

Os gnaisses, os tonalitos e os migmatitos são rochas abundantes no Complexo Guianense, compondo terrenos polideformados e sendo aflorantes na maior parte da área de estudo (Spier & Ferreira Filho, 1999). Entre as variações mineralógicas dos gnaisses temos: biotita-gnaiss, biotita-plagioclásio gnaiss, biotita-hornblenda gnaiss, biotita-microclínio plagioclásio gnaiss, silimanita-plagioclásio-pertita gnaiss, sendo que os mais abundantes em todo o norte da Amazônia são os biotita-plagioclásio gnaiss e hornblenda-plagioclásio gnaiss. A migmatização foi intensa no Complexo Guianense, quando as rochas foram parcial ou totalmente metamorfisadas. Os migmatitos representam, possivelmente, a maior distribuição em área.

A orogenia plutônica de idade tardia é representada no Complexo Guianense por granitos, dioritos, gabros (norito e gabro normal), os quais apresentam textura variável de micro-aplítica a pegmatóide, entrecortando rochas mais antigas do embasamento.

Os principais sistemas de falhas e fraturas na região apresentam direção segundo NWN-SES. As estruturas alinhadas, segundo a direção NW-SE, observadas no relevo sob a morfologia de serras, ocorrem com frequência nas demais rochas do Complexo Guianense, sendo reconhecidas como as Serras do Iratapuru e do Noucuru, e as escarpas de divisor de água entre os rios Jari e Paru.

As rochas do Complexo Guianense representam a unidade mais antiga que compõe a AAR, integrando o chamado Escudo das Guianas. Apesar da dificuldade de subdivisão litoestratigráfica baseada em caracteres petrográficos e estruturais, o Projeto RADAM (1974a) apresenta como sugestão de trabalho a subdivisão desta unidade, da base para o topo, em granulitos, gnaisses, migmatitos e rochas plutônicas associados.

O Complexo Guianense tem, de modo geral, suas rochas representadas por: biotita-gnaise, hornblenda-gnaise, migmatitos, anfíbolitos, dioritos, granitos, epidiorito, epidiabásio e hornfelses. As amostras estudadas pelo Projeto RADAM (1974a) apresentam composição mineralógica e petrográfica muito variável, integrando a classe dos granitóides (granitos até dioritos), com predominância dos granitos.

O quartzo é o mineral essencial constituinte da maioria absoluta das rochas deste complexo. A relação entre os álcali-feldspatos e os plagioclásios é muito variável de uma amostra para outra. Os microclínios e ortoclásios, muitas vezes pertitzados, e os plagioclásios sódicos (albita e oligoclásio), são os mais comuns encontrados.

A hornblenda-gnaise é uma rocha com alternância de bandas máficas e félsicas com nítida orientação; textura granonematoblástica, composta de quartzo, hornblenda, plagioclásio, sericita, epidoto, apatita, carbonatos e minerais opacos indiscriminados. O quartzo ocorre como aglomerados locais de aspecto sacaroidal, associado ao feldspato, com bordas denteadas e granulação variável. O feldspato, abundante na rocha, apresenta-se totalmente sericitizado. A hornblenda constitui as bandas máficas, representando prismas alongados, e apresentando alteração de bandamento com a clorita. Apatita, epidoto e opacos ocorrem associados na composição mineralógica de algumas rochas.

Migmatitos denotam textura granoblástica, compostos por quartzo, microlina-pertítica, ortoclásio, biotita, anfíbólio, esfeno-apatita, rutilo, zircão, clorita, sericita e minerais opacos. O quartzo ocorre em agregados, sendo anédrico com extinção ondulante, bordas suturadas e microfraturados. O feldspato (microclínio-oligoclásio) ocorre em associação com o quartzo. Os máficos estão representados por biotita e hornblenda e constituem o melanossoma da rocha. Zircão-esfeno, apatita e opacos estão associados e formam aglomerados dispersos na rocha. A clorita é produto de alteração dos minerais ferro-magnesianos.

O quartzo é o mineral dominante em todas as amostras e também está recristalizado, tendo granulação muito fina com contatos bem definidos, apresenta extinção normal ou pouco ondulante; raramente seus cristais formam agregados um pouco mais grossos. Os opacos aparecem como grânulos diminutos e se encontram presentes em toda a rocha. A apatita é um mineral acessório comum. O epidoto é mais raro. A biotita constitui agregados locais em cristais pequenos e também inclusos nos feldspatos.

De maneira geral, no Complexo Guianense ocorrem: migmatitos, granitos, granulitos, anfíbolitos, quartzitos, xistos e gnaisses; fácies almandina-anfíbolito e granulito.

6.2.3.2.3.2 - Grupo Vila Nova (Seqüência Vulcano-sedimentar)

Este grupo apresenta rochas metamórficas de alto baixo grau na fácies xisto verde, até metamorfismo de alto grau, na fácies anfibolito.

Sua distribuição geográfica no Estado do Amapá é bastante ampla, prolongando-se para os terrenos da Guiana Francesa, onde apresenta continuidade física com os Grupos Paramacá e Marawijne (Costa & Hasui, 1997).

Jorge João e colaboradores (1979) consideram esta unidade como sendo um cinturão do tipo *greenstone belt*. Variedades de quartzito, metaconglomerado, xisto, mármore-manganesífero, formação ferrífera bandada e anfibolito são as suas principais associações litológicas.

Na região de Serra do Navio, local onde o Grupo Vila Nova encontra-se melhor estudado, ocorre uma seqüência basal de orto-anfibolito capeado por xisto e mármore-manganesífero. A oxidação dos carbonatos produziu os depósitos de manganês lavrados pela ICOMI - Indústria e Comércio de Minérios S/A (de 1957 até a sua exaustão em 1997), tendo sido extraídos, no total, 61 milhões de toneladas de minério de Mn na região (Coelho Filho, 1998).

Datações K/Ar em micas provenientes de xisto (1.919 Ma e 1.759 Ma) e anfibólitos oriundos de anfibolito (2.088 Ma e 1.971 Ma) são os únicos dados geocronológicos disponíveis para o Grupo Vila Nova na Serra do Navio (Montalvão & Tassinari, 1984). As datações K/Ar indicam uma idade mínima para o evento metamórfico que originou os depósitos manganesíferos da Serra do Navio. A idade modelo Sm/Nd de 2.264 ± 34 Ma em anfibolitos do Grupo Vila Nova da Serra do Ipitinga é interpretada como a idade do vulcanismo local (MacReath & Faraco, 1997).

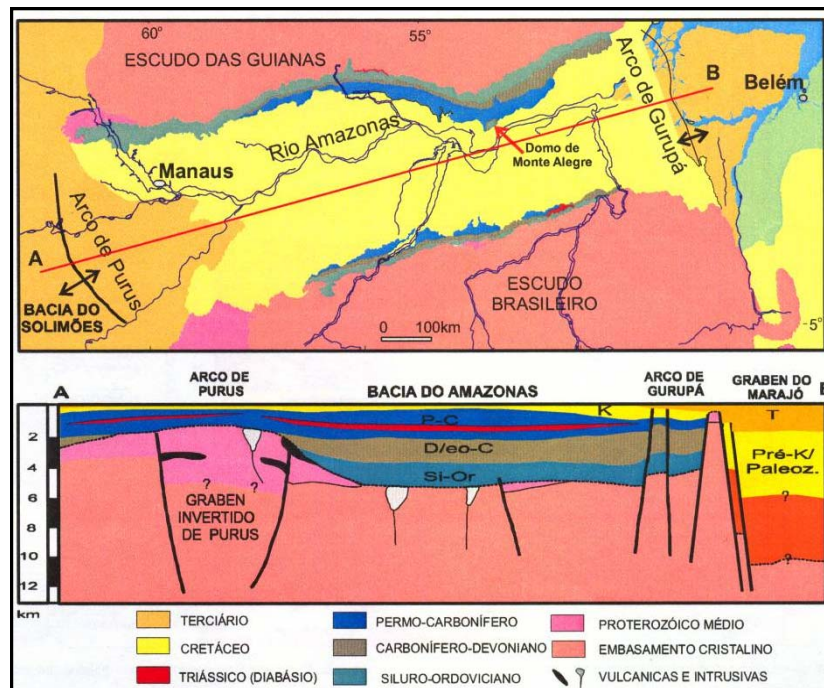
6.2.3.2.4 - Bacias Sedimentares da All

6.2.3.2.4.1 - Bacia do Amazonas

Na região em estudo, a Bacia do Amazonas apresenta litotipos aflorantes de idades que variam do Paleozóico até o Mioceno. Contudo, apesar de sua extensão, não são freqüentes os afloramentos de rochas sedimentares paleozóicas, apresentando, porém, vasta distribuição dos sedimentos meso-cenozóicos.

As rochas sedimentares da Bacia do Amazonas estão em onlap sobre as rochas pré-cambrianas dos escudos das Guianas a norte e Brasil Central a sul. Seu limite ocidental é com a Bacia do Solimões (Alto de Purus) e o oriental, com o Arco de Gurupá. A espessura total das rochas sedimentares que a preenchem atinge 5.000 m (Cunha et al., 1994).

Os afloramentos paleozóicos são encontrados restritamente nas bordas da bacia sedimentar, especialmente em locais onde a drenagem corta transversalmente os pacotes rochosos, ou em algumas pedreiras de lavra de calcários Neopaleozóicos, situadas também nas zonas marginais da bacia (Figura 6.2-3). No entanto, uma estrutura geológica dômica, denominada Domo de Monte Alegre, no município homônimo, apresenta excelentes exposições rochosas de idade Paleozóica (Wanderley Filho *et al.*, 2005).



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

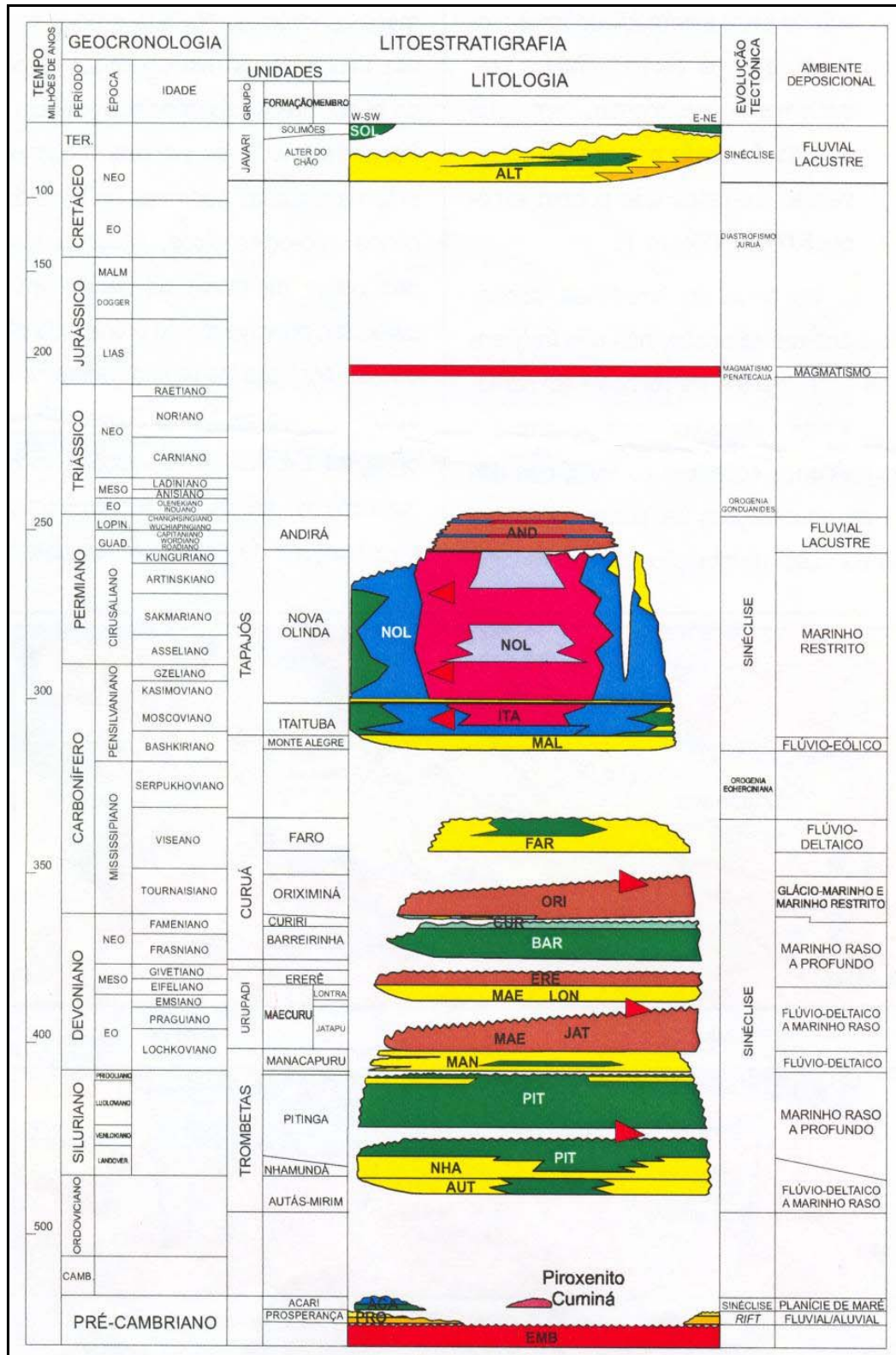
Figura 6.2-3 - Mapa Geológico e Seção Longitudinal da Bacia do Amazonas

Segundo Cunha et al. (1994), a evolução da Bacia do Amazonas começa pela deposição da Superseqüência Ordoviciano-Devoniana composta pelos clásticos marinhos do Grupo Trombetas. A Superseqüência Devoniano-Carbonífera é composta pelas formações Maecuru, Ererê, Curiri, Barreirinha, Oriximiná e Faro, que representam a sedimentação flúvio-deltaica e nerítica dos grupos Urupadi (as duas primeiras) e Curuá (as quatro últimas). Este último foi acompanhado por

sedimentação glacial e seguido por um hiato deposicional correspondente a orogênese Tardichânica (ca. 330 Ma).

As deposições de sedimentos siliciclásticos na Bacia do Amazonas foram iniciadas ainda durante o Ordoviciano, tendo seguido até o Carbonífero, cujas rochas representativas deste ciclo deposicional compõem os Grupos Trombetas, Urupadi e Curuá. Na seqüência, ocorreram intrusões de diabásio, depositando-se sob a forma de soleiras (sills) entre os sedimentos das Formações Pitinga, Maecuru (entre os Membros Lontra e Jatapú) e Oriximiná e Faro, conforme observado na **Figura 6.2-4**.

De acordo com datações Ar/Ar nestas soleiras, a idade atribuída ao evento ígneo plutônico, de 204 Ma, indicam ter ocorrido apenas um evento deste tipo na região. No entanto, até meados da década de 1980, estudos realizados nestes corpos intrusivos (Aires, 1984), apresentavam resultados de datação isotópica colocando-os como sendo resultado dos três últimos picos de atividade ígnea na região (idades de 210, 180 e 150 Ma).



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Figura 6.2-4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas

Um segundo ciclo deposicional na Bacia do Amazonas, ocorreu entre o Pensilvaniano Inferior e o Triássico, depositando as rochas pertencentes ao Grupo Tapajós (Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá). Novo ciclo deposicional na Bacia do Amazonas só tornou a ocorrer durante o Cretáceo, quando foram depositadas as rochas do Grupo Javari.

O Grupo Tapajós possui um amplo espectro de ambientes de sedimentação: clásticos, carbonatos e evaporitos, tanto continentais como marinhos restritos, que formam a Superseqüência carbonífero-permiana. Esta superseqüência é seguida sucessivamente pela Orogênese Sanrafaélica (ca. 260 Ma.) e pelo Diastrofismo Juruá. No princípio do Jurássico ocorreu amplo magmatismo basáltico, formando diques do Diabásio Penatecaua e derrames não-aflorantes situados entre as formações Nova Olinda e Alter do Chão (Santos, 1978).

O intervalo estratigráfico Devoniano-Carbonífero da Bacia do Amazonas, em especial no âmbito dos Grupos Curuá e Tapajós, reveste-se de considerável interesse econômico por incluir as principais rochas geradoras e reservatórios de hidrocarbonetos da região (Wanderley Filho *et al.*, 2005).

A sedimentação na Bacia do Amazonas é encerrada pela deposição de duas seqüências continentais, representada pelo Grupo Javari, sendo uma cretácea superior (Formação Alter do Chão) e outra cenozóica (Formação Solimões), depositadas por sistemas fluviais e flúvio-lacustres (Silva *et al.*, 2003).

Na área percorrida pelo empreendimento são interceptadas as unidades litoestratigráficas potencialmente fossilíferas compreendidas pelo Grupo Trombetas, Formação Maecurú, Grupo Curuá, Grupo Tapajós e Formação Alter do Chão.

A seguir, serão descritas as formações sedimentares que compõem a AAR da LT 230 kV Jurupari - Laranjal --Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná, cujos paleoambientes de deposição e assembléia fossilífera serão caracterizados.

a) Grupo Trombetas

O Grupo Trombetas representa a primeira seqüência transgressiva-regressiva ocorrida na Bacia Sedimentar do Amazonas, consistindo essencialmente em sedimentos fluviais, marinhos e glaciais. As formações sedimentares deste ciclo deposicional apresentam-se truncadas por discordâncias regionais decorrentes da Orogenia Caledoniana.

Na área em estudo, as rochas deste Grupo estão assentadas direta e discordantemente sobre o Complexo Guianense, que constitui o embasamento cristalino da região. Distribui-se na área, estendendo-se no sentido W-E, ocupando o Planalto de Maracanaquara.

As litologias que compõem este Grupo, de acordo com as amostras coletadas pelo Projeto RADAM (1974a) são, essencialmente: 1) arenitos cinza-claro, maciços, friáveis, ortoquartzíticos com granulometria fina a média; 2) conglomerados creme variavelmente silicificados, de granulometria grossa e mal selecionados e acamamento gradacional, apresentando alto grau de litificação; 3) arenitos finos, feldspáticos a caulíníticos, laminados, com maior ou menor grau de ferrificação, com lentes em xisto preto e/ou avermelhado; 4) intercalações de arenitos finos a médios, brancos a cinza-esverdeados ou castanhos a avermelhados, laminados, silicificados; 5) siltitos verde-claros a cinza-esverdeados, micáceos, laminados e litificados com nódulos de pirita; 6) folhelhos limpos de granulometria fina a média, por vezes silicificados, com poucas intercalações e com nódulos de pirita; 7) diamictitos porfiríticos; e 8) folhelhos e siltitos cinzas, micáceos, laminados, plásticos, com nódulos de pirita, intercalados com arenitos finos caulíníticos e porosos, com estratificação paralela e cruzada intercalada, denotando paleoambiente deposicional fluvial.

O Grupo Trombetas é constituído, da base para o topo, pelas Formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

► Formação Autás-Mirim

A Formação Autás-Mirim é ainda pouco estudada pela comunidade científica. No entanto, algumas incursões realizadas para estudos voltados às demais formações que compõem o Grupo Trombetas, fizeram algumas descobertas acerca de seus pacotes sedimentares.

Desta forma, a Formação Autás-Mirim é constituída por arenitos predominantemente finos a médios, de coloração branca a cinza e folhelhos litificados de coloração acinzentada, apresentando assembléia fossilífera composta por quitinozoários planctônicos (Grahm & Melo, 1990; Grahm, 2005). Pressupõe-se que a deposição de seus sedimentos siliciclásticos tenha ocorrido em ambiente flúvio-deltaico a marinho nerítico raso, durante o Neo-Ordoviciano.

► Formação Nhamundá

A Formação Nhamundá, segunda a se depositar na Bacia do Amazonas, é constituída por sedimentos terrígenos neríticos e glaciogênicos, tais como quartzo-arenitos, folhelhos e diamictitos, de idade Siluriana (Llandoveryana a Wenlockiana).

Esta formação apresenta-se já com estudos investigativos bastante avançados, tendo sido, inclusive, segmentada em diferentes fácies sedimentar, de acordo com a gênese deposicional de seus sedimentos.

Assim, na fácies litorânea rasa ou de espraiamento de ondas (*foreshore*), os depósitos apresentam-se pouco bioturbados (<10%) por *Skolithos* sp. Estes sedimentos apresentam estratificação plano-paralela, cuja gênese é atribuída à ação de fluxo e refluxo das ondas (*wave wash*), já o truncamento de baixo ângulo apresentado por esta estrutura sedimentar é interpretado como ajuste da linha de praia a mudanças no regime de ondas e/ou no fornecimento de sedimento provenientes da plataforma continental interna.

Os depósitos de pós-praia (*shoreface*) apresentam semelhança petrográfica aos depósitos de espraiamento de ondas (*foreshore*). Os sedimentos que compõem esta fácies sedimentar são constituídos de quartzo-arenitos finos a grossos, com grânulos dispersos, apresentando estratificação cruzada tabular e plano-paralela, com acamamento maciço e, localmente, estratificação cruzada *hummocky* (Tucker, 1996), geradas por fluxo oscilatório/ combinado mostra a passagem de tempestades durante a deposição da Formação Nhamundá. Nesta fácies, os sedimentos pelíticos são pouco freqüentes, cujos estratos não ultrapassam alguns centímetros de espessura. Com exceção da estratificação cruzada *hummocky*, as demais estruturas caracterizam a parte superior de *shoreface*. Dados de paleocorrente obtidos da estratificação cruzada tabular (lâminas de pelito mergulhando para NE) corroboram com a orientação NE-SW da paleocosta da bacia e sugerem para a origem da estratificação, a migração de barras de areia por correntes litorâneas. O acamamento maciço é devido à forte bioturbação (>60%) que em grande parte é atribuída à ação de *Skolithos* sp. Condições de salinidade reduzida são inferidas para esta fácies sedimentar graças à ausência de corpos fósseis animais responsáveis pelo icnogênero *Arthropycus* (Fernandes & Borgi, 1996) e presença de *Pelecypodichnus* sp. que, segundo Hakes (1985) e Pienkowski (1985) é encontrado em sedimentos de água salobra.

O paleoambiente da fácies subglacial costeira é evidenciado pela presença de estruturas glacioteclônicas, que incluem planos de cavalgamento de baixo ângulo e foliação subhorizontal desenvolvidos em diamictitos de constituição pelítico-arenosa (Nogueira *et al.* 1997b). Estas estruturas desenham um estilo de drenagem anastomosado infletindo-se com mergulhos altos quando contornam porções ou blocos de quartzo-arenito fino, os quais chegam a apresentar comprimento métrico (Nogueira *et al.*, 1999). Boudinagem e dobras recumbentes ocorrem localmente. As estruturas subhorizontais, compatíveis com um campo de tensões tangenciais, sua natureza intraformacional e o fato de serem desenvolvidas em diamictitos sugerem um ambiente subglacial (Berthelsen, 1979), com a geleira avançando sobre o litoral. Esta posição litorânea da fácies subglacial é compatível com as demais fácies deposicionais (*foreshore* e *shoreface*), já que estas se sobrepõem em contato direto aos diamictitos. Eventos glaciais na Formação Nhamundá foram recentemente datados por Grahn & Paris (1992) Llandoveryano e Wenlockiano através de quitinozoários em diamictitos, previamente identificados como tilitos por Carozzi e colaboradores (1973) em testemunhos de sondagem.

Um paleoclima frio na Bacia do Amazonas é também corroborado pela ausência de sedimentação carbonática durante todo o EoPaleozóico. Um ambiente de *shoreface* com salinidade reduzida. Indicativos climáticos periglaciais para o *habitat* do icnofóssil *Arthropycus alleghaniensis* são fornecidos pela associação dos depósitos de *shoreface* com os diamictitos subglaciais caracterizados por planos subhorizontais de cavalgamento e foliação, uma vez que os exemplares deste icnofóssil se apresentam sob a forma de tubos em hiporelevo positivo (*hipicnia*), concordantes a subconcordantes aos planos de acamamento e preenchidos com quartzo-arenito fino. A posição do pólo Sul na região meridional do Brasil durante o Eo-Siluriano (Caputo, 1984; Grahn & Caputo, 1992) implica em condições periglaciais para o ambiente sublitorâneo deste icnofóssil, já que o gênero *Arthropycus*, é sempre registrado em sucessões marinhas, demarcando a linha de costa durante o Paleozóico (Pickerill *et al.*, 1991), estando relacionado a condições litorâneas rasas uma vez que os organismos que produziram este icnofóssil suportavam a influência de água doce em ambientes litorâneos (Boucot, 1975; Legg, 1985; Eagar *et al.*, 1985). O recuo das geleiras durante o final do Eo-Siluriano poderia ter contribuído no fornecimento de grandes volumes de água doce para a região do extremo norte do Brasil.

A fácies de estilo fluvial entrelaçado distal (Cotter, 1983), em que a relação icnofóssil/pelito indica períodos calmos de deposição em um ambiente que era caracterizado principalmente por níveis altos de energia de corrente ou onda denunciados

por arenitos com estratificações cruzada e plano-paralela e marcas onduladas. A associação de *Arthropycus* a níveis descontínuos de arenito fino a médio com marcas onduladas intercalados a arenitos com estratificação cruzada sotopostos à fácies de *foreshore*, indica um ambiente de *shoreface* (sublitoral), provavelmente superior, para este icnofóssil.

O contato brusco entre as Formações Nhamundá e Pitinga, interpretado como superfície de inundação marinha, é um importante marco estratigráfico no Grupo Trombetas, cujas assembléias de quitinozoários do topo da Formação Nhamundá e da base da Formação Pitinga exibem, ambas, estratificação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo além da ocorrência de estratos cruzados subordinados.

► Formação Pitinga

Informalmente, a Formação Pitinga é subdividida em membro inferior e superior, estando separados por um hiato que corresponde à parte média do Wenlockiano/Siluriano (Grahn & Melo, 1990). Os sedimentos que compõem esta formação litológica são representados basicamente por folhelhos e siltitos intercalados por arenitos finos de origem marinha nerítica média a profunda, apresentando assembléia fossilífera composta de acritarcos, quitinozoários, criptósporas, escolocodontes e fragmentos de matéria orgânica. Espécies de distribuição geográfica mundial típicas do Siluriano tais como *Neoveryhachium carminae*, *Dactylofusa striatifera*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Oppilatala insólita*, *Salopidium granuliferum*, *Domasia trispinosa*, *Deunffia furcata*, *Deunffia monospinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Domasia bispinosa*, *Domasia rochesterensis*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymatiosphaera marisae* e *Baltisphaeridium carinosum* ocorrem em sedimentos da Formação Pitinga. Acritarcos característicos de alta paleolatidade da região Perigondwana e Gondwana norte tais como *Perforela perforata*, *Tylotopala piramidalis* e *Tyrannus giganteus* foram também identificados em sedimentos desta formação litoestratigráfica.

Para o membro inferior, de idade Llandoveryano ao Wenlockiano, os arenitos finos com siltitos intercalados apresentam localmente assembléias biogênicas referentes à icnoespécie *Arthropycus harlani*, conespecífica com *Arthropycus alleghaniensis*, além de outros restos fósseis menos diagnósticos. Grahn & Melo (1990) analisando algumas amostras coletadas na região da Cachoeira Viramundo, no Amazonas, destacaram que os arenitos finos com estratificação ondulada truncante são portadores da clássica fauna de invertebrados marinhos descrita por Clarke (1899): *Anabaia paraia*, que ocorre também em

sedimentos do Siluriano Inferior da região do lago Titicaca, no Peru Meridional. Os conhecimentos atuais sugerem tratar-se de uma forma restrita ao Llandoveryano, embora outras espécies desse gênero exclusivamente sul-americano, possam talvez atingir o Siluriano Superior. Essa inferência é compatível com os dados bioestratigráficos obtidos por Cardoso & Rodrigues (2005), a qual é posicionada, com base em seu conteúdo em quitinozoários, na transição entre o Llandoveryano superior e o Wenlockiano inferior. *Deunffia* e *Domasia* são *Taxa* importantes que definem o intervalo Llandoveryano - Wenlockiano, cujo valor cronoestratigráfico é inegável uma vez que os mesmos restringem-se mundialmente ao Siluriano.

Dentre os espécimes fósseis para o membro inferior da Formação Pitinga destacam-se principalmente: *Domasia limaciforme*, *Domasia canadensis*, *Domasia trispinosa*, *Domasia amphora*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae* e *Salopidium granuliferum*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Dactylofusa tenuistriata*, *Dactylofusa cucurbita*, *Deunffia furcata*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Visbysphaera errática* e *Micrhystridium intonsurans*.

O membro superior da Formação Pitinga, de idade Ludlowiano, apresenta-se bem definido e separado do membro inferior por um hiato, sendo composto pelas seguintes espécies fósseis: *Deunffia furcata*, *Deunffia brevispinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Tyrannus giganteus*, *Eisenackidium ramiformis*, *Gorgonisphaeridium bringewoodense*, *Domasia bispinosa*, *Domasia trispinosa*, *Hélios aranides*, *Micrhystridium stellatum*, *Neoveryhachium carminae*, *Multiplicisphaeridium caperoradiola*, *Leiofusa kiryanovii*, *Leiofusa filifera*, *Oppilatala insolita*, *Pterospermopsis marysae*, *Veryhachium rhomboidium*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymbosphaeridium cf. ravum*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Dactylofusa striatifera*, *Polysphaeritae*, *Visbysphaera microspinosa*, *Visbysphaera dilatispinosa*, *Salopidium wenlockensis* e *Veryhachium europaeum*.

Segundo Molyneux e colaboradores (1996), muitas dessas espécies tais como *Tyrannus giganteus* e *Perforela perforata*, são formas descritas no Siluriano Superior da Espanha e norte da África, tratando-se de bons marcadores bioestratigráficos. O registro desses *Taxa* em sedimentos da Formação Pitinga mostra um aumento em abundância próximo ao limite Llandoveryano-Wenlockiano (Cramer, 1970; Le Hérissé, 1989; Molyneux *et al.*, 1996).

De acordo com Cardoso & Rodrigues (2005), o modelo biogeográfico de latitude paralela de Cramer (1970) para os acritarcos do Siluriano segundo Molyneux e colaboradores (1996), está sendo visto com certo ceticismo pelo fato de gêneros como *Deunffia* e *Domasia*,

considerados de baixa paleolatidade, terem sua ocorrência junto a locais paleogeográficos de região equatorial. Segundo o modelo de distribuição de palinofáceis para o Siluriano proposto por Cramer (1970), os acritarcos da bacia do Amazonas estariam situados no “Brazilian Realm”, provavelmente na fácies *Neoveryhachium carminae*, caracterizada pela alta paleolatidade e clima frio e pela abundância de acritarcos do subgrupo Netromorphitae de Evitt (1963). Le Hérissé (1989) assinalou a ocorrência de *Neoveryhachaeum carminae* no Wenlockiano e Ludlowiano da Suécia em área de clima tropical (Palinofácies Báltica) durante o Siluriano. Isto contraria o modelo de zoneamento baseado em dados de paleolatidade paralela de Cramer (1970). O mesmo ocorre na bacia do Amazonas, que durante o Siluriano ocupou região de alta latitude.

Na Bacia do Amazonas, estudos comprovaram a ocorrência de acritarcos característicos de baixa paleolatidade como *Domasia amphora*, *Deunffia monospinosa* e *Tylotopala pyramidalis*, associadas às formas de alta paleolatidade como *Dactylofusa maranhensis*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium aniae*, *Tyrannus giganteus*, e *Perforela perforata* (Cardoso & Rodrigues, 2005). Fato também ocorrido no Llandoveryano superior da Jordânia, na bacia de Ghadames (Líbia) e na bacia Tindouf no oeste da Argélia (Molyneux *et al.*, 1996).

► Formação Manacapuru

A Formação Manacapuru é composta basicamente por rochas sedimentares areníticas finas a médias, com intercalações de siltitos cinza-escuro em paleoambiente deposicional litorâneo nerítico. Nesta litologias, foram identificados quitinozoários no andar Pridoliano do Siluriano, correspondendo à base da formação litoestratigráfica (Coelho, 1994).

A porção basal da Formação Manacapuru é separada do membro inferior da Formação Pitanga por um hiato, caracterizado pela ausência de deposição de sedimentos, ou pela erosão dos sedimentos superficialmente depositados em paleoambiente.

Para os espécimes fósseis encontrados na fácies sedimentar que representa a Formação Manacapuru, destacam-se *Baltisphaeridium pilar*, *B. carinosum*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *M. scaber*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Neoveryhachium carminae* e *Perforela perforata*, todos atribuídos ao Prídoli/Siluriano, o que corrobora para a datação realizada por Grahn & Melo (1990) com base em quitinozoários. Destes, os Taxa sistemáticos *Deunffia* e *Domasia* são importantes

biomarcadores estratigráficos que definem o intervalo Llandoveryano-Wenlockiano, cujo valor cronoestratigráfico é deveras importante, uma vez que estes restringiram-se mundialmente ao Siluriano (Cardoso & Rodrigues, 2005).

Outra característica importante apresentada por estes *Taxa*, refere-se ao fato de serem estes gêneros considerados de baixa paleolatidade, cuja ocorrência se dá conjuntamente com formas biológicas de região paleoequatorial, o que está sendo visto hoje pela academia com muito ceticismo, já que vai de encontro ao modelo biogeográfico de paleolatidade paralela para os acritarcos do Siluriano, proposto por Molyneux e colaboradores (1996).

Segundo o modelo de distribuição de palinofáceis proposto por Cramer (1970) para o Siluriano, os acritarcos da Bacia do Amazonas estariam situados no “Brazilian Realm”, provavelmente na fácies litoestratigráfica onde são encontrados *Neoveryhachium carminae*, caracterizada pela alta paleolatidade e clima frio e pela abundância de acritarcos do subgrupo Netromorphitae de Evitt (1963), espécimes encontrados em locais de paleoclima frio ou periglacial.

Le Hérisse (1989) assinalou a ocorrência de *Neoveryhachium carminae* no Wenlockiano e Ludlowiano da Suécia em área de clima tropical (denominado Palinofácies Báltica) durante o Siluriano, o que contraria o modelo de zoneamento baseado em dados de paleolatidade paralela de Cramer (1970).

De modo geral na Bacia do Amazonas, e em especial na Formação Manacapuru, ocorrem acritarcos característicos de ambientes de baixa paleolatidade como *Domasia amphora*, *Deunffia monospinosa* e *Tylotopala pyramidalis*, associadas às formas biológicas de alta paleolatidade como *Dactylofusa maranhensis*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium aniae*, *Tyrannus giganteus* e *Perforela perforata*. Esta fácies litoestratigráfica também foi observada no Llandoveryano (Telychiano) da Jordânia, na Bacia de Ghadames (na Líbia) e na Bacia Tindouf no oeste da Argélia (Molyneux *et al.*, 1996), caracterizando-se, assim, em uma fácies cronoestratigráfica.

b) Grupo Urupadi

O Grupo Urupadi é composto por arenitos com intercalações de folhelhos e por siltitos micáceos com delgadas intercalações de folhelhos. A deposição destes sedimentos ocorreu durante o segundo evento de subsidência e ingresso marinha na Bacia do Amazonas

(EoDevoniano - NeoDevoniano), cujo fluxo de invasão transgressivo foi no sentido leste-oeste (Katzer, 1933).

O Grupo Urupadi é subdividido nas Formações: Maecuru e Ererê.

► Formação Maecuru

As rochas desta formação litoestratigráfica são compostas basicamente por arenitos brancos a cinza claros, micáceos, de granulometria fina a grossa, que passam, em direção ao topo, para arenitos finos, fossilíferos, com intercalações de folhelhos cinza escuros.

O paleoambiente deposicional para a Formação Maecuru (de Idade Eifeliana) é inferido como tendo sido de plataforma continental interna a média associada à ambiente marinho raso de águas com nível de energia oscilante entre intermediárias e agitadas, dada à presença de sedimentos finos a grossos. As águas que compunham tal paleoambiente apresentavam-se com intermediária entre quente e fria, bem oxigenadas e com salinidade normal (Cunha *et al.*, 1994).

Na Formação Maecuru podem ser reconhecidas duas associações de invertebrados marinhos bentônicos, cada qual representando um paleoambiente deposicional distinto.

Na associação representada por arenitos médios a grossos, com paleoambiente marinho de águas próximas à costa com nível de energia intermediário, foram identificados, de modo predominante, a associação dos gêneros fósseis “*Schuchertella*” *agassizi* (Rathbun, 1874) e *Ptychopteria eschwegeii* (Clarke, 1899). Na composição desta associação está presente uma grande diversidade de braquiópodes, bivalvíos, tentaculídeos, trilobitas, crinóides, gastrópodes e belerofontídeos (Ponciano & Machado, 2007).

Os espécimes que compõem esta associação bioestratigráfica apresentaram características morfofuncionais de hábitos suspensivo epibentônico semi-infaunísticos, de reduzida a moderada mobilidade, o que corrobora para o paleoambiente deposicional inferido para a Formação Maecuru.

A riqueza expressa pela qualidade de espécies encontradas nesta associação, sugere um ambiente com águas bem oxigenadas e de salinidade normal, pois a maioria dos organismos presentes é tipicamente estenoalino, ou seja, não toleram valores muito extremos de

salinidade; ao mesmo tempo, as formas semi-infaunísticas necessitam de uma boa oxigenação na interface sedimento-água para sobreviverem (Ponciano & Machado, 2007).

A Formação Maecuru é subdividida em dois Membros: Jatapu e Lontra.

- Membro Jatapu

O Membro Jatapu caracteriza-se por camadas de siltitos argilosos bioturbados e arenitos argilosos, apresentando camadas hematíticas em sua base. Estende-se pelo flanco norte da Bacia do Amazonas, gradando lateralmente para o Membro Lontra em direção ao sul, não chegando a aflorar nesta área da bacia (Ponciano & Machado, 2007).

A passagem de arenitos finos e siltitos bioturbados para arenitos finos a médios com estratificação cruzada caracteriza o contato gradacional superior e lateral do Membro Jatapu com o Membro Lontra.

Até o momento não foram encontrados macrofósseis marinhos nos sedimentos que compõem este Membro, apresentando somente palinomorfos de quitinozoários, acritarcos e espóros (Caputo, 1984).

- Membro Lontra

O Membro Lontra é composto por uma seqüência de arenitos brancos a cinzas de estratificação cruzada, intercalados por conglomerados e poucos siltitos. Esta unidade estende-se por ambos os flancos da Bacia do Amazonas (Melo & Loboziak, 2003).

Localmente, no flanco norte e em subsuperfície, os sedimentitos mais superiores do Membro Lontra são tempestitos gerados em ambiente marinho raso, constituídos por arenitos com estratificação cruzada hummocky, com pouquíssimas intercalações pelíticas e contêm a fauna de invertebrados marinhos devonianos da Formação Maecuru. Juntamente com os crinóides, esses arenitos exibem restos de trilobitas, moluscos, briozoários, corais, conulárias e tentaculítidas (Melo, 1988; Cunha et al., 1994).

O provável ambiente deposicional seria um sistema de leques deltáicos interrompidos por uma rápida e curta transgressão marinha (Caputo, 1984). Estas invasões marinhas deveriam formar extensas lâminas de água, que parecem não ter atingido grandes profundidades, pois esta área funcionava como uma plataforma durante o Devoniano (Daemon & Contreiras, 1971).

As camadas portadoras de macrofósseis conchíferos marinhos restringem-se a parte mais superior do membro. Dentre os espécimes encontrados nos sedimentos deste membro litoestratigráfico estão *Monstrocrinus securifer*, *Laudonomphalus regularis*, *Laudonomphalus ornatus*, *Exaesioidiscus acutus*, *Exaesioidiscus aff. minutus*. (Scheffler et al., 2006).

► Formação Ererê

A Formação Ererê representa a sedimentação deltáica, com litotipos de arenitos brancos a avermelhados, micáceos, com granulometria média, siltitos cinza esverdeados, silicificados,ossilíferos, localmente piritosos e com marcas de ondas, além de camadas bastante delgadas de folhelhos cinza-escuro.

Nos sedimentos desta formação litoestratigráficas foram encontrados trilobitas da espécie *Eldredgeia paituna*, conchas de bivalves da espécie *Cucullella triqueta*, além de gastrópodes, crinóides e *Tentaculites* sp. (Melo, 1987).

c) Grupo Curuá

A deposição deste Grupo ocorreu durante as etapas finais (NeoDevoniano - Mississipiano Médio) do segundo evento de subsidência e ingressão marinha na Bacia do Amazonas, novamente com fluxo de invasão marinha proveniente de leste (Katzer, 1933).

A princípio, a denominação deste grupo litoestratigráfico foi adotada para uma seqüência quase exclusivamente de xistos pretos e avermelhados, situada entre as rochas do Grupo Ererê e as demais rochas depositadas durante o Período Carbonífero.

Zonalmente, as rochas do Grupo Curuá encontram-se em contato discordante com as rochas dos Grupos Urupadi e Trombetas, cuja faixa de ocorrência está alinhada de forma paralela às rochas destes grupos, cortando transversalmente o leito e margens do rio Jari, a aproximadamente 25 km do local do empreendimento.

Os litotipos que compõem o Grupo Curuá são basicamente representados por: 1) argilitos laminados e siltitos com intercalações de arenito fino; 2) folhelhos laminados com intercalações de arenito muito fino e micáceos; 3) folhelhos laminados micáceos com intercalações de arenito muito fino e argilosos, por vezes piritosos; 4) diamictitos glaciogênicos; 5) arenitos fino a médio, mal selecionados com intercalações de diamictito; 6)

arenitos finos micáceos com estratificação plano-paralela pouco notável; e 7) folhelhos e siltitos micáceos pretos, cinzas e vermelhos, laminados com camadas intercaladas de arenito bem selecionado fino a médio, geralmente com estratificação cruzada.

Na região de Monte Alegre, segundo Pastana (1999) as Formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro ocorrem sob duas formas distintas: sob a forma de uma faixa contínua e alongada no sentido leste-oeste com média de 5 km de largura no flanco norte da bacia; e nos arredores do Domo de Monte Alegre.

Datações Sm/Nd realizadas em rochas de fração pelito do Grupo Curuá aflorantes nos arredores do Domo de Monte Alegre, demonstraram idades entre 1,42 e 1,35 Ga, sugerindo, a princípio, que seus sedimentos sejam provenientes de uma área-fonte formada durante o Proterozóico, além de inferir que tenha ocorrido, provavelmente, uma mistura de sedimentos de área-fonte mais jovem (Makino *et al.*, 2007).

As áreas-fonte prováveis, segundo Makino e colaboradores (2007), seriam representadas: pelo Cinturão Paraguai-Araguaia, localizado no limite leste e sul/sudeste do Cráton Amazônico; e pela Província Geocronológica Sunsas (com idades entre 1,3 e 1,0 Ga, segundo Tassinari & Macambira, 1999). Os dados isotópicos indicam que durante a deposição das unidades litoestratigráficas que compõem a o Grupo Curuá, a principal fonte dos sedimentos foram as rochas crustais formadas durante o Meso e o Neoproterozóico.

O Grupo Curuá é subdividido nas seguintes Formações: Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro.

► Formação Barreirinha

Predominam folhelhos cinza-escuro a negros laminados, carbonosos, piritosos e radiativos, localmente intercalados com arenitos muito fino a micáceos; folhelhos cinzentos siltíticos, siltitos calcíferos e arenitos silicificados em delgadas camadas, que podem representar turbiditos (Caputo, 1984).

Na Formação Barreirinha, os macrofósseis de invertebrados são raros, sendo representados por restos de braquiópodes inarticulados das espécies *Lingula gracana* e *Orbiculoidea Iodensis*, além de pequenos exemplares das espécies de bivalves *Paleoneilo? sculptilis* e *Cucullella triquetra*, gastrópodes e o nautilóide *Spyroceras meloi* (Petri & Fúlvaro, 1983).

De acordo com os estudos realizados pela CPRM (2003), as rochas da Formação Barreirinha foram depositadas em paleoambiente de águas marinhas rasas a profundas, sob condições anóxicas.

► Formação Curiri

Esta formação litoestratigráfica é composta por folhelhos de coloração cinza à esverdeada, com raros níveis de arenito; siltitos subordinados com intercalações locais de arenito fino; siltitos argilosos, cinzentos a pretos, maciços, micáceos, piritosos e lentes de diamictitos.

Os folhelhos e siltitos desta formação apresentam-se bioturbados pela espécie *Spirophyton* sp. Este icnofóssil é comum em ambientes devonianos de águas calmas com substrato de clástico fino rico em matéria-orgânica e anóxico (Petri & Fúlfaro, 1983).

O paleoambiente de deposição destes sedimentos é interpretado como flúvio-deltaica e marinha rasa nerítica, com paleoclima periglacial ou transicional para glacial, devido à formação de diamictitos, durante o Fameniano (Daemon & Contreiras, 1971).

► Formação Oriximiná

A Formação Oriximiná apresenta arenito mal selecionado fino a médio, muito compactados, de coloração avermelhada a cinzenta, piritosos e argilosos, com intercalações de diamictitos. Localmente, são observados siltitos laminados e folhelhos micáceos pouco calcíferos com lentes de arenito fino argiloso.

O paleoambiente de deposição é interpretado como sendo um ambiente fluvial regressivo, graças à presença de estratificação plano-paralela pouco notável e alternada com sedimentos argilosos, onde o arredondamento dos grãos de quartzo é baixo e a esfericidade é regular (Daemon & Contreiras, 1971).

► Formação Faro

As rochas que compõem a Formação Faro são compostas basicamente por siltitos micáceos, às vezes maciços, de coloração branca a cinza médio e tons avermelhados ocasionados pela oxidação do ferro. Os siltitos gradam para arenitos esverdeados finos a médios com estratificação do tipo *hummock*, intercalados por folhelhos e recobertos por argilitos.

A Formação Faro apresenta em sua parte superior uma intercalação de folhelhos negros com vegetais fossilizados bem conservados, icnofósseis e braquiópodes (Petri & Fúlvaro, 1983).

De acordo com Daemon & Contreiras (1971) a deposição destas rochas ocorreu em um paleoambiente flúvio-deltaico, com influência marcante de águas de mar raso.

d) Grupo Tapajós

Ao final do Mississipiano/Carbonífero, ocorreu um novo movimento tectônico, denominado Orogenia Echerciniana. Após este movimento, foi iniciada nova fase de sinéclise na Bacia do Amazonas, possibilitando a deposição dos sedimentos do Grupo Tapajós, durante movimentos de eustasia transgressiva e regressiva, respectivamente.

As rochas que formam o Grupo Tapajós apresentam basicamente as seguintes características: arenito quartzítico médio a grosso, com lentes de conglomerado fino intercaladas com folhelhos esverdeado a amarelado e marcas de onda; arenitos subarcoseanos bem selecionado e arredondado, fino a médio, de coloração cinza-esbranquiçado; arenito médio cinza-esbranquiçado a amarelado, bem selecionado e arredondado com leve imbricação, e estratificação plano-paralela.

O Grupo Tapajós é representado pelas formações: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

► Formação Monte Alegre

A Formação Monte Alegre é formada por arenitos ortoquartzíticos, médios a grossos, por vezes conglomeráticos, altamente friáveis, com marcas de onda, raramente intercalados por folhelho esverdeado a amarelo (Pastana, 1999). Esta unidade tem uma ampla área de exposição na AAR da UHE Santo Antônio do Jari, ocorrendo segundo uma faixa E-W a NE-SW, estendendo-se para sul, até contornar grande parte do Domo de Monte Alegre (Makino *et al.*, 2007).

Esta formação litoestratigráfica é considerada uma unidade com grande potencial para reservatório de hidrocarbonetos por estar situada, estratigraficamente, acima dos folhelhos da Formação Barreirinha, principal rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas, e por ser constituída basicamente por arenitos. Estudos de proveniência sedimentar são importantes na indústria do petróleo, pois contribuem para o entendimento

da evolução paleogeográfica da bacia, fundamental para estudos de previsão de qualidade de rochas-reservatório (Makino *et al.*, 2007).

Os arenitos que compõem a Formação Monte Alegre ocorrem em forma de lajedos pouco intemperizados, com estratificação plano-paralela, grãos bem selecionados e bem arredondados, com leve imbricação e predominância de contatos retos, com cimentação constituída por sobrecrecimento de sílica. Mineralogicamente, a rocha sedimentar é composta essencialmente de quartzo e feldspatos em menores quantidades, fragmentos de rocha, turmalina e zircão. O quartzo é monocristalino, apresentando tanto extinção homogênea quanto ondulante. Os grãos de feldspato estão sendo substituídos por argilomineral (caulinita).

O paleoambiente de deposição dos sedimentos que compõem a Formação Monte Alegre é interpretado como sendo flúvio-eólico, com a formação de camadas de evaporitos (carbonatos) depositados em paleoambiente marinho raso a restrito.

► Formação Itaituba

A Formação Itaituba é formada essencialmente por bancos de calcário ricamenteossilíferos que exibem abundante e rica tafocenose, depositados em um mar mais quente do que o que ocupou a Bacia do Amazonas durante o Devoniano. São constituídos por restos de corais, briozoários, braquiópodes, escafópodes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, trilobitas e equinodermas.

Dentre os braquiópodes, mais numerosos em quantidade e qualidade, estão os representantes da subordem Productidina, com suas conchas grandes, acentuadamente convexas e portadoras de inúmeros espinhos como as espécies *Brasilioproductus chandelessi* e *Buxtonioides amazonicus*.

Sua deposição ocorreu em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho raso.

► Formação Nova Olinda

A Formação Nova Olinda é a unidade litoestratigráfica constituída por depósitos evaporíticos siliciclásticos areníticos e evaporíticos carbonáticos marinhos, depositados em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho restrito.

Os fósseis da Formação Nova Olinda são raros e pequenos em decorrência das condições impróprias ao seu desenvolvimento normal causadas pela salinidade elevada (Petri & Fúlfaro, 1983).

Seu contato com a Formação Andirá é discordante angular.

► Formação Andirá

Encerrando a seqüência do Grupo Tapajós, segue a deposição de sedimentos constituídos por arenitos avermelhados, raros evaporitos e carbonatos que constituem a Formação Andirá.

Esta formação litoestratigráfica foi subdividida em duas Palinozonas: *Raistrickia cephalata* e *Vittatina costabilis*, onde a primeira, localizada no topo da formação, foi depositada em paleoambiente hipersalino flúvio-lacustre transicional para marinho normal a restrito, e a segunda (na base) em paleoambiente continental hipersalino, flúvio-lacustre transicional para marinho normal a restrito (Matsuda *et al.*, 2004).

Matsuda e colaboradores (2004), estudando os espécimes fósseis destas palinozonas, propuseram uma discordância pré-Andirá entre a base da Formação Andirá e o topo da Formação Nova Olinda. Esta discordância apresenta um pacote de halita hialina com bandas levemente anidriticas e calcíferas, anidrita nodular esbranquiçada com matriz argilosa levemente calcífera e folhelhos marrons-avermelhados com intercalações de conglomerado intraformacional de coloração avermelhada-escura, de onde foi estudado o gênero *Vittatina* e definidos os espécimes *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata* e *Vittatina saccata*.

Nos sedimentos flúvio-lacustres da Formação Andirá, unidade que encerra a deposição do Grupo Tapajós, são citadas ocorrências de restos de crustáceos, ostracodes e conchostráceos, além de escamas de peixes (Petri & Fúlfaro, 1983).

e) Grupo Javari

O Grupo Javari representa o último ciclo deposicional da Bacia do Amazonas, tendo sido depositado em paleoambiente fluvial e flúvio-lacustre, provavelmente em paleoclima mais úmido, muito parecido ao atual.

Espessos pacotes de arenitos quartzosos com camadas finas argilosas subordinadas, de cores variegadas e concreções lateríticas locais. Composta por pacotes de arenitos intercalados com níveis pelíticos e conglomerados (Tancredi, 1996).

A Formação Alter do Chão, do Fanerozóico, Cretáceo Superior, corresponde aos depósitos fluviais preservados devido à subsidência relacionada à Orogenia Andina. Com ambiente de sedimentação continental em um sistema de sedimentação fluvial anastomosado, gerou planícies de inundação, onde ocorrem os litotipos de quartzo-arenito e conglomerados de naturezas clásticas (CPRM, 2003).

Este Grupo é composto pelas formações: Alter do Chão e Solimões.

► Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão foi proposta por Kistler (1954) para os sedimentos vermelhos inconsolidados verificados na região de Alter do Chão/PA, na margem direita do rio Tapajós, (Caputo, 1971). Sua gênese corresponde aos paleodepósitos fluviais preservados devido à subsidência relacionada à Orogenia Andina, responsável pelo soerguimento da Cordilheira dos Andes (Eoceno-Plioceno/Paleógeno-Neógeno).

Compreende arenitos finos a médios inconsolidados com grânulos esparsos de quartzo, bastante argilosos com camadas de caulinita, geralmente apresentando estratificação cruzada. Estes pacotes de arenitos apresentam-se intercalados com níveis pelíticos e conglomerados (Tancredi, 1996). Os pelitos apresentam coloração avermelhada, com estrutura sedimentar laminada, contendo lentes de areia irregularmente distribuídas.

Os conglomerados são constituídos por seixos de quartzo rolados e arenito silicificado, típicos de paleocanais de drenagem na base de bancos de arenito. Distribuem-se de leste a oeste nas bacias do Amazonas e Solimões, cuja espessura pode alcançar cerca de 1.250 m.

De acordo com Dino (1999), essa formação possui duas seqüências deposicionais: uma inferior (Aptiano-Albiano/Cretáceo) caracterizada por sedimentos terrígenos de paleosistemas fluviais meandantes que evoluíram para anastomosados a partir de retrabalhamento eólico dos sedimentos inconsolidados; e outra superior (Cenomaniano/Cretáceo) constituída por ciclos progradacionais de canais de drenagem, formando pequenas lagunas e deltas.

A Formação Alter do Chão apresenta discordância em relação à Formação Solimões que, por sua vez apresenta contato abrupto com os depósitos Pleistocênicos e Holocênicos ao longo do sistema tributário do rio Amazonas, sendo recobertos por sedimentos finos e inconsolidados.

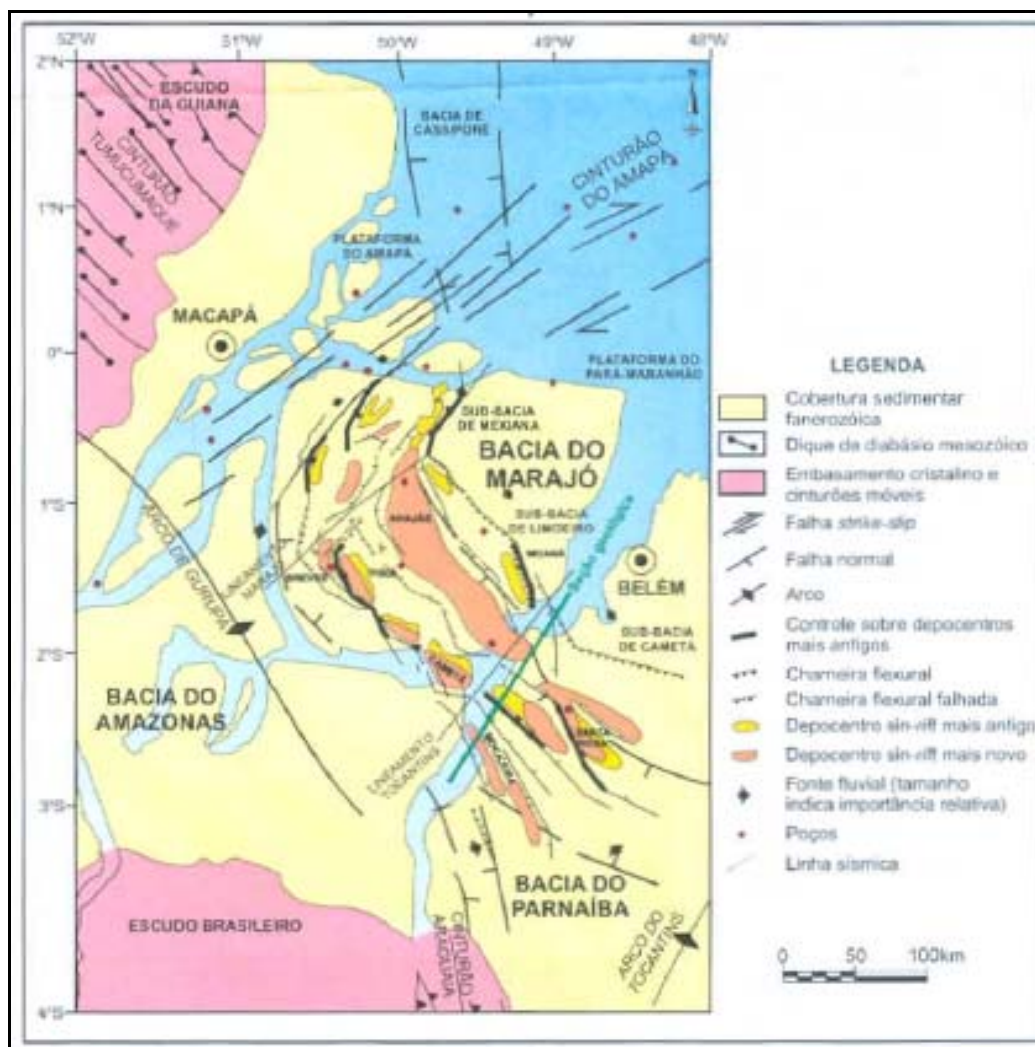
► Formação Solimões

A Formação Solimões corresponde à época de soerguimento da cadeia Andina durante o Paleógeno. Esse fato possibilitou a deposição de pelitos com restos de conchas e moluscos e vegetais por compensação isostática, que mal ultrapassou o Arco de Purus e avançou na Bacia do Amazonas (Cunha, 1994). Essa unidade está composta por argilitos, vermelho e cinza, com camadas de conchas e linhito, muito rica em fósseis vegetais e animais (troncos, folhas, carófitas, ostracodes, escamas, dentes e ossos) que se distribuem amplamente na Amazônia ocidental, desde o Acre até o limite oeste da Bacia do Amazonas. Com espessura que pode alcançar 980 m, essa unidade está em discordância com a Formação Alter do Chão. Predomina o ambiente de deposição do sistema fluvial a fluvial-lacustrino com característica de estuário influenciado por condições marinhas marginais (Hoorn, 1993, in Silva, 2005).

De acordo com Hoor (Silva, 2005), a história deposicional nesse setor da Amazônia foi fortemente influenciada pelo soerguimento da Cordilheira Oriental durante o Mioceno. O efeito da edificação dos Andes Orientais, no Mioceno tardio, causou a mudança do curso do paleoorinoco, o estabelecimento da conexão do Rio Amazonas para o Atlântico e o fechamento da conexão marinha do Rio Amazonas com o mar do Caribe via rio Orinoco.

6.2.3.2.4.2 - Bacia de Marajó

A bacia de Marajó, também chamada de Rift de Marajó ou Gráben de Marajó, está situada na região Norte do Brasil, na confluência dos rios Amazonas e Tocantins. Cobre uma área de aproximadamente 53.000 km² e as feições geológicas limítrofes são: ao norte, a bacia da Foz do Amazonas; ao sul, rochas do Escudo Brasileiro; a sudeste, o Arco de Tocantins; e a oeste, o Arco de Gurupá (Galvão, 2004) (Figura 6.2-5).



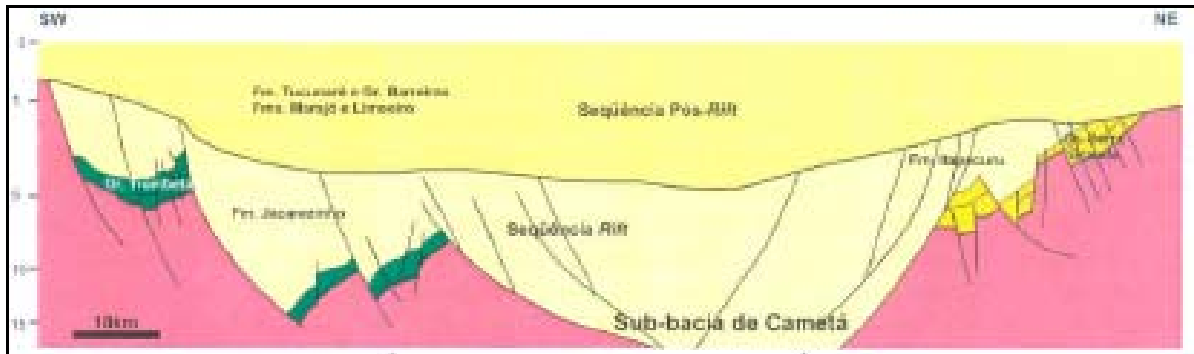
Fonte: Galvão, 2004.

Figura 6.2-5 - Mapa de localização e arcabouço estrutural da Bacia de Marajó

A caracterização do rift da bacia de Marajó advém da clara observação de grandes ilhas normais, cujos rejeitos podem atingir até 6 km. Aparentemente, a magnitude dos fenômenos geológicos relacionados à sua formação não permitiu que houvesse a formação de crosta oceânica. Os levantamentos geofísicos efetuados, evidencia a sua forma defletida, semelhante a uma meia-lua.

A Bacia do Marajó é compartimentada em três sub-bacias (Mexiana, Limoeiro e Cameté), todas facilmente reconhecíveis em mapeamentos sísmicos do embasamento. Estas sub-bacias por sua vez encontram-se separadas umas das outras por zonas de cisalhamento de direção NE-SW, provavelmente de rejeito direcional, como sugerem os dados geofísicos (sísmica e gravimetria), bem como a própria configuração estrutural regional da bacia. Cada compartimento desses

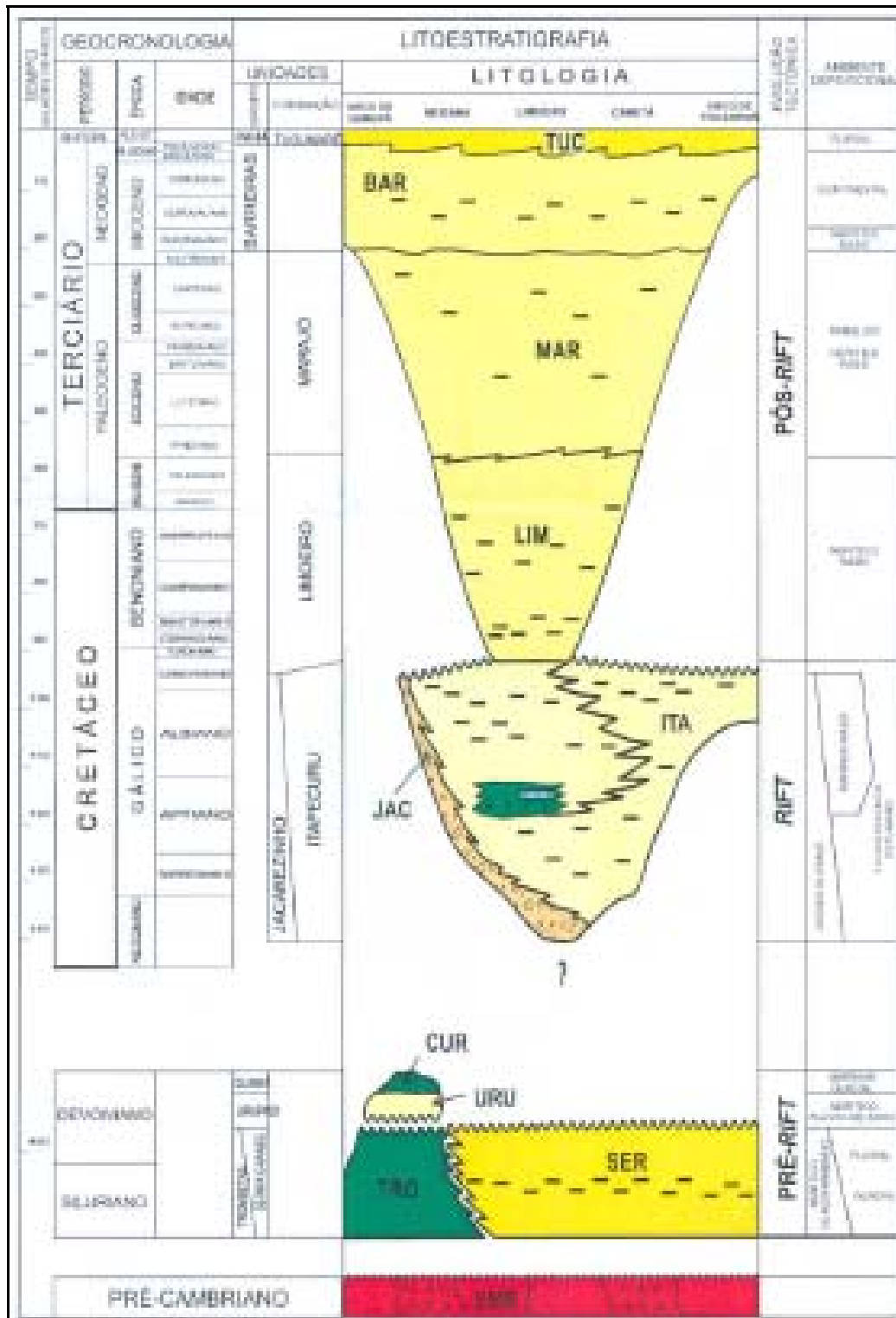
possui características próprias de dimensão, orientação, comportamento gravimétrico e aeromagnetométrico, tipo e intensidade do falhamento, além de disposição e espessura dos intervalos sin e pós-rift (**Figura 6.2-6**). Poços perfurados na bacia evidenciam espessa deposição siliciclástica, com espessura estimada em dados sísmicos de até 11 km, envolvendo estratos pré, sin e pós-rift (Galvão, 2004).



Fonte: Galvão, 2004.

Figura 6.2-6 - Seção geológica esquemática da Bacia de Marajó, passando pela sub-bacia Cameté

Poços perfurados na bacia evidenciam espessa deposição siliciclástica, com espessura estimada em dados sísmicos de até 11 km, envolvendo estratos pré, sin e pós-rift (Galvão, 2004). A seqüência deposicional da Bacia de Marajó é dividida em estágios de pré-rift, rift e pós-rift, conforme a sua carta estratigráfica (**Figura 6.2-7**).



Fonte: Galvão, 2004.

Figura 6.2-7 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia de Marajó

A seqüência pré-rift é constituída por dois conjuntos de rochas: metamórficas e graníticas, pertencentes ao embasamento cristalino, e rochas sedimentares de idade paleozóica, depositadas em condições intracratônicas. Apenas três poços atravessam a seção paleozóica, sendo dois situados sobre os arcos de Tocantins e Gurupá, e o terceiro, dentro do sistema rift.

Esses poços encerram estratos silurodevonianos, ora correlacionáveis aos sedimentos terrígenos fluviais e fluvio-glaciais a marinho raso do Grupo Serra Grande, na bacia do Parnaíba, ora correlacionáveis aos folhetos e diamictitos marinhos/glaciais da Formação Curiri/Grupo Urupadi ou sedimentos do Grupo Trombetas, da bacia do Baixo Amazonas. Estima-se espessura regional variável entre 500 e 1300m para os estratos paleozóicos. Além disso, os mesmos podem estar ausentes, devido à não deposição e/ou erosão, na porção oriental da sub-bacia de Mexiana, centro axial da sub-bacia de Limoeiro e extremo sudeste da sub-bacia de Cameté (Carvajal, et al., 1989).

Não se observa espessamento desses estratos junto às falhas. Sismicamente, a referida seqüência apresenta um caráter bastante homogêneo em toda a bacia, o que sugere um ambiente de deposição também uniforme, favorecendo assim a hipótese de contribuição marinha. Estudos sísmicos de amplitude versus offset (AVO), desenvolvidos na área de Muaná, indicaram que o intervalo pré-rift é argiloso, quando comparado às areias e aos siltes do final do rift e do pós-rift. Interpretações alternativas do intervalo pré-rift tentam estender sua deposição até o Mesozóico, em épocas imediatamente anteriores ao fenômeno de rifteamento, com possibilidade, inclusive, de esse intervalo constituir um lençol arenoso flúvio-eólico, em analogia direta com a Formação Sergi na bacia do Recôncavo (Carvajal, et al., 1989; Carnes, et al., 1989).

A ambiência sedimentar na qual se desenvolveu a seqüência basal de preenchimento do rift ainda é foco de dúvidas, bem como a idade em que tal fato sucedeu. Sismicamente percebe-se, pelo menos, a deposição de dois pacotes sin-rift (Carvajal, et al., 1989; Carnes, et al., 1989). O intervalo mais antigo pode encerrar sedimentos de idade neocomiana (pré-Barremiano) passa concordantemente, na maioria das vezes, para os estratos mais novos, o que muitas vezes dificulta essa separação. Eventualmente, ocorrem truncamentos erosivos, de rastreamento lateral precário, na passagem de uma seção para outra.

Suspeita-se da presença desses estratos mais antigos ao longo da sub-bacia de Cameté mais bem definido ao longo do eixo do seu depocentro, em ambos os flancos da sub-bacia de Limoeiro e no flanco oeste da sub-bacia de Mexiana (Carnes, et al., 1989). Não se verifica nesse intervalo a uniformidade regional na espessura, ou mesmo a continuidade e facilidade de correlação,

observadas na seqüência pré-rift. Essa sedimentação possui uma distribuição parecida com a do pré-rift, porém mais restrita.

A seção sin-rift superior, amostrada por perfuração, envolve estratos com idades variando do Aptiano/Barremiano até o Cenomaniano. Ocorre em toda a bacia e é geralmente caracterizada em sísmica por amplitudes homogêneas e caráter consistindo em reflexões descontínuas de média a alta amplitude, ou ainda em reflexões do tipo *hummocky*, de média a baixa amplitude. Os estratos dessa seqüência muitas vezes mergulham fortemente contra falhas de baixo ângulo, com freqüência, crescimento de seção. Dos poços que atravessaram essa seqüência, todos revelam sedimentos clásticos-arenosos proximais, depositados em ambiente continental a transicional, variando de fluvial a flúvio-deltaico/estuarino, com contribuições locais de marinho marginal (Formação Itapecuru). Junto á borda oeste falhada, observam-se fanglomerados de leques aluviais (Formação Jacarezinho).

É provável que as principais áreas fonte situavam-se ao sul da bacia, com a borda flexural sul da sub-bacia de Cametá constituindo um canal natural para os sistemas fluviais fluírem para norte, provavelmente em situação axial em relação à calha rift (Carnes, et al., 1989). Esse quadro pode ter se modificado no Albo-Aptiano, como conseqüência da forte transgressão identificada nas bacias de Barreirinhas, Bragança-Viseu e São Luís (Formação Codó). É possível que essa transgressão ocorra em Marajó, talvez refletindo divergência temporária de pelo menos um grande distributário para fora do sistema Marajó.

As fontes sedimentares de norte e leste teriam importância secundária, devido ao fato da plataforma do Pará-Maranhão ter colapsado durante o desenvolvimento da margem equatorial brasileira. Esse evento provavelmente desenvolveu um divisor de drenagens entre a bacia e a margem atlântica contemporânea. Outro elemento importante seria a presença de outras calhas de captação de sedimentos a leste, como as bacias de Bragança-Viseu e São Luís. Os sedimentos provenientes de oeste (Arco de Gurupá), aparentemente ficaram confinados às proximidades das grandes falhas normais de formação da bacia, boa parte deles depositados em virtude de fluxos gravitacionais. Dados paleontológicos obtidos a partir da amostragem dos poços indicam que o final da sedimentação rift ocorreu durante o Cenomaniano.

Após o intenso tectonismo da fase rift, o qual desencadeou uma forte subsidência mecânica ao longo das falhas normais, ocorreu um período de exposição de boa parte da bacia, quando então se fazem sentir processos de erosão e/ou não deposição. A discordância na base da seqüência pós-rift, que em alguns locais deve passar a uma concordância equivalente, facilmente

reconhecida em sísmica, reflete tais condições. Um estudo do significado cronoestratigráfico dessa discordância revela ser o fato não deposicional e/ou erosivo envolvido na mesma cada vez maior em direção ao sul (Avenius, 1988). Isto é, a deposição da base do intervalo pós-rift procede de norte para sul, com a porção meridional da bacia possuindo o maior período de exposição. Denomina-se seqüência pós-rift os estratos deposicionados sobre essa discordância, em uma falha de maior estabilidade tectônica.

Tal seqüência corresponde à seção mais bem conhecida e geralmente representada na sísmica por reflexões contínuas de correlação regional de média a alta amplitude, em sentido contraste com os estratos inferiores. Sua base é especialmente caracterizada por eventos de lata continuidade e coerência. O mais proeminente deles corresponde a uma seção argilo-siltosa, bem definida em alguns poços em Mexiana e Limoeiro (Avenius, 1988; Carvajal, et al., 1989).

O eixo de máxima espessura do intervalo coincide com o alinhamento de altos intervalos do embasamento cristalino, ambos crescentes em Limoeiro. Seus limites extrapolam o do rift, no entanto tendem a se orientar segundo a disposição do mesmo. A porção superior da seqüência pós-rift sobrepõe-se concordantemente ao intervalo inferior (formação Marajó e Tucunaré). Sua área de ocorrência envolve toda a bacia, adelgaçando-se em direção aos arcos de Tocantins e Gurupá. Em Cametá deposita-se diretamente sobre a seqüência rift e, na região dos arcos supracitados, sobre os sedimentos pré-rift ou sobre o embasamento Pré-Cambriano. Há um registro de um poço na costa do Amapá, na porção offshore da sub-bacia de Mexiana, de intenso vulcanismo básico situado na faixa de 80 Ma (base do pós-rift).

A ambiência sedimentar ocorre predominantemente em condições flúvio-deltaicas e fluvias, com contribuições marinha bem mais frequentes que na seção rift. Pequenas contribuições tufáceas também são identificadas. Diante desse quadro, percebe-se que não existe do ponto de vista das condições de preenchimento da bacia, mudanças significativas do sin-rift mais novo para o pós-rift, mesmo nas áreas onde o hiato entre as duas seqüências é máximo. O que se nota é uma persistência de depósitos clásticos siltico-arenoso (alto influxo sedimentar), cuja tendência é de alternância, não interrompida pela passagem rift/pós-rift, de ambiência continental a transicional, com algumas contribuições marinhas de profundidade rasa.

A sedimentação mais recente na região de Marajó (pós-Mioceno), aparentemente passa a não guardar qualquer relação com as peculiaridades dos fenômenos intrínsecos à evolução do rift sotoposto, já praticamente todo assoreado. Esses sedimentos correspondem a depósitos de

planície costeira, constituídos pelo Grupo Barreiras e/ou pelos sedimentos indiferenciados do sistema de drenagem do Rio Amazonas, Grupo Pará (Formação Tucunaré).

A porção emersa do rift Marajó não corresponde mais a uma grande calha deposicional para esses sedimentos, que se espessam em direção à parte submersa da sub-bacia de Mexiana, em um processo de migração da deposição para o mar durante a fase de deriva da margem continental (Wernlund, 1986).

Grupo ou Formação Barreiras

Segundo o RADAMBRASIL (Brasil, 1974), não se conhece a origem exata da designação formal dessa unidade. Aparentemente o termo "formação" foi incorporado ao nome descritivo "barreiras", usado para designar as falésias comuns no litoral brasileiro. A designação de "Barreiras", consagrada pelo uso na nomenclatura geológica brasileira, engloba uma variedade de sedimentos que ocorrem ao longo do litoral brasileiro, desde o Amapá até o Estado do Rio de Janeiro, e forma a maioria das "terras firmes" localizadas nas margens do rio Amazonas e seus afluentes.

As primeiras descrições do Barreiras na Amazônia foram feitas na década de 30 do século passado. Alguns trabalhos realizaram inúmeras observações sobre o Terciário Barreiras na Amazônia, principalmente aqueles feitos pela Superintendência do Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM), descrevendo uma variedade de perfis em várias localidades, encontrando uma seqüência de arenitos e folhelhos arenosos, intercalados por espessos estratos de caulim.

Trabalhos mais recentes da CPRM, no Amapá, quando da realização do Projeto Macapá-Calçoene, descrevem os sedimentos do Barreiras como constituídos essencialmente de argilas do grupo da caulinita, além de quartzo e alofana.

Também ocorrem as Coberturas detrítico-lateríticas com concreções ferruginosas, do (Fanerozóico - Cenozóico) Paleogeno, com litotipos de areia, argila, laterita e cascalho, caracterizado por sedimentos inconsolidados (CPRM, 2003).

Dentro da Formação Barreiras incluem-se os depósitos Aluvionares, do período Quaternário Holoceno (Fanerozóico - Cenozóico). Predominam barras arenosas (dunas subaquosas) com areia e cascalho (principalmente), podendo ocorrer argila e silte, todos na forma de sedimentos inconsolidados (CPRM, 2003).

A Formação Barreiras apresenta uma excepcional variedade de tipos litológicos que variam de argilito a conglomerado. As camadas ora exibem estratificações perfeitas, laminadas, ora são maciças.

De uma maneira geral, entretanto, predominam arenitos finos e siltitos, bem estratificados, nas cores vermelho, amarelo, branco e roxo, com camadas de arenito grosseiro e conglomerático, geralmente com estratificação cruzada, intercaladas. Ocorrem também com essas rochas, camadas argilosas bauxíticas.

A amostragem realizada na Formação Barreiras pelo projeto RADAM-Brasil revelou arenitos quartzosos, feldspáticos ou não, com cimento limonítico em porção variável. Os grãos clásticos são normalmente angulosos. Em duas amostras foram identificadas uma canga limonítica, com maior ou menor fração de clásticos e óxido de alumínio.

Argilitos duros, compactos levemente micáceos, caulínicos, ocorrem juntamente com argilitos silteosos laminados.

A coloração das rochas é variável, porém os argilitos são cinzento-azulados e no caso dos arenitos e cangas predominam os tons marrom-avermelhados.

Maior ou menor presença de óxidos de alumínio foi constatada, embora, via de regra, nas amostras analisadas, predominem os óxidos de ferro com proporção variável de manganês. Os dados de campo mostram baixo grau de estratificação para o conjunto.

Resumidamente, a Formação Barreiras é composta por: arenitos finos, siltitos e argilitos caulínicos com lentes de conglomerado e arenito grosseiro, pouco consolidados até friáveis; em geral maciços ou horizontalmente estratificados, ocasionalmente com estratificação cruzada; vermelho, amarelo e branco.

A Formação Barreiras tem na comunidade científica, sua evolução cronológica e genética descritas em diversos estudos e levantamentos geológicos. Alguns estudos, utilizando informações palinológicas, datam o início de sua deposição no Mioceno indo até o Plioceno-Pleistoceno. Contudo, ainda há muita controvérsia sobre seus processos diagenéticos e de paleoambientes de deposição. Por certeza, tem-se apenas que sua origem se deu em ambiente fluvial e litorâneo, dominados por correntes de maré (Arai *et al.*, 1988; Rossetti *et al.*, 1989, 1990; Rossetti, 2000; Rossetti & Santos Jr., 2004).

A Formação Barreiras ocorre sobreposta à Formação Curuá, em contato discordante, aproximadamente a 5 km a jusante do local do empreendimento.

É representada, basicamente, por arenitos, siltitos e conglomerados, praticamente recobertos por aluviões recentes da Bacia Amazônica.

Segundo Rossetti (2006) há carência de fósseis na sucessão miocênica siliciclástica em questão, porém mostra-se bastante rica em icnofósseis, que são elementos auxiliares na caracterização paleoambiental.

Assim, os icnofósseis presentes, incluindo-se *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Gyrolithes*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Taenidium*, *Psilonichnus*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Chondrites*, *Rhizocorallium*, *Phycosiphon* e *Cylindrichnus*, definem assembléias empobrecidas típicas de ambientes mixoalinos ou marinho-transicionais (Góes et al., 1990; Távora & Silva, 2001; Netto & Rossetti, 2003; Rossetti & Santos Jr., 2004).

6.2.3.2.5 - Unidades de Mapeamento

As Unidades de Mapeamento estão representadas e espacializadas no **Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2001-00 - Mapa de Geologia**.

▪ Cenozóico

Quaternário/Holoceno

- ▶ **Q2a - Depósitos Aluvionares:** sedimentos argilosos a arenosos e, em parte cascalhos, ligados à evolução dos sistemas de drenagem (incluem terraços, canais e planícies de inundação).

Terciário - Eoceno/Neoceno

- ▶ **ENdI - Coberturas Detrito-Lateríticas (Formação Barreiras):** cascalhos, areias e argilas semiconsolidados e laterita (lateritos maduros - perfis bem evoluídos, profundos com horizonte ferruginoso, ferro-aluminoso, bauxítico no topo); (lateritos imaturos - perfis pouco evoluídos, menos profundos com horizontes ferro-alumino-argilosos mas sem horizonte bauxítico).

- Mesozóico

Cretáceo Superior

- ▶ **K2ac - Formação Alter do Chão:** arenitos finos a médios, inconsolidados com grânulos esparsos de quartzo, bastante argilosos com camadas de caulinita, geralmente apresentando estratificação cruzada, por vezes intercalados com níveis pelíticos e conglomerados; pelitos (argilitos, folhelhos, siltitos) de coloração avermelhada, com estrutura sedimentar laminada, contendo lentes de areia irregularmente distribuídas; conglomerados constituídos por seixos de quartzo rolados e arenito silicificado, típicos de paleocanais de drenagem na base de bancos de arenito.

Jurássico

- ▶ **Jdp - Diabásio Penatecaua:** diques e soleiras de diabásio cortando e se introduzindo em camadas de unidades paleozóicas. Na área em estudo há uma maior ocorrência de soleiras; afloramentos sob a forma de blocos, matacões e seixos com esfoliação esferoidal envoltos em solo com tons de vermelho escuro, por vezes mosqueado.

- Paleozóico

Carbonífero Superior

- ▶ **C2no - Formação Nova Olinda (Grupo Tapajós):** evaporitos, halitas, anidritas e gipsitas (depósitos evaporíticos siliciclásticos areníticos e evaporíticos carbonáticos marinhos); folhelhos, siltitos, calcários e arenitos com diques de diabásio associados; unidade com grande potencial para reservatório de hidrocarbonetos.

Carbonífero Inferior/Mississipiano

- ▶ **C1ma - Formação Monte Alegre (Grupo Tapajós):** arenitos ortoquartzíticos claros a cinza, friáveis, com marcas de onda, intercalados por folhelhos escuros, quase pretos, e siltitos frequentemente observados no topo da seqüência; calcários arenosos e calcários microcristalinos cinza a cinza azulado. O ambiente de deposição dos sedimentos dessa unidade é flúvio deltáico com formação de camadas evaporitos depositados em ambiente marinho raso e restrito.

- ▶ **C1f - Formação Faro (Grupo Curuá):** arenitos, siltitos micáceos, gradando para arenitos finos a médios intercalados por folhelhos e recobertos por argilitos; folhelhos negros com vegetais fossilizados bem conservados, icnofósseis e braquiópodes no topo.

Devoniano Superior/ Médio

- ▶ **D3o - Formação Oriximiná (Grupo Curuá):** arenito mal selecionado fino a médio, muito compacto, de coloração avermelhada a cinzenta, piritoso e argiloso, com intercalações de diamictitos; folhelhos micáceos cinza escuro a preto, pouco calcíferos com lentes de arenito fino; camadas de siltito laminado e arenito intercalados.
- ▶ **D3c - Formação Curiri (Grupo Curuá):** diamictitos, folhelhos e siltitos carbonosos e piritosos bioturbados por icnofósseis.
- ▶ **D3b - Formação Barreirinha (Grupo Curuá):** folhelhos cinza-escuros e pretos, às vezes betuminosos, siltitos calcíferos e arenitos silicificados em delgadas camadas, representando turbiditos; unidade é considerada como principal geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas.

Devoniano Médio

- ▶ **D2e - Formação Ererê (Grupo Urupadi):** siltitos silificados,ossilíferos, localmente piritosos e com marcas de onda, com camadas bastante delgadas de folhelhos cinza-escuro; intercalações delgadas de folhelhos escuros e arenitos.
- ▶ **D2mj - Membro Jatapú (Formação Maecuru - Grupo Urupadi):** siltitos argilosos bioturbados e arenitos argilosos, apresentando camadas de hematita na base; arenitos finos a grossos com intercalações de folhelhos escuros (Formação Maecuru).

Siluro - Devoniano

- ▶ **S3D1t - Grupo Trombetas:** arenitos maciços, friáveis, ortoquartzíticos com granulometria fina a média e folhelhos neríticos neo-ordovicianos (Formação Autás - Mirim); arenitos finos, feldspáticos a caulínicos, laminados, com maior ou menor grau de ferrificação, com lentes em xisto preto e/ou avermelhado, diamictitos (Formação Nhamundá); folhelhos e diamictitos marinhos (Formação Pitinga); arenitos, conglomerados, folhelhos com nódulos de pirita (Formação Manacapuru).

Paleoproterozóico

- ▶ **PP2vns - Grupo Vila Nova:** rochas paraderivadas, metamorfizadas desde a fácies xisto-verde até a fácies anfibolito, representada por quartzito, metaconglomerado, xisto, mármore manganésífero, formações ferríferas bandadas e anfibolito.

Arqueano

- ▶ **A3PP2gu - Complexo Guianense:** rochas ortoderivadas representadas por granulitos, gnaisses (biotita-gnaiss, biotita-plagioclásio gnaiss, biotita-hornblenda gnaiss, biotita-microclínio plagioclásio gnaiss, silimanita-plagioclásio-pertita gnaiss), anfibolitos (lentes anfibolíticas), migmatitos, granitos, monzogranitos, tonalitos, dioritos, granodioritos, gabros e rochas ultrabásicas (hornblenditos, piroxenitos e peridotitos) concordantes com a foliação geral das rochas gnáissicas.

6.2.3.2.6 - Unidades Litoestratigráficas e Potencial Paleontológico

As unidades litoestratigráficas presentes na diretriz da LT são apresentadas abaixo:

- **Complexo Guianense - A3PP2gu**

O Complexo Guianense constitui o embasamento do Estado do Amapá sendo representado por terrenos gnáissicos migmatizados. A migmatização foi intensa nesse Complexo, quando as rochas foram parcial ou totalmente metamorfizadas. Os migmatitos representam, possivelmente, a maior distribuição em área - em geral o paleossoma é representado por anfibolitos e gnaisses e o neossoma por pegmatitos de composição granodiorítica.

O complexo compreende, essencialmente, rochas ortoderivadas, representadas por granulitos, gnaisses, anfibolitos (lentes anfibolíticas), migmatitos, granitos, monzogranitos, tonalitos, dioritos, granodioritos, gabros e rochas ultrabásicas (hornblenditos, piroxenitos e peridotitos) concordantes com a foliação geral das rochas gnáissicas. A sucessão de litotipos isotrópicos e anisotrópicos está em parte mascarada pela granitização que afetou a região.

Pelo fato de serem rochas de natureza granítica-gnáissica, não apresentam conteúdo fóssilífero.

▪ Grupo Vila Nova - PP2vns

Este grupo é representado por rochas metamórficas de alto baixo grau na fácies xisto verde, até metamorfismo de alto grau, na fácies anfibolito.

Devido à natureza de seus litotipos, assim como as rochas do Complexo Guianense, não apresentam assembléia fossilífera.

▪ Grupo Trombetas - S3D1t

O Grupo Trombetas representa a primeira seqüência transgressiva-regressiva ocorrida na Bacia Sedimentar do Amazonas. As rochas deste grupo estão assentadas direta e discordantemente sobre o Complexo Guianense.

Esse grupo é constituído de sedimentos fluviais, marinhos e glaciais. É representado, da base para o topo, pelas formações Autás - Mirim (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos), Pitinga (folhelhos ediamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos). Predominam, em geral, arenitos, diamictitos, conglomerados, folhelhos e siltitos.

Os arenitos são, em sua maioria cinza-claro, maciços, friáveis, ortoquartzíticos com granulometria fina a média. Ocorrem, também, arenitos finos, feldspáticos a caulíníticos, laminados, com maior ou menor grau de ferrificação, com lentes em xisto preto e/ou avermelhado. Os conglomerados são creme, silicificados, de granulometria grossa e mal selecionados e acamamento gradacional, apresentando alto grau de litificação. Os siltitos são verde-claros a cinza-esverdeados, micáceos, laminados e litificados com nódulos de pirita. Os folhelhos apresentam granulometria fina a média, por vezes silicificados, com poucas intercalações e com nódulos de pirita.

O paleoambiente da Formação Nhamundá (formação melhor estudada do Grupo) demonstra fácies subglacial costeira evidenciado pela presença de estruturas glacioteclônicas, que incluem planos de cavalgamento de baixo ângulo e foliação subhorizontal desenvolvidos em diamictitos de constituição pelítico-arenosa (Nogueira *et al.* 1997b). Estas estruturas indicam drenagem anastomosada inflitando-se com mergulhos altos quando contornam porções ou blocos de quartzo-arenito fino (Nogueira *et al.*, 1999). Boudinagem e dobras recumbentes ocorrem localmente. As estruturas subhorizontais, compatíveis com um campo de tensões tangenciais, sua natureza intraformacional e o fato de serem desenvolvidas em diamictitos

sugerem um ambiente subglacial (Berthelsen, 1979), com a geleira avançando sobre o litoral. Esta posição litorânea da fácies subglacial é compatível com as demais fácies deposicionais (*foreshore* e *shoreface*), já que estas se sobrepõem em contato direto aos diamictitos.

O recuo das geleiras durante o final do Eo-Siluriano poderia ter contribuído no fornecimento de grandes volumes de água doce para a região do extremo norte do Brasil.

O contato brusco entre as Formações Nhamundá e Pitinga, interpretado como superfície de inundação marinha, é um importante marco estratigráfico no Grupo Trombetas, cujas assembléias de quitinozoários do topo da Formação Nhamundá e da base da Formação Pitinga exibem, ambas, estratificação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo além da ocorrência de estratos cruzados subordinados.

▪ Grupo Curuá

A deposição deste Grupo ocorreu durante as etapas finais (NeoDevoniano - Mississipiano Médio) do segundo evento de subsidência e ingresso marinha na Bacia do Amazonas, novamente com fluxo de invasão marinha proveniente de leste (Katzner, 1933).

As rochas do Grupo Curuá encontram-se em contato discordante com as rochas dos Grupos Urupadi e Trombetas e estão representadas pelas formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro.

Na região de Monte Alegre, segundo Pastana (1999) as Formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro ocorrem sob duas formas distintas: sob a forma de uma faixa contínua e alongada no sentido leste-oeste com média de 5 km de largura no flanco norte da bacia; e nos arredores do Domo de Monte Alegre.

Datações Sm/Nd realizadas em rochas de fração pelito do Grupo Curuá aflorantes nos arredores do Domo de Monte Alegre, demonstraram idades entre 1,42 e 1,35 Ga, sugerindo, a princípio, que seus sedimentos sejam provenientes de uma área-fonte formada durante o Proterozóico, além de inferir que tenha ocorrido, provavelmente, uma mistura de sedimentos de área-fonte mais jovem (Makino *et al.*, 2007). As áreas-fonte prováveis seriam representadas: pelo Cinturão Paraguai-Araguaia, localizado no limite leste e sul/sudeste do Cráton Amazônico e pela Província Geocronológica Sunsas (com idades entre 1,3 e 1,0 Ga, segundo Tassinari & Macambira, 1999).

As unidades litoestratigráficas que constituem o Grupo Curuá presentes na área em estudo são descritas a seguir.

▪ **Formação Barreirinha - D3b**

A Formação Barreirinha se caracteriza por folhelho cinza-escuro e preto, às vezes betuminoso, siltitos calcíferos e arenitos silicificados em delgadas camadas, que podem representar turbiditos (Caputo,1984). Segundo estudos realizados pela CPRM (2003), as rochas dessa unidade foram depositadas em ambiente de águas marinhas rasas a profundas sob condições anóxicas. Essa unidade é considerada como principal geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas.

▪ **Formação Curiri - D3c**

A Formação Curiri é representada por diamictitos, folhelhos e siltitos carbonosos e piritosos de ambiente glacial. Segundo Daemon e Contreiras (1971), o ambiente de deposição é fluvial deltáico e marinho raso com paleoclima periglacial passando para glacial devido à formação de diamictitos.

Os folhelhos e siltitos desta formação apresentam-se bioturbados pela espécie *Spirophyton sp.* Este icnofóssil é comum em ambientes devonianos de águas calmas com substrato de clástico fino rico em matéria-orgânica e anóxico (Petri & Fúlfaro, 1983).

▪ **Membro Jatapú (Formação Maecuru - Grupo Urupadi) - D2mj**

A Formação Maecuru faz parte do Grupo Urupadi cuja deposição de sedimentos ocorreu durante o segundo evento de subsidência e ingressão marinha na bacia do Amazonas. Nessa unidade litoestratigráfica predominam arenitos finos a grossos com intercalações de folhelhos escuros. O ambiente de deposição dessa unidade é de plataforma continental associada a mares rasos.

Na área de estudo a Formação Maecuru está representada pelo Membro Jatapú constituído por siltitos argilosos bioturbados e arenitos argilosos, apresentando camadas de hematita na base.

▪ **Formação Ererê - D2e**

Essa unidade também compõe o Grupo Urupadi. Representa a sedimentação deltáica sendo constituída por siltitos com intercalações delgadas de folhelhos escuros e arenitos neríticos e

deltáicos. Os siltitos são silificados, fossilíferos, localmente piritosos e com marcas de onda, além de camadas bastante delgadas de folhelhos cinza-escuro.

▪ **Formação Oriximiná - D3o**

Os arenitos e pelitos da Formação Oriximiná retratam um ambiente fluvial regressivo. O arenito é mal selecionado fino a médio, muito compacto, de coloração avermelhada a cinzenta, piritoso e argiloso, com intercalações de diamictitos. Os pelitos são representados por folhelhos micáceos cinza escuro a preto, pouco calcíferos com lentes de arenito fino. Camadas de siltito laminado e arenito ocorrem intercaladas.

O paleoambiente de deposição é interpretado como sendo um ambiente fluvial regressivo, graças à presença de estratificação plano-paralela pouco notável e alternada com sedimentos argilosos, onde o arredondamento dos grãos de quartzo é baixo e a esfericidade é regular (Daemon & Contreiras, 1971).

▪ **Formação Faro - C1f**

A Formação Faro é composta por arenitos e siltitos flúvideltáicos com influência de tempestades (Daemon e Contreiras, 1971). Os siltitos são micáceos, às vezes maciços que gradam para arenitos finos a médios intercalados por folhelhos e recobertos por argilitos.

A Formação Faro apresenta em sua parte superior uma intercalação de folhelhos negros com vegetais fossilizados bem conservados, icnofósseis e braquiópodes (Petri & Fúlfaro, 1983).

▪ **Grupo Tapajós**

Ao final do Mississipiano/Carbonífero, ocorreu um novo movimento tectônico, denominado Orogenia Echerciniana. Após este movimento, foi iniciada nova fase de sinéclise na Bacia do Amazonas, possibilitando a deposição dos sedimentos do Grupo Tapajós, durante movimentos de eustasia transgressiva e regressiva, respectivamente. Na All, o Grupo Tapajós é representado pelas formações Monte Alegre e Nova Olinda.

Formação Monte Alegre - C1ma

Essa formação consiste principalmente de arenitos ortoquartzíticos claros a cinza, friáveis, com marcas de onda, intercalados por folhelhos escuros, quase pretos, e siltitos frequentemente observados no topo da seqüência. Calcários arenosos e calcários

microcristalinos cinza a cinza azulado ocorrem comumente nessa formação com espessuras expressivas.

Os arenitos ocorrem sob a forma de lajedos com estratificação plano-paralela, grãos bem selecionados e arredondados, com leve imbricação e predominância de contatos retos, com cimentação constituída por sobrecrescimento de sílica. Mineralogicamente, a rocha sedimentar é composta essencialmente de quartzo e feldspatos em menores quantidades, fragmentos de rocha, turmalina e zircão.

O ambiente de deposição dos sedimentos dessa unidade é flúvio deltáico com formação de camadas evaporitos depositados em ambiente marinho raso e restrito.

Formação Nova Olinda - C2no

Essa unidade é caracterizada por uma grande heterogeneidade litológica, consistindo dos evaporitos halitas, anidritas, gipsitas; folhelhos, siltitos, calcários e arenitos com diques de diabásio associados. Os depósitos evaporíticos são siliciclásticos areníticos e evaporíticos carbonáticos marinhos depositados em ambiente hiper-salino flúvio-lacustre transicional para marinho restrito.

Os fósseis da Formação Nova Olinda são raros e pequenos em decorrência das condições impróprias ao seu desenvolvimento normal causadas pela salinidade elevada (Petri & Fúlfaro, 1983).

A formação Nova Olinda é considerada uma unidade com grande potencial para reservatório de hidrocarbonetos por estar situada, estratigraficamente, acima dos folhelhos da Formação Barreirinha, principal rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas, e por ser constituída basicamente por arenitos.

▪ **Diabásio Penatecaua - Jdp**

Essa unidade é constituída por diques e soleiras de diabásio que cortam e se introduzem em camadas de unidades paleozóicas. Na área em estudo há uma maior ocorrência de soleiras. Tais intrusões foram injetadas antes da deposição dos sedimentos continentais correspondentes à Formação Alter do Chão. Afloram sob a forma de blocos, matacões e seixos com esfoliação esferoidal envoltos em solo com tons de vermelho escuro, por vezes mosqueado (Nitossolo).

Dadas as características de serem rochas de vulcanismo plutônico, não apresentam assembléia fossilífera.

▪ Formação Alter do Chão - K2ac

A Formação Alter do Chão foi proposta por Kistler (1954) para os sedimentos vermelhos inconsolidados verificados na região de Alter do Chão/PA, na margem direita do rio Tapajós, (Caputo, 1971).

Essa unidade apresenta grande variação faciológica, dominando a fácies argilosa com laminação plano-paralela, argilo-arenosa com estruturas *wave e linsen*, arenosa com estratificação sigmoidal e arenosa com estratificação cruzada acanalada. Esses sedimentos se desenvolveram em ambiente de planície de maré/estuário/plataforma interna, com expressivas oscilações do nível do mar em fase regressiva (Costa et al., 1993).

Segundo estudos da CPRM (2003), a Formação Alter do Chão corresponde aos depósitos fluviais preservados devido à subsidência relacionada à orogenia andina. Com ambiente de sedimentação continental em um sistema fluvial anastomosado, gerou planícies de inundação, onde se depositaram quartzos arenitos e conglomerados de naturezas clásticas.

Segundo Bezerra et al. (1990) representa extensa sedimentação continental de idade cretácea que recobre a seção paleozóica da Bacia do Amazonas.

Os depósitos fluviais antigos foram preservados devido à subsidência relacionada à Orogenia Andina, responsável pelo soergimento da Cordilheira dos Andes (Eoceno-Plioceno/Paleógeno-Neógeno).

Seus tipos litológicos mais comuns são argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos grossos, friáveis de cores variadas, e conglomerados.

Os arenitos são finos a médios, inconsolidados com grânulos esparsos de quartzos, bastante argilosos com camadas de caulinita, geralmente apresentando estratificação cruzada. Estes pacotes de arenitos apresentam-se intercalados com níveis pelíticos e conglomerados (Tancredi, 1996).

Os pelitos apresentam coloração avermelhada, com estrutura sedimentar laminada, contendo lentes de areia irregularmente distribuídas. Os conglomerados são constituídos por seixos de

quartzo rolados e arenito silicificado, típicos de paleocanais de drenagem na base de bancos de arenito.

De acordo com Dino (1999), essa formação possui duas seqüências deposicionais: uma inferior (Aptiano-Albiano/Cretáceo) caracterizada por sedimentos terrígenos de paleosistemas fluviais meandrantos que evoluíram para anastomosados a partir de retrabalhamento eólico dos sedimentos inconsolidados; e outra superior (Cenomaniano/Cretáceo) constituída por ciclos progracionais de canais de drenagem, formando pequenas lagunas e deltas.

▪ Coberturas Detrito-lateríticas (Formação Barreiras) - Endl

Essa unidade, com predominância de cascalhos, areias e argilas semiconsolidados e laterita (com concreções ferruginosas), desenvolveu-se tanto no Terciário Inferior (Eoceno-Pleistoceno) quanto no Terciário Superior (Pleistoceno). Os lateritos mais antigos - Lateritos Maduros - constituem-se em perfis bem evoluídos, profundos. Apresentam horizonte ferruginoso, ferro-aluminoso, bauxítico no topo. A crosta ferruginosa ou ferro-aluminosa protege parcialmente tais coberturas contra a erosão /intemperismo, sustentando, em geral, superfícies planas elevadas de platôs. Essas superfícies podem estar cobertas por latossolos ou sedimentos ou terem suas crostas expostas. Muitas vezes essa crosta mostram deslocamentos ou desníveis de origem neotectônica.

Os lateritos mais jovens ou imaturos são pouco evoluídos, menos profundos com horizontes ferro-alumino-argilosos mas sem horizonte bauxítico. Ocorrem em áreas mais baixas topograficamente e com., também, com indícios de deformações ligadas a manifestações neotectônicas, tais como segmentação parcial ou total do perfil laterítico por vezes com rotação local dos segmentos. A deformação de *stone lines* serve como indicador de que a neotectônica se prolongou até a atualidade.

▪ Depósitos Aluvionares - Q2a

Os depósitos quaternários incluem sedimentos argilosos a arenosos e, em parte cascalhos, ligados à evolução dos sistemas de drenagem. Tais depósitos fluviais incluem aqueles de terraços, canais e planícies de inundação.

6.2.3.2.6.1 - Potencial Paleontológico

O presente diagnóstico foi elaborado a partir da compilação de dados secundários levantados no estudo do mapa geológico na escala de 1:1.000.000, ampla consulta bibliográfica no contexto da região de influência direta e indireta do empreendimento e análise criteriosa da base PALEO da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM/Serviço Geológico do Brasil).

A área de implantação da LT 230 kV Jurupari - Laranjal --Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná, formada pelas LTs 500 kV Jurupari - Oriximiná e 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá interceptará rochas do Escudo das Guianas (Grupo Vila Nova e Complexo Guianense), Faixa Móvel Paraguai-Araguaia (Grupos Tocantins e Tucuruí), depósitos sedimentares paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Amazonas e cobertura cenozóica.

As litologias mais antigas são do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, compreendendo granitóides, gnaisses, migmatitos, metavulcânicas e metassedimentares de baixo e médio grau, distribuídas no contexto do Escudo das Guianas e Faixa Móvel Paraguai-Araguaia. Tratam-se de litotipos, e idades, em que a possibilidade de novos achados torna-se muito pouco provável.

Nas sucessões sedimentares posteriores, abrangidas pelas rochas paleo-mesozóicas da Bacia do Amazonas, há várias ocorrências de microfósseis e macrofósseis, especialmente nas rochas de idade devoniana e cretácica.

O empreendimento compreende os tramos da SE Jurupari a SE Oriximiná, SE Jurupari a SE Laranjal e SE Laranjal a SE Macapá, em um total de 683 km de extensão, compreendendo os estados do Pará e Amapá.

As linhas de transmissão seccionarão 5 municípios do estado do Amapá: Macapá, Santana, Vitória do Jari, Laranjal do Jari e Mazagão e 7 do Pará: Prainha, Curuá, Monte Alegre, Alenquer, Almeirim, Óbidos, Oriximiná. O primeiro trecho (Jurupari-Oriximiná), com 352 km de extensão, será cerca de 40% implantado sobre litologias da Formação Alter do Chão nos dois extremos da linha, e os 60% restantes estarão intercalados sobre rochas dos grupos Tapajós, Curuá e Maecurú, além de rochas da Formação Ererê e depósitos Cenozóicos. O segundo trecho (Jurupari-Laranjal), com 104 km de extensão, interceptará exclusivamente litologias da Formação Alter do Chão, e o terceiro trecho (Laranjal-Macapá), com 233 km de extensão, será construído sobre rochas do Complexo Guianense, grupos Vila Nova, Trombetas, Curuá, Tapajós e Barreiras e formações Maecurú, Ererê e Alter do Chão, além de depósitos do Quaternário.

Grupo Trombetas

Na sinéclise do Amazonas as rochas sedimentares atribuídas ao Grupo Trombetas constituem-se da base para o topo pelas formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos (Llandovery e Wenlock inferior), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos Llandovery superior e Ludlow inferior) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos litorâneos Ludlow superior a Lockoviano inferior).

A maioria dos macrofósseis descritos na literatura paleontológica, para o Grupo Trombetas, provém de afloramentos da Formação Pitinga na corredeira Viramundo e a jusante desta, no rio Trombetas, município de Oriximiná, Pará, na margem norte da bacia do Amazonas.

Uma associação icnofossilífera característica (*Arthropycus*), tem sido identificada em afloramentos da Formação Pitinga em outras partes da bacia, sobretudo no flanco sul (rios Itapecuru-Açu, Tapajós e Xingu).

Clarke (1899) estudou a fauna de braquiópodes e moluscos do Siluriano do rio Trombetas. Quanto à idade dos fósseis das vinte e três espécies que descreveu, oito foram comparadas a formas identificadas do Ordoviciano, nove com formas do Siluriano e seis ficaram sem indicação de idade. Atribuiu ao conjunto idade equivalente ao intervalo Llandovery superior ao Wenlock (Cardoso & Rodrigues, 2005).

Assim sendo, as rochas existentes na região e pertencentes ao Grupo Trombetas são potencialmente importantes para a ocorrência de depósitos icnofossilíferos e fossilíferos. Atenção especial ao município de Oriximiná, de onde provém os macrofósseis de braquiópodes e moluscos descritos por Clarke (1899).

Formação Maecurú

A Formação Maecurú é constituída por camadas de arenitos e pelitos flúvio-deltaicos a neríticos. A predominância de pelitos geralmente caracteriza a subunidade inferior da formação, o Membro Jatapú, enquanto arenitos de granulometria fina a grossa predominam, sobretudo, na subunidade superior, o Membro Lontra. Localmente, no flanco norte e em subsuperfície, os sedimentitos mais superiores do Membro Lontra são tempestitos gerados em ambiente marinho raso, constituídos por arenitos com estratificação cruzada hummocky, com pouquíssimas intercalações pelíticas e contêm a fauna de invertebrados marinhos devonianos da Formação Maecurú. Juntamente com os crinóides, esses arenitos exibem restos de trilobitas, moluscos, briozoários, corais, conulárias e tentaculítidas (Melo, 1988). Datações palinológicas do Membro Lontra

consideram-no de idade emsiana a eifeliana (Devoniano). As camadas portadoras de microfósseis marinhos restringem à sua parte mais superior.

Vários autores (Scheffler et al., 2006; Ferreira & Fernandes, 1985, 1989; Machado et al., 1996) relatam a presença de diferentes espécies de macroinvertebrados na Formação Maecurú.

Desta forma, o trecho percorrido em rochas desta unidade poderá conter fósseis relevantes cientificamente.

Formação Ererê

A Formação Ererê consiste de siltitos micáceos intercalados por folhelhos e arenitos de granulação fina, depositados em ambiente deltaico a nerítico da metade do Eifeliano a metade do Givetiano (Melo, 1988). O registro fossilífero desta formação ocorre em especial na base da mesma, em depósitos de tempestades (Melo, 1988). Associados são encontrados trilobitas, fósseis de braquiópodes, moluscos, ostracodes, escolecodontes e tentaculídeos (Silva & Fonseca, 2005). Melo (1988) observou uma queda na diversidade faunística da Formação Ererê em relação à fauna da Formação Maecuru. Esta queda é facilmente observada quando se compara a diversidade específica dos trilobitas presentes na Formação Maecuru (14 espécies) com aquela da Formação Ererê (três espécies).

Em função das espécies de microfósseis de invertebrados já relatadas na literatura para esta unidade, bem como o levantamento realizado na base Paleo (CPRM, Serviço Geológico do Brasil), sugere-se atenção para a ocorrência de fósseis no percurso da linha de transmissão nas localidades onde esta unidade litoestratigráfica aflorar.

Grupo Curuá

O Grupo Curuá é composto pelas formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro. A Formação Barreirinha é composta de folhelhos pretos e registra o ambiente das águas mais profundas na história geológica da bacia, sob condições anóxicas. As delgadas camadas de arenitos associados podem representar turbiditos. A Formação Curiri é representada por diamictitos, folhelhos e siltitos de ambiente glacial vigente no Fameniano. A Formação Oriximiná consiste de alternâncias de arenitos, siltitos e folhelhos que retratam um ambiente fluvial regressivo. A Formação Faro é composta por arenitos flúvio-deltaicos com influência de tempestades tounasianos a viseanos (Makino et al., 2007).

A linha de transmissão secciona rochas das formações Oriximiná e Faro, onde não há registros de microfósseis.

Grupo Tapajós

De acordo com Matsuda et al. (2004), a sequência permo-carbonífera (Grupo Tapajós), é marcada por uma sedimentação inicial siliciclástica flúvio-eólica intercalada com camadas de carbonatos depositados em ambiente marinho raso a restrito (Formação Monte Alegre), seguido por uma sequência predominantemente carbonática/evaporítica da Formação Itaituba, também depositada em ambiente marinho raso. Sobreposta as duas, segue a Formação Nova Olinda, constituída por depósitos evaporíticos/siliciclásticos e carbonáticos marinhos. Encerrando a sequência permo-carbonífera da bacia segue a deposição dos sedimentos da Formação Andirá, constituídos por siliciclásticos avemelhados, raros evaporitos e carbonatos depositados, em sua maioria, em ambiente fluvial/lacustrino a marinho restrito (Makino et al., 2007).

Na área do empreendimento ocorrem as Formações Monte Alegre e Nova Olinda. Estudos bioestratigráficos sugerem uma idade Morrowana para a Formação Monte Alegre. Nesta unidade são freqüentes foraminíferos, palinomorfos e conodontes. Estes mesmos grupos também estão presentes na Formação Nova Olinda, porém a idade é eodesmoinesiana a permiana (Scomazzon, 2004).

Segundo Pastana (1999), a Formação Monte Alegre é formada por arenitos ortoquartzíticos, médios a grossos, às vezes conglomeráticos, friáveis, com marcas de onda, raramente intercalados por folhelho esverdeado a amarelo. Esta unidade tem uma ampla área de exposição na área de estudo, ocorrendo segundo uma faixa E-W a NE-SW, com cerca de 70 km de comprimento e largura bastante variável, estendendo-se para sul, até contornar grande parte do domo de Monte Alegre.

A Formação Nova Olinda, sobreposta, constitui-se por depósitos evaporíticos/siliciclásticos e carbonáticos marinhos (Matsuda et al., 2004). Ocorrem microfósseis nestes depósitos.

Em função da ocorrência de microfósseis e rochas sedimentares de idade Carbonífera, na qual são comuns macrofósseis de invertebrados, vertebrados e vegetais, poderão ocorrer fósseis nas áreas seccionadas pela linha de transmissão nestas unidades.

Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão distribui-se pela sub-bacia do médio Amazonas, do vale do rio Madeira, no Amazonas, até a região de Monte Alegre, no Pará. Dino et al. (1999) reconhecem duas seqüências deposicionais distintas, denominadas de “Seqüência 1 (inferior)” e “Seqüência 2 (superior)”. A Seqüência 1, onde foram coletados os fragmentos de âmbar, mostrou-se predominantemente arenosa, apresentando ciclos de sistemas fluviais anastomosados com retrabalhamento eólico. Em sua base, sobrejacente à discordância com a Formação Andirá,

ocorrem depósitos de sistema fluvial meandrante, onde foram constatados dois ciclos de depósitos residuais de canais, sobrepostos por pelitos de preenchimento de meandro abandonado. Essas rochas pelíticas mostraram-se ricas em fragmentos de vegetais superiores, fragmentos de âmbar, marcas de raízes, restos de peixes, ostracodes e conchostráceos (Pereira et al., 2006).

Deve-se ter atenção para afloramentos desta unidade, os quais poderão apresentar macrofósseis.

Unidades Cenozóicas

Compreendem depósitos de cobertura ampla sobre as unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Amazonas. Estão representadas pelo Grupo Barreiras, Cobertura Detrito-Laterítica e Depósitos Aluvionares.

Estes depósitos são compostos essencialmente por rochas siliciclásticas e sedimentos inconsolidados os quais não indicaram até o momento qualquer tipo de registro fóssil para a região. Todavia, as áreas onde ocorrem depósitos aluvionares deverão ser monitoradas, já que podem apresentar elementos da megafauna pleistocênica.

6.2.3.2.6.2 - Registros de Assembléias Fossilíferas

As rochas mais antigas da região, representadas por litotipos do Complexo Guianense e Grupo Vila Nova, não possuem qualquer tipo de registro fossilífero. Abrangem rochas magmáticas, metamórficas e vulcano-sedimentares do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, as quais praticamente não apresentam condições adequadas, quer pela idade ou pelas litologias, a existência de fósseis.

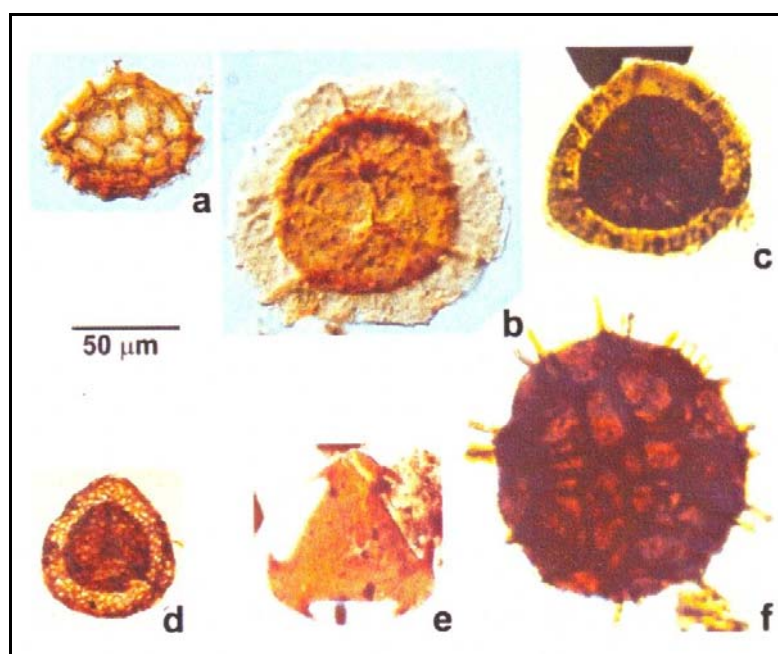
Os depósitos compreendidos pela Bacia do Amazonas e que abrangem o Grupo Trombetas, Formação Maecurú, Formação Ererê, Grupo Curuá, Grupo Tapajós e Formação Alter do Chão são os que apresentam a maior possibilidade de novos achados. São passíveis de ser encontrados tanto paleoinvertebrados, paleovertebrados, como macrofósseis vegetais.

Em relação ao material paleontológico da Bacia do Amazonas, nestes, apesar de sua relativa riqueza em macrofósseis marinhos em face da escassez de afloramentos, seus estratos de idade Paleozóica são tradicionalmente datados e correlacionados por meio de microfósseis recuperados de subsuperfície, sobretudo palinórfos.

A biostratigrafia paleozóica da bacia foi estabelecida e tem sido constantemente aprimorada com base em três grandes grupos de palinórfos: (a) miósporos (esporos e grãos de pólen), particularmente úteis a partir do Devoniano; (b) quitinozóários (restritos ao intervalo

Ordoviciano-Devoniano); e (c) microfítotoplâncton de parede orgânica (acritarcos, prasinofícias e formas afins), regionalmente mais comum no intervalo Siluriano-Devoniano. Além dos miósporos, certos elementos da microfauna marinha (foraminíferos e conodontes) também apresentam bom potencial para o refinamento bioestratigráfico da seção carbonática Neopaleozóica (Lemos & Medeiros, 1989; Altiner & Savini, 1995).

Na **Figura 6.2-8** são apresentados alguns exemplares de espécimes de palinórfos que caracterizam e diagnosticam algumas biozonas em sedimentos da Bacia do Amazonas.



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Legenda:

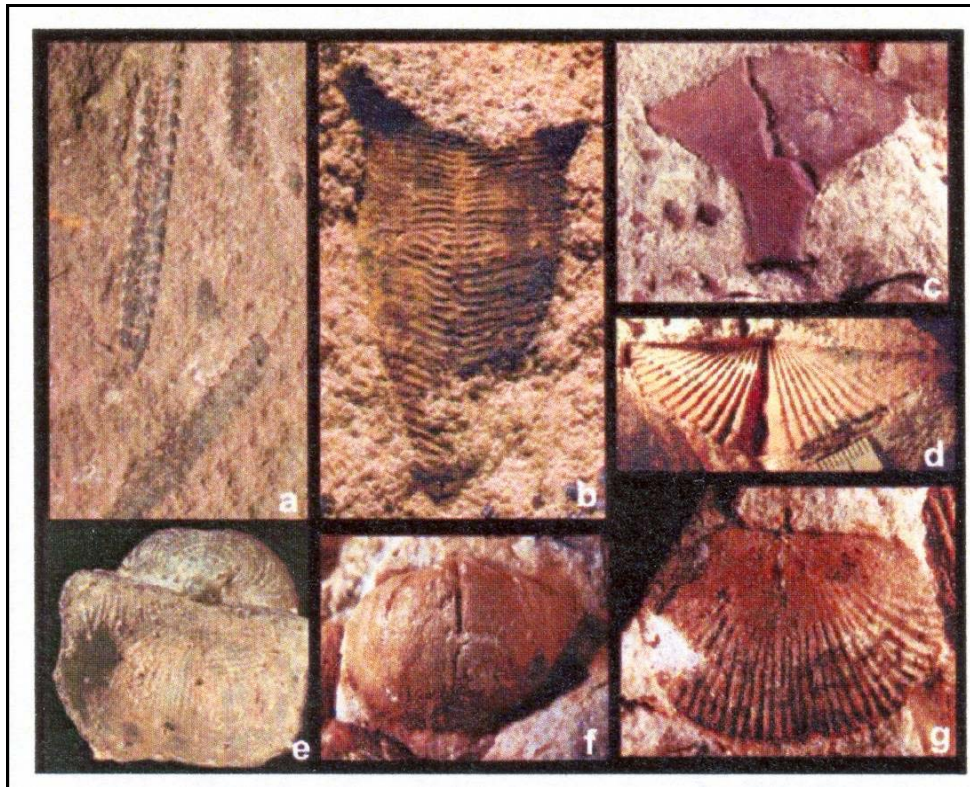
Os espécimes palinómórficos que caracterizam biozoas de miósporos do Devoniano Inferior a Superior (a-d) e Carbonífero Inferior (Tournaisiano: e; Viseano Superior: f)

Na Bacia do Amazonas: a) *Dictyotriletes emsiensis*; b) *Grandispora protea*; c) *Diducites Mucronatus*; d) *Retispora lepidophyta*; e) *Waltzispora lanzonii*; f) *Reticulatisporites magnidictyus*.

Figura 6.2-8 - Espécimes de palinórfos da Bacia do Amazonas

O conteúdo microfossilífero da Bacia do Amazonas está presente quase que exclusivamente em sua seqüência paleozóica. Este conteúdo é constituído principalmente por tafocenoses portadoras de restos de invertebrados que viveram nos mares epicontinentais intermitentes que, a partir do Siluriano, cobriam a região amazônica durante a maior parte do Paleozóico. Fósseis de vertebrados, representados por ictiofósseis, são escassos. Nas unidades litoestratigráficas depositadas em ambientes costeiros e continentais, foram encontrados os restos vegetais e os

icnofósseis, conforme **Figura 6.2-9**, onde são apresentados alguns espécimes invertebrados fósseis encontrados na Bacia do Amazonas.



Fonte: Wanderley Filho *et al.*, 2005.

Legenda:

a) *Climacograptus innotatus brasiliensis* (Formação Pitinga); b) *Conularia amazonica* (Formação Pitinga); c) *Monstrocrinus securifer* (Formação Maecuru); d) *Mucrospirifer katzeri* (Formação Maecuru); e) *Brasilioproductus chandlessi* (Formação Itaituba; f, g) *Montsenetes coralinae* (Formação Maecuru).

Figura 6.2-9 - Espécimes de invertebrados fósseis da Bacia do Amazonas.

6.2.3.2.6.3 - Formações Sedimentares e Espécimes Fósseis da Bacia do Amazonas

a) Grupo Trombetas

A assembléia fossilífera deste Grupo é composta por acritarcos, quitinozoários planctônicos, criptósporas, escolecodontes e fragmentos de matéria orgânica, apresentando os seguintes espécimes: *Arthropycus harlani*, *Arthropycus alleghaniensis*, *Anabaia paraia*, *Baltisphaeridium aniae*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Baltisphaeridium pilar*, *Baltisphaeridium carinosum*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Cymatiosphaera marisae*, *Cymbosphaeridium cf. ravum*, *Dactylofusa maranhensis*, *Domasia trispinosa*, *Deunffia*

furcata, *Deunffia monospinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Domasia bispinosa*, *Domasia rochesterensis*, *Domasia limaciforme*, *Domasia canadensis*, *Domasia amphora*, *Dateriocradus monterrosae*, *Deunffia brevispinosa*, *Dactylofusa striatifera*, *Dactylofusa tenuistriata*, *Dactylofusa cucurbita*, *Eisenackidium ramiformis*, *Gorgonisphaeridium bringewoodense*, *Hélios aranaides*, *Leiofusa kiryanovii*, *Leiofusa filifera*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Micrhystridium intonsurans*, *Micrhystridium stellatum*, *Multiplicisphaeridium caperoradiola*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *Multiplicisphaeridium scaber*, *Neoveryhachium carminae*, *Neoveryhachium carminae*, *Oppilatala insolita*, *Perforela perforata*, *Polysphaeritae*, *Pelecypodichnus* sp., *Pterospermopsis marysae*, *Salopidium wenlockensis*, *Salopidium granuliferum*, *Tylotopala pyramidalis*, *Tyrannus giganteus*, *Visbysphaera erratica*, *Veryhachium rhomboidium*, *Visbysphaera microspinosa*, *Visbysphaera dilatispinos* e *Veryhachium europaeum* (Hakes, 1985; Pienkowski, 1985; Le Hérissé, 1989; Grahn & Melo, 1990; Fernandes & Borgi, 1996; Grahn, 2005).

b) Grupo Urupadi

Esta formação é subdividida nos membros Jatapu e Lontra, e apresenta espécies fósseis de braquiópodes, bivalvíos, tentaculídeos, trilobitas, crinóides, gastrópodes e belerofontídeos (Ponciano & Machado, 2007). Dentre estes, os espécimes mais encontrados são: “*Schuchertella*” *agassizi* (Rathbun, 1874), *Ptychopteria eschwegei* (Clarke, 1899), *Monstrocrinus securifer*, *Laudonomphalus regularis*, *Laudonomphalus ornatus*, *Exaesioidiscus acutus*, *Exaesioidiscus aff. minutus*. (Scheffler *et al.*, 2006) e os trilobitas da espécie *Eldredgeia paituna*, conchas de bivalves da espécie *Cucullella triqueta*, além de gastrópodes, crinóides e *Tentaculites* sp. (Melo, 1987).

c) Grupo Curuá

Neste grupo litoestratigráfico são encontrados os espécimes: *Lingula gracana* e *Orbiculoidea lodensis*, além de pequenos exemplares das espécies de bivalves *Paleoneilo? sculptilis* e *Cucullella triqueta*, gastrópodes e o nautilóide *Spyroceras meloi* (Petri & Fúlfaro, 1983).

d) Grupo Tapajós

No Grupo Trombetas, os espécimes mais encontrados são: *Brasilioproductus chandelessi* e *Buxtonioides amazonicus*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata* e *Vittatina saccata*.

e) Grupo Javari

No Grupo Javari, última seqüência sedimentar da Bacia do Amazonas são encontrados fósseis vegetais e animais (troncos, folhas, carófitas, ostracodes, escamas, dentes e ossos), icnofósseis *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Gyrolithes*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Taenidium*, *Psilonichnus*, *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Chondrites*, *Rhizocorallium*, *Phycosiphon* e *Cylindrichnus* (Góes et al., 1990; Távora & Silva, 2001; Netto & Rossetti, 2003; Rossetti & Santos Jr., 2004).

A base de dados Paleo-CPRM indica a existência de moluscos bivalvíos (*Nuculites parai*, *Paleoneilo sculptilis*) e braquiópodes lingulados (*Schizobolus truncatus*) no Devoniano Inferior da localidade de Ererê, município de Monte Alegre (estado do Pará), os quais foram descritos formalmente por J.M. Clarke. Há também dados cadastrados para o Grupo Trombetas, abrangendo 35 documentos com referências a macrofósseis, microfósseis e icnofósseis, algumas no município de Oriximiná.

Há também registros anteriores para fósseis cretácicos no município de Monte Alegre. Segundo a base Paleo, para rochas cretácicas (Formação Alter do Chão) na localidade de Serra do Paituna, município de Monte Alegre, ocorrem macrofósseis de vegetais pertencentes às angiospermas.

Ressalta-se que o município de Monte Alegre será interferido pelo empreendimento. Ao todo são 7 registros de fósseis de invertebrados do Devoniano e 33 registros de fósseis de vegetais do Cretáceo para este município do Estado do Pará.

As coberturas cenozóicas compostas por sedimentos inconsolidados podem apresentar vestígios da megafauna do Pleistoceno que habitou a região amazônica.

No **Quadro 6.2-5** são apresentados os registros fósseis da base Paleo-CPRM encontrados nos municípios pertencente à All e outras citações em municípios fora da diretriz do empreendimento, mas que comungam do mesmo contexto geológico do empreendimento em questão.

Quadro 6.2-5 - Fósseis registrados na All da LT 230 kV Jurupari - Laranjal --Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tomo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002101		AM		Formação trombetas	arenito quartzítico	brachiopoda-mollusca-gastropoda:
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002107	Altamira	PA		Formação trombetas	folhelho	cutículas vegetais
Projeto Sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002108	Medicilândia	PA		Formação maecuru trombetas	folhelho	cutículas vegetais e fragmentos carbonizados
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002114	Brasil novo	PA		Formação trombetas	arenito	fragmentos orgânicos totalmente carbonizados.
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002116	Brasil novo	PA		Formação maecuru trombetas	arenito	cutículas vegetais
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002126	Medicilândia	PA		Formação maecuru trombetas	folhelho	cutículas vegetais e fragmentos carbonizados
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002128	Altamira	PA		Formação trombetas	folhelho	cutículas vegetais
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002130	Altamira	PA		Formação trombetas	folhelho	protozoa incertae-sedis spora dispersae
Projeto sulfetos de Altamira / Itaituba	CPRM002150				Formação maecuru trombetas ererê	arenito	fragmentos carbonizados indeterminados.
Quitinozoários silurianos do igarapé da rainha, estado do para	CPRM003835		PA	a margem do igarapé da rainha, afluente direito do rio tapajos.	Formação trombetas membro pitinga	folhelho	cutículas vegetais e microsporos
Considerações bioestratigráficas sobre a formação trombetas	CPRM003861				Formação trombetas		microfósseis
Graptozoários brasileiros e sua importância estratigráfica	CPRM003870		PA	rios: tapajos, maecuru, curua, trombetas	Formação trombetas	folhelho	microfósseis
Distribuição estratigráfica e bioestratigráfica de quitinozoários da formação trombetas, estado do para	CPRM003878		PA	cachoeira do vira-mundo, rio trombetas	Formação trombetas	siltito	protozoa-chitinozoa-quitinozoários

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tomo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Novas espécies de quitinozoários da formação trombetas, estado do para	CPRM003879		PA	cachoeira do vira-mundo, rio trombetas	Formação trombetas membro pitinga	siltito	quitinozoários - graptozoários - tasmanaceas - acritarcas.
Microfósseis da cachoeira do vira-mundo, rio trombetas, estado do para	CPRM003880		PA	cachoeira do vira-mundo, rio trombetas	Formação trombetas	siltito	microfósseis
Microfósseis paleozoicos do rio tapajos-estado do para	CPRM003881		PA	rio tapajos no trecho entre sao luiz e boa vista	Formação trombetas maecuru curua		cutículas vegetais e animais
Quitinozoários silurianos do igarapé da rainha, estado do para	CPRM003884		PA	a margem do igarapé da rainha	Formação trombetas membro pitinga	folhelho	microfósseis
Distribuição estratigráfica e biocronológica de quitinozoários da formação trombetas, estado do para	CPRM003904		PA	cachoeira do vira-mundo, rio trombetas	Formação trombetas membro pitinga	siltito	microfósseis
Pallachitina e spathachitina, dois novos gêneros de quitinozoários do siluriano brasileiro	CPRM003913		PA	a margem do igarapé da rainha	Formação trombetas membro pitinga	folhelho	microfósseis
Ocorrência inédita de ancyrochitina fragilis brevis (chitinozoa) na área do rio Mapuera, Para, Brasil	CPRM003916		PA	rio mapuera e rio trombetas	Formação trombetas	folhelho	microfósseis
Janvier, p. & melo, j. H. G. Acanthodian fish remains from the upper silurian or lower devonian of The Amazon Basin, Brazil. Paleontology, london, 31(3):771-777, 1988.	DNPM000769		PA	Mapuera river, near cachoeira da porteira village.	Membro pitinga formação trombetas	thick layer of grey, finegrained sandstone	pisces/ acanthodian

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tombo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Janvier, p. & melo, j. H. G. Acanthodian fish remains from the upper silurian or lower devonian of the amazon basin, brazil. Paleontology, london, 31(3): 771-777, 1988.	DNPM000770		PA	Sucuriju creek, some 26 km to the west-south-west of well sm-504.	Formação trombetas membro pitinga	siltito	pisces/ acanthodian
Seção de paleontologia. Livro de entrada	DNPM005332		PA	rio Tapajos	Formação trombetas		arthrophycus sp
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ000021		PA	rio Trombetas	Formação trombetas		arthropoda - crustacea - ostracoda
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ000329		PA	rio Trombetas	Formação trombetas	arenito	conularia amazonica clarke, 1897/1899
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ000629		PA	rio Trombetas	Formação trombetas	arenito	pholidops trombetana clarke, 1897-1899
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ000745		PA	rio Trombetas	Formação trombetas	arenito	orthoceras sp
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ001103		PA	rio Trombetas	Formação trombetas	arenito	tentaculites trombetensis clarke, 1899
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ002814		PA	rio Trombetas, cachoeira vira - mundo, oriximina	Formação trombetas	arenito	climacograptus innotatus brasiliensis ruedeman, 1929
Coleção de paleoinvertebrados - museu nacional/UFRJ	MNRJ002894		PA	rio Trombetas	Formação trombetas	arenito	arthrophycus harlani conrad
UFRJ - instituto de geociencias	UFRJ000967		PA	rio Trombetas	Formação trombetas		clymacograptus innotatus brasiliensis
UFRJ - instituto de geociencias	UFRJ001367		PA	rio Trombetas	Formação trombetas		terebratuloidea
UFRJ - instituto de geociencias	UFRJ001368		PA	rio Trombetas	Formação trombetas		ortoceras sp
UFRJ - instituto de geociencias	UFRJ001369		PA	rio Trombetas	Formação trombetas		pholidops trombetiana
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001425	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tomo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001426	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001427	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001428	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001429	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001430	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001431	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001432	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001433	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001434	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001435	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001436	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001437	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001438	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001439	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tombo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001440	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - monte alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001441	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001442	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001443	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001444	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001445	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001446	Monte Alegre	PA	serra do paituna - monte alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001447	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001448	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001449	Monte Alegre	PA	Serra do paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM001450	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			fósseis de vegetais
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003432	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003433	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003434	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae

FONTE DOS DADOS		LOCALIZAÇÃO			GEOCRONOLOGIA E LITOESTRATIGRAFIA		VESTÍGIO PALEONTOLÓGICO
Publicação institucional	Número do documento de tomo	Município	Estado	Local	Unidade geológica	Litologia	Descrição
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003435	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003436	Monte alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003437	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de plantas	DNPM003438	Monte Alegre	PA	Serra do Paituna - Monte Alegre			angiospermae
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009654	Monte Alegre	PA	Erere			nuculites parai clarke
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009655	Monte Alegre	PA	Erere			nuculites parai clarke
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009656	Monte Alegre	PA	Erere			nuculites parai clarke
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009657	Monte Alegre	PA	Erere			nuculites parai clarke
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009658	Monte Alegre	PA	Erere			schizobolus truncatus hall
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009659	Monte Alegre	PA	Erere			schizobolus truncatus hall
Seção de paleontologia. Catalogo de invertebrados	DNPM009660	Monte Alegre	PA	Erere			schizobolus truncatus hall

6.2.3.2.6.4 - Conclusões e Recomendações

Em face às reais possibilidades de ocorrências paleontológicas na região seccionadas pelos três trechos do empreendimento, principalmente pela presença de fósseis em um dos municípios interferidos pelo mesmo, recomenda-se a implantação do Programa de Monitoramento e

Salvamento Paleontológico como forma efetiva de garantir a total proteção do patrimônio paleontológico nessas localidades.

As unidades Paleozóicas-Mesozóicas da Bacia do Amazonas devem ser monitoradas. O Grupo Trombetas, no município de Oriximiná, possui macrofósseis de braquiópodes e moluscos descritos por Clarke (1899). Além disso, os Grupos Trombetas, Urupadi, Curuá, Tapajós e Javari, conforme disposto, apresentam bom potencial fossilífero.

Assim sendo, sugere-se que sejam monitorados os percursos que abrangerem rochas paleozóicas, mesozóicas e coberturas cenozóicas. Tanto a literatura como a base de dados Paleo do Serviço Geológico do Brasil indicam a existência de ocorrências fósseis nas unidades estratigráficas na região do empreendimento em consonância à tabela supracitada. Trata-se de uma área pouco estudada, de difícil acesso e conseqüentemente pouco prospectada, o que provavelmente impossibilitou novas descobertas de fósseis nos 12 municípios seccionados pelo empreendimento até o momento.

6.2.3.3 - Espeleologia

6.2.3.3.1 - Considerações Iniciais

As cavidades espeleológicas são formadas em terrenos onde as unidades geológicas são propensas ao seu desenvolvimento, tais como rochas calcárias, areníticas e xistosas.

Em seu processo de formação, as rochas calcárias, calcárias magnesianas e dolomíticas, sofrem dissolução cárstica, causada pela infiltração da água em seus poros, fissuras e fendas, graças à alta porosidade e permeabilidade do sistema.

Em áreas de litologia arenítica e/ou xistosa, o processo de formação das cavernas se dá pela ação de percolação/infiltração das águas pluviais ou pela ação das águas fluviais e de afloramento do lençol freático, ou mesmo pela ação eólica, esculpindo formas nas litologias areníticas.

Geomorfologicamente, as feições de reconhecimento superficial no relevo das cavidades espeleológicas, são representadas pelos sumidouros, dolinas, uvalas e campos de lapíás, além das aberturas das cavernas, também denominadas “bocas”. Na paisagem, os terrenos com geologia propensa à formação de cavernas, apresentam relevo, denominado como “ruiniforme”, já que se assemelha a ruínas (**Figura 6.2-10** e **Figura 6.2-11**).



Figura 6.2-10 - Campo de lapiás - área do Skapy, Áustria



Figura 6.2-11 - Relevo ruiniforme - Parque Nacional de Sete Cidades, Piracuruca/PI

Internamente, as cavidades espeleológicas apresentam as formações conhecidas como estalactites, estalagmites, colunas, helictites ou “flores e agulhas de aragonita” (formadas pela precipitação do mineral aragonita, ou gipsita e calcita, em menor quantidade) (Figura 6.2-12 a Figura 6.2-15).



Figura 6.2-12 - Coluna formada pela junção de estalactite (pendente do teto da caverna) e estalagmite (formada a partir do chão da caverna) - Caverna do Petar, Vale do Ribeira/SP.



Figura 6.2-13 - Escorrimento - Caverna do Petar, Vale do Ribeira/SP.



Figura 6.2-14 - Flores e agulhas de aragonita -
Caverna do Murubbeh, Arábia Saudita



Figura 6.2-15 - Helictites - Caverna do Murubbeh,
Arábia Saudita

6.2.3.3.2 - Aspectos Espeleológicos da AID e ADA

No caso dos terrenos atravessados pela diretriz da LT Oriximiná-Macapá, as litologias propensas à formação de tais cavidades estão representadas pelas rochas da Formação Monte Alegre, composta por camadas de calcário e sedimentos carbonáticos com minerais de alta solubilidade.

Conforme o Termo de Referência expedido pelo CECAV/ICMBio, em 16 de dezembro de 2008, através do Ofício nº 272/2008/CECAV, foram realizadas prospecções na Área de Influência Direta (AID) e na Área Diretamente Afetada (ADA) pela linha de transmissão.

Os trabalhos de prospecção exocárstica e endocárstica foram realizados objetivando e localização das cavidades espeleológicas de modo a promover a identificação destas. Tal prospecção buscou a evidenciação de cavidades naturais em uma área de 2 (dois) km de distância em relação ao eixo da diretriz da LT.

Para estes levantamentos, foram utilizados mapeamentos de geologia, geomorfologia e hidrografia, com vistas a um melhor resultado em relação ao reconhecimento primário das características geológicas e de paisagem da área atravessada pela LT.

Da mesma forma, para elucidar a localização das cavidades espeleológicas já identificadas na área de entorno imediato à diretriz da LT Oriximiná-Macapá, foram pesquisados e levantados os bancos de dados do CECAV/ICMBio, da Redespeleo Brasil - CODEX e da Sociedade Brasileira de Espeleologia - CNC/SBE.

De acordo com estes órgãos, as cavidades espeleológicas já encontradas na região estão descritas no **Quadro 6.2-6**.

Quadro 6.2-6 - Localização das cavidades espeleológicas na área de entorno da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná

NOME	LOCALIDADE	LOCALIZAÇÃO		LITOLOGIA	MUNICÍPIO
		N	E		
Gruta Itatupaoca	Serra do Ererê	9775715	143782	Arenito	Monte Alegre
Gruta do Miritiepe	Serra do Paituna	9772152	144625	Arenito	Monte Alegre
Gruta do Labirinto	Serra do Paituna	9771013	145429	Arenito	Monte Alegre
Gruta da Pedra Pintada	Serra do Paituna	9771756	145828	Arenito	Monte Alegre
Gruta do Inferno	Serra do Bode	9774079	139419	Arenito	Monte Alegre
Gruta do Veado	Serra do Navio/Serra do Veado	9944796	485287	Xisto Betuminoso	Mazagão

Fonte: Compilação de dados: CECAV/ICMBio, 2009; Redespeleo-CODEX, 2009; Sociedade Brasileira de Espeleologia - CNC/SBE, 2009.

A localização das cavidades espeleológicas está representada no **Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2008**.

Conforme a espacialização das cavidades, estas encontram-se em áreas onde afloram os arenitos da Formação Monte Alegre, nas proximidades do Distrito-Sede do município de Monte Alegre.

6.2.3.3.3 - Considerações Finais

As cavidades espeleológicas identificadas na AID e ADA da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná foram formadas por processos de infiltração/percolação de águas plúvio-fluviais, graças à litologia encontrada, representada pelos arenitos da Formação Monte Alegre.

As cavidades já encontradas e mapeadas na área, conforme apresentado no **Mapa 2360-00-EIA-DE-2008**, distam 50 km da diretriz do eixo da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

No entanto, ao longo da diretriz do traçado do empreendimento, ocorrem locais com afloramento da Formação Monte Alegre, principalmente nos trechos entre os quilômetros 30-135 e 196-230. Nestes locais, a possibilidade de haverem cavidades espeleológicas não identificadas durante os trabalhos de campo, pode ocorrer, já que as formações espeleológicas superficiais diagnósticas de cavidades subterrâneas (dolinas, sumidouros, uvalas, etc.), não foram avistadas.

Assim, os trabalhos de prospecção exocárstica e endocárstica nestes trechos durante as fases de construção do empreendimento, deverão ser realizados objetivando a localização de novas formações espeleológicas, caso estas existam.

6.2.3.4 - Geotecnia

6.2.3.4.1 - Rochas Cristalinas

Os terrenos gnáissicos do Complexo Guianense são representados por ortognaisses cinza, tonalíticos e granodioríticos, com tipos de quartzo dioríticos, trondjemíticos e monzograníticos subordinados apresentam freqüentes lentes anfibolíticas concordantes com a foliação das rochas gnáissicas.

Tais rochas gnáissicas compõem terrenos onde são encontrados variados tipos texturais e composicionais. Essa diversidade entre os terrenos, por vezes, muito próximos uns dos outros, deve-se aos efeitos tectônicos, à origem e à composição extremamente variáveis de seus constituintes litológicos.

Esse fato resulta em comportamentos geotécnicos bastante heterogêneos. As rochas, em geral, se caracterizam por serem tectonizadas com textura em variados graus de foliação metamórfica, apresentando, via de regra, bandamento deformacional e composicional dispostos em várias direções e ângulos de mergulhos.

Sendo assim, as rochas são portadoras de alta densidade de superfícies planares que representam planos de fraqueza e de descontinuidades estruturais, tornando-se geotecnicamente problemáticas para serem expostas em taludes de corte, principalmente quando intemperizadas. A resistência ao intemperismo é diferenciada em função da heterogeneidade na composição e na espessura das bandas, tornando a dureza e a profundidade do substrato rochoso extremamente variadas.

Os solos provenientes das rochas cristalinas pré-cambrianas apresentam diferentes características. As rochas gnáissicas e graníticas, em geral, tendem a formar solos superficiais de diversas granulometrias, predominando os silto-arenosos ou areno-argilosos e, às vezes, solos cascalhentos. O solo de alteração é areno-argiloso.

Os solos superficiais produzidos por estes litotipos são considerados como de primeira categoria para a escavação, ou seja, podem ser escavados manualmente ou por equipamentos leves. Os terrenos são de moderada a alta capacidade de carga.

6.2.3.4.2 - Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares da All (Grupos Trombetas, Tapajós, Nova Olinda, Curuá, Urupadi e Javari) apresentam camadas de composição e granulometrias muito. Esse substrato de origem sedimentar indica que os comportamentos mecânico e hídrico mudam bruscamente de uma camada para outra, ou seja, o comportamento geotécnico varia muito na vertical e lateralmente.

Os sedimentos, em geral, se intemperizam de modo heterogêneo e se transformam em material inconsolidado bastante suscetível à erosão e instável quando escavado e exposto em taludes de corte ou áreas de empréstimo. As camadas siltico-argilosas podem sofrer fenômenos de contração e expansão e desagregam-se com facilidade, tornando-se muito instáveis e erosivas quando expostas ao umedecimento e ressecamento periódicos.

Apresentam alta porosidade por isso saturam-se facilmente com água e, nesse caso, apresentam baixa capacidade de suporte, tornando-se bastante plásticas e pegajosas.

Onde predominam colinas amplas, apresentam alta suscetibilidade à erosão, devido à formação de sulcos e ravinas desenvolvidas a partir do escoamento concentrado das águas pluviais, geralmente associado ao uso do solo (solo exposto). Pode ocorrer assoreamento intenso dos cursos e corpos d'água em consequência desta erosão.

Arenitos

A coerência dos arenitos depende do tipo de cimentação entre os grãos, ora silicosa, ferruginosa ou carbonática, o que determina diferentes graus de sedimentação do maciço.

Quanto à estabilidade dos taludes de corte, não deve haver maiores preocupações, devendo-se atentar para a desagregação superficial e a erodibilidade de suas paredes expostas, principalmente quando os arenitos forem friáveis, o que é o caso dos arenitos da Formação Alter do Chão, com oxidações em superfície, cujos litotipos são predominantemente caulínicos e micáceos.

Os arenitos apresentam solo superficial arenoso, granular, de profundidade variável. O solo de alteração é de textura média a grossa, podendo conter cascalhos derivados das lentes conglomeráticas.

A escavabilidade dos materiais é fácil, sem problemas de estabilidade nas paredes das escavações, e a capacidade de suporte vai de moderada a alta. São considerados de primeira categoria. A suscetibilidade à erosão é baixa. Com relação aos movimentos de massa, a suscetibilidade é em geral baixa.

Os arenitos da Formação Alter do Chão distribuem-se em áreas de relevo aplainado, formando chapadas elevadas e colinas tabulares, com ressaltos topográficos e escarpas pequenas a médias.

Com relação aos movimentos de massa, no limite das chapadas ou colinas tabulares, o recuo das bordas tem prosseguimento com a atuação dos processos intempéricos, erosivos sobre os materiais constituintes da unidade, com posterior deposição, sob a forma de colúvios e tálus ao longo das vertentes e encostas. Esses locais podem, por ocasião de grandes precipitações, e principalmente durante as cheias dos cursos d'água, sofrer rupturas e movimentos de massa, muitas vezes devido à erosão fluvial (solapamento e desbarrancamento das margens dos rios).

Com a regressão erosiva das escarpas, pode ocorrer queda de blocos e sua decorrente acumulação junto ao sopé das elevações tabulares formando depósitos de tálus.

Folhelhos e Siltitos

Os folhelhos e siltitos são rochas especialmente brandas, alternando-se com camadas e lentes de arenito e argilito. As camadas de folhelhos, siltitos e argilitos constituem-se de uma parcela considerável de argila produzindo horizontes de alteração. Devem ser previstos o tratamento e a proteção dos taludes para evitar deterioração causada pela fragmentação e erosão, ou mesmo expansão se houver argilas expansivas do grupo das esmectitas.

Tais rochas formam solos superficiais argilosos ou argilo-silto-arenosos de moderada a baixa capacidade de carga. Quanto à escavação os solos superficiais derivados são considerados de primeira categoria.

Calcários

A Formação Monte Alegre contem camadas de calcário (constituindo extensa pedreira abandonada) e de sedimentos carbonáticos com minerais de alta solubilidade podendo ocorrer, portanto, cavidades subterrâneas.

As rochas carbonáticas produzem, via de regra, solo superficial argiloso. São pouco profundos, com fragmentos de rocha de diferentes tamanhos. O solo de alteração é argiloso ou areno-argiloso com escavabilidade de primeira categoria. As rochas carbonáticas necessitam do emprego de explosivos para a escavação (terceira categoria).

Constituem terrenos com moderada capacidade de carga. Os solos provenientes desses litotipos são suscetíveis à erosão laminar.

Conglomerados

O solo de alteração dos conglomerados, que em geral ocorrem em lentes nos arenitos, possuem textura média a grossa, podendo conter seixos ou cascalhos. Constituem terrenos de moderada a alta capacidade de carga.

Quanto à escavação os solos superficiais derivados dessas rochas, são classificados como de primeira categoria. O solo de alteração pode ser considerado de segunda categoria (escavação com uso de escarificador). O solo de alteração pode ser considerado de segunda categoria se houver a presença eventual de grandes seixos ou fragmentos irregulares de rocha.

Depósitos Quaternários

Os depósitos quaternários incluem antigos terraços e planícies de inundação mais recentes. Nos terraços elevados predominam cascalheiras e areias finas a grossas, sendo que, junto aos cascalhos basais.

Nas planícies de inundação existem níveis de cascalho basal recobertos por areias finas e siltes, além de argilas depositadas em depressões ao lado dos diques marginais, em paleocanais e paleolagoas.

Os depósitos quaternários, representados por aluviões e coluviões, apresentam granulometria variada, com areias, argilas e cascalheiras fluviais em depósitos de calha e/ou terraços. A

espessura dos aluviões é variável, desde decimétricas nas calhas de drenagem, a métricas nos terraços aluvionares.

O comportamento geotécnico é condicionado pelas variações texturais e espessura dos estratos sedimentares, e pela posição do nível d'água. A capacidade de suporte é variável, de muito baixa, nos terrenos com níveis de argila mole onde podem ocorrer recalques, e média a alta nos trechos arenosos e com níveis de cascalhos. A escavabilidade dos materiais desta unidade é fácil nos locais de maior espessura de material arenoso, como ao longo dos terraços aluvionares. A escavação em materiais arenosos, pouco coesivos, pode exigir implantação de estruturas de contenção das paredes das cavas.

A unidade apresenta alta suscetibilidade a inundações. São terrenos de alta suscetibilidade à erosão, principalmente ao longo das margens (solapamento) dos canais fluviais. A suscetibilidade a movimentos de massa é fraca, ocorrendo como solapamentos nas margens dos canais.

6.2.3.4.3 - Rochas Vulcânicas

Os derrames do Diabásio Penatecaua são de granulação geralmente fina, maciços, apresentando-se em afloramentos sob a forma de blocos com erosão esferoidal.

Os solos derivados das rochas básicas são em geral, de natureza argilo-arenosa. Quanto à escavação, os solos, tanto superficiais quanto de alteração são classificados como de primeira categoria.

6.2.3.5 - Sismicidade

6.2.3.5.1 - Considerações Iniciais

A área de estudo se insere na porção sudoeste do Cráton Amazônico, que mostra uma evolução geológica policíclica iniciada no Paleoproterozóico, há aproximadamente 1.750 milhões de anos, sendo reativada por eventos tectono-magmáticos super impostos até 970 milhões de anos atrás, quando então essa parte do Cráton se estabilizou.

Segundo COSTA e HASUI *apud* CPRM (1999), a Região Amazônica foi afetada por outro importante evento extensional, no Paleozóico, o que resultou no desenvolvimento das bacias dos rios Solimões, Amazonas, Parnaíba, Alto Xingu e Parecis.

Os processos que culminaram na abertura do oceano Atlântico e separação dos continentes sul-americano e africano perfazem a evolução mesozóica da região. Foram gerados, através desses processos, desnivelamentos de blocos, com surgimento de altos e depressões, sedimentação e magmatismo (ALMEIDA *apud* CPRM 1999). Os indícios dessa reativação tectônica, relacionada à abertura do oceano Atlântico, estão presentes pela superposição de falhas e fraturas de orientação WNW e NE e por magmatismo juro-cretáceo, seguidos por uma sedimentação com características continentais fluvial e eólica.

A compreensão do arcabouço neotectônico da Região Amazônica é importante para o entendimento dos aspectos evolutivos relacionados à gênese das coberturas cenozóicas. Os movimentos neotectônicos só se desenvolveram após o período de estabilidade do Oligoceno propiciando o desenvolvimento de estruturas diversas que afetaram as rochas pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas, conseqüentemente controlando a sedimentação e influenciando no desenvolvimento dos sistemas de relevo e drenagem atuais.

Na região são caracterizadas áreas transpressivas e transtensivas, causadas por dois eventos de movimentação - o primeiro, do Mioceno/Plioceno, e o segundo, do Pleistoceno Superior/Recente, com o resgate, em determinadas áreas de linhas de fraquezas, especificamente susceptíveis a reativações.

A atividade neotectônica para o período Mioceno/Plioceno desenvolveu-se sob a atuação de um campo tensional decorrente possivelmente da interação colisional entre as placas de Nazca e Sul-Americana, com imposição de um vetor compressional NE-SW. Como consequência desse quadro tectônico, foram gerados abatimentos de blocos limitados por falhas normais e regiões peneplanizadas.

Outra nova fase de estabilidade, relativamente curta, domina o período entre o Plioceno Superior e o Médio, com o desenvolvimento de uma superfície de laterização.

A retomada da atividade neotectônica no Pleistoceno Recente desenvolveu um modelo admitindo a atuação de um vetor compressivo NW/SE, responsável pelo estabelecimento de um binário transcorrente dextral com direção geral E-W (gerado pela rotação da plataforma Sul-Americana para oeste), lineamentos transtensivos dextrais NE-SW, falhas normais de direção em torno de SW-SE e falhas inversas NE-SW. É marcante, nessa última fase, o abatimento expressivo de várias regiões com anomalias significativas na morfologia e morfometria das redes de drenagem que constituem os sistemas deposicionais fluviais desses domínios.

Novas reativações subseqüentes, a partir de fenômenos geológicos fizeram-se sentir, em seguida ao Terciário, com efeitos diretos por sobre o substrato onde se instalaram os principais rios da região e condicionaram toda sua evolução da rede de drenagem.

6.2.3.5.2 - Aspectos Sismológicos da AAR

A maior parte dos terremotos ocorre ao longo de estreitas faixas que dividem a litosfera em aproximadamente 12 grandes regiões, as chamadas placas litosféricas. Nas bordas das placas litosféricas, ocorre um grande acúmulo de esforços pela interação entre elas, originando os terremotos, quando esses esforços ultrapassam o limite de ruptura das rochas.

No final do Jurássico, há 135 milhões de anos, o paleocontinente Gondwana foi fragmentado e um processo distensivo subdividiu em vários blocos continentais que hoje são representados pela América do Sul, África, Antártida, Madagascar, Austrália e Índia. Como resultado dessa separação de continentes surgiu o oceano Atlântico, que se originou em função de um mecanismo, que a partir da cadeia médio-oceânica, empurra em sentidos opostos o continente sul-americano e africano. Em função desse processo, o continente sul-americano passou e está passando por vários ambientes geológicos de geração e de formação de rochas e cadeias de montanhas. Uma das conseqüências atuais disso são os terremotos e os vulcões que hoje acontecem na região andina situada na borda de placa tectônica.

No interior das placas, os esforços normalmente não são suficientes para gerar uma grande quantidade de terremotos. É o que ocorre, por exemplo, no Brasil. Situado no meio da placa Sul-Americana, que vai da região dos Andes, a oeste, até o centro do oceano Atlântico Sul, a leste, o Brasil está longe das bordas e, portanto, distante dos grandes terremotos. O território brasileiro apresenta hoje, uma relativa estabilidade, mas já passou por grandes perturbações tectônicas e intensa atividade vulcânica. Mas isso não significa que não ocorram, atualmente, sismos no Brasil.

Os tremores no País são reflexos de fortes terremotos ocorridos principalmente na Cordilheira dos Andes, no Chile, e também pela reativação e movimentação de falhas geológicas antigas. De qualquer forma, a probabilidade de o Brasil ser atingido por um terremoto catastrófico é remota. A grande parte dos sismos brasileiros é de pequena magnitude (<5mb). Comumente, ocorre a baixa profundidade (<30 km) e, por isso, são sentidos até poucos quilômetros do epicentro.

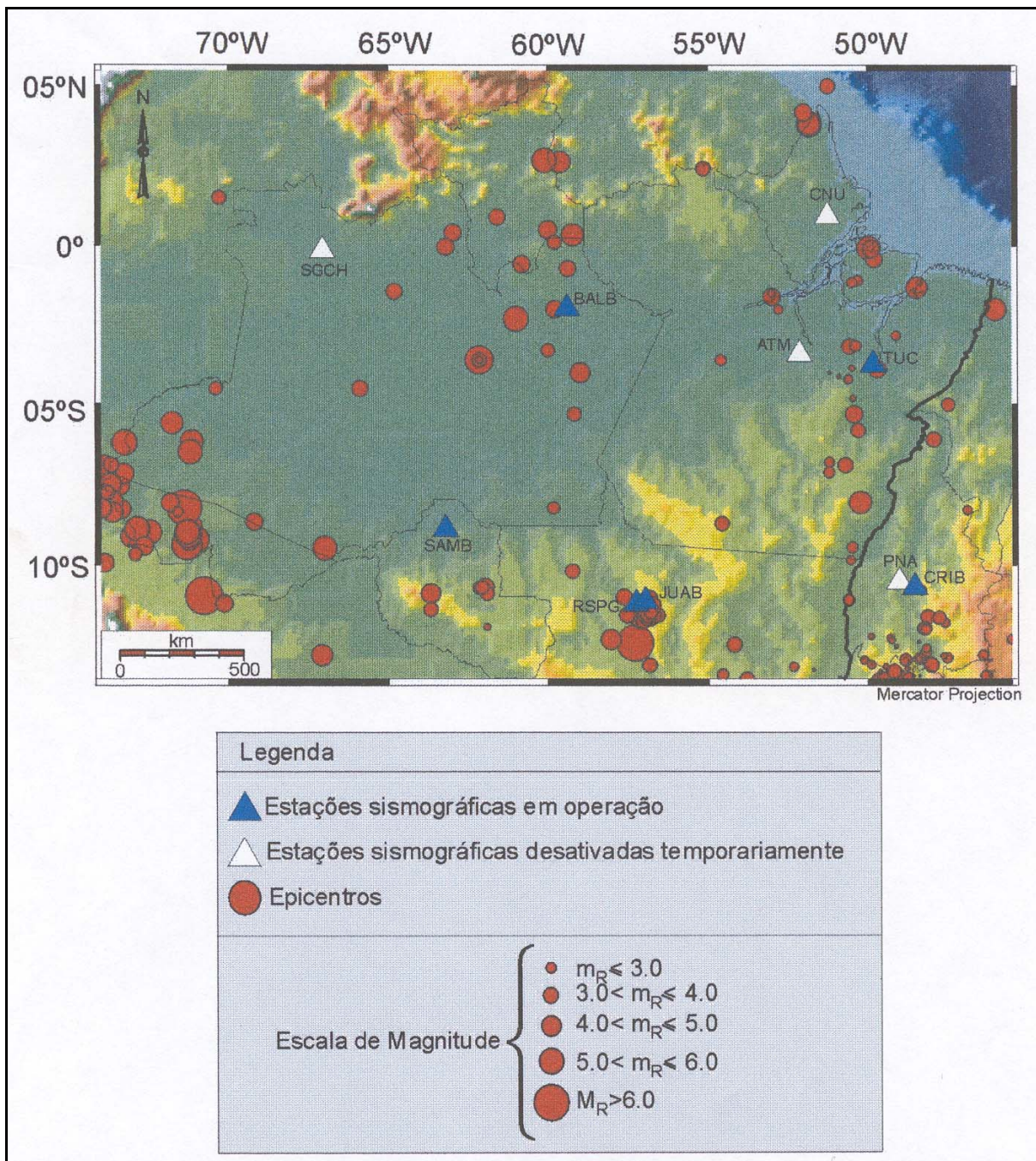
O catálogo de sismos do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo - IAG mostra que, no século XX, foram registradas centenas de sismos

com epicentro no Brasil, com magnitudes atingindo até 6,6 na escala Richter, como o terremoto registrado em Mato Grosso, em 1955 (Porto dos Gauchos). A maior parte desses sismos, porém, não ultrapassa a magnitude de 4,0 mb e, normalmente, acarretam poucos efeitos observáveis na superfície.

Além das informações contidas no catálogo de sismos do IAG a caracterização da sismicidade natural (tectônica) da região é baseada, também, nos dados observacionais de sismicidade existentes na base de dados sísmicos criada, mantida e atualizada pelo Observatório Sismológico (SIS) da Universidade de Brasília (UnB). Esta análise abrange a caracterização sismotectônica da região.

O baixo índice de atividade sísmica da região pode estar relacionado à situação – região intraplaca –; distribuição irregular e incompleta da rede sismográfica brasileira; e à densidade demográfica baixa de grande parte da área em estudo.

A **Figura 6.2-16** apresenta a localização epicentral dos eventos sísmicos ocorridos na Amazônia desde 1832, data do primeiro evento reportado na região. Também são mostradas as localizações das estações sismográficas que operaram e operam atualmente na região.



Fonte: Unb/IG - Observatório Sismológico da Universidade de Brasília

Figura 6.2-16 - Localização Epicentral dos Eventos Sísmicos ocorridos na Amazônia desde 1832

De acordo com o banco de dados sismológicos (catálogo de sismos atualizado por Marcelo Assumpção até 2007 - Departamento de Geofísica da Universidade de São Paulo) para o período entre os anos de 1774 e 2007 nos estados de Amapá e Pará, a maioria dos eventos registrados é de baixa magnitude ($< 5,5$ mb), com hipocentros na crosta superior (< 25 km de profundidade).

Dois tipos de sismicidade natural ocorrem na região Sismotectônica do Amazonas (Berrocal et al., 1984). A primeira, localizada na fronteira Brasil-Peru, é caracterizada por sismos com magnitudes mb $> 6,0$, resultantes de tectonismo profundo associado à subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana. Estes sismos apresentam profundidades focais da ordem de 500-650 km e não causam grandes intensidades na superfície ($I_0 < 5$ na escala Mercalli Modificada). O segundo tipo é representado pela sismicidade intraplaca da Placa Sul-Americana. Os sismos resultantes relacionam-se ao complexo regime de esforços que se desenvolvem no interior da Placa Sul-Americana determinado pela integração dos esforços que se desenvolvem em suas bordas (expansão do assoalho do oceano Atlântico e zona de subducção Andina), que resultam na reativação de estruturas tectônicas antigas e geração de outras.

6.2.3.5.2.1 - Listagem de Sismos

A listagem apresentada no **Quadro 6.2-7** é uma síntese de todas as informações relevantes relativas a cada evento sísmico ocorrido nos estados do Amapá e Pará reunidas e atualizadas por Marcelo Assumpção até 2008. A caracterização dos aspectos sismológicos foi realizada com base no levantamento, análise e recopilação do histórico de sismicidade natural e induzida, utilizando os dados dos principais observatórios e estações sismográficas existentes, principalmente da UNB - Universidade de Brasília e IAG/USP - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

Quadro 6.2-7 - Lista de Sismos ocorridos entre 1926 e 2003 nos Estados do Amapá e Pará

ANO	MMDD	HHMMSS	LAT.	LONG.	ERR	UF	PROF	MAG	. T	CAT	INT	LOCALIDADE	COMENTÁRIOS
1926	301	--	3.83	-51.84	0	AP	0.	0.0	-1	C	-	OIAPOQUE	
1933	506	--	3.83	-51.84	0	AP	0.	0.0	-1	C	-	OIAPOQUE	
1949	917	--	3.83	-51.84	100	AP	0.	5.0	3	C	4	450.0 OIAPOQUE	
1951	424	--	3.83	-51.84	0	AP	0.	4.7	3	C	4	150.0 OIAPOQUE	
1988	216	150300	5.02	-51.25	100	AP	0.	3.7	1	I	-	Plataforma	(UnB)
1998	412	40936	4.80	-47.72	30	AP	47.	5.3	0	I	-	Margem Cont.	(IAG,UnB,IDC)
2006	608	1630	4.50	-52.30	20	AP	0.	5.2	0	I	-	Caiena	(UnB,IAG,GS) Oiapoque IIMM
2007	1031	212127	3.54	-48.12	10	AP	0.	5.2	1	I	-	MContinental	(GS)
1983	1204	71757	-3.17	-50.57	20	PA	0.	3.7	1	I	-	130 KM NW TUC	(UnB)
1984	105	103010	-1.10	-50.32	20	PA	0.	3.0	1	I	-	SAO MIGUEL	(UnB)
1984	220	181828	-1.16	-50.49	20	PA	0.	3.0	1	I	-	SAO MIGUEL	(UnB)
1984	521	32247	-4.20	-50.60	100	PA	0.	2.0	1	I	-	TUCURUI'	(UnB) OU 3.2 S 50.4 W
1984	1121	201523	-6.90	-50.70	20	PA	0.	3.7	1	I	-	GRADAUS	(UnB)
1984	1216	725	-4.10	-50.90	30	PA	0.	2.2	1	I	-	TUCURUI'	(UnB)
1985	1219	1423	-3.85	-50.48	100	PA	0.	2.4	1	I	-	TUCURUI'	(UnB)
1986	822	192004	-4.00	-51.20	200	PA	0.	2.0	1	I	-	ALTAMIRA/TUC	(UnB)
1986	1228	160915	-3.60	-54.60	200	PA	0.	3.1	1	I	-	PACOVAL ?	(UnB) ou: 2.5 N 54.3 W
1987	1014	10819	-2.43	-55.15	50	PA	0.	3.5	1	I	-	TUMUCUMAQUE?	(UnB) ou: 2.2 N 55.0 W
1987	1211	91740	-6.80	-51.20	50	PA	0.	3.0	1	I	-	S.FELIX XIN.	(UnB)
1987	1215	112241	-4.80	-50.45	50	PA	0.	2.5	1	I	-	SA. CARAJAS	(UnB)
1988	119	234136	-0.40	-49.90	100	PA	0.	3.8	1	I	-	CHAVES ?	(UnB)
1989	1126	112126	-0.24	-49.86	20	PA	0.	4.0	1	I	3-4	Chaves	(UnB,IAG,J.Est.S.Paulo)
1993	1118	152246	-5.30	-50.43	80	PA	0.	3.9	1	I	-	SerraCarajas	(UnB,IAG,UFRN)
1997	517	232801	-7.14	-51.25	10	PA	0.	3.2	1	I	-	S.FelixXingu	(UnB)
1998	226	131629	-3.95	-49.64	20	PA	0.	3.1	1	I	-	Tucurui	(UnB)
1998	227	65757	-3.95	-49.64	20	PA	0.	3.1	1	I	-	Tucurui	(UnB)
1998	302	62651	-3.86	-49.63	20	PA	0.	3.5	0	I	4-5	Tucurui	(UnB,IDC, ISC)
1998	827	142357	-9.46	-50.49	50	PA	0.	3.2	1	I	-	Pq.Nac.Arag.	(UnB)
1998	1009	80313	-8.73	-54.57	50	PA	0.	3.5	1	I	-	S. Cachimbo	(UnB)
2002	1027	202325	-8.03	-49.78	80	PA	0.	3.7	1	I	-	NE Redencao	(IAG,UnB)
2003	1115	2027	-8.34	-50.04	20	PA	0.	3.9	1	I	-	Con.Araguaia	(IAG)

A coluna M/D informa o mês e o dia de ocorrência do sismo. A coluna HMS informa a hora, o minuto e o segundo da ocorrência do abalo sísmico. As coordenadas geográficas (colunas LAT e LONG) são as do epicentro, quando foi possível determiná-lo, ou da localidade mais afetada, ou da principal localidade onde o sismo foi sentido. O erro (coluna ERRO estimado para o epicentro, em km) na determinação dos epicentros foi estimado de acordo com os dados macrossísmicos disponíveis, levando-se em conta que o epicentro está na região de maior intensidade. A ausência de um valor (ou Valor 0) para o erro de epicentro indica que não existiam dados para tal estimativa.

As magnitudes mb (coluna MAG) foram calculadas ou estimadas por um dos seguintes métodos (Tipo T):

Tipo Método

- 0: mb telessísmico;
- 1: mR, estimativa de mb com estações regionais;
- 2: média de valores de mb e mR;
- 3: mb estimado pela área afetada;
- 4: estimativa aproximada de mb pela Intensidade Máxima (INT), supondo que INT corresponda à maior intensidade observada, e supondo profundidade focal de poucos quilômetros: $mb = 1,21 + 0,45 INT$ (Assumpção & Burton, 1982).
- 5: magnitude estimada por outros meios (magnitude imprecisa, somente usada quando não há quase nenhuma informação, sendo baseada em comparação qualitativa com outros eventos em relação ao número de estações que registraram o sismo. Geralmente são eventos pequenos registrados por estações próximas sem boa calibração).
- 1: sem dados pra magnitude

Obs.: magnitudes do tipo 0, 1 e 2 são mais confiáveis; magnitude do tipo 3 pode ser razoável; tipo 4 e 5 são pouco confiáveis, principalmente para sismos antigos.

Os eventos sísmicos são classificados em seis categorias (CAT), dependendo da quantidade e qualidade das informações disponíveis:

- A) Sismo com dados macrossísmicos que permitem construir mapa de isossistas e determinar o epicentro com boa precisão;
- B) Sismo com dados que permitem determinar a área afetada, avaliar intensidades e determinar um epicentro aproximado;

- C) Sismo com informações certas sobre suas ocorrências, permitindo, às vezes, avaliar intensidades. A área afetada e o epicentro podem não estar bem determinados;
- D) Evento sísmico duvidoso, isto é, há dúvidas quanto ao local, data ou mesmo sobre a confiabilidade da fonte utilizada;
- E) Efeito distante de sismos andinos fortes (geralmente em prédios altos de cidades grandes).
- I) Dado instrumental, quando só são disponíveis registros sismográficos sem dados macrossísmicos.

A coluna INT é a intensidade do sismo na escala Mercalli Modificada (MM) correspondente à maior intensidade observada de que se tem notícia.

NOTA: A magnitude é uma escala que mede “tamanhos” relativos dos sismos e está relacionada à energia total das vibrações emitidas pelo foco sísmico. Tal escala foi desenvolvida por um sismólogo americano – Richter, em 1935.

A intensidade sísmica é uma simples classificação dos efeitos causados pelas vibrações sísmicas, como sensações causadas nas pessoas e danos em construções. A escala mais usada de intensidade é de Mercalli Modificada de 12 graus (MM).

A magnitude não deve ser confundida com escala de intensidade, usada para expressar a violência das vibrações em um determinado lugar.

Muitas vezes, os dados e informações obtidos historicamente não foram registrados por instrumentos, e sim por narrativas de moradores. Nesse caso, emprega-se a escala de intensidade.

6.2.3.5.3 - Considerações Finais

Do total de sismos ocorridos e registrados na região onde se insere a All do empreendimento, a maioria foi instrumentada (categoria I - dado instrumental, quando só são disponíveis registros sismográficos sem dados macrossísmicos). Com os dados disponíveis é possível considerar uma média sismicidade natural na região, com intensidade sísmica entre 4 e 5 MM e magnitude máxima de 5.3 na margem continental do Estado do Amapá (1998).

A intensidade sísmica, entre 4 e 5 MM, corresponde a uma aceleração no terreno da ordem de 0,03-0,04g e velocidade 2,5 cm/s (5 MM). A intensidade sísmica é uma classificação dos efeitos causados pelas vibrações sísmicas, como sensações causadas nas pessoas, danos nas construções e mudanças permanentes no terreno.

O sismo de intensidade 4 é sentido por quase todos, produzindo vibrações parecidas com as da passagem de caminhões pesados, em que janelas, louças e portas são sacudidas. Em relação ao sismo de intensidade 5, as pessoas acordam; pequenos objetos tombam e caem das prateleiras. Venezianas e quadros movem-se. Objetos suspensos oscilam bastante. Podem ocorrer eventuais danos em construções comuns de má qualidade.

De acordo com a tabela de zona sísmica do Uniform Building Code de 1971, grande número de capitais brasileiras é classificado como zonas de baixa sismicidade - zona sísmica 1 (um). Para efeito de comparação, Santiago e Valparaíso, no Chile têm valor 4.

A partir das informações compiladas, pode-se admitir que a sismicidade na região em estudo, do ponto de vista da Engenharia Civil (construção de hidrelétricas, termelétricas, dutos, linhas de transmissão), é pouco significativa.

6.2.3.6 - Atividades Minerárias

Neste item serão tratados os jazimentos minerais e as suas situações legais. Os jazimentos minerais serão abordados do ponto de vista factual, ou seja, o que realmente é conhecido em termos de indícios, ocorrências, depósitos, jazidas, garimpos e minas; e do ponto de vista previsional, através do raciocínio analógico comparado com áreas sabidamente mineralizadas. Quanto à situação legal, será apresentada uma quantificação dos títulos minerários relacionando-os com as principais substâncias requeridas (**Quadro 6.2-8**).

A espacialização dos jazimentos minerais e da situação legal (lavra e licenciamento) encontra-se no Mapa de Títulos Minerários (2360-00-EIA-DE-2007-00), no Caderno de Mapas deste relatório. A relação das fichas com o cadastro de jazimentos minerais e informações sobre situação legal encontra-se nos **Quadro 6.2-8** e **Quadro 6.2-9**.

6.2.3.6.1 - Jazimentos Minerais

Com base no Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2007-00 - Mapa de Títulos Minerários da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná foram levantadas as substâncias exploradas na AID, sendo a principal areia.

6.2.3.6.2 - Situação Legal

Segundo o Programa Títulos Minerários do Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, a AID da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná apresenta um total de quarenta (40) áreas requeridas.

Os requerimentos ativos no Estado do Amapá são: (1) concessão de lavra, quatorze (14) autorizações de pesquisa, doze (12) requerimentos de pesquisa e treze (13) em licenciamento, conforme ilustrado no **Quadro 6.2-8**.

Quadro 6.2-8 - Recursos Minerários Amapá

Ano	Numero	Fase	Nome	Substância
1997	821487	Concessao de Lavra	CADAM S.A.	CAULIM
1998	850698	Autorizacao de Pesquisa	MARIA ESTER GALVAO MARTINS MACHADO	PRATA
1985	850699	Autorizacao de Pesquisa	MARIA ESTER GALVAO MARTINS MACHADO	PRATA
1996	85804	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	COBRE
1996	858041	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	COBRE
1996	858042	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	COBRE
1996	858043	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	ZINCO
1996	858044	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	ZINCO
1996	858046	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	CHUMBO
1996	858047	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ELARRAT IMPORT E EXPORT LTDA	CHUMBO
2001	858063	Autorizacao de Pesquisa	MINERAÇÃO VILA NOVA LTDA.	CROMO
2001	858072	Autorizacao de Pesquisa	M JOSÉ ARAÚJO ME	ÁGUA MINERAL
2003	858008	Autorizacao de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	OURO
2003	858029	Autorizacao de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	OURO
2003	858030	Requerimento de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	OURO
2003	858031	Autorizacao de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	OURO

Ano	Numero	Fase	Nome	Substância
2004	858082	Autorizacao de Pesquisa	MINERAÇÃO VILA NOVA LTDA.	ESTANHO
2005	85800	Autorizacao de Pesquisa	JOSÉ CAXIAS LOBATO	ÁGUA POTÁVEL DE MESA
2005	858039	Autorizacao de Pesquisa	SIMONE PAULA MOURA DA SILVA	FERRO
2005	858041	Autorizacao de Pesquisa	SIMONE PAULA MOURA DA SILVA	FERRO
2005	858042	Requerimento de Pesquisa	SIMONE PAULA MOURA DA SILVA	FERRO
2005	858043	Autorizacao de Pesquisa	SIMONE PAULA MOURA DA SILVA	FERRO
2005	858050	Autorizacao de Pesquisa	AMAPÁ GOLD LTDA-EPP	FERRO
2005	858058	Autorizacao de Pesquisa	ÁGUAS DA AMAZÔNIA LTDA	ÁGUA MINERAL
2005	858082	Requerimento de Pesquisa	SIMONE PAULA MOURA DA SILVA	MINÉRIO DE FERRO
2005	858022	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	858024	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	821487	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	850698	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	850699	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	858040	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	858041	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	SEIXOS e areia
2005	858042	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	SEIXOS e areia
2005	858043	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	SEIXOS e areia
2005	858044	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	858046	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2005	858047	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2006	858063	Licenciamento	J.E.C. HOLANDA	SEIXOS e areia
2006	858072	Requerimento de Pesquisa	JOZIVANI BRANDELERO	FERRO
2006	858008	Requerimento de Pesquisa	SÃO BENTO MINERAÇÃO S.A.	OURO

No Pará os processos minerários têm os seguintes status: vinte e duas (22) autorizações de pesquisa, quatro (4) concessão de lavra, vinte e dois (22) requerimentos de pesquisa e duas (2) requerimento de registro de extração, três (3) requerimentos de lavra, sete (7) em licenciamento e uma (1) em disponibilidade (Quadro 6.2-9).

Quadro 6.2-9 - Recursos Minerários Pará

Ano	Numero	Fase	Nome	Substancia
1983	850511	Autorização de Pesquisa	LUIS VIANA CAMPOS	CALCÁRIO
1983	850580	Autorização de Pesquisa	MINERAÇÃO TACUMA LTDA	ALUMÍNIO
1998	850282	Autorização de Pesquisa	JOSÉ CARLOS FERNANDES BARBOSA	CALCÁRIO
2000	850404	Autorização de Pesquisa	LUIZ PEREIRA LAZERIS	MINÉRIO DE CHUMBO
2000	850405	Autorização de Pesquisa	LUIZ PEREIRA LAZERIS	MINÉRIO DE CHUMBO
2003	850029	Autorização de Pesquisa	MINERAÇÃO CHAPADA DO ARAGUAIA LTDA	MINÉRIO DE CHUMBO
2003	850169	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	BAUXITA FOSFOROSA

Ano	Numero	Fase	Nome	Substancia
2003	850170	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	MINÉRIO DE CHUMBO
2003	850302	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	BAUXITA
2004	850241	Autorização de Pesquisa	KEystone LTDA.	BAUXITA
2004	850242	Autorização de Pesquisa	KEystone LTDA.	BAUXITA
2004	850243	Autorização de Pesquisa	KEystone LTDA.	BAUXITA
2004	850402	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	CHUMBO
2004	850809	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	BAUXITA
2005	850209	Autorização de Pesquisa	OSVALDO GUIMARÃES	MINÉRIO DE CHUMBO
2005	850354	Autorização de Pesquisa	RIO CURUÁ MINÉRIOS LTDA.	DIAMANTE
2005	850355	Autorização de Pesquisa	RIO CURUÁ MINÉRIOS LTDA.	DIAMANTE
2006	850494	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	MINÉRIO DE OURO
2006	850495	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	MINÉRIO DE OURO
2007	850133	Autorização de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	BAUXITA
2007	850446	Autorização de Pesquisa	ACUMULADORES MOURA S/A	MINÉRIO DE CHUMBO
2007	850457	Autorização de Pesquisa	ACUMULADORES MOURA S/A	MINÉRIO DE CHUMBO
1955	385	Concessão de Lavra	MINERAÇÃO ALTO GARÇAS LTDA	CALCÁRIO
1955	4512	Concessão de Lavra	CBE - COMPANHIA BRASILEIRA DE EQUIPAMENTO	CALCÁRIO
1971	806566	Concessão de Lavra	MSL MINERAIS S/A	BAUXITA
1974	810413	Concessão de Lavra	MSL MINERAIS S/A	BAUXITA
2006	851020	Disponibilidade	MICRON-ITA IND COMÉRCIO DE MINERAIS LTDA	MINÉRIO DE CHUMBO
2005	858104	Licenciamento	C. R. ALMEIDA S/A ENGENHARIA DE OBRAS	AREIA
2003	850321	Licenciamento	JARI CELULOSE S. A.	CASCALHO
2006	850965	Licenciamento	RUINEI OLIVEIRA GEMAQUE	ARENITO
2007	850333	Licenciamento	BRAZ NICOLAU SARUBBI JUNIOR	CASCALHO
2007	850349	Licenciamento	JARI CELULOSE S. A.	CASCALHO
2008	850129	Licenciamento	JARI CELULOSE S. A.	CASCALHO
2008	850130	Licenciamento	JARI CELULOSE S. A.	CASCALHO
1979	850354	Requerimento de Lavra	MSL MINERAIS S/A	BAUXITA
1979	850470	Requerimento de Lavra	MSL MINERAIS S/A	BAUXITA
1980	850290	Requerimento de Lavra	MSL MINERAIS S/A	BAUXITA
1996	854368	Requerimento de Pesquisa	MINERAÇÃO ZASPIR LTDA	MINÉRIO DE OURO
1997	654180	Requerimento de Pesquisa	BARRICK DO BRASIL MINERAÇÃO LTDA	MINÉRIO DE OURO
1997	654181	Requerimento de Pesquisa	BARRICK DO BRASIL MINERAÇÃO LTDA	MINÉRIO DE OURO
2004	850808	Requerimento de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	BAUXITA
2005	850462	Requerimento de Pesquisa	ORSA PRODUTOS E MATERIAIS DE MINERAÇÃO LTDA	OURO
2007	851072	Requerimento de Pesquisa	PABLO RODRIGUES REIS	MINÉRIO DE OURO
2008	850045	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850046	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO

Ano	Numero	Fase	Nome	Substancia
2008	850049	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850050	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850054	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850055	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850056	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850057	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850058	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850063	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850064	Requerimento de Pesquisa	METAL DATA S/A	MINÉRIO DE ALUMÍNIO
2008	850095	Requerimento de Pesquisa	RMB-RECURSOS MINERAIS DO BRASIL S/A	MINÉRIO DE OURO
2008	850096	Requerimento de Pesquisa	RMB-RECURSOS MINERAIS DO BRASIL S/A	MINÉRIO DE OURO
2008	850097	Requerimento de Pesquisa	RMB-RECURSOS MINERAIS DO BRASIL S/A	MINÉRIO DE OURO
2008	850098	Requerimento de Pesquisa	RMB-RECURSOS MINERAIS DO BRASIL S/A	MINÉRIO DE OURO
2008	850099	Requerimento de Pesquisa	RMB-RECURSOS MINERAIS DO BRASIL S/A	MINÉRIO DE OURO
2006	850008	Requerimento de Registro de Extração	COMISSÃO DE AEROPORTOS DA REGIÃO AMAZÔNICA	CALCÁRIO CALCÍTICO
2006	850009	Requerimento de Registro de Extração	COMISSÃO DE AEROPORTOS DA REGIÃO AMAZÔNICA	CALCÁRIO CALCÍTICO

6.2.4 - Aspectos Físico-Geográficos

6.2.4.1 - Geomorfologia e Processos Erosivos

6.2.4.1.1 - Metodologia Específica

O estudo geomorfológico visa identificar, caracterizar e mapear as unidades de relevo homólogas, levando em consideração tanto os aspectos descritivos, associados à geometria das formas de relevo, quanto os aspectos morfodinâmicos, e também os condicionantes geobiofísicos que geram a evolução do relevo ao longo do tempo.

A metodologia adotada hierarquiza os conjuntos de paisagens geomorfológicas em táxon ou grupo de uma categoria. O primeiro táxon corresponde às unidades geomorfológicas ou morfoestruturais e representa a atuação dos processos geomorfológicos (processos erosivos ou deposicionais) na esculturação do relevo. O segundo táxon corresponde às unidades de relevo homólogas individualizadas nas unidades geomorfológicas por fotoanálise, considerando

parâmetros morfométricos, como desnivelamento topográfico, dimensão dos interflúvios ou densidade de drenagem.

Foram levantados e analisados os dados e as informações disponíveis na literatura geomorfológica existente sobre a região onde se insere o empreendimento em estudo. Foram consultados, principalmente, os trabalhos do RADAMBRASIL (Folhas Macapá, Belém e Santarém). Além da pesquisa bibliográfica, foram interpretadas imagens de satélite Landsat, fotos aéreas (1:110.000) da FAB e cartas topográficas do IBGE e SGE (1:100.000). Utilizaram-se, também, mapas geológicos e geomorfológicos preexistentes de interesse para os estudos. A seguir, realizou-se uma interpretação preliminar das citadas imagens de satélite, associada aos dados do modelo digital do terreno.

A geomorfologia da All foi caracterizada considerando-se os aspectos morfológicos e morfométricos (declividade das encostas, densidade de drenagem e amplitude topográfica), bem como a dinâmica dos processos geomorfológicos, ocorrência e suscetibilidade à erosão, levando-se em conta os materiais litológicos e as estruturas identificadas no estudo geológico. As unidades geomorfológicas regionais representam formas de relevo homólogas – conjunto de caracteres geomorfológicos, topográficos, climáticos semelhantes que definem uma região geográfica. Cada unidade geomorfológica, por sua vez, engloba sistemas ou unidades de relevo que correspondem a unidades de padrão de formas semelhantes individualizadas por fotoanálise, através de parâmetros morfométricos e morfológicos (amplitude topográfica; gradiente das vertentes; geometria dos topos; densidade de drenagem; padrão de drenagem). Foram identificadas 8 unidades de relevo: **Planícies Fluviais, Colinas Pequenas, Colinas Amplas, Colinas Médias, Colinas Isoladas, Colinas Tabulares e Tabuleiros, Superfícies Pediplanadas, Morros e Morrotes.**

No estudo de Geomorfologia foram localizados e descritos os principais processos erosivos naturais e induzidos encontrados na área, com vistas à proposição de medidas preventivas e corretivas (caráter vegetativo, edáfico ou mecânico) a obliteração desses processos erosivos no âmbito do empreendimento, bem como a prevenção a movimentos de massa. A identificação de áreas suscetíveis à erosão, apontando pontos de possíveis movimentos de massa e assoreamento natural ou por ação antrópica de recursos hídricos perenes ou sazonais, se baseou na análise dos parâmetros de modo integrado dos estudos geológicos e pedológicos desenvolvidos.

Durante os serviços de campo, foram verificados, *in loco*, os limites das unidades previamente mapeadas e complementadas as informações obtidas anteriormente. Após a consolidação dos

dados de campo e de escritório, foi elaborado o um mapeamento contendo as unidades de relevo e suas legendas, abordando a fisiografia e morfologia do terreno, com os aspectos da dinâmica dos processos geomorfológicos.

6.2.4.1.2 - Considerações Gerais

A Área de Influência Indireta abrange as unidades geomorfológicas ou morfoestruturais Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planalto Rebaixado da Amazônia (do baixo Amazonas) e Planície Amazônica.

A área é composta por rochas cristalinas pré-cambrianas, sedimentares do Fanerozóico, coberturas detrito-lateríticas e depósitos aluviais. Os relevos mais elevados correspondem às rochas sedimentares paleozóicas com altitudes em torno de 400m.

A drenagem, em geral, apresenta-se encaixada nos rios com meandros e segmentos retilíneos indicando a interferência e controle de elementos estruturais de natureza tectônica. Os sedimentos aluviais recentes são expressivos estando relacionados com o posicionamento atual das drenagens, identificados como depósitos fluviais e/ou fluvio-coluviais das faixas periodicamente inundáveis nas cheias dos rios. O relevo apresenta-se diversificado, tanto do ponto de vista da compartimentação topográfica quanto da diversificação das formas.

No **Anexo 1** estão representadas algumas Unidades de Mapeamento Geomorfológico em conjunto com as classes e tipologias de solos encontrados.

6.2.4.1.3 - Unidades Morfoestruturais ou Geomorfológicas

A delimitação das unidades geomorfológicas (unidades macroregionais) baseia-se na homogeneidade das formas de relevo e na sua gênese comum em relação aos fatores litoestruturais e climático, procurando-se retratar as paisagens da região.

A área de estudo apresenta três formas geomorfológicas dominantes: erosivas, de acumulação e áreas dissecadas. Estas formas geomorfológicas ocorrem em unidades geomorfológicas (morfoestruturais e morfoclimáticas) denominadas de Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planalto Rebaixado da Amazônia (do Baixo Amazonas) e Planície Amazônica.

6.2.4.1.3.1 - Planalto da Bacia Sedimentar do Rio Amazonas

Esta unidade é representada por um conjunto de relevos tabulares e uma grande faixa de dissecação em interflúvios tabulares em retomada de erosão por drenagem incipiente. Corresponde a uma faixa de sedimentos paleozóicos. O rio Jari corta o Planalto em direção NW-SE através de profundas gargantas de superimposição. O planalto cai bruscamente em direção à calha do Amazonas.

O Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas está compreendido na sua maior extensão no "Domínio morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados das áreas colinosas e planícies revestidas por floresta densa". Abrange também uma parte da "Faixa de transição de domínios morfoclimáticos em planaltos, planaltos rebaixados revestidos por floresta densa, floresta aberta mista e cerrado".

6.2.4.1.3.2 - Planalto Rebaixado da Amazônia (do Baixo Amazonas)

Esta unidade abrange grande parte da área mapeada. É a extensa superfície do Pediplano Pleistocênico que se limita nas margens do rio com a planície Amazônica; ao sul com a Depressão Periférica do Sul do Pará e ao norte com o Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas. Tem proporções e características distintas nos dois bordos. À margem esquerda do Amazonas a dissecação resultou formas bem mais onduladas que no sul, onde a superfície é mais conservada.

A cobertura vegetal predominante é a floresta densa e a superfície é conservada, sendo cortada pela intrincada rede de drenagem constituída de "furos" e "igarapés". Toda a extensão do Pediplano Pleistocênico está incluída no "Domínio morfoclimático dos planaltos amazônicos rebaixados ou dissecados das áreas colinosas e planícies revestidas por floresta densa".

A dissecação fluvial no pediplano originou vales pouco encaixados em grandes áreas, dando relevos definidos como colinas de topo aplainado, onde se observa, também, a existência de colinas isoladas.

Este nível das colinas de topo aplainado, geralmente elaboradas em rochas pré-cambrianas, estende-se até o "front" dissimulado, desdobrado e descontínuo de um relevo de "cuesta" com altitudes em torno de 100 m. Apresenta ainda um nível de colinas mais alto com drenagem encaixada, elaboradas em rochas pré-cambrianas.

6.2.4.1.3.3 - Planície Amazônica

A Planície Amazônica ocorre como uma faixa alongada nas duas margens do Amazonas alargando-se à medida que segue para o Baixo Amazonas alcançando até 30 km de largura ou mais. Cunha (1973) reconhece o Alto Estrutural de Monte Alegre como divisor do Baixo e Médio rio Amazonas.

A Planície apresenta características distintas e grande diversidade de feições representadas por paranás, furos, igarapés, vales fluviais com foz afogada (ou rias fluviais), lagos com forma e gênese diferenciadas, diques fluviais, canais e cordões do tipo *slikke e schorre*, áreas de inundação e constantemente alagadas com brejos e igapós, cursos fluviais anastomosados e meandros abandonados.

A planície tem partes sujeitas a inundações periódicas pelas chuvas ou pelas cheias de um dos rios. A inundação é um dos elementos que possibilita a sedimentação recente de áreas próximas ao rio Amazonas, contribuindo também para a fixação através da vegetação rasteira. Os canais marcam a orientação da sedimentação e os diques marginais são os reflexos de um dos últimos eventos de todo um processo da sedimentação.

Sendo submetida ao controle do rio Amazonas, está dividida em planície fluvial alagável - submersa mesmo no período de menor volume d'água do rio Amazonas - e planície fluvial inundada - alagada apenas no período das enchentes.

As planícies fluviais fazem parte de uma bacia estruturada pelo *graben* por onde corre o rio Amazonas. Atribui-se idade quaternária a esse graben que, provavelmente, encontra-se em processo de afundamento. As famílias de fraturas ENE, WSW, NW-SE estão associadas a esse evento neotectônico.

Freqüentemente a Formação Alter do Chão aproxima-se da margem do rio Amazonas, limitando-se com rebordos pronunciados em forma de falésias.

6.2.4.1.4 - Unidades Morfoesculturais ou de Relevô

Com base nas imagens de satélite Landsat, fotos aéreas e cartas topográficas (1:100.000), foram identificadas e delimitadas 8 unidades ou sistemas de relevo existentes na All. Foram separados conjuntos de formas de relevo com textura e padrão semelhante, levando em conta a amplitude altimétrica, gradiente, geometria dos topos e vertentes, densidade e padrão de drenagem.

Em função das formas de relevo predominantes - colinas amplas e médias, a morfodinâmica, em grande parte da área, tem fraca a média intensidade e se realiza principalmente pelo escoamento superficial e subsuperficial, favorecendo o aprofundamento do manto de decomposição. Tais características contribuem para que as formas de relevo existentes na maior parte da Área de Influência Indireta do empreendimento sejam consideradas estáveis do ponto de vista geomorfológico. Essas relações são apresentadas, adiante, no tópico sobre “Aspectos Morfodinâmicos”.

Planícies Fluviais

São representadas por superfícies subhorizontais formando planícies de inundações, terraços fluviais, com gradientes extremamente suaves. Os terrenos são inundáveis e alagáveis. Possuem moderada a baixa capacidade de carga.

As Planícies Fluviais apresentam faixas de aluviões recentes em baixadas inundáveis de fundo de vale. As planícies fluviais inundáveis são representadas por extensas planícies de inundação periódica, cobertas por aluviões holocênicos, fluviais e lacustres. São fixadas progressivamente por vegetação pioneira. A drenagem do tipo amazônico apresenta furos, paranás, igarapés, meandros abandonados, diques e lagos.

Essa unidade contém terraços fluviais com depósitos inconsolidados apresentando lagoas em alguns trechos. Eventualmente foram pedimentados e posteriormente reelaborados por morfogênese úmida.

Ocorrem, também, planícies fluviais colmatadas por diques marginais, parcialmente inundáveis com acréscimos periódicos de aluvião.

Colinas Pequenas

Apresentam relevo de colinas baixas, com interflúvios pequenos, vertentes convexas e topos arredondados com sedimentação de colúvios e alúvios, densidade de drenagem baixa a média com padrão variado e amplitudes entre 60 e 120m. Os terrenos têm moderada a alta capacidade de carga (solos residuais e colúvios) e baixa suscetibilidade à erosão.

Colinas Isoladas

As colinas isoladas podem apresentar drenagem aprofundada, resultando formas de relevo de topo convexo e vertentes com declive fraco, associadas a formas de relevo de topos convexas e

vertentes de declive forte, mais elevadas que as formas circundantes. As amplitudes topográficas variam de 30 a 80 m.

Colinas Amplas

Apresentam relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados, por vezes, tabulares, gradientes suaves, drenagem com padrão dendrítico ou retangular, pouco aprofundada e de densidade muito baixa. As amplitudes topográficas situam-se entre 100 e 140 m. Os terrenos têm moderada a alta capacidade de carga e baixa a moderada suscetibilidade à erosão.

Colinas Médias

Essa unidade apresenta relevo de colinas dissecadas, com vertentes convexas, topos arredondados com sedimentação de colúvios e alúvios, gradientes suaves a médios, densidade de drenagem média, padrão de drenagem variável e amplitudes topográficas entre 80 e 130 m. Os terrenos têm moderada a alta capacidade de carga (colúvios e solos residuais) e moderada suscetibilidade à erosão.

O relevo dissecado em colinas médias apresenta, por vezes, vales encaixados resultantes de um aprofundamento mais pronunciado.

Colinas tabulares e Tabuleiros

Relevo em colinas de topo aplainado com formas de dissecção incipiente, interflúvios tabulares, drenagem aprofundada, densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a retangular; amplitudes topográficas entre 100 a 165 m e gradientes médios a altos nas encostas das elevações.

A suscetibilidade à erosão é baixa nos topos aplainados e moderada a alta nas encostas declivosas dos tabuleiros.

Morros e Morrotes

Relevo de morros e morrotes convexas, dissecados e topos arredondados ou aguçados, com sedimentação de alúvios e colúvios e, subordinadamente, com depósitos de tálus; densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a retangular ou treliça; amplitudes topográficas entre 220 e 280 m e gradientes médios.

Terrenos com moderada a alta capacidade de carga (colúvios e solos residuais) com alta suscetibilidade à erosão. Solos pouco espessos com ocorrência de afloramentos de rocha.

Superfícies Pediplanadas

Superfícies com aplainamentos em retomada de erosão elaborados geralmente em rochas sedimentares. Os interflúvios são tabulares com drenagem pouco aprofundada, resultando formas de relevo com topo aplainado. São parcialmente recobertas por depósitos inconsolidados.

Essa unidade posiciona-se entre o Planalto Dissecado e as Planícies Fluviais - Planícies Inundáveis. Geologicamente, ocorre no contato entre as unidades sedimentares paleozóicas e os sedimentos terciários da Formação Alter do Chão. A principal característica geomorfológica dessa unidade de relevo é o aplainamento conservado elaborado durante o Neo-Pleistocênico.

6.2.4.1.5 - Aspectos Morfodinâmicos

As considerações aqui apresentadas têm a finalidade de analisar e qualificar o relevo de acordo com a morfodinâmica atual, destacando a importância dessa dinâmica na interação dos diferentes componentes ambientais. Os aspectos morfológicos foram relacionados a parâmetros, tais como declividades, condições litológicas e pedológicas, precipitação, cobertura vegetal, ações antrópicas e processos morfogenéticos predominantes.

Segundo Tricart (1977), a intensidade morfodinâmica é classificada de acordo com o balanço entre a intensidade dos processos morfogenéticos e pedogenéticos, considerando-se três graus de meios ecodinâmicos: estável (predominância de pedogênese), de transição (equilíbrio entre pedogênese e morfogênese) e instável (predominância da morfogênese).

O traçado da LT atravessa regiões de morfologia variada sustentada por diferentes unidades litoestratigráficas, com os tipos de relevo e solos a elas associados. Os processos morfogenéticos se diferenciam em função da diversidade litológica, estrutura geológica, clima, relevo e da cobertura vegetal. As influências tectono-estruturais são notadas, principalmente através de cursos d'água retilíneos/sulcos estruturais, falhas e diáclases.

A diferença de permeabilidade entre solo e rocha constitui um meio de percolação preferencial na interface entre esses dois tipos de material, podendo desencadear processos erosivos e instabilidades, principalmente em terrenos declivosos.

Os produtos de intemperismo dos diversos tipos de rocha – que guardam as características originais dessas rochas – podem se apresentar, por vezes, desfavoráveis, haja vista a diminuição da densidade e resistência às intervenções programadas para a implantação da LT. As influências antrópicas (principalmente o desmatamento e a retirada de material para empréstimo – especialmente para estradas) contribuem para degradar o meio ambiente. A devastação das matas para uso pecuário rompe, mormente, a cobertura vegetal, deixando os solos desprotegidos das chuvas e facilitando o escoamento superficial das águas pluviais.

A erosão atua, principalmente, por meio do escoamento concentrado, provocando o aparecimento de sulcos e ravinas nos terrenos mais íngremes, onde podem ocorrer, também, movimentos de massa, ocasionando instabilidade dessas áreas.

Na All, predominam superfícies de relevo suave ondulado a ondulado, às vezes, quase planos, com dissecação com aprofundamento fraco (**Colinas Amplas**). As formas de relevo mais conservadas (colinas amplas e médias) não oferecem, via de regra, restrições quanto ao uso e ocupação, pois se trata de formas amplas com poucos desníveis.

Ao longo do traçado da LT (área de Influência Direta - AID) predominam, também, ambientes suave ondulados a ondulados favorecendo o desenvolvimento da pedogênese. Resultam formações superficiais mais espessas de textura argilosa e areno-argilosa. Em função dessas condições, a morfodinâmica tem fraca intensidade e se realiza principalmente por meio do escoamento subsuperficial.

Nesse caso, os processos morfogenéticos não têm muita atuação em função do tipo do modelado, do escoamento superficial predominante e da espessa cobertura das formações superficiais argilosas e areno-argilosas.

Considerando essas condições, a morfodinâmica na maior parte da área em estudo tem fraca intensidade e se realiza, principalmente, pelo escoamento superficial difuso e subsuperficial, favorecendo o aprofundamento do manto de decomposição. Tais características contribuem para que a intensidade morfodinâmica na maior parte da Área de Influência Indireta do empreendimento esteja enquadrada na faixa estável (predominância de pedogênese) e, secundariamente, de transição (equilíbrio entre pedogênese e morfogênese).

Podem, no entanto, surgir ravinas a partir de escoamentos concentrados localizados. Ocorrem, também, rastejo e pequenos deslizamentos de terra a partir de cortes efetuados junto à base dessas colinas.

Ocorrem, também, superfícies de relevo forte ondulado e ondulado com dissecação variável (Morros e Morrotes e Colinas Pequenas e Isoladas). Nas partes de relevo mais movimentado, como morros e morrotes (áreas mais restritas), os processos morfogenéticos, dos quais o escoamento superficial do tipo concentrado é predominante, têm muita atuação em função do tipo do modelado e das coberturas das formações superficiais de textura argilosa e areno-argilosa.

A erosão, nesse caso, atuando, principalmente, por meio do escoamento concentrado, pode provocar o aparecimento de sulcos e ravinas nas encostas mais íngremes, onde podem ocorrer, também, movimentos de massa, ocasionando instabilidade dessas áreas.

Essas formas mais dissecadas, onde a ação da erosão foi mais acentuada - são mais restritivas quanto à implantação de empreendimentos. Sistemas de morros e morrotes com relevos de dissecação diferencial, com declives médios a acentuados determinam um grau maior de instabilidade para esses setores da área. Tais processos erosivos tendem a se desenvolver estimulados pela crescente substituição de vegetação natural por pasto. Nesses setores, a intensidade morfodinâmica é classificada como instável (predominância da morfogênese). A Área de Influência Indireta da LT abrange a unidade de relevo Morros e Morrotes em alguns trechos localizados, conforme e assinalados no Mapa Geomorfológico.

De modo geral, apesar de existirem setores de relevo movimentado, onde a dinâmica atual é significativa, a AID apresenta, em geral, evidências de que a ação da pedogênese é predominante em relação à morfogênese, pois há mais superfícies de relevo suave ondulado ou quase planos, com dissecação com aprofundamento fraco.

As superfícies de aplainamento conservado - Superfícies Pediplanadas - e os relevos dissecados em interflúvios tabulares são formas que dependem do tipo climático favorável para intemperização química e erosão mecânica. Esta área aplainada apresenta trechos em que as rochas paleozóicas afloram com poucos reflexos de pedogenização - solos pouco espessos ou ausentes - determinando o surgimento de campos do tipo cerrado e areias quartzosas.

Cabe ressaltar que nas coberturas sedimentares da Formação Alter do Chão, o uso e a ocupação combinada com a friabilidade litológica, propicia a aceleração dos processos morfodinâmicos, concorrendo para o agravamento da lixiviação dos solos e de ravinamentos, que imprimem em alguns trechos desta unidade, mormente nas encostas mais acentuadas, um caráter instável. Esta instabilidade é perceptível através da friabilidade e arenização dos solos em superfície e de sulcos erosivos e ravinas nas encostas mais íngremes e em cortes de estrada. Como se trata de

um relevo predominantemente aplanado, deveria indicar estabilidade, entretanto essas áreas planas são também, suscetíveis aos processos morfodinâmicos, influenciado diretamente pela pelos cortes e aterros na rodovia.

Pode-se concluir que os processos morfogenéticos, dos quais o escoamento superficial difuso (ou em lençol) é predominante, têm pouca atuação em função do tipo do modelado e da espessa cobertura das formações superficiais de textura argilosa e areno-argilosa.

Tais atributos, associados a fracos declives das encostas, a uma cobertura vegetal natural ou secundária, contribuem para que a intensidade morfodinâmica, em geral, seja classificada como estável na maior parte do traçado da LT.

Quadro 6.2-10 - Quadro-Síntese - Aspectos morfométricos/morfológicos e morfodinâmicos das Unidades de Relevo da All do empreendimento

Unidade de Relevo	Símbolo	Morfometria / Morfologia	Efeitos da Morfodinâmica
Planícies Fluviais	Pf	Superfícies sub-horizontais, terraços fluviais e leques alúvio-colúviais, com gradientes extremamente suaves; terrenos inundáveis.	Terrenos com baixa a moderada capacidade de carga; freático elevado, ocorrência de alagadiços e enchentes sazonais; deposição de finos durante as enchentes por decantação e de areias por acréscimo lateral; muito fraca erosão laminar sem evidências erosivas marcantes, erosão lateral e vertical do canal; erosão em sulcos e desbarrancamentos na margem dos canais.
Colinas Pequenas	Cp	Colinas baixas, com interflúvios pequenos, vertentes convexas e topos arredondados; densidade de drenagem baixa a média com padrão variado, amplitudes topográficas entre 60 e 120m.	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga (solos residuais e colúvios) e baixa suscetibilidade à erosão; fraca a moderada erosão laminar; por escoamento difuso ou semi-concentrado.
Colinas Amplas	Ca	Colinas pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados, gradientes suaves, densidade de drenagem muito baixa, com padrão de drenagem dendrítico ou retangular; amplitudes topográficas entre 100 e 140m	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga e baixa a moderada suscetibilidade à erosão; fraca a moderada erosão laminar; por escoamento difuso ou semi-concentrado.
Colinas Médias	Cm	Colinas dissecadas, com vertentes convexas, topos arredondados ou alongados, gradientes suaves a médios; densidade de drenagem média, padrão de drenagem variável e amplitudes topográficas entre 80 e 130 m	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga (colúvios e solos residuais) e moderada suscetibilidade à erosão; erosão laminar moderada e sulcos erosivos localizados pelo escoamento semi-concentrado.
Colinas Isoladas	Ci	Colinas com vertentes convexas; densidade de drenagem baixa com padrão dendrítico; amplitudes topográficas entre 30 e 80 m.	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga (solos residuais rasos e colúvios); solos pouco espessos com moderada suscetibilidade à erosão nas vertentes mais declivosas; erosão laminar moderada e sulcos erosivos localizados pelo escoamento concentrado e semi-concentrado.

Unidade de Relevô	Símbolo	Morfometria / Morfologia	Efeitos da Morfodinâmica
Superfícies Pediplanadas	Sp	Superfícies com aplainamentos em retomada de erosão elaborados em rochas sedimentares; interflúvios tabulares com drenagem pouco aprofundada; topos aplainados parcialmente recobertos por depósitos inconsolidados (arenosos).	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga; afloramentos de rochas sedimentares e solos arenosos pouco espessos com moderada suscetibilidade à erosão;
Morros e Morrotes	Mo	Morros e morrotes convexos, dissecados e topos arredondados ou aguçados, com depósitos de tálus; densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a retangular ou treliça; amplitudes topográficas entre 220 e 280 m e gradientes médios, por vezes, elevados.	Terrenos com moderada a alta capacidade de carga (colúvios e solos residuais) com alta suscetibilidade à erosão. Solos pouco espessos com ocorrência de afloramentos de rocha; erosão laminar moderada e sulcos erosivos, ravinas.

6.2.4.1.6 - Unidades de Mapeamento

No Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2002-00 - Mapa de Geomorfologia, estão representadas e espacializadas as Unidades de Mapeamento abaixo:

(Pf) Planícies Fluviais - superfícies subhorizontais formando extensas planícies de inundação periódica, cobertas por aluviões holocênicos, fluviais e lacustres; presença de terraços fluviais; gradientes extremamente suaves; terrenos inundáveis e alagáveis; drenagem apresentando furos, paranás, igarapés, meandros abandonados, diques e lagos; moderada a baixa capacidade de carga.

(Cp) Colinas Pequenas - relevo de colinas baixas, com interflúvios pequenos, vertentes convexas e topos arredondados com sedimentação de colúvios e alúvios, densidade de drenagem baixa a média com padrão variado e amplitudes entre 60 e 120m; moderada a alta capacidade de carga (solos residuais e colúvios) e baixa suscetibilidade à erosão.

(Ci) Colinas isoladas - drenagem aprofundada, resultando formas de relevo de topo convexo e vertentes com declive fraco, associadas a formas de relevo de topos convexas e vertentes de declive forte, mais elevadas que as formas circundantes; amplitudes topográficas entre de 30 a 80 m.

(Ca) Colinas Amplas - relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados, por vezes, tabulares, gradientes suaves, drenagem com padrão dendrítico ou

retangular, pouco aprofundada; densidade de drenagem muito baixa; amplitudes topográficas entre 100 e 140 m; terrenos com moderada a alta capacidade de carga e baixa a moderada suscetibilidade à erosão.

(Cm) Colinas Médias - relevo de colinas dissecadas, com vertentes convexas, topos arredondados com sedimentação de colúvios e alúvios, gradientes suaves a médios, densidade de drenagem média, padrão de drenagem variável; amplitudes topográficas entre 80 e 130 m; terrenos com moderada a alta capacidade de carga; moderada suscetibilidade à erosão.

(Ct) Colinas tabulares e Tabuleiros - relevo em colinas de topo aplainado com formas de dissecação incipiente, interflúvios tabulares, drenagem aprofundada, densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a retangular; amplitudes topográficas entre 100 a 165 m e gradientes médios a altos nas encostas das elevações; suscetibilidade à erosão baixa nos topos aplainados e moderada a alta nas encostas declivosas dos tabuleiros.

(Mo) Morros e Morrotes - relevo de morros e morrotes convexas, dissecados e topos arredondados ou aguçados, com sedimentação de alúvios e colúvios e, subordinadamente, com depósitos de tálus; densidade de drenagem média com padrão de drenagem variável, de dendrítico a retangular ou treliça; amplitudes topográficas entre 220 e 280 m e gradientes médios; terrenos com moderada a alta capacidade de carga (colúvios e solos residuais); alta suscetibilidade à erosão.

(Sp) Superfícies pediplanadas - superfícies com aplainamentos em retomada de erosão elaboradas geralmente em rochas sedimentares; interflúvios tabulares com drenagem pouco aprofundada, resultando formas de relevo com topo aplainado; superfícies parcialmente recobertas por depósitos inconsolidados.

6.2.5 - Aspectos Pedológicos

6.2.5.1 - Solos

6.2.5.1.1 - Metodologia Específica

Os métodos de trabalho de escritório e de campo e os critérios para identificação e distinção das classes de solos a serem empregados neste EIA são, a seguir, descritos de maneira sucinta.

Informações mais pormenorizadas sobre os procedimentos metodológicos poderão ser obtidas nas seguintes publicações:

- “Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento - normas em uso pelo SNLCS” (EMBRAPA, 1988a);
- “Definição de horizontes e camadas do solo” (EMBRAPA, 1988b);
- “Procedimentos Normativos de Levantamentos de Solos” (EMBRAPA, 1995);
- Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (LEMOS & SANTOS, 1996);
- Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 1997);
- Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999 e 2006);
- “Propostas de Revisão e Atualização do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos” (SANTOS *et al.*, 2003);
- Manual Técnico de Pedologia (IBGE, 2005).

Preliminarmente, serão efetuados o levantamento, a sistematização e a análise do material bibliográfico básico disponível, descrevendo a composição (microagregados) e, especialmente as condicionantes e os fatores de formação das macroestruturas. Através deste levantamento poderão ser verificados os limites das unidades de mapeamento. Basicamente, deverão ser consultadas as seguintes publicações:

- Projeto RADAMBRASIL (SA-21-Santarém e AS-22-Belém); escala 1:1.000.000 (BRASIL, 1976 e 1978);
- Estudos de pedologia do Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM/SIPAM);
- Estudos pedológicos regionais da CPRM do Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - Monte Alegre - PA (PRIMAZ);
- Banco de dados GEOBANK do CPRM (Folhas SA.22-Belém, Folha NA/NB.22 Macapá e SA. 21 - Santarém) na escala 1:1.000.000.

De início serão utilizadas fotografias aéreas 1:110.000 (FAB/DSG/ 1976-78) e imagens de satélite, modelos digitais do terreno e fusões entre ambos materiais. Além, é claro, das bases cartográficas 1:100.000. Como material básico, utilizaram-se imagens do satélite Landsat ETM7+, composição colorida, na escala 1:100.000, cartas topográficas da DSG e do IBGE, na escala 1:100.000 e os dados do SRTM (CGIAR, 2009).

Será confeccionado um mapa preliminar em escala 1:250.000, já em formato digital. Este material servirá de base de campo onde serão coletadas outras informações para confecção do mapa final.

Os critérios a serem adotados para a distinção e caracterização das classes de solos e de fases de unidades de mapeamento considerarão, dentre outros, os horizontes diagnósticos, os grupamentos de textura, as formas de relevo, de pedregosidade e de rochiosidade, seguindo as normas em uso pela Embrapa Solos (Janeiro/2008), conforme já explicitado anteriormente.

6.2.5.1.2 - Considerações Gerais

Neste item, é apresentado o estudo dos solos, aptidão agrícola das terras e a avaliação da erodibilidade das terras da Área de Influência Indireta da LT, um corredor de 10 km de largura, sendo 5 m de cada lado do eixo da LT.

Tem por objetivo a identificação, caracterização e delimitação cartográfica dos diversos solos ocorrentes, bem como apresentar uma avaliação da aptidão agrícola e da erodibilidade das terras atravessadas pelo empreendimento.

Foram identificadas e caracterizadas as classes de solos ocorrentes, segundo a metodologia preconizada e adotada pelo CNPS (Centro Nacional de Pesquisa de Solos) da Embrapa (Embrapa Solos, 2006), assim como realizado o seu agrupamento em 54 unidades de mapeamento.

Com base nos levantamentos já existentes, tais como o realizado pelo Projeto Sivam e pelo Projeto Radambrasil foram realizadas atualizações das nomenclaturas, de acordo com o atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 1999), e, melhorias na delimitação das unidades de mapeamento com a utilização de imagens de satélite e fotografias aéreas dos novos padrões identificados, além da compatibilização dos próprios estudos existentes. Pôde-se, ainda, determinar as relações do solo com o relevo, vegetação, clima e o uso atual, relações essas bastante importantes para este diagnóstico.

O mapeamento elaborado na escala 1:100.000 têm como finalidade fornecer elementos básicos e essenciais para subsidiar, em conjunto com as informações geradas nos outros trabalhos dos meios físico e biótico e da socioeconomia, a avaliação dos impactos sobre o meio ambiente; e especificamente aqueles relacionados aos estudos dos recursos hídricos. Além disso, os estudos de solos serviram para uma análise dos processos erosivos tanto atuais como potenciais, além de fornecer subsídios à elaboração de programas de recuperação de áreas degradadas assim como na indicação de diretrizes aos programas de manejo da área de domínio da LT.

Neste sentido, os estudos pedológicos, as avaliações da aptidão agrícola e da suscetibilidade à erosão buscaram também identificar e analisar os elementos que determinam o processo de degradação e, por sua vez, as implicações na autosustentabilidade das atividades socioeconômicas nas áreas de influência.

Nestes estudos, procurou-se direcionar o diagnóstico dos solos relacionando-o às unidades de mapeamento, visando facilitar o processo de hierarquização dos problemas e a definição de prioridades, quando fosse o caso. Essa forma de organizar o diagnóstico facilitou a classificação tanto da aptidão agrícola como também da suscetibilidade à erosão.

No **Anexo 1** estão representadas algumas Unidades de Mapeamento de Solo em conjunto com as classes e tipologias de tipos de relevo encontrados.

6.2.5.1.3 - Caracterização e Classificação de Solos

A seguir, de forma sucinta, são apresentados os principais atributos diagnósticos, conceitos e fases usados para a caracterização e classificação para o mapeamento dos solos das áreas sob influência da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

6.2.5.1.3.1 - Atributos Diagnósticos

Para a subdivisão das classes de solos em níveis categóricos mais baixos, utilizaram-se os seguintes atributos:

Atividade da Argila: refere-se à capacidade de troca de cátions (valor T) da fração mineral. Atividade alta (Ta) designa valor igual ou superior a 24cmolc/kg de argila e atividade baixa (Tb), valor inferior a esse, após correção referente ao carbono. Para essa distinção, é considerada a atividade das argilas no horizonte B, ou no C quando não existe B.

Caracteres Eutrófico e Distrófico: o termo eutrófico caracteriza solos com saturação por bases (valor V) igual ou superior a 50% e o termo distrófico especifica solos com saturação por bases inferior a 50%. Para essa distinção, é considerada a saturação por bases no horizonte B, ou no C quando não existe B.

Caráter petroplíntico: utilizado em solos que possuem 50% ou mais de petroplintita, que se constitui por concreções de ferro e manganês, numa matriz terrosa.

Caráter concrecionário: define solos com petroplintita em forma de nódulos ou concreções em um ou mais horizontes do perfil de solo.

Caráter Sódico: O termo sódico é usado para distinguir horizontes ou camadas que apresentem saturação por sódico ($100 \text{ Na}^+/\text{T}$) $\geq 15\%$, em algum ponto de seção de controle que defina a classe.

Caráter Solódico: É usado para distinguir horizontes ou camadas que apresentem saturação por sódio ($100 \text{ na}^+/\text{t}$) variando de 6% a $< 15\%$, em algum ponto da seção de controle que defina a classe.

Caráter Salino: Atributo referente à presença de sais mais solúveis, em água fria, que o sulfato de cálcio (gesso), em quantidade que interfere no desenvolvimento da maioria das culturas, expresso por condutividade elétrica do extrato de saturação igual ou maior que 4 dS/m e menor que 7 dS/m (a 25° C), em alguma época do ano.

Horizontes Diagnósticos Superficiais

Horizonte A fraco: é um horizonte superficial que apresenta teores de carbono orgânico inferiores a 5,8g/kg, cores muito clara, com estrutura fracamente desenvolvida.

Horizonte A moderado: é um horizonte superficial que apresenta teores de carbono orgânico variáveis, espessura e/ou cor que não satisfaçam as condições requeridas para caracterizar um horizonte A chernozêmico ou proeminente.

Horizonte A proeminente: constitui horizonte superficial relativamente espesso (pelo menos 18 cm de espessura) com estrutura suficientemente desenvolvida para não ser simultaneamente maciço e duro, ou mais coeso, quando seco, ou constituído por prismas maiores que 30cm. É um horizonte de cor escura (croma úmido inferior a 3,5 e valores mais escuros que 3,5 quando úmido

e que 5,5 quando seco) com saturação por bases (V) inferior a 65% e conteúdo de carbono igual ou superior a 6,0 g/kg.

Horizonte A chernozêmico: é um horizonte mineral superficial, de cor escura, com alta saturação de bases e com estrutura suficientemente desenvolvida para que o material de solo não seja, ao mesmo tempo, maciço e duro ou muito duro quando seco. É um horizonte, com altos teores de carbono orgânico (> 0,6%).

6.2.5.1.3.2 - Horizontes Diagnósticos Subsuperficiais

Horizonte B textural: é um horizonte mineral subsuperficial no qual há evidências de acumulação, por iluviação, de argila silicatada. O horizonte B textural possui um acréscimo de argila em comparação com o horizonte sobrejacente eluvial e, usualmente, apresenta cerosidade.

Horizonte B latossólico: É um horizonte mineral subsuperficial, cujos constituintes evidenciam avançado estágio de intemperização, explícito pela alteração completa dos minerais primários menos resistentes ao intemperismo e/ou minerais de argila 2:1, seguida de intensa dessilicificação, lixiviação de bases e concentração residual de sesquióxidos, argila do tipo 1:1 e minerais primários resistentes ao intemperismo. Em geral é constituído por quantidades variáveis de óxidos de ferro e de alumínio, minerais de argila 1:1, quartzo e outros minerais mais resistentes ao intemperismo, podendo haver a predominância de quaisquer desses materiais.

Horizonte B incipiente: horizonte mineral subsuperficial que sofreu alteração física e química em grau não muito avançado, porém suficiente para o desenvolvimento de cor ou de estrutura, no qual mais da metade do volume de todos os sub-horizontes não deve consistir em estrutura da rocha original.

Horizonte B Plânico: É um tipo especial de horizonte B textural, subjacente a horizonte A ou E e precedido por uma mudança textural abrupta. Apresenta estrutura prismática, ou colunar, ou em blocos angulares e subangulares grandes ou médios, permeabilidade lenta ou muito lenta e cores acinzentadas ou escurecidas, podendo ou não possuir cores neutras de redução, com ou sem mosqueados. Este horizonte é adensado, com teores elevados de argila dispersa e pode ser responsável pela retenção de lençol de água suspenso, de existência temporária.

Horizonte plíntico: O horizonte plíntico caracteriza-se fundamentalmente pela presença de plintita em quantidade igual ou superior a 25% por volume, e espessura de pelo menos 15 cm. É

um horizonte mineral B e/ou C que apresenta colorações, usualmente, variegadas ou mosqueadas de cores avermelhadas, ocorrendo também mosqueados com tonalidades amareladas.

Horizonte B nítico: horizonte mineral subsuperficial, não hidromórfico, textura argilosa ou muito argilosa, sem incremento de argila do A para o B ou com pequeno incremento, porém não suficiente para caracterizar a relação textural B/A do horizonte B textural. Possui argila de atividade baixa ou alta, estrutura em blocos subangulares, angulares ou prismática, moderada ou, com cerosidade moderada ou, e transição gradual ou difusa entre subhorizontes do horizonte B.

Horizonte Vértico: É um horizonte mineral subsuperficial que, devido à expansão e contração das argilas, apresenta feições pedológicas típicas, que são as superfícies de fricção (“slickensides”) em quantidade no mínimo comum e/ou a presença de unidades estruturais cuneiformes e/ou paralelepípedicas, cujo eixo longitudinal está inclinado de 10 a 60° em relação à horizontal, e fendas por algum período mais seco do ano com pelo menos 1 cm de largura. A sua textura mais freqüente varia de argilosa a muito argilosa.

Horizonte Gleii: É um horizonte mineral, com espessura de 15 cm ou mais, com menos que 15% de plintita. O horizonte é saturado com água por influência do lençol freático durante algum período ou o ano todo, a não ser que tenha sido artificialmente drenado, apresentando evidências de processos de redução, com ou sem segregação de ferro.

Horizonte petroplíntico: horizonte que apresenta petroplintita com, pelo menos, 15 cm de espessura.

6.2.5.1.3.3 - Grupamentos de Classes de Textura

A textura, em ciência do solo, corresponde à composição granulométrica da terra fina seca ao ar (TFSA), obtida em laboratório.

Foram consideradas as seguintes classes de textura, conforme os teores de argila, areia e silte determinados em laboratório:

- Textura muito argilosa: identifica solos com mais de 600g de argila/kg;
- Textura argilosa: quando o solo tem entre 350 e 600g de argila/kg;
- Textura média: quando o solo contém 350g de argila e mais de 150g de areia/kg, excluídas as classes texturais areia e areia-franca;

- **Textura arenosa:** refere-se às classes texturais areia e areia-franca.

Para as classes de solos com significativa variação textural entre horizontes superficiais e subsuperficiais, a textura é expressa em forma de fração, por exemplo, textura média/argilosa.

A caracterização efetuada em função da proporção de cascalhos (diâmetro de 2 a 20 mm) em relação à terra fina (fração menor que 2mm) separa solos através das seguintes classes:

- **Textura muito cascalhenta** - quanto existe mais de 50% de cascalho na composição granulométrica do horizonte;
- **Textura cascalhenta** - quando esse valor oscila entre 15 e 50% de cascalho; e
- **Textura com cascalho** - quando as quantidades de cascalho variam entre 8 e 15%.

6.2.5.1.3.4 - Fases

O critério de fases tem como objetivo fornecer informações adicionais sobre as condições ambientais. São comumente empregadas fases de relevo, pedregosidade, rochosidade e de vegetação, essa última utilizada quando não são elaborados mapas de uso e ocupação do solo, como auxílio na avaliação de condições microclimáticas locais. No presente trabalho não foram usadas fases de vegetação.

Pedregosidade - utiliza-se os termos fase pedregosa ou fase muito pedregosa para caracterizar solos com quantidades de calhaus e matacões, na parte superficial ou subsuperficial do solo, suficientes para impedir ou restringir o uso de implementos agrícolas.

Rochosidade - denominam-se solos pela fase rochosa quando há presença de matacões com diâmetro maior do que 100 cm à superfície do solo ou para designar a presença de lajes de rochas com uma camada ou um horizonte de solo (A) à superfície.

Relevo - o nome da fase de relevo acompanha a descrição da unidade de solos com o intuito de serem fornecidos subsídios ao estabelecimento de limitações com relação ao emprego de implementos agrícolas e, mediante avaliação da declividade e comprimento das pendentes, auxiliar na determinação da susceptibilidade à erosão. As formas de relevo que acompanham a designação da unidade de solos são as seguintes:

- **Relevo plano:** corresponde a superfícies de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são muito pequenos, com declividades variáveis entre 0 e 3%.
- **Relevo suave ondulado:** caracteriza superfícies de topografia pouco movimentada, constituída por conjuntos de colinas (elevações de altitudes relativas até 100m), apresentando declives suaves, entre 3 e 8%.
- **Relevo ondulado:** designa superfícies de topografia pouco movimentada, constituídas por conjunto de colinas, com declives moderados, entre 8 e 20%.
- **Relevo forte ondulado:** corresponde a superfícies de topografia movimentada, formadas por morros (elevações de 100 a 200m de altitudes relativas) e raramente colinas, com declives fortes, predominantemente variáveis de 20 a 45%.
- **Relevo montanhoso:** caracteriza superfícies com topografia vigorosa, com predomínio de formas acidentadas, usualmente constituídas por morros, montanhas e maciços montanhosos, apresentando desnivelamentos relativamente grandes (superiores a 200m) e declives fortes ou muito fortes, predominantemente variáveis de 45 a 75%.

6.2.5.1.4 - Unidades de Mapeamento

Neste subitem, apresenta-se uma descrição sumária das classes de solos, identificadas na área de domínio da LT e das unidades de mapeamento, que compõem a legenda do mapa de solos, organizada de conformidade com o nível do levantamento executado.

Em razão da ocorrência da grande variedade de solos, com distribuição restrita na área de estudo, impossibilitando sua delimitação cartográfica na escala de trabalho, tornou-se necessário associá-los, razão porque as unidades de mapeamento são constituídas, na quase totalidade, por associações, as quais são compostas usualmente por duas ou três classes de solos.

As Unidades de Mapeamento estão representadas e especializadas no **Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2003-00 - Mapa de Solos**.

Afloramentos de Rocha

Podem também não aparecer como componente da unidade, sendo apenas inclusões devido ao fato de ocuparem menos de 20% da superfície da unidade. Portanto, nas unidades em que ocorrem, os Afloramentos de Rocha representam, no mínimo, 20% da unidade.

São poucos os afloramentos observados na área do empreendimento, sendo que, para sua individualização, são necessários estudos em maior nível de detalhe, para que possam ser cartografados. Entretanto, ao saber da sua existência em determinadas unidades, já se pode fazer inferências a seu respeito, a partir das unidades mapeadas.

Normalmente, ocorrem associados aos solos rasos como os Neossolos Litólicos e os Argissolos pouco profundos, acompanhados do caráter pedregoso e rochoso. Da mesma forma que essas unidades possuem grandes limitações de uso, os Afloramentos de Rocha sempre intensificam essas limitações na unidade.

Com o intuito de facilitar o entendimento das relações entre as características morfológicas, físicas e químicas dos solos e sua susceptibilidade aos processos erosivos, procurou-se realizar uma descrição já integrada com a avaliação da erodibilidade, conforme a metodologia apresentada no subitem anterior.

Nesta descrição, foram consideradas as principais características das unidades taxonômicas, como: classe textural dos horizontes diagnósticos, horizontes superficiais, estrutura, porosidade, profundidade efetiva, pedregosidade e rochosidade; vegetação primária e relevo predominante na área de ocorrência de cada uma delas.

Na área em estudo, foram identificadas vinte e três unidades em nível de Grande Grupo - ARGISSOLO AMARELO Distrófico, ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, ARGISSOLO VERMELHO Distrófico, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico, GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico, GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico, GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico, GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico, LATOSSOLO AMARELO Distrófico, LATOSSOLO AMARELO Ácrico, LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico, NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico, NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico, NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico, NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico, NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico, NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico, ORGANOSSOLO HÁPLICO Fíbrico, PLINTOSSSOLO HÁPLICO Distrófico, PLINTOSSSOLO ARGILÚVICO Distrófico, PLINTOSSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico - que compõem 54 unidades de mapeamento, descritas a seguir de maneira sucinta, contemplando-se as inter-relações entre características morfológicas, físicas e químicas e a erodibilidade do solo. A seguir serão descritos sucintamente os principais solos ocorrentes na área de estudo, identificados no trabalho como componentes dominantes ou associados nas unidades de mapeamento.

Argissolos

Esta classe é constituída de solos minerais, não hidromórficos, bem intemperizados, bastante evoluídos, apresentando horizonte B textural abaixo do A ou E, com argila de atividade baixa ou com argila de atividade alta conjugada com saturação por bases baixa. O horizonte B textural é formado pela acumulação de argila com seqüência de horizontes A, Bt e C. Na área compreende as seguintes subordens: Argissolo Amarelo, Argissolo Vermelho-Amarelo e Argissolo Vermelho.

Os Argissolos Amarelos têm nítida diferenciação textural entre os horizontes A e B. Têm cores amareladas com matiz 7,5 ou, mais freqüentemente, 10YR e cromas e valores altos na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA). Na área abrange o grande grupo Argissolo Amarelo Distrófico que são solos de baixa fertilidade natural, distróficos e ácidos associados a relevo predominante ondulado, ocorrendo também em relevo suave ondulado e forte ondulado. O horizonte superficial A é do tipo moderado com textura arenosa e média e o Bt com textura média e argilosa.

No quarto nível categórico foram classificados como típicos, isto é, solos que não possuem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe.

As principais limitações à sua utilização agrícola estão relacionadas à baixa fertilidade natural, ao relevo muito declivoso e ao clima muito quente e úmido.

Pode-se afirmar que a presença do horizonte B textural é um fator negativo em termos da erosão do tipo superficial. Assim, aspectos relacionados ao gradiente textural, ao tipo de estrutura e à permeabilidade, entre outros, influenciam na sua maior erodibilidade. Os Argissolos Amarelos ocorrem como dominantes nas unidades PAd1, PAd2, PAd3, PAd4, PAd5, PAd6, PAd7, PAd8 e PAd9.

Os Argissolos Vermelho-Amarelos são solos que têm nítida diferenciação textural entre os horizontes A e B. Têm cores mais amarelas do que o matiz 2,5YR e mais vermelhas do que o matiz 7,5YR, na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA). Na área abrange apenas um grande grupo de Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico.

Os Argissolos Vermelho-Amarelos Distróficos têm como principal característica distintiva a saturação por bases inferior a 50%, isto é, são distróficos. São solos profundos, com argila de atividade baixa, o horizonte superficial A é do tipo moderado com textura média e argilosa e o Bt com textura argilosa.

Ao nível de subgrupo foram classificados como típicos, com algumas inclusões de abrupáticos e lépticos. No caso dos abrupáticos apresentam um considerável aumento no teor de argila dentro de pequena distância na zona de transição entre o horizonte A ou E e o horizonte subjacente B. Nos solos assim classificados a textura é arenosa/média. Esta informação é importante, pois este solo apresenta um maior risco de erosão. Os lépticos são caracterizados por ter contato lítico entre 50 e 100 cm da superfície do solo, o que em alguns solos mais rasos pode impedir a mecanização. Já os típicos, são solos que não possuem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe.

Foi constatado que ocorrem associados à Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos (PAd4, PAd6 e PAd7), Cambissolos Háplicos tb distróficos (PAd9), Argissolos Vermelho-Amarelos distróficos (PAd1, PAd2 e PAd3), Plintossolos Háplicos distróficos (PAd5), Plintossolos Pétricos concrecionários distróficos (PAd7) e Neossolos Litólicos distróficos ((PAd6 e PAd8). No quarto nível categórico foram encontrados os subgrupos abrupático, latossólico, léptico e típico. Os abrupáticos foram assim chamados por apresentarem mudança textural abrupática, os latossólicos apresentam horizonte B latossólico abaixo do horizonte B textural, dentro de 150 cm da superfície do solos, os lépticos são pouco profundos ou rasos e os típicos não possuem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe.

Localmente apresentam fase pedregosa nas unidades PAd6 e PAd8. São profundos a pouco profundos, com argila de atividade baixa, horizonte superficial A do tipo moderado com textura arenosa, média e argilosa. Os Argissolos Vermelhos ocorrem como dominantes nas unidades PAd1 e PAd2, associados aos Plintossolos Pétricos e Cambissolos Háplicos tb distróficos.

Poucas são as limitações à sua utilização agrícola, sendo a principal a elevada acidez que obriga a execução de práticas corretivas de ordem química. A baixa fertilidade natural e a relativamente moderada suscetibilidade à erosão são os principais fatores limitantes, devendo-se ainda mencionar as possibilidades de implicações acarretadas pelo relevo mais movimentado e pela presença de pedregosidade em algumas unidades de mapeamento.

Cambissolos

Esta classe abrange solos minerais não hidromórficos, pouco evoluídos, caracterizados pela presença de horizonte B incipiente, com argila de baixa ou alta atividade. Apresentam fertilidade natural baixa ou alta, são medianamente profundos a rasos, apresentando seqüência de horizontes A, Bi e C, com pequena diferenciação entre eles. Em geral, verifica-se forte

influência do material de origem em suas características, o que evidencia a pouca evolução desses solos, expressa também pelo fraco desenvolvimento pedogenético do horizonte B, ou mesmo pelo grau de intemperização pouco avançado, inferido pela presença, na fração grosseira, de conteúdos minerais primários de fácil intemperização superiores a 4% ou, ainda, por teores de silte relativamente elevados. Na área compreende a seguinte subordem: Cambissolo Háplico.

A subordem Cambissolo Háplico é distintiva por não apresentar características que qualifiquem classes ou indivíduos que lhe antecedem na seqüência de ordenamento. Foram identificados na área os grandes grupos Cambissolo Háplico Tb Distrófico. Ocorrem inclusões de Cambissolo Háplico Alumínico que caracteriza-se por ser dessaturado e apresentar um teor de alumínio extraível maior ou igual a 4 cmolc/kg, com atividade de argila menor que 20 cmolc/kg, saturação por alumínio maior que 50% ou saturação por bases menor que 50%. No quarto nível categórico incorpora o termo típico por não possuir características extraordinárias e por exclusão representar o conceito central da classe.

O Cambissolo Háplico Tb distrófico tem caráter distrófico, com argila de baixa atividade. Em nível de grande grupo foram classificados como lépticos quando o contato com a rocha encontrava-se a menos de 100 cm da superfície do solo. Já os classificados como típicos, são solos que não possuem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe.

Na Área de Influência da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná, foram identificadas apenas duas unidades de mapeamento em que se verificam a predominância de Cambissolos, ocorrendo, também, como componente secundário em outras unidades de mapeamento. Ocorrem, preferencialmente, em áreas de domínio de floresta, e são predominantes nas áreas de relevo ondulado e forte ondulado. Estão associados aos Argissolo Amarelos (CXbd1 e CXbd2), que tendem a ocupar as áreas mais suaves, enquanto os Cambissolos situam-se preferencialmente nas áreas de bordas. Como subdominante nas unidades ocorrem associados aos Argissolo Vermelhos (PVd1, PVd2) e também aos Plinotssolos Pétricos (FFcd1 e FFcd2).

Gleissolos

Solos hidromórficos constituídos por material mineral, pouco desenvolvidos, que apresentam horizonte glei dentro de 150cm da superfície do solo, e imediatamente abaixo de horizonte A, E ou horizonte hístico, quando apresentam espessura insuficiente para caracterizar a classe dos

Organossolos. Geralmente apresentam horizonte A sobreposto a camadas estratificadas, sem relação pedogenética entre si, com forte diferenciação na granulometria, composição química e mineralogia ao longo do perfil.

Estes solos são muito mal drenados, em condições naturais, estando relacionados a ambientes que permanentemente ou por longos períodos estão saturados por água, de forma quase estagnada. Esta condição da baixa circulação da água, associada à demanda biológica por oxigênio favorece a instalação de ambiente redutor, onde prevalecem baixos teores de oxigênio dissolvido.

O horizonte glei, que caracteriza estes solos, se desenvolve neste tipo de ambiente hidromórfico onde prevalecem condições redutoras e o ferro solubilizado, na forma reduzida, é lentamente evacuado do perfil ou precipitados na forma de compostos ferrosos, permitindo a máxima expressão das cores neutras da fração mineral do solo. Desta forma o horizonte glei apresenta cores predominantemente mais azuis que 10Y, e cromas baixos, próximos do neutro.

Na área desse levantamento apresenta horizonte A moderado, textura argilosa e secundariamente textura média e foram constatados apenas solos com predomínio tanto de argilas de atividade baixa (Tb) quanto altas (Ta) e saturações de bases menor que 50% (distróficos) e maiores ou iguais que 50% (eutróficos), que foram classificados como Gleissolos Háplicos Tb distróficos típicos, Gleissolos Háplicos Tb eutróficos típicos e Gleissolos Háplicos Ta eutróficos típicos, onde as designações Háplico e típico identificam solos ou indivíduos que não apresentam as características que qualificam classes que lhe antecedem na seqüência da chave de classificação no respectivo nível taxonômico.

São naturalmente frágeis e sua utilização agrícola é restrita em função da baixa fertilidade (distróficos) e das condições de permanente encharcamento, fator este que pode dificultar o tráfego de máquinas. São derivados de sedimentos flúviais e colúvio-aluviais Holocênicos e ocorrem nas áreas baixas e planas, sob intensa flutuação do nível do lençol freático.

As unidades GXbe apresentam características bastante distintas, com ocorrência de solos predominantemente eutróficos e argilas de atividade baixa (Tb). Na unidade GXbd os Gleissolos também possuem argila de atividade baixa (Tb), porém são distróficos, isto é, saturação por bases é inferior a 50%. A composição textural é também bastante variada, em razão da própria natureza dos sedimentos dos quais se desenvolvem, porém com predomínio da textura argilosa e média.

Nas áreas melhor drenadas, terraços de deposição aluvionar recente referidos ao quaternário, ocorrem associados aos Gleissolos os Neossolo Flúvicos que também são pouco evoluídos, porém não hidromórficos. Caracterizam-se por apresentar estratificação de camadas, com textura desde arenosa até argilosa, sem relação pedogenética entre si. Portanto, são solos que apresentam grande variabilidade espacial. Possuem seqüência de horizontes A-C, com evidências de gleização em subsuperfície, justificando o caráter gleico.

Em geral, são solos profundos, de fertilidade natural média a alta, sendo encontrados em relevo plano. Assim como os outros solos de baixada, esses solos exercem na região, devido inclusive à sua posição topográfica nos terrenos, a função de retentores de sedimentos, o que os tornam bastante importantes face aos locais de ocorrência e sua distribuição.

Mesmo sendo melhor drenado que os Gleissolos, a proximidade dos rios e considerando que o lençol freático, em geral, encontra-se em pequena profundidade, os Neossolos Flúvicos são, ainda, altamente susceptíveis a inundações. Devido ao relevo e a sua função retentora de sedimentos, são considerados como de suscetibilidade fraca ou nula à erosão.

Latossolos

Esta classe de solos compreende solos minerais, não hidromórficos, com B latossólico imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, se o horizonte A apresenta mais que 150 cm de espessura.

Possuem seqüência de horizontes A, Bw e C, com moderada nitidez na diferenciação entre eles e com argila de atividade baixa.

Presença de agregados que permitam seu recobrimento por películas de materiais finos caracterizando filmes de cerosidade dentro dos 120 cm da superfície, sem, contudo ter incremento suficiente desses finos para caracterizar um horizonte textural, além disso, têm que apresentar relação textural maior ou igual 1,5. Foram identificadas na área no segundo nível categórico as subordens: Latossolo Amarelo, Latossolo Vermelho e Latossolo Vermelho-Amarelo.

Na subordem dos Latossolos Amarelos, estão compreendidos solos profundos e muito profundos com horizonte B latossólico, de cores mais amarelas que o matiz 5YR, na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B, inclusive BA. São solos em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo. Embora seja comum a tendência a aumento gradativo dos teores de argila ao longo do perfil, o

incremento de argila do horizonte A para o B é inexpressivo, com relação textural (B/A) insuficiente para caracterizar o horizonte B textural. Compreendem os grandes grupos Latossolo Amarelo Ácrico e Latossolo Amarelo Distrófico. No quarto nível categórico apresenta-se apenas como típico, isto é, são solos que não possuem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe. Observam-se algumas inclusões de argissólicos. O Latossolo Amarelo Distrófico tem como característica a saturação por bases abaixo de 50% e está representado na área a nível de subgrupo como plíntico e típico. Os plínticos são identificados pela presença de plintita, comumente sob a forma de mosqueados vermelhos ou vermelho-amarelados, em quantidade mínima de 5% por volume de solo, mas que é insuficiente para definir horizonte plíntico e os típicos não possui características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe. Os Latossolos Amarelos ocorrem como dominantes nas unidades LAd1 a LAd14 e como subdominante e/ou inclusão nas unidades Gxbe2, RLd4 e RLd5, .

A subordem dos Latossolos Vermelhos compreende o grande grupo Latossolo Vermelho distrófico. Os Latossolos Vermelhos Distróficos caracterizam-se pela saturação por bases menor que 50% e como subgrupo são típicos por possuírem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe. Como subgrupo são típicos por não possuírem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe. Os Latossolos Vermelhos ocorrem somente como inclusões nas unidades PVd1, PVd2 e Nvef.

Os Latossolos Vermelho-Amarelos são solos bem drenados, caracterizados pela ocorrência de horizonte B latossólico de cores mais amarelas do que o matiz 2,5YR e mais vermelhas do que o matiz 7,5 YR, na maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA). São profundos e bastante intemperizados. Compreende o grande grupo Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico. Os Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos caracterizam-se pela saturação por bases menor que 50% e compreendem no quarto nível categórico os subgrupos plíntico e típico. Os plínticos são identificados pela presença de plintita, comumente sob a forma de mosqueados vermelhos ou vermelho-amarelados, em quantidade mínima de 5% por volume de solo, mas que é insuficiente para definir horizonte plíntico e os típicos por não possuírem características extraordinárias e por exclusão representam o conceito central da classe. Os Latossolos Vermelho-Amarelos ocorrem como dominantes na unidade LVAd1 a LVAd6 e como subdominante e/ou inclusão nas unidades PAd4, PAd6, PAd7, LAd3, Lad5 e LAd8.

As unidades LAd4, LAd5, LAd11 e LAd13 por terem textura média, tendendo para arenosa, apresentam sérias limitações para a exploração com lavouras, tais como baixa capacidade de retenção de água e nutrientes aplicados, embora ocorra em condição de relevo plano ou

suavemente ondulado, o que favorece a mecanização. Outras limitações decorrem da acidez elevada e da fertilidade baixa. Requerem um manejo adequado, direcionado para correção da acidez, fertilidade e controle de erosão. A deficiência de micronutrientes é também verificada.

Pelas suas características de textura média, tendendo para arenosa e grande profundidade, são muito propensos à incidência de erosão em voçorocas. Apesar de esses solos terem alta permeabilidade, também se observa a ocorrência de erosão em sulcos devido ao “desbarrancamento” por pouca coesão das partículas que não suportam o peso da massa de água, quando tais solos são excessivamente umedecidos.

Neossolos

Compreende solos constituídos por material mineral ou por material orgânico com pequena expressão dos processos pedogenéticos, fazendo com que não existam modificações expressivas do material originário em função da resistência ao intemperismo, ou da composição química, ou do relevo, que possam impedir ou limitar a evolução desses solos.

Por esses motivos são solos pouco evoluídos e, portanto sem horizonte B diagnóstico. Foram identificadas na área as subordens Neossolo Litólico, Neossolo Flúvico e Neossolo Quartzarênico.

A subordem Neossolo Litólico compreende solos minerais, não hidromórficos, pouco ou muito pouco desenvolvidos, que se caracterizam por apresentar um horizonte A ou O hístico com menos de 40 cm de espessura assentado diretamente sobre a rocha ou sobre saprólito (C ou Cr) do material de origem, ou sobre material com 90% (por volume), ou mais de sua massa constituída por fragmentos de rocha com diâmetro maior que 2 mm (cascalhos, calhaus e matacões) e que apresentam um contato lítico dentro de 50 cm da superfície do solo. A pequena espessura do solo, a freqüente ocorrência de cascalhos e fragmentos de rocha no seu perfil, a presença de rochosidade e a suscetibilidade à erosão, são as limitações mais comuns desses solos. São solos de vocação agrícola muito restrita, em que a pequena profundidade efetiva limita o desenvolvimento radicular da maioria das plantas e culturas comerciais, também dificultando a mecanização, sendo indicados para preservação da flora e da fauna. Apresentam capacidade de armazenamento de água muito baixa e essas características, associadas à ocorrência do substrato rochoso, a pequena profundidade, em relevo muito movimentado, tornam tais áreas muito vulneráveis aos processos erosivos, que se intensificam nos locais de declives mais acentuados. Foi identificado na área o grande grupo Neossolo Litólico distrófico. O Neossolo Litólico distrófico é caracterizado por possuir saturação por bases inferior a 50%, identificado num nível categórico

inferior a este, o termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe.

Em geral, ocorrem em áreas de relevo acidentado, em associação com Cambissolos e Argissolos. Entretanto, pode ocorrer também em relevos mais susaves, associados com solos de baixada, como os Gleissolos e Neossolos Flúvicos, muito devido a não separação dessas unidades nessa escala de trabalho. O horizonte A é, normalmente, de textura média ou argilosa. É, também, freqüente, a ocorrência de pedregosidade e rochosidade nesses solos. Em virtude da espessura reduzida e do relevo onde se localizam, são muito susceptíveis à erosão, sobretudo em condições de chuvas, quando se observa um rápido encharcamento do solo, provocando escoamento do excesso de água, que constitui um plano de cisalhamento, podendo resultar no deslocamento de todo o material de solo suprajacente.

Foram classificados como solos de muito forte e forte suscetibilidade à erosão, à exceção das unidades RLd1 e RLd2, em que a suscetibilidade é moderada.

Os Neossolos Flúvicos são solos minerais, não hidromórficos e pouco desenvolvidos, originados de sedimentos inconsolidados depositados nos terraços dos rios. Apresentam seqüência de horizontes A e C, sendo que o horizonte A onde à atividade biológica (raízes dos vegetais e fauna do solo) já se implantou. Devido à sua origem de fontes as mais diversas, são muito heterogêneos quanto à textura e demais propriedades físicas e químicas, que podem variar num mesmo perfil entre as diferentes camadas, que não possuem relação pedogenética entre si. Os Neossolos Flúvicos, de forma geral, são considerados de grande potencialidade agrícola; no entanto, podem ocorrer restrições ao desenvolvimento dos cultivos, dada a presença de sais e/ou sódio. As áreas onde ocorrem são de relevo plano, favorecendo a prática de mecanização agrícola. A trafegabilidade poderá ser prejudicada em períodos chuvosos, uma vez que o escoamento superficial é pequeno. Nesse caso, essa característica fica potencializada, pois, além de esses solos apresentarem textura argilosa, as argilas são de atividade alta, intensificando as restrições ao tracionamento. Apresentam riscos de inundação por cheias periódicas ou por acumulação de água de chuvas na época de intensa pluviosidade. Devido à topografia plana em que ocorrem, apresentam muito baixo potencial erosivo; no entanto, em razão da proximidade do lençol freático à superfície, o que facilita bastante a sua contaminação, constituem áreas de relevância ambiental, que devem ser manejadas com muito cuidado. Foram identificados na área os grandes grupos Neossolo Flúvico Psamítico, Neossolo Flúvico Tb Distrófico e Neossolo Flúvico Ta Eutrófico. O Neossolo Flúvico Psamítico caracterizado por possuir dominância da fração areia (areno- quartzosa) na composição granulométrica, identificado num nível categórico inferior a este, o

termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe; Neossolo Flúvico Tb distrófico caracterizado por possuir argila de atividade baixa e saturação por bases inferior a 50% (distrófico), identificado num nível categórico inferior a este, o termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe e Neossolo Flúvico Ta Eutrófico caracterizado por possuir argila de atividade alta e saturação por bases superior a 50% (eutrófico), identificado num nível categórico inferior a este, o termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe.

Em geral, são solos profundos e de fertilidade natural média a alta, sendo encontrados em relevo plano. Assim como os outros solos de baixada, esses solos exercem na região, devido inclusive à sua posição topográfica nos terrenos, a função de retentores de sedimentos, o que os tornam bastante importantes, em face dos locais de ocorrência e de sua distribuição. Uma das características mais marcantes dos Neossolos Flúvicos é a sua variação textural e de carbono em profundidade.

Essa variação textural em profundidade tem implicação direta sobre o fluxo vertical da água e, conseqüentemente, sobre o estabelecimento de sistemas de drenagem, mas, como a topografia desses solos é plana ou suavemente ondulada, apresenta limitação nula ou apenas ligeira quanto à erodibilidade.

Por outro lado, a proximidade dos rios e considerando que o lençol freático, em geral, encontra-se em pequena profundidade, e mesmo em solos bem drenados raramente está abaixo de 2 metros, esses solos são altamente susceptíveis às inundações.

Devido à sua origem proceder de fontes as mais diversas, esses solos são muito heterogêneos quanto à textura e demais propriedades físicas e químicas que podem variar num mesmo perfil entre as diferentes camadas. Possuem argila de atividade alta e são eutróficos, com saturação por bases superior a 50%.

Trata-se de deposições sucessivas de natureza aluvionar, relativamente recentes, onde ainda não houve tempo para o desenvolvimento completo do perfil do solo.

Geralmente, constituem os diques marginais aos leitos dos rios e quase sempre estão ocupados por vegetação de várzea.

De uma maneira geral, os Neossolos Flúvicos são considerados de grande potencialidade agrícola, mesmo os de baixa saturação de bases. As áreas de várzeas onde ocorrem, são de relevo plano, favorecendo a prática de mecanização agrícola intensiva.

Como já mencionado, são solos que apresentam grande diversificação de características e isto faz com que também tenham grande diversificação no tocante à erodibilidade. De uma maneira geral, apresentam razoável vulnerabilidade à erosão laminar, pois quase sempre apresentam camadas de diferentes permeabilidades internamente.

Nas áreas mais planas e abaciadas, onde freqüentemente observa-se um acúmulo maior de água, os Neossolos estão associadas aos Gleissolos que compreendem solos mal drenados, com lençol freático elevado por longos períodos durante o ano, apresentando horizonte glei subjacente a horizonte A moderado. Normalmente, esses solos estão cobertos com vegetação nativa adaptada à condição de maior encharcamento.

Devido à topografia plana em que ocorrem, apresentam muito baixo potencial erosivo; no entanto, em razão da proximidade do lençol freático, constituem áreas de grande importância ambiental, que devem ser manejadas com muito cuidado.

Decorre dos riscos de inundação por cheias ou por acumulação de água de chuvas na maior parte do ano. Mesmo assim, são considerados de boa potencialidade agrícola, devido à elevada condição de umidade. As áreas de várzeas onde ocorrem são de relevo plano, favorecendo a prática de pequenos cultivos, normalmente de milho e feijão, mas, muitas vezes, estão ocupados com pastagem.

A trafegabilidade poderá ser prejudicada em períodos chuvosos, uma vez que o escoamento superficial é pequeno. Neste caso, esse fato fica agravado, pois, além desses solos apresentarem textura argilosa, as argilas são de atividade alta, intensificando as restrições ao tracionamento.

Esta classe distribui-se ao longo de muitos dos cursos d'água, porém, na escala do mapeamento realizado, poucas são as áreas cartografáveis. Ocorre apenas uma unidade onde essa classe é dominante (RYve). Entretanto, ela está presente em todas unidades de Gleissolos (GXbe1, GXbe2, GXbe3, GXve1, GXve2 e GXve3).

A subordem Neossolo Quartzarênico compreende solos minerais, arenosos, pouco desenvolvidos, com seqüência A e C de horizontes, sem contato lítico dentro dos 50 cm de profundidade, apresentando areia ou areia franca nos horizontes até, no mínimo, até a profundidade de 150 cm

a partir da superfície do solo ou até um contato lítico. Foram identificados na área os grandes grupos Neossolo Quartzarênico Hidromórfico e Neossolo Quartzarênico Órtico. O Neossolo Quartzarênico Hidromórfico é caracterizado por possuir, geralmente tem cores escuras, impostas por teores de matéria orgânica relativamente elevados, conseqüência de sua difícil mineralização no ambiente redutor de sua ocorrência. Ocorrem em relevo aplainados nos terraços fluviais, identificado num nível categórico inferior a este, o termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe e o Neossolo Quartzarênico Órtico caracterizado por possuir, como características principais constituição essencialmente areno-quartzosa e praticamente, ausência de minerais primários alteráveis, e em função disso apresentam baixa capacidade de armazenamento de água, baixa fertilidade natural, são ácidos a fortemente ácidos, com saturação por bases e capacidade de troca de cátions muito baixa e saturação por alumínio trocável normalmente alta. O horizonte A, sem estrutura (grãos simples), ou granular fracamente desenvolvida, é geralmente fraco ou moderado e o horizonte C, também sem estrutura (grãos simples), identificado num nível categórico inferior a este, o termo típico, significa que o solo não possui características extraordinárias e por exclusão representa o conceito central da classe.

Têm cores brunadas e vermelho-amareladas, baixo nível de fertilidade natural, baixa capacidade de retenção de água e de nutrientes, excessiva drenagem e grande propensão ao desenvolvimento de erosão profunda (voçorocas e ravinas).

Ocorrem, geralmente, em relevo que varia do plano ao suave-ondulado, sob vegetação de floresta e Cerrado e têm como material de origem arenitos diversos e mais raramente sedimentos arenosos quaternários, nesse último caso somente como inclusões nas unidades.

A textura muito arenosa condiciona uma baixa retenção de umidade e de eventuais elementos nutrientes aplicados, se caracterizando como uma forte limitação ao seu aproveitamento agrícola, apesar de que esses solos sejam utilizados com culturas altamente adaptadas.

A preservação da vegetação natural desses solos seria a recomendação mais razoável. Entretanto, podem ser usados para cultivo de espécies adaptadas como o cajueiro e reflorestamentos, desde que com espécies pouco exigentes em nutrientes, e ainda para pastagens nativas.

São particularmente susceptíveis à erosão em profundidade, em razão de sua constituição arenosa com grãos soltos, condicionando fácil desagregabilidade de seu material constituinte, o

que facilita o seu desbarrancamento, principalmente no caso de barrancos de beira de estradas e de caixas de empréstimo para retirada de material para construção.

A erosão superficial também é verificada, apesar da grande permeabilidade dos solos, determinada principalmente pela textura arenosa. Entretanto, podem-se verificar alguns focos de erosão nesses solos, razão por que foi enquadrado na classe moderada de suscetibilidade à erosão, mesmo ocorrendo em relevo plano (RQo2).

Nitossolos

Os Nitossolos Vermelhos compreendem solos constituídos por material mineral, com horizonte B nítico de argila de atividade baixa, profundo e muito profundo, bem drenado, baixo gradiente textural e com estruturas em blocos e cerosidade bem desenvolvidas. São solos de textura argilosa e muito argilosa, oriundos de rochas básicas, diques diabásio, onde a coloração é arroxeada, com matiz 2,5YR ou mais vermelho na maior parte dos primeiros 100cm do horizonte B, e a suscetibilidade magnética é fraca ou nula. Apresentam caráter eutrófico, isto é, saturação de bases superior a 50% e teores de Fe_2O_3 superiores a 15%. Corresponde à antiga Terra Roxa Estruturada da classificação anterior de solos.

Os requisitos de baixo gradiente textural, e textura no mínimo argilosa, exigidos por esses solos, determinam a inexistência de textura grosseira em superfície, refletindo em uma menor suscetibilidade a erosão que aqueles com horizonte B textural, como no caso dos Argissolos. Além disso, a excelente estruturação dos Nitossolos confere-lhes boas condições de permeabilidade interna do perfil de solo.

A unidade taxonômica Nitossolo Vermelho eutrófico é a própria unidade de mapeamento na unidade Nvef. Ocorrem também aqueles indivíduos que apresentam a presença de horizonte B latossólico logo abaixo do horizonte B nítico, dentro de 200cm da superfície do solo, compreendendo a classe dos Nitossolo Vermelho eutrófico latossólico. Também são solos muito profundos e permeáveis, o que os tornam pouco suscetíveis aos processos erosivos, e mesmo sendo desenvolvidos em relevo suave ondulado e ondulado foram classificados como fraca suscetibilidade à erosão. Essa unidade foi encontrada nas proximidades de Oriximiná - PA.

Plintossolos

Os Plintossolos são solos constituídos por material mineral, com horizonte plínico ou litoplínico iniciando-se dentro de 40 cm ou dentro de 200 cm quando imediatamente abaixo do horizonte A

ou E, ou subjacente há horizontes que apresentem coloração pálida ou variegada, ou com mosqueados em grandes quantidades.

Esses solos ocorrem geralmente em terço inferior de vertente e planícies, em posições que impliquem em escoamento lento, alagamento temporário ou movimento interno da água no solo. Constituem solos com restrições à penetração da água e raízes. Foram classificadas como de moderada suscetibilidade à erosão.

Ocorrem associados aos Planossolos que são solos que apresentam B textural com densidade aparente elevada, mudança textural abrupta entre os horizontes A e Bt. Ocorrem geralmente em terrenos baixos, terraços ou terço inferior de encostas pouco íngremes, locais favoráveis ao acúmulo de água na estação chuvosa, fato que, aliado à baixa permeabilidade causada pelo adensamento do horizonte B, favorece uma predominância de cores indicadoras de processos de redução e mosqueamentos.

Ocorrem, geralmente, em terço inferior de vertente e planícies, em posições que impliquem escoamento lento, alagamento temporário ou movimento interno da água no solo. Constituem solos com restrições à penetração da água e raízes. Foram classificadas como solos de moderada erodibilidade.

Apresentam grande diversificação morfológica e mesmo analítica, refletindo-se diretamente na sua classificação e nas indicações de uso. Ocorrem, como componente secundário, os Plintossolos Pétricos, que compreendem solos com horizonte petroplíntico (plintita já na forma irreversível), predominantemente com diâmetro de cascalhos (< 2 mm). Podem ocorrer, também, associados às “cangas lateríticas” que dificultam a utilização da mecanização desses solos.

São solos com potencial nutricional baixo, com problemas de toxidade de alumínio, necessitando de corretivos para seu uso adequado. Quando a petroplintita se encontra pouco profunda e formando uma camada espessa, aumentam-se as limitações ao uso agrícola, pois a permeabilidade, a restrição ao enraizamento das plantas e o entrave de uso dos equipamentos agrícolas podem tornar-se críticos. Em alguns indivíduos, verifica-se a ocorrência de cascalhos e calhaus de quartzo em superfície. Mesmo nessas condições, é comum observar uso com pastagens nesses solos.

Plintossolo Pétrico Concrecionário

São Plintossolos que apresentam horizonte concrecionário. Ocorrem como dominantes nas unidades FFcd1 e FFcd2. Compreendem solos com grandes quantidades de petroplintitas no perfil do solo. É comum observar a ocorrência da petroplintita desde a superfície. Possuem saturação por bases inferior a 50%, sendo distróficos. Possuem limitação ao uso devido, as aglomerações das petroplintitas formando cangas ou carapaças ferruginosas de tamanho e em profundidades variadas, constituindo-se em um sério impedimento à mecanização.

Quadro 6.2-11 - Composição das Unidades de Mapeamento

Unidades de Mapeamento	Classes de Solos
PAd1	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, ambos textura média/argilosa, A moderado, relevo suave ondulado e ondulado.
PAd2	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, ambos textura arenosa/média e média/argilosa, A moderado, relevo odulado.
PAd3	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico + ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, ambos textura arenosa/média e média/argilosa, A moderado, relevo odulado e forte ondulado.
PAd4	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, todos A moderado, relevo ondulado.
PAd5	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa + PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura indiscriminada, ambos A moderado, relevo suave ondulado e ondulado.
PAd6	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, relevo ondulado e forte ondulado + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, ambos textura argilosa, relevo suave ondulado e ondulado + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, textura média e argilosa, relevo ondulado e forte ondulado, todos A moderado.
PAd7	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo ondulado e forte ondulado + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura média cascalhenta e argilosa cascalhenta, ambos relevo ondulado, todos A moderado.
PAd8	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo ondulado e forte ondulado + NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, textura média e argilosa, relevo forte ondulado, ambos A moderado.
PAd9	ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico, textura média e argilosa, ambos relevo forte ondulado.
PVd1	ARGISSOLO VERMELHO Distrófico típico + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, ambos textura média/argilosa + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura argilosa cascalhenta + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura média, todos A moderado, relevo suave ondulado e ondulado.
PVd2	ARGISSOLO VERMELHO Distrófico típico + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, ambos textura média/argilosa + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura argilosa cascalhenta + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura média, todos A moderado, relevo ondulado.
CXbd1	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado e forte ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo forte ondulado, ambos A moderado.
CXbd2	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura argilosa, relevo forte ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo forte ondulado e montanhoso, ambos A moderado.
GXbd	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico gleissólico, ambos textura indiscriminada, A moderado, relevo plano.

Unidades de Mapeamento	Classes de Solos
GXbe1	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico, textura argilosa + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico gleissólico ou típico, textura indiscriminada, ambos A moderado, relevo plano.
GXbe2	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico + LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, ambos textura argilosa, ambos A moderado + NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico gleissólico, textura muito argilosa, A proeminente, todos relevo plano.
GXbe3	GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico, textura indiscriminada + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico gleissólico ou típico, textura indiscriminada + PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura indiscriminada, todos A moderado, relevo plano.
GXve1	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, textura argilosa, A moderado, relevo plano.
GXve2	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, textura argilosa + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico gleissólico, textura indiscriminada, ambos A moderado, relevo plano.
GXve3	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, textura argilosa, A moderado + ORGANOSSOLO HÁPLICO Fíbrico típico + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico gleissólico, textura indiscriminada, A moderado, todos relevo plano.
LAd1	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura muito argilosa, A moderado, relevo plano.
LAd2	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura muito argilosa, A moderado, relevo plano e suave ondulado.
LAd3	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média, relevo plano + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado e suave ondulado, ambos A moderado.
LAd4	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média + NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico, ambos A moderado, relevo plano e suave ondulado.
LAd5	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média, relevo suave ondulado e plano + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado, ambos A moderado.
LAd6	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura argilosa, relevo plano e suave ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura indiscriminada, relevo ondulado e plano, ambos A moderado.
LAd7	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média, relevo plano e suave ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura indiscriminada, relevo suave ondulado e plano, ambos A moderado.
LAd8	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura argilosa, relevo suave ondulado e plano + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura média, relevo ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Distrófico típico, textura indiscriminada, relevo suave ondulado e ondulado, todos A moderado.
LAd9	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura argilosa, relevo suave ondulado e ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura indiscriminada, relevo ondulado e forte ondulado, ambos A moderado.
LAd10	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média + PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura indiscriminada + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura argilosa, todos A moderado, relevo plano.
LAd11	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média + NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, ambos relevo ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura arenosa/média, relevo suave ondulado e ondulado, todos A moderado.
LAd12	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média, relevo ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura arenosa/média, relevo suave ondulado e ondulado, todos A moderado.
LAd13	LATOSSOLO AMARELO Distrófico ou Ácrico típico, textura média, relevo plano e suave ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura média cascalhenta, relevo suave ondulado e ondulado + LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média, relevo plano e suave ondulado, todos A moderado.
LAd14	LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, textura muito argilosa, relevo suave ondulado e plano + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado + LATOSSOLO AMARELO Distrófico argissólico, textura média, relevo plano e suave ondulado, todos A moderado.
LVAd1	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura muito argilosa, A moderado, relevo plano e suave ondulado

Unidades de Mapeamento	Classes de Solos
LVA _{d2}	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, A moderado, relevo suave ondulado e ondulado.
LVA _{d3}	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, ambos A moderado, relevo ondulado.
LVA _{d4}	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo suave ondulado e plano, ambos A moderado.
LVA _{d5}	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo plano e suave ondulado + PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico, textura média/argilosa + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura indiscriminada, ambos relevo plano, todos A moderado.
LVA _{d6}	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo suave ondulado e ondulado + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura argilosa cascalhenta/muito argilosa cascalhenta, relevo plano e suave ondulado, ambos A moderado.
RY _{ve}	NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico típico, A proeminente + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, ambos textura indiscriminada, A moderado + GLEISSOLO MELÂNICO Distrófico típico, todos relevo plano.
RL _{d1}	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico gleissólico ou típico, todos textura indiscriminada, A moderado, relevo plano e suave ondulado.
RL _{d2}	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, ambos relevo suave ondulado e plano + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico + NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico gleissólico ou típico, todos textura indiscriminada, relevo plano, todos A moderado.
RL _{d3}	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, textura indiscriminada, fase pedregosa + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, ambos A moderado, relevo ondulado e forte ondulado.
RL _{d4}	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, textura indiscriminada, fase pedregosa, relevo montanhoso + LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado, ambos A moderado.
RL _{d5}	NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, textura indiscriminada + LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, textura argilosa, ambos A moderado, relevo forte ondulado e ondulado.
RQ _{o1}	NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, A moderado, relevo suave ondulado e plano.
RQ _{o2}	NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico + LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média, ambos A moderado, relevo plano.
RQ _{o3}	NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, relevo ondulado + NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Hidromórfico típico, relevo suave ondulado e plano, ambos A moderado.
NV _{ef}	NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico ou latossólico, textura argilosa, A moderado, relevo suave ondulado e ondulado.
FX _{d1}	PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura média + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa + PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, textura média cascalhenta, todos A moderado, relevo plano.
FX _{d2}	PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura argilosa, relevo plano e suave ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa + GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura siltosa, ambos relevo plano, todos A moderado.
FX _{d3}	PLINTOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico, textura argilosa, relevo plano + PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo ondulado + ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, textura média/argilosa, relevo plano, todos A moderado.
FF _{cd1}	PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, ambos textura argilosa, A moderado, relevo plano e suave ondulado.
FF _{cd2}	PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário Distrófico típico, relevo suave ondulado + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, relevo ondulado, ambos textura argilosa, A moderado,.

6.2.5.1.5 - Áreas Alagadas e/ou Propícias a Alagamento Periódico

As áreas propensas a alagamentos foram identificadas a partir da tipologia dos solos mapeados na All da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná. Elas estão representadas e espacializadas no **Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2009-00 - Mapa de Localização das Áreas Propícias à Alagamento**.

Tais áreas propícias a alagamento foram identificadas e divididas em classes, levando em consideração as seguintes características diagnósticas:

- Localização no relevo;
- Período temporal de alagamento;
- Aproximação do lençol freático;
- Atributos diagnósticos de solos;
- Grau de limitação por excesso de água;
- Grau de escoamento superficial e percolação de água;
- Grau de drenagem;
- Grau de saturação de bases.

Com a identificação de tais características diagnósticas, foi realizado um agrupamento de classes de acordo com os critérios de classificação, objetivando a identificação do Grau de Sensibilidade para gerar o Mapa de Sensibilidade do empreendimento.

Assim, no **Quadro 6.2-12** estão representadas as Unidades de Mapeamento de Solo, os critérios de classificação utilizados para sua identificação e o Grau de Sensibilidade encontrado para cada uma dessas unidades.

Quadro 6.2-12 - Grau de Sensibilidade das Áreas Propícias a Alagamento

Grau de Sensibilidade	Unidades de Mapeamento de Solo	Grau de limitação por excesso de água	Critério de Classificação
5	GXbd GXbe1 GXbe2 GXbe3 GXve1 GXve2 GXve3	Muito Forte	Terras muito mal drenadas sujeitas a alagamentos constantes. Duração de aproximadamente 8 a 9 meses.
4	RYve RLd1 RQo3	Forte	Terras mal ou muito mal drenadas sujeitas a alagamentos freqüentes.
3	PAd5	Moderado	Terras imperfeitamente drenadas sujeitas a alagamentos ocasionais.
2	LVA5 LAd10	Ligeiro	Terras moderadamente drenadas.
1	RLd2 FXd1 FXd2 FXd3	Nulo	Terras bem a excessivamente drenadas.

A análise geral do Grau de Sensibilidade das Áreas Propícias a Alagamentos é apresentada e analisada na Análise Integrada da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

6.2.5.2 - Aptidão Agrícola das Terras

6.2.5.2.1 - Metodologia Específica

A avaliação da aptidão agrícola das terras teve como base a metodologia proposta por Ramalho Filho & Beek (1995). É uma avaliação considerando todos os aspectos levantados nos estudos dos solos, cruzando os dados levantados.

Foi realizada a avaliação das condições agrícolas das terras, sintetizadas em cinco qualidades básicas, visando à identificação do uso mais intensivo possível sob diferentes tipos de manejo. Assim, com o objetivo de mostrar as alternativas de uso de uma determinada área, as terras são classificadas em seis grupos, em função da viabilidade de melhoramento das cinco qualidades básicas (fertilidade natural, excesso de água, deficiência de água, susceptibilidade à erosão e impedimentos à mecanização) e da intensidade de limitação que persistir após a utilização de práticas agrícolas inerentes aos sistemas de manejo A (baixo nível tecnológico), B (médio nível tecnológico) e C (alto nível tecnológico).

A aptidão agrícola pode mostrar não somente as áreas problemáticas quanto ao uso agrícola, como também aquelas com restrições ao uso de máquinas, intervenções antrópicas que podem influenciar nos processos erosivos locais.

6.2.5.2.2 - Critérios Básicos de Aptidão Agrícola

A avaliação da aptidão agrícola das terras para LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná consiste em classificar as terras em seis grupos, baseados na interpretação dos dados fornecidos pelo levantamento pedológico e considerando práticas agrícolas em três níveis de manejo tecnológico: baixo, médio e alto. Essa interpretação é realizada visando um planejamento agrícola de sequeiro, através da avaliação das condições de cada unidade de mapeamento de solos, não só para lavouras como também para pastagens e silvicultura. A metodologia do sistema foi desenvolvida pela SUPLAN - CNPS/EMBRAPA, (Ramalho Filho & Beek, 1995).

O nível de manejo A (primitivo) é baseado em práticas agrícolas que refletem um baixo nível técnico-cultural. No nível B, as práticas de manejo estão condicionadas a um nível razoável de conhecimento técnico. Há alguma aplicação modesta de capital e utilização de resultados de pesquisa para a manutenção e melhoramento das condições agrícolas das terras e das lavouras. As práticas de manejo neste nível de manejo incluem calagem e adubação, tratamentos fitossanitários simples, mecanização com base na tração animal ou na tração motorizada, apenas para desbravamento e preparo inicial do solo.

As práticas agrícolas no nível C de manejo estão condicionadas a um alto nível de conhecimento tecnológico. Caracteriza-se pela aplicação intensiva de capital para a manutenção e melhoramento das condições das terras e das lavouras. As práticas de manejo são conduzidas com auxílio de maquinaria agrícola e um conhecimento técnico operacional capaz de elevar a capacidade produtiva. Incluem-se, nas práticas de manejo, trabalhos intensivos de drenagem, medidas de controle de erosão, tratamentos fitossanitários, rotação de culturas com plantio de sementes melhoradas, calagem e fertilizantes em nível econômico indicado através das pesquisas e mecanização adequada.

Foram admitidos 6 grupos de aptidão para avaliar as condições agrícolas de cada unidade de mapeamento do solo, não só para lavouras, como para pastagem plantada, pastagem natural e silvicultura, devendo as áreas inaptas ser indicadas para preservação da flora e da fauna, ou outra atividade não ligada a agricultura. Em outras palavras, as terras consideradas inaptas para

lavoura são analisadas de acordo com os fatores básicos limitantes e classificadas segundo sua aptidão para usos menos intensos.

Os grupos 1, 2 e 3 identificam terras cujo tipo de utilização mais intensivo é a lavoura. O grupo 4 é constituído de terras em que o tipo de utilização é a pastagem plantada, enquanto que o grupo 5 engloba subgrupos que identificam terras nas quais os tipos mais intensivos são silvicultura e/ou pastagem natural. O grupo 6 refere-se a terras inaptas para quaisquer tipos de utilizações mencionadas, a não ser em casos especiais.

As classes expressam a aptidão agrícola das terras para um determinado tipo de utilização que são lavouras, pastagem plantada, silvicultura e pastagem natural. As classes de aptidão foram definidas como Boa, Regular, Restrita e Inapta.

6.2.5.2.3 - Classes de Aptidão Agrícola das Terras

Classe Boa

Terra sem limitações significativas para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, observando condições do manejo considerado. Há um mínimo de restrições que não reduz a produtividade ou benefícios expressivamente e não aumenta os insumos acima de um nível aceitável.

Classe Regular

Terras que apresentam limitações moderadas para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, observando as condições de manejo considerado. As limitações reduzem a produtividade ou os benefícios, elevando a necessidade de insumos, de forma a aumentar as vantagens globais a serem obtidas do uso. Ainda que atrativas, essas vantagens são sensivelmente inferiores àquelas auferidas das terras da classe boa.

Classe Restrita

Terras que apresentam limitações fortes para a produção sustentada de um determinado tipo de utilização, observando as condições do manejo considerado. Essas limitações reduzem a produtividade ou os benefícios, ou então aumentam os insumos necessários, de tal maneira, que os custos só seriam justificados marginalmente.

Classe Inapta

Terras apresentando condições que parecem excluir a produção sustentada do tipo de utilização em questão.

A classe de aptidão agrícola das terras, de acordo com os níveis de manejo, é obtida em função do grau limitativo mais forte, referente a qualquer um dos fatores que influenciam a sua utilização agrícola: deficiência de fertilidade, deficiência de água, excesso de água, susceptibilidade à erosão e impedimentos à mecanização.

As classes são representadas por letras A, B e C que expressam aptidão das terras para lavouras e P e N que se referem a pastagem plantada e pastagem natural. Essas letras podem ser maiúsculas, minúsculas ou minúsculas entre parênteses, conforme a classe de aptidão seja Boa, Regular ou Restrita. A classe Inapta não é representada por símbolos. Sua interpretação é feita pela ausência das letras no tipo de utilização.

O **Quadro 6.2-13** contém a avaliação da Aptidão Agrícola das Terras, bem como as principais limitações ao uso agrícola das unidades de mapeamento de solo.

Quadro 6.2-13 - Avaliação da Aptidão Agrícola das Terras

Unidade de Mapeamento	Relevo	Subgrupo de Aptidão	Aptidão Agrícola das Terras
PAd1	sond/ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inpta no nível A.
PAd2	ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inpta no nível A.
PAd3	ond/fond	3b(c)	Aptidão Regular para lavouras no nível de manejo B, Restrita no C, e inpta no nível A.
PAd4	ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inpta no nível A.
PAd5	sond/ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inpta no nível A.
PAd6	ond/fond +sond/ond + ond/fond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
PAd7	ond/fond + ond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
PAd8	ond/fond + fond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
PAd9	fond	4(p)	Aptidão Restrita para pastagem plantada.
PVd1	sond/ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inpta no nível A.
PVd2	ond	3(bc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo B e C, e Inapta no nível A.
CXbd1	ond/fond + fond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
CXbd2	fond + fond/mont	5s	Aptidão regular para silvicultura

Unidade de Mapeamento	Relevo	Subgrupo de Aptidão	Aptidão Agrícola das Terras
GXbd	pl	3(bc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo B e C, e Inapta no nível A.
GXbe1	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
GXbe2	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
GXbe3	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
GXve1	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
GXve2	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
GXve3	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
LAd1	pl	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd2	pl/sond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd3	pl + ond/sond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd4	pl/sond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd5	sond/pl + ond + sond/ond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd6	pl/sond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd7	pl/sond + sond/pl	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd8	sond/pl + ond + sond/ond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd9	sond/ond + ond/fond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd10	pl	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd11	ond + sond/ond	3(bc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo B e C, e Inapta no nível A.
LAd12	ond + sond/ond	3(bc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo B e C, e Inapta no nível A.
LAd13	pl/sond + sond/ond + pl/sond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LAd14	ond/pl + ond + pl/sond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LVA1	pl/sond	1BC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LVA2	sond/ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LVA3	ond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LVA4	ond + sond/pl	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
LVA5	pl/sond + pl	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.

Unidade de Mapeamento	Relevo	Subgrupo de Aptidão	Aptidão Agrícola das Terras
LVA6	sond/ond + pl/sond	2bc	Aptidão Regular para lavouras nos níveis de manejo B e C, e inapta no nível A.
RYve	pl	3(abc)	Aptidão Restrita para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
RLd1	pl/sond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
RLd2	sond/pl + pl	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
RLd3	ond/fond	6	Sem aptidão agrícola. Terras destinadas à preservação da flora e da fauna
RLd4	mont + ond	6	Sem aptidão agrícola. Terras destinadas à preservação da flora e da fauna
RLd5	fond/ond	5s	Aptidão regular para silvicultura
RQo1	sond/pl	6	Sem aptidão agrícola. Terras destinadas à preservação da flora e da fauna
RQo2	pl	6	Sem aptidão agrícola. Terras destinadas à preservação da flora e da fauna
RQo3	ond + sond/pl	6	Sem aptidão agrícola. Terras destinadas à preservação da flora e da fauna
NVef	sond/ond	1ABC	Aptidão Boa para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
FXd1	pl	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
FXd2	pl/sond + pl	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
FXd3	pl + ond + pl	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
FFcd1	pl/sond	4p	Aptidão Regular para pastagem plantada.
FFcd2	sond + ond	4(p)	Aptidão Restrita para pastagem plantada.

A Aptidão Agrícola das Terras dominante na área é a classe 2(ab)c, isto é, Regular para lavouras nos níveis de manejo A e B e Restrita no nível C, ocupando 27,1% da área de estudo, ou 195.163 ha. As terras com aptidão para lavouras, referentes aos grupos 2 e 3, juntas perfazem um total 383.869 ha, equivalente a 53,4% da área. Em seguida vem as terras enquadradas como classe 5(n), isto é, Restrita para pastagem natural, ocupando 145.106 ha (20,2%). As terras com aptidão 4(p), restrita para pastagem plantada, aparece em 4º lugar em termos de área, com 126.084ha. A classe 6, ou seja, sem aptidão para uso agrícola, ocupa 8,9% da área.

A seguir é apresentada a legenda das classes de Aptidão Agrícola das Terras, referentes à LT.

- **2abc** - Terras com aptidão **REGULAR** para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
- **2(ab)c** - Terras com aptidão **REGULAR** para lavouras no nível de manejo C e **RESTRITA** nos níveis A e B.
- **3(abc)** - Terras com aptidão **RESTRITA** para lavouras nos níveis de manejo A, B e C.
- **3(bc)** - Terras com aptidão **RESTRITA** para lavouras nos níveis de manejo B e C e **INAPTA** no nível A.

- **4(p)** - Terras com aptidão **RESTRITA** para pastagem plantada.
- **5(n)** - Terras com aptidão **RESTRITA** para pastagem natural e **INAPTA** para silvicultura.
- **6** - Terras sem aptidão para uso agrícola.

A representação e espacialização das Classes de Aptidão Agrícola estão representadas e espacializadas no Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2004-00 - Mapa de Aptidão Agrícola das Terras.

6.2.5.3 - Avaliação da Erodibilidade dos Solos

6.2.5.3.1 - Metodologia Específica

O termo erodibilidade refere-se à fragilidade das terras em relação às perdas de solo frente às atividades econômicas ou mesmo aos eventos naturais como chuvas concentradas, ventanias, dentre outros.

A erodibilidade dos solos foi avaliada a partir das informações contidas no estudo pedológico a ser realizado, considerando fatores como tipo de drenagem (superficial, sub-superficial ou subterrânea), profundidade efetiva, micro e macroestrutura do solo, gradientes texturais, presença de pedregosidade ou rochiosidade, declividade do terreno, caráter abrupto, presença de vegetação, nível e tipo de erosão sofrida e a interação Geologia-Geomorfologia-Clima como condicionante.

A avaliação da suscetibilidade à erosão levou em conta o componente principal da unidade de mapeamento de solos, respeitando suas limitações e considerando, secundariamente, os demais componentes na unidade.

A partir do mapa de solos confeccionado para a All da LT, os fatores de declive e de comprimento de rampa serão sintetizados nas formas de relevo que consideram as classes de relevo plano, suave ondulado, ondulado e forte ondulado/montanhoso.

Para o componente referente à erodibilidade, os solos foram categorizados em quatro classes mestras e suas respectivas classes intermediárias. As classes mestras são:

- **Fraca** - Nesta classe constam solos homogêneos, profundos, com horizonte B latossólico de textura argilosa, e livres de cascalhos ou concreções. Em geral apresentam baixos valores de erodibilidade. Esta classe tem os Latossolos argilosos como os solos representativos

- **Fraca a Moderada** - Nesta classe constam solos homogêneos, profundos, com horizonte B latossólico de textura média tendendo para arenosa, ou textura arenosa em todo o perfil. Em geral apresentam baixos valores de erodibilidade. Esta classe tem como principais representantes, Latossolos de textura média e Neossolos Quartzarênicos.
- **Moderada** - Nesta classe constam solos relativamente profundos, porém com algum tipo de impedimento físico à permeabilidade interna, tais como horizonte B textural, descontinuidade litológica, presença de concreções em quantidade elevada, ou gradiente textural elevado. Em geral apresentam intermediários valores de erodibilidade. Esta classe tem, como principais representantes, os Podzólicos Vermelho-Amarelos e Amarelos, Nitossolos Vermelhos e Solos Concrecionários.
- **Forte** - Nesta classe constam solos de pequena profundidade, associada a elevados teores de silte e ocorrência de outros elementos restritivos à drenagem. Em geral apresentam altos valores de erodibilidade. Esta classe tem como principais representantes, Cambissolos e Neossolos Litólicos.

Visando avaliar a interação dos fatores referentes às classes de relevo e às classes de solos (fator erodibilidade), envolvidos no processo de erosão, em suas diversas combinações, foi elaborada uma matriz, onde se contemplou as possíveis combinações de classes de erodibilidade dos solos e classes de relevo distintas, sendo que, para cada uma delas se procedeu o julgamento e se atribuiu graus de susceptibilidade, visando possibilitar a comparação qualitativa entre as mesmas.

As classes de erodibilidade adotadas foram: Ligeira (Li), Moderada (Mo), Forte (Fo) e Muito Forte (MF). Também foram utilizadas classes intermediárias, como por exemplo: Mo/Fo (Moderada/Forte).

6.2.5.3.2 - Critérios Básicos

Este item trata da maior ou menor resistência dos solos à ação dos agentes da erosão e pretende estabelecer a hierarquização dos diversos solos encontrados na Área de Influência do empreendimento no que se refere a esta característica.

Sabe-se que, em condições de igualdade dos vários fatores ambientais condicionantes da erosão, tais como relevo, características das chuvas, cobertura vegetal, e características de manejo e uso da terra, persistem diferenças significativas na quantidade de terra perdida por erosão, que

são atribuídas às diferenças intrínsecas dos diversos tipos de solos, e que tem a denominação de erodibilidade.

A dinâmica superficial e os processos do meio físico serão evidenciados por meio da compartimentação da paisagem das bacias do serão atravessados pela LT, identificando-se unidades geoambientais de acordo com os principais elementos delimitadores - *relevo, substrato rochoso e solos* - que refletem diretamente nas potencialidades e fragilidades e, em especial, nas formas erosivas e nas áreas deposicionais. Esse procedimento evidenciará, entre outros aspectos, as suscetibilidades aos processos erosivos e, conseqüentemente, o potencial para desencadear processos erosivos.

A questão da erosão deve ser avaliada sob pontos de vista distintos, no que diz respeito à sua forma de manifestação, em razão da diferença na natureza de seus fatores predisponentes, que determinam tipos de erosão diferenciados.

Em razão disto tem-se a erosão superficial, comumente conhecida como laminar e/ou em sulcos, que se desenvolve quase que exclusivamente na superfície dos terrenos, sendo basicamente determinada pelas características dos solos, pela topografia do terreno e pela natureza das chuvas. Tem-se também a erosão em profundidade, conhecida como voçorocamento e ravinamento, e que é condicionada tanto pelos fatores mencionados acima, quanto por outros, como características do subsolo (natureza do substrato geológico ou profundidade do mesmo) e dinâmica hídrica subsuperficial.

No caso da erosão superficial, as agressões dão-se quase que exclusivamente na superfície dos solos, e o desenvolvimento dos processos erosivos está condicionado por fatores como características dos solos (erodibilidade), agressividade das chuvas (erosividade), tipos de relevo (que determinam os tipos de escoamento), cobertura vegetal e tipos de uso e manejo do solo. Logo, a combinação destes fatores determina a maior ou menor predisposição de uma área à erosão superficial. A erosão em profundidade, por sua vez, é determinada pela combinação dos fatores: tipos de solos, características das chuvas, tipos de relevo e principalmente a natureza do substrato litológico.

A espacialização e representação das áreas com Susceptibilidade à Erosão das Terras são feitas no Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2005-00.

6.2.5.3.3 - Indutores Erosivos

a) Erosão Laminar

Para o componente referente à erosão laminar, serão adotados os conceitos estabelecidos por Rios (2000), a partir dos métodos de Wischmeier *et al.* (1971) e Lombardi Neto & Bertoni (1975), onde esse autor demonstrou a praticidade da elaboração de mapas qualitativos de potencial erosivo, através de dados contidos em mapas de solos e/ou de outros componentes ambientais. Os elementos considerados foram os tipos de relevo e a variação do fator erodibilidade.

A partir do mapa de solos da All da LT, os fatores de declive e de comprimento de rampa foram sintetizados nas formas de relevo que consideram as classes de relevo **plano, suave ondulado, ondulado e forte ondulado/Montanhoso**.

Para o componente referente à erodibilidade, os solos foram categorizados conforme proposta de Del'Arco *et al.* (1989), também em quatro classes:

- ▶ **Fraca** - Nesta classe constam solos homogêneos, profundos, com horizonte B latossólico de textura argilosa, e livres de cascalhos ou concreções. Em geral apresentam baixos valores de erodibilidade. Esta classe tem os Latossolos argilosos como os solos representativos.
- ▶ **Fraca a Moderada** - Nesta classe constam solos homogêneos, profundos, com horizonte B latossólico de textura média tendendo para arenosa, ou textura arenosa em todo o perfil. Em geral apresentam baixos valores de erodibilidade. Esta classe tem como principais representantes, Latossolos de textura média e Neossolos Quartzarênicos.
- ▶ **Moderada** - Nesta classe constam solos relativamente profundos, porém com algum tipo de impedimento físico à permeabilidade interna, tais como horizonte B textural, descontinuidade litológica, presença de concreções em quantidade elevada, ou gradiente textural elevado. Em geral apresentam intermediários valores de erodibilidade. Esta classe tem, como principais representantes, os Podzólicos Vermelho-Amarelos e Amarelos, Nitossolos Vermelhos e Solos Concrecionários.
- ▶ **Forte** - Nesta classe constam solos de pequena profundidade, associada a elevados teores de silte e ocorrência de outros elementos restritivos à drenagem. Em geral apresentam altos valores de erodibilidade. Esta classe tem como principais representantes, Cambissolos e Neossolos Litólicos.

Visando avaliar a interação dos fatores referentes às classes de relevo e às classes de solos (fator erodibilidade), envolvidos no processo de erosão, em suas diversas combinações, elaborou-se uma matriz, onde se contemplou as possíveis combinações de classes de erodibilidade dos solos e classes de relevo distintas, sendo que para cada uma delas se procedeu o julgamento e se atribuiu graus de susceptibilidade, visando possibilitar a comparação qualitativa entre as mesmas, conforme mostrado no **Quadro 6.2-14**.

Quadro 6.2-14 - Interação dos Fatores Erodibilidade dos Solos e Tipos de Relevo

Tipo de Relevo Fator de Erodibilidade	Tipo de Relevo			
	Plano	Suave Ondulado	Ondulado	Forte Ondulado/Escarpado
Fraca	Fraca	Fraca	Fraca Moderada	Moderada
Fraca/Moderada	Fraca	Fraca Moderada	Moderada	Forte
Moderada	Fraca Moderada	Moderada	Moderada	Forte
Forte	Moderada	Moderada	Forte	Forte

A partir das combinações obtidas nessa matriz, foram então estabelecidas as seguintes classes de susceptibilidade à erosão laminar das terras:

- ▶ **Fraca (Fr)** - Corresponde a áreas de solos caracterizados como de fraca erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo plano e suave ondulado, e/ou solos de fraca/moderada erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo plano.
- ▶ **Fraca/Moderada (Fr/Mo)** - Corresponde a áreas de solos caracterizados como de fraca/moderada erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo suave ondulado, e/ou solos de moderada erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo plano.
- ▶ **Moderada (Mo)** - Corresponde a áreas de solos caracterizados como de forte erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo plano, solos caracterizados como de moderada e forte erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo suave ondulado, e solos caracterizados como de moderada erodibilidade em condição de relevo ondulado
- ▶ **Forte (Fo)** - Corresponde a áreas de solos caracterizados como de forte erodibilidade, ocorrendo em áreas de relevo ondulado, e solos caracterizados como de moderada e forte erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo forte ondulado.

- ▶ **Muito Forte (MF)** - Corresponde a áreas de solos caracterizados como de muito forte erodibilidade, ocorrendo em áreas de relevo forte ondulado, e solos caracterizados como de forte erodibilidade, ocorrendo em condição de relevo forte ondulado e montanhoso.
- ▶ **Especial (E)** - Corresponde a áreas de planícies de inundação e ilhas de rios. São áreas submetidas a uma dinâmica hídrica especial, com alternância de períodos de cheia com períodos de seca, que sobrepujam em importância a vulnerabilidade natural, determinada pelas demais características.

A partir da matriz de interação dos fatores erodibilidade dos solos e tipos de relevo representada no **Quadro 6.2-14**, foi gerado o Mapa 2360-00-EIA-DE-2005-00 - Mapa de Susceptibilidade a Erosão, onde se encontram espacializadas as principais classes de suscetibilidade à erosão laminar das terras da All da LT.

As áreas com maior potencialidade para ocorrência desse tipo de erosão, de um modo geral, encontram-se distribuídas em forma de pequenas e médias manchas irregulares e descontínuas por toda All.

b) Erosão Concentrada

O processo de erosão concentrada apresenta em geral, duas fases distintas, uma primeira que seria o ravinamento, ou a formação de ravinas que se trata do aprofundamento de sulcos e canais por ação de águas concentradas (fluxo concentrado) de superfície, que não podem mais sere obliterados por operações normais de preparo do solo.

A formação de voçoroca é, muitas vezes, uma fase seguinte ao ravinamento, ou seja, é a evolução daquele processo. Geralmente, inicia-se pela ação das águas superficiais começando com o sulcamento e em seguida o ravinamento, que evolui e passa a sofrer também a ação das águas subterrâneas, originando então a voçoroca. Portanto, pode ser consequência da ação conjugada das águas superficiais e subterrâneas, ou apenas das subterrâneas.

Conforme Bigarella & Mazuchowski (1985), a voçoroca é nitidamente um fenômeno hídrico, envolvendo tanto a ação das águas superficiais como das subterrâneas. No início, a montante da cabeceira das voçorocas, a ação do fluxo turbulento da água transporta em suspensão grande quantidade de sedimentos, bem como exerce uma ação de arraste intensa no leito. Na cabeceira da voçoroca, constituída geralmente por material inconsolidado, ocorre uma ruptura de declive em forma de degrau, onde o fluxo de água concentrado aprofunda

rapidamente seu leito, fazendo com que as paredes sofram liquefação e se desfaçam em denso movimento de massa pelo degrau abaixo e este recua igualmente, tanto pela abrasão quanto pela liquefação do material constituinte.

Por tais razões é difícil determinar e monitorar a ação das águas subterrâneas e, por conseguinte, fazer a predição do fenômeno. Entretanto, a ação das águas superficiais e a constituição física dos ambientes são passíveis de previsão e cartografia. Desta forma, podem ser distintas e caracterizadas as áreas mais e menos propensas à incidência do fenômeno.

Segundo Castro Jr. (2002), em trabalho do IPT de São Paulo, ficou demonstrado que, exceto o fator água, o desenvolvimento de voçorocas e ravinas depende principalmente dos tipos de solos, do relevo e de maneira indireta do material rochoso subjacente. No concernente a solos, observou-se correlação com a textura (solos arenosos mais propensos tanto a voçorocas quanto a ravinas), com a estrutura (estrutura grande e prismática facilita o desenvolvimento de ravinas) e com a profundidade (solos rasos não apresentaram incidência desses fenômenos). Com relação ao relevo, os mais declivosos favorecem mais o desenvolvimento dos processos, por condicionarem mais a concentração das águas superficiais e, por fim, os materiais rochosos que originam solos arenosos e os materiais inconsolidados de natureza alúvio-coluvionar são os que favorecem mais tais incidências.

Neste trabalho, para efeito de avaliação da predisposição natural das terras à erosão concentrada, foram utilizadas também informações provenientes do mapa de solos (tipos de solos e relevo) e do substrato geológico.

Para propiciar a indicação de áreas de maior propensão à incidência deste tipo de erosão, os solos da área foram subdivididos em três categorias de predisposição, a saber:

- ▶ **Alta** - solos profundos, de constituição leve (textura arenosa ou com elevado percentual de areia). Congrega principalmente os solos caracterizados como Neossolos Quartzarênicos, e os Latossolos de textura média.
- ▶ **Média** - solos profundos, argilosos e muito argilosos. É representado principalmente por solos caracterizados como Latossolos de textura argilosa e Argissolos de textura média/argilosa.
- ▶ **Baixa** - os demais solos da área. Em geral solos rasos ou de mediana profundidade, e solos com horizonte B textural ou B câmbico.

Com base principalmente em características como coesão entre as partículas constituintes das rochas, as diversas unidades litoestratigráficas ocorrentes na All foram agrupadas também em três categorias de predisposição à erosão, conforme discriminado abaixo:

- ▶ **Alta** - Nesta categoria foram incluídas as unidades litoestratigráficas que têm predominantemente em sua litologia, arenitos friáveis, com grãos praticamente soltos e sem coesão entre seus elementos constituintes..
- ▶ **Média** - Nesta categoria foram incluídas as unidades litoestratigráficas que têm predominantemente, em sua litologia, rochas com médio grau de coesão entre os seus elementos constituintes.
- ▶ **Baixa** - Nesta categoria foram incluídas as unidades litoestratigráficas que têm predominantemente, em sua litologia, rochas com alto grau de coesão entre as suas partículas constituintes.

Assim como para a erosão laminar, elaborou-se também uma matriz, com as possibilidades de combinações das diversas classes de predisposição dos tipos de solos com a dos substratos geológicos, como ilustra o **Quadro 6.2-15**, a seguir.

Quadro 6.2-15 - Interação dos Fatores Solos e Substrato Geológico

Classes de Predisposição dos Solos			
Classes de Predisposição do Substrato Rochoso	Baixa	Média	Alta
Baixa	Fraca	Fraca	Moderada
Média	Fraca	Moderada	Forte
Alta	Moderada	Forte	Forte

Com base nessa matriz de interação dos fatores solos e substrato geológico, foram estabelecidas três classes de suscetibilidade para a erosão concentrada na All.

- ▶ **Fraca (Fr)** - Representada por áreas com ocorrência de solos de pequena ou mediana profundidade e/ou com presença de horizontes B do tipo textural, ou câmbico sobre litologias de difícil decomposição, ou seja, rochas com elevado grau de coesão de suas partículas constituintes.

- ▶ **Moderada (Mo)** - Representada por áreas com ocorrência de solos de mediana profundidade e profundos, com textura argilosa e com presença de horizontes B do tipo textural, ou latossólico sobre litologias de grau intermediário de coesão de suas partículas constituintes.
- ▶ **Forte (Fo)** - Representada por áreas com ocorrência de solos profundos, homogêneos, arenosos, sobre litologias de fácil decomposição, ou seja rochas, com baixo grau de coesão de suas partículas constituintes, como os arenitos e materiais alúvio-coluvionares.

As áreas onde predominam solos e litologias de natureza aluvial ou similares foram consideradas como **classe Especial (E)**, em face de tratar-se da predominância de fenômenos deposicionais (áreas assoreadas).

Também a partir da matriz de interação dos fatores solos e substrato geológico, representada no **Quadro 6.2-15**, foi gerado o Mapa 2360-00-EIA-DE-2005-00 onde se encontram espacializadas as principais classes de suscetibilidade à erosão concentrada das terras da All.

Além dos aspectos físicos referentes ao potencial quanto à erosão laminar e à erosão concentrada, ainda, merecem destaque na All, algumas áreas onde já se instalam processos erosivos emergentes, decorrentes da ação antrópica desordenada, tais como:

- ▶ atividades relacionadas ao uso para construção civil, em regiões com predominância de solos formados por associações de latossolos e argissolos, com muitas inclusões de areias Neossolos Quartzarêncios;
- ▶ áreas de expansão acelerada da fronteira agrícola, no domínio do Cerrado;
- ▶ áreas de desmatamentos.

c) Assoreamento

O processo de assoreamento numa bacia hidrográfica encontra-se intimamente relacionado aos processos erosivos, uma vez que esse processo é que fornece os materiais de origem ao assoreamento. Quando não há energia suficiente para transportar o material erodido, esse material é depositado (Guerra, 1995).

Os sistemas fluviais constituem um dos meios continentais mais importantes na formação de depósitos superficiais. A fisionomia que o rio exhibe ao longo do seu perfil longitudinal é

descrita como retilínea meândrica, constituindo o chamado padrão de canais. Nos canais retilíneos são observadas as formações de bancos ou de barras, que se alternam de um lado a outro do canal. As barras de meandro, as barras, de canais e as ilhas aluviais resultam dos processos de acreção lateral da carga do leito. A formação de barras de meandros consiste na acumulação de sedimentos relativamente grosseiros, no lado interno do canal meandrante, e entre estas barras são encontradas áreas mais baixas, poças ou braços rasos da corrente; já as barras laterais são encontradas em canais de baixa sinuosidade e definem um canal sinuoso, dentro do canal principal.

Os canais meandrantes são encontrados, com mais frequência, nas áreas úmidas cobertas por vegetação ciliar. Formas meandrantes representam um estado de estabilidade do canal, de acordo com um ajuste certo entre todas as variáveis hidrológicas: declividade, largura e profundidade do canal, velocidade dos fluxos, rugosidade do leito, carga sólida e vazão (Cunha, 1995).

Nos mapas de potencial de erosão laminar e a erosão concentrada, as áreas de acumulação aparecem como classe **Especial**, e no mapa geomorfológico, essas áreas são mapeadas como formas de acumulação.

Para a determinação dos referidos graus de suscetibilidade de cada uma das áreas delimitadas no mapa de solos (2360-00-EIA-DE-2003-00), são considerados como fatores determinantes na velocidade e atuação dos processos erosivos:

- ▶ Volume d'água que atinge o terreno e sua distribuição no tempo e espaço.
- ▶ Sazonalidade das precipitações pluviométricas.
- ▶ Chuvas intensas - a análise das chuvas intensas é extremamente importante, pois, são elas as causadoras dos maiores efeitos erosivos sobre as terras;
- ▶ Cobertura vegetal - o tipo de cobertura vegetal determina a maior ou menor proteção contra o impacto e a remoção das partículas de solo pela água;
- ▶ Características de solos - espessura do solum (compreende os horizontes A e B), transição entre horizontes (gradiente textural), tipo de argila, textura, estrutura, camadas orgânicas, camadas adensadas em subsuperfície, pedregosidade superficial e subsuperficial, presença de calhaus e matações, drenagem interna, permeabilidade, entre as mais importantes.

- ▶ Lençol freático - a profundidade do lençol freático nos solos é fator decisivo, por exemplo, para o desenvolvimento de voçorocas;
- ▶ Topografia - maiores declividades determinam maiores velocidades de escoamento das águas, aumentando sua capacidade erosiva. O comprimento da pendente é diretamente proporcional ao tempo de escoamento. Se os declives são acentuados, quanto maior a vertente, maior é a erosão;
- ▶ Uso e manejo do solo - a indução ou a redução da erosão depende do tipo de cultura e do manejo de solos adotado; a adoção de práticas conservacionistas, como cultivos em curvas de nível, terraceamento, plantio direto, culturas em contorno e outras recomendadas para cada região, reduz consideravelmente os efeitos dos processos erosivos.

Para a avaliação da erodibilidade dos solos foram considerados os graus de limitação quanto à suscetibilidade a erosão atribuída às unidades taxonômicas, para o nível de manejo A, de menor grau de interferência nos solos, da avaliação da aptidão agrícola das terras.

As classes de erodibilidade adotadas foram: Nula (N), Nula/Fraca (N/Fr), Fraca (Fr), Fr/Moderada (Fr/Mo), Moderada (Mo), Moderada/Forte (Mo/Fo), Forte (Fo) e Muito Forte (MF).

No **Quadro 6.2-16** estão relacionadas as unidades de mapeamento, classes de aptidão agrícola e de Suscetibilidade à erosão e área ocupada dentro da área de influência do empreendimento em hectares e porcentagem.

Quadro 6.2-16 - Aptidão Agrícola dos solos, suscetibilidade à erosão, área (hectares e %) da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná.

Unidade de Mapeamento	Suscetibilidade a Erosão	Aptidão Agrícola	Área (hectares)	%
PAd1	Mo	2bc	22676	3.29
PAd2	Mo	2bc	64106	9.31
PAd3	Mo/Fo	3b(c)	14207	2.06
PAd4	Mo	2bc	19355	2.81
PAd5	Mo	2bc	13504	1.96
PAd6	Fo	4p	20696	3.01
PAd7	Fo	4p	58762	8.54
PAd8	Fo	4p	6718	0.98
PAd9	Fo	4(p)	10823	1.57
PVd1	Mo	2bc	5500	0.80
PVd2	Mo/Fo	3(bc)	17488	2.54
CXbd1	Fo	4p	7948	1.15

Unidade de Mapeamento	Suscetibilidade a Erosão	Aptidão Agrícola	Área (hectares)	%
CXbd2	Fo/MF	5s	2277	0.33
GXbd	Nu/Fr	3(bc)	1528	0.22
GXbe1	Nu/Fr	3(abc)	12019	1.75
GXbe2	Nu/Fr	3(abc)	2059	0.30
GXbe3	Nu/Fr	3(abc)	9191	1.34
GXve1	Nu/Fr	3(abc)	4223	0.61
GXve2	Nu/Fr	3(abc)	4019	0.58
GXve3	Nu/Fr	3(abc)	1999	0.29
LAd1	Fr	1BC	4602	0.67
LAd2	Fr	1BC	10682	1.55
LAd3	Fr/Mo	1BC	5126	0.74
LAd4	Mo	1BC	817	0.12
LAd5	Mo	1BC	44562	6.47
LAd6	Fr	1BC	33774	4.91
LAd7	Fr	1BC	200	0.03
LAd8	Fr	1BC	30171	4.38
LAd9	Fr/Mo	2bc	23352	3.39
LAd10	Mo	2bc	30627	4.45
LAd11	Mo/Fo	3(bc)	9663	1.40
LAd12	Mo/Fo	3(bc)	15313	2.22
LAd13	Mo	2bc	1239	0.18
LAd14	Mo	2bc	278	0.04
LVAAd1	Fr	1BC	1902	0.28
LVAAd2	Fr/Mo	2bc	678	0.10
LVAAd3	Fr/Mo	2bc	7699	1.12
LVAAd4	Mo	2bc	4625	0.67
LVAAd5	Fr	2bc	1681	0.24
LVAAd6	Fr	2bc	23775	3.45
RYve	Nu/Fr	3(abc)	13725	1.99
RLd1	Mo	4p	21208	3.08
RLd2	Mo	4p	16833	2.45
RLd3	Fo	6	6186	0.90
RLd4	MF	6	3876	0.56
RLd5	Fo	5s	581	0.08
RQo1	Mo	6	331	0.05
RQo2	Mo	6	1706	0.25
RQo3	Mo	6	7591	1.10
NVef	Fr	1ABC	10529	1.53
FXd1	Mo	4p	19732	2.87
FXd2	Mo	4p	23653	3.44
FXd3	Mo	4p	12581	1.83
FFcd1	Mo	4p	22676	3.29
FFcd2	Mo	4(p)	64106	9.31

NOTAS:

Graus de suscetibilidade à erosão: N - Nulo; L - Ligeiro; M - Moderado; F - Forte; MF - Muito Forte/Intermediário; Traço contínuo sob o símbolo da unidade, indica haver na associação componente com Aptidão superior àquela indicada; e Traço interrompido sob o símbolo da unidade, indica haver na associação componente com Aptidão inferior àquela indicada.

A Área de Influência Indireta da LT pode ser observada como duas grandes unidades morfológicas: áreas que apresentam modelados de dissecação (formas denudacionais), que compreendem os solos das partes elevadas e áreas que ocorrem em modelados de acumulação (formas agradacionais), que compreendem os solos de baixada. Os principais fatores condicionantes que afetam essas áreas são: suscetibilidade à erosão, nas formas denudacionais, e restrições de drenagem, nas formas agradacionais.

No **Quadro 6.2-17** é apresentado um resumo de área e percentual de cada classe de erodibilidade encontrada na área. Observa-se que domina na área solos com suscetibilidade à erosão Fraca, ocupando . As Classes nula, nula/Fraca e Fraca, juntas também são encontradas. As classes com suscetibilidade à erosão mais altas, moderada/forte, forte e muito forte ocupam menor extensão, sendo apenas 24,7 % ao total.

Quadro 6.2-17 - Resultados do cálculo de área em hectares e percentual para as classes de Suscetibilidade à erosão dos solos da área.

Suscetibilidade à Erosão	Unidades de Mapeamento	Relevo	Área	
			hectares	%
Nula (Nu)	GXbd, GXbe1, GXbe2, GXbe3, GXve1, GXve2, GXve3, RYve	plano	36719.15	5.33
Nula/Fraca (Nu/Fr)	LAd1, LAd2, LAd6, LAd7, LAd8, LVAd1, LVAd5, LVAd6, NVef	suave ondulado/ondulado	94696.31	13.76
Fraca (Fr)	LVAd2, LVAd3, LAd3, LAd9	ondulado	30657.64	4.45
Fraca/Moderada (Fr/Mo)	LAd4, LAd5, LAd10, LVAd4, PAd1, PAd2, PAd4, PAd5, PVd1, RLd1, RLd2, RQo1, RQo2, RQo3, FXd1, FXd2, FXd3, FFcd1, FFcd2	suave ondulado + ondulado	318199.64	46.22
Moderada (Mo)	LAd11, LAd12, PAd3, PVd2	ondulado + suave ondulado/ondulado	56671.40	8.23
Moderada/Forte (Mo/Fo)	CXbd1, PAd6, PAd7, PAd8, PAd9, RLd3, RLd5	forte ondulado/ondulado	132342.08	19.22
Forte (Fo)	CXbd2	forte ondulado + forte ondulado/montanhos o	2277.49	0.33
Muito Forte (MF)	RLd4	montanhoso + forte ondulado	16833.46	2.45

6.2.5.4 - Recursos Hídricos

6.2.5.4.1 - Metodologia Específica

Para o diagnóstico de Recursos Hídricos da LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná foram caracterizadas e descritas as bacias hidrográficas e as sub-bacias que

compreendem a All do empreendimento, salientando aspectos relativos à localização geográfica, hidrografia, usos da água e parâmetros hidrológicos.

Para a caracterização do regime hidrológico foram utilizados os dados da rede de postos fluviométricos de interesse, destacando-se o comportamento sazonal das vazões observadas.

Também foi apresentada uma análise dos fenômenos de cheias e vazantes, e da influência/abrangência das marés, conjugando os regimes hidrológicos, os regimes pluviométricos das normais climatológicas e os fenômenos climáticos atuantes na região (La Niña e El Niño). Foram levantadas e analisadas, através dos dados obtidos, as áreas alagadas e sujeitas a inundação sazonal.

6.2.5.4.2 - Região Hidrográfica do Rio Amazonas

A região hidrográfica do Rio Amazonas cruza os municípios paraenses de Alenquer, Curuá, Almeirim, Faro, Jurutí, Monte Alegre, Óbidos, Oriximiná e Prainha. No trecho margeado por Óbidos o rio apresenta sua menor largura, 1500m, e a maior profundidade 100 m e a vazão aumenta para 7 km/h.

A representação e espacialização dos Recursos Hídricos e Ottobacias é apresentada no **Mapa nº 2360-00-EIA-DE-2006-00**.

A área a ser ocupada pelas LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná encontra-se na margem esquerda hidrológica do rio Amazonas, denominada Calha Norte. Os principais cursos de água da região a ser ocupada são os rios de quarta ordem (Sthraler, 1957) Nhamundá, o Jari, o Parú, o Trombetas, o Cuminapanema, o Maicuru e o Igarapó da Fortaleza.

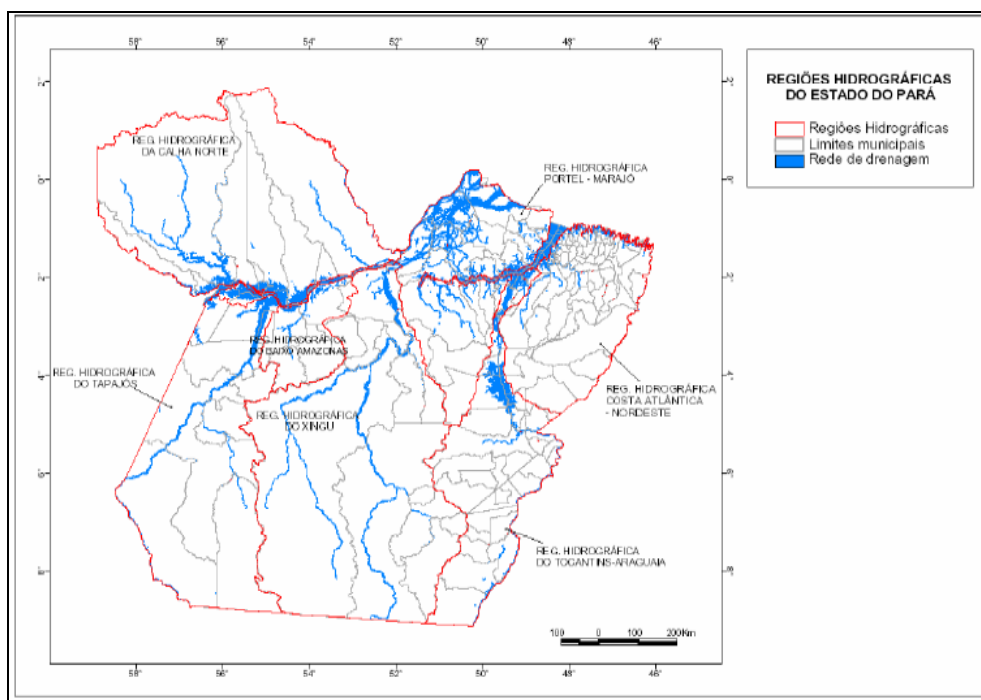


Figura 6.2-17 - Região Hidrográfica da Calha Norte II

O padrão da rede de drenagem da Bacia Amazônica foi influenciado pelos controles estruturais desde a origem da bacia (Caputo, 1984). Quatro arcos estruturais cruzam o vale do canal principal do rio Amazonas, em intervalos que variam de 600 a 1300 Km, marcando a influência tectônica sobre a geomorfologia do conjunto canal-planície de inundação nesta escala espacial. A influência tectônica pode ser verificada no encaixamento do rio nas passagens pelas zonas de deformação resultantes destas estruturas.

Assim, por exemplo, quando o rio atravessa o Arco de Purus verifica-se uma retificação e um estreitamento do vale para menos de 20 Km (a média é de 45Km), além de um forte decréscimo do seu gradiente de depósito de sedimentos e de uma taxa de migração do canal desprezível. Nos setores à jusante destas zonas o vale vai gradativamente ampliando novamente. Esses arcos podem explicar também a descontinuidade estratigráfica existente ao longo da calha do rio Amazonas. Dependendo da região geomorfológica atravessada pela rede hídrica pode apresentar-se bem encaixada e encachoeirada, com poucas áreas de espraiamento, sendo característico das áreas sob domínio das depressões da Amazônia Meridional. Nas áreas dos planaltos da bacia sedimentar do Amazonas, os rios tornam-se mais caldalosos e o espraiamento torna-se mais evidente.

Devido à carência das rodovias e abundância de rios navegáveis, o transporte hidroviário na Bacia Amazônica tem grande importância econômica e social sobre os mais diversos aspectos, desde a subsistência, com o transporte de pequenas cargas e passageiros, até maiores, isto é, de cabotagem ou de longo curso, onde são utilizadas grandes embarcações e portos classificados como marítimos, como a Vila do Conde e Manaus.

No tocante ao transporte de cargas, pode-se distinguir, primeiramente, o de pequenas cargas em grandes quantidades, que atende às necessidades das populações ribeirinhas, além daquele que é feito de forma unitizada em carretas e contêineres pelo sistema conhecido como ro-ro caboclo. No transporte de granéis líquidos, destaca-se o de derivados de petróleo, que igualmente supre a população ribeirinha e o abastecimento de usinas termelétricas.

A seguir, é apresentada uma Hierarquização Hidrográfica dos estados do Amapá e Pará.

Amapá

- Bacia Hidrográfica do Igarapé da Fortaleza

A Bacia hidrográfica do Igarapé da Fortaleza é basicamente formada por rios de primeira e segunda ordens e diversas ressacas.

Ressacas são áreas desenvolvidas em uma costa de baixa energia, com material pedológico que inclui areia, silte, argila e turfa, abaixo do nível do mar e do nível do rio Amazonas, sendo resultados da flutuação do mar e da ação das correntes marinhas durante os últimos 100 anos, colmatados pelos sedimentos aluviais do rio Amazonas. Abriga canais ou cursos d'água perenes.

Essas áreas no estado do Amapá são influenciadas pelo regime hídrico das marés e pela sazonalidade das chuvas, sendo ainda dominadas pela vegetação composta por Poaceae, Cyperaceae, Arecaceae, com ênfase aos buritizais e as florestas de várzea ao longo dos cursos d'água (SEMA, 2008).

É das ressacas que a população peri-urbana, tira seu alimento como a pesca e agricultura, ou até mesmo a caça. Além de serem corredores naturais de vento que amenizam o desconforto térmico e influenciam no micro clima da cidade, se constituindo em bacias naturais de acumulação hídrica, para onde se destinam as drenagens pluviais, além de servir no controle das inundações, (SEMA, 2008). Mais ainda, como são áreas abertas, as áreas úmidas minimizam o risco de erosão na linha de costa, diminuindo a vazão e conseqüentemente a força com que as águas atingem o litoral.

A área ocupada pela bacia situa-se entre as coordenadas geográficas 50°59'20"W, 51°14'25"W e 00°15'57"N, 00°03'37"N, compreendendo as zonas urbanas e entornos das cidades de Macapá e Santana, delimitando-as.

- **Bacia Hidrográfica do rio Cajari**

O rio Cajari no seu alto e médio cursos, apresenta solos com características de drenagem excessivamente incipiente, e a planície aluvial favorece o acúmulo de água e a formação de terraços alagados, chamados pelos moradores da região de várzeas. No baixo curso, o rio Cajari e os outros cursos d'água, se confundem com as áreas de depósito aluvionares do Canal do Norte, formando meandros, diques, furos, paranás e lagoas. As cheias e vazantes são controladas pelas marés.

Pará

- **Sub-Região Hidrográfica dos rios Paru e Jari**

É formada pelas bacias dos rios Itapecuru, Ipitinga, Careparu, Paru e Jari. Sendo as bacias principais as dos rios Paru e Jari. A bacia do Paru situa-se entre os paralelos 02°33'36"N a - 02°04'12"S de latitude e 52°07'48" a 55°45'36"W de longitude. Seus limites são: no norte com o Suriname e Amapá, no sul com o rio Amazonas, no leste com a bacia do rio Jari e a oeste, as bacias dos rios Maicurú, Cuminapanema e Tapajós. Sua área é de 54.562,208 km², que corresponde a 4,3% do estado. A bacia do rio Jari situa-se entre 02°39'02"N e -01°26'24"S de latitude e 51°47'24" e 55°07'48"W de longitude, com limites: no norte com o Suriname; no sul com o rio Amazonas; no leste com o Estado do Amapá e oeste com a bacia do rio Paru. Somente seus afluentes da margem direita estão dentro da AII da LT.

O rio Jari, em seus 845 km de extensão, possui uma bacia contribuinte de cerca de 57.961 km² tem com afluentes principais: os Igarapés Pinheiro, Ximim-Ximim, os rios Ipitinga, Carecuru, Noucuru, Mapaoni, Curapi, Culari, Cuc, Icouara, Mapari, Murucu e Iratapuru. A vazão média no rio Jari, na estação hidrometeorológica São Francisco (1972 a 2004), com 1.041 m³/s. Sua área somente no estado do Pará é de 21.553,037 km², que corresponde 1,7%.

Sendo o delimitador da fronteira dos Estados do Amapá e Pará, o rio apresenta grande importância regional, sendo um dos principais vetores de ocupação na região, especialmente no seu trecho navegável que compreende a porção inferior do rio, na altura da Cachoeira de Santo Antônio. A partir deste ponto, rio acima, a existência de diversas cachoeiras dificulta a

navegação e restringem a ocupação humana nesta parte da Amazônia. As principais cachoeiras que se formam ao longo do curso do rio Jari são: Cachoeira de Santo Antônio, Cumari, Inajá, Aurora, Maçaranduba, Guaribas, do Rebojo e do Desespero.

O rio Paru, geomorfologicamente, é dendrítico, com pequenos trechos em que se mostra anastomosado.

- Sub-Região Hidrográfica dos Rios Cuminapanema e Maecuru

É formada pelas bacias dos rios Maecuru, Curuá, Mamiá, Cuminapanema e Juaru. Sendo as bacias que caracterizam essa região, as bacias dos rios Cuminapanema e Maicurú. A bacia do rio Cuminapanema situa-se entre as latitudes de 01°12'00"N a -02°09'00"S e longitudes de 54°37'12" a 55°37'48"W; tendo como limites ao norte a bacia do rio Paru, ao sul o rio Amazonas, a leste a bacia do rio Maicurú e a oeste a bacia do rio Trombetas. Sua área no Estado é 27.278,007 km² correspondendo a 2,2%. O rio Maicuru situa-se aproximadamente entre 01°31'12"N a -02°31'48"S de latitude e 54°03'00" a 55°22'48"W de longitude.

Como limites ao norte e leste a bacia do rio Almeirim, ao sul o rio Amazonas e a oeste a bacia do rio Cuminapanema. Sua área é de 23.741,164 km² que corresponde a 1,9% do estado.

O rio Maecuru deságua no lago de Gurupatuba, no município de Alenquer, situado aproximadamente entre 01°31'12"N a -02°31'48"S de latitude e 54°03'00" a 55°22'48"W de longitude, no município de Monte Alegre. Compreende uma área de 23.741,164 km², e tem como limites: o Rio Almeirim, a Norte e Leste, o Rio Amazonas, ao Sul, e a Bacia do Cuminapanema, a Oeste.

O médio e alto cursos do Maicuru apresentam diversas cachoeiras e corredeiras. No seu baixo curso, não se encontram tantas cachoeiras. Este rio tem suas nascentes no extremo norte do município, uma região com altitudes entre 300 e 400 metros, e segue para o sul passando por regiões pouco profundas e com muitas cachoeiras, desaguando finalmente no lago Grande de Monte Alegre. No seu baixo curso há presença de diversos lagos. Antes de chegar ao Lago Grande, o rio apresenta uma bifurcação. Um dos ramos da bifurcação segue para sul, desaguando no Lago Grande, enquanto o outro segue para leste e vai desaguar no rio Amazonas, próximo ao limite de Monte Alegre com Almeirim.

- Sub-Região Hidrográfica dos Rios Nhamundá e Trombetas

É formada pelas bacias dos rios Nhamundá, Trombetas, Imabu ou Cachorro e Paru do Oeste. Sendo as bacias que caracterizam essa região, as bacias dos rios Nhamundá e Trombetas. Esta sub-região engloba os municípios de Óbidos, Oriximiná, Terra Santa, Faro e Terra Santa.

O Rio Nhamundá situa-se entre as latitudes de $-00^{\circ}03'00''$ à $-02^{\circ}13'12''$ e longitude entre $56^{\circ}15'36''$ à $58^{\circ}54'00''$. Esta ocupa uma área de $135.238,345 \text{ km}^2$ que corresponde a 10,8% do estado; e a bacia do rio Trombetas: que tem como limites ao norte as Guianas com latitude $02^{\circ}36'36''\text{N}$; ao sul o rio Amazonas com latitude $-02^{\circ}06'00''\text{S}$; a leste a bacia do rio Cuminá-Panema com longitude de $55^{\circ}11'24''\text{W}$; e a oeste a bacia do rio Nhamundá com longitude de $59^{\circ}02'24''\text{W}$. A bacia do rio Trombetas é interestadual (nacional) pertencendo também aos estados do Amazonas e Roraima. Sua área dentro do território Paraense é de $9.054,261 \text{ km}^2$ correspondente 0,7% do estado. Também conhecido por Jamundá ou Cumuri, é afluente da margem esquerda do Amazonas. Divide os Estados do Pará e do Amazonas. Nasce na Serra de Acaraí, descendo primeiro na direção N-S para depois mudar o rumo de NW-SE. No curso superior forma várias cachoeira, para depois entrar num vale longo e plano. Durante o trajeto passa por inúmeras ilhas, num trecho que atinge cerca de 200m de largura. No curso inferior suas margens ficam bastante elevadas. Abaixo as confluência com o Rio Paracutu, atinge uma largura considerável, formado um lago que ultrapassa 40km de comprimento e 4km de largura. O Nhamundá tem seu leito arenoso e águas claras. Seus principais afluente da margem esquerda é o Rio Paraná- Pitinga, onde há inúmeras cachoeiras.

O rio Trombetas que nasce ao norte do município tem como formadores são os rios Poana e Anamu, este, por sua vez, sendo formado pelos rios Curiau e Maná. O rio Poana tem como seu mais importante afluente, o Cafuini. O Trombetas percorre todo o município de Norte para o Sul e inflete-se para o Sudeste. Após passar pela sede do Município, deságua no rio Amazonas, já próximo a sede de Óbidos e em terras desse município.

Todo o município de Oriximiná é servido pela rede hidrográfica do Trombetas, que corre, em grande parte, em áreas cristalinas e apresenta uma densidade de drenagem considerável, formando, em todos eles, uma série de cachoeiras e corredeiras que ocorrem no contato cristalino/sedimentar. São afluentes do rio Trombetas: os rios Turuna, Inambu ou Cachorro e o extenso Mapuera, pela margem direita; pela margem esquerda: o rio Cuminá ou Paru do Oeste ou Erepecuru, que é o afluente mais importante, e que serve de limites natural Leste, entre os Municípios de Oriximiná e Óbidos. Tem sua cabeleira no Rio Curucuri, descendo da

Serra do Curucuri com o nome de Rio Cafu. Só passa a se chamar Trombetas a partir do encontro com o Rio Wanamu (que desce da Serra de Tumucumaque). Também é conhecido como Rio Uaiximana e Oriximiná. Com cerca de 750km de extensão é largo, profundo e navegável, por embarcações de até 500 toneladas, numa extensão de 230 km. Nesse trecho navegável suas margens apresentaram terrenos planos, onde se formam vários lagos. Sua foz fica em frente à cidade de Oriximiná, onde se junta ao Paraná de Sapucaá, cujo prolongamento é chamado de baixo Trombetas. Após o encontro com o Paraná Sapucaá, chega a atingir até 1.800 m de largura, tendo seu leito dividido por várias ilhas estreitas e compridas, como a Ilha da Jacitara. Depois estreita-se, não ultrapassando 400 m de largura, até atingir sua primeira cachoeira, a conhecida Cachoeira Porteira.

6.2.5.4.3 - Regime Hidrológico

O regime fluvial na Amazônia apresenta como regra comum uma interminável seqüência seca/enchente/cheia/vazante, com uma significativa amplitude entre seus picos máximos e mínimos determinada pela climatologia da abundante precipitação, típica na região.

Os rios das bacias que compõem a Amazônia Legal têm características similares aos demais rios brasileiros: possuem regime pluvial, ou seja, têm comportamento dos seus níveis associado à precipitação. A única exceção é o rio Amazonas, que possui regime misto (pluvial e nival), recebendo uma pequena contribuição proveniente do derretimento parcial das neves andinas. Isso faz com que apresentem grande amplitude de variação de cota entre a vazante e a enchente, oscilando entre 2 e 18 m (Guyot et al., 1999). Por conta disso, os rios amazônicos inundam sazonalmente extensas áreas junto às suas margens, dando origem às matas de igapó, como são conhecidas as extensões de floresta que ficam inundadas entre 5 e 7 meses por ano. As áreas de várzeas, extremamente férteis, chegam a constituir 7% da superfície (mais de 300 mil km²). Tal como os demais rios brasileiros, são exorréicos (deságuam no oceano Atlântico), perenes e distribuem-se entre rios de planície e de planalto.

Rios	Área (km ²)	P (mm)	E (mm)	Q (m ³ /s)	q (L/s/km ²)	Q95 (m ³ /s)
Trombetas	126.973	2.198	1.344	3.437	27.1	362
Paru	98.669	2.061	1.500	1.756	17.8	211
Jari	58.094	2.279	1.667	1.127	19.4	146

Fonte: Ana, 2009

No período das chuvas, o rio Amazonas chega a atingir em volume 16 metros acima de seu nível normal e inunda vastas extensões da planície, arrastando consigo terras e trechos da floresta. Sua largura média é de 12 quilômetros, atingindo freqüentemente mais de 60 quilômetros

durante a época de cheia. As áreas alagadas, influenciadas pela rede hídrica do Amazonas, formam uma extensa bacia de inundação. O nível das águas do seu grande rio sobe gradualmente de novembro a junho, quando começa a descer até fins de novembro. Nas regiões do médio e baixo Amazonas, as cheias ocorrem nos meses de junho e julho.

As planícies de inundação da margem esquerda do rio Amazonas atravessadas pela LT são bastante recortadas por cursos d'água que correm em baixa a média altitude, em terreno plano a pouco montanhoso, sobre material predominantemente aluvionar e sofrendo influência direta do alto índice pluviométrico local.

Tem sido observada uma queda no fluxo de vazão atual do Amazonas, observando-se uma tendência registrada desde 1999. Medidas realizadas em Óbidos mostraram uma diminuição sensível no fluxo líquido e na altura da água do rio desde essa data (Marengo, 2003). O volume máximo de água que flui pelo rio alimentado pelos afluentes que nasceram no Peru, pelo Rio Madeira, na Bolívia, e pelo Rio Negro, passou de 267 mil metros cúbicos por segundo em 1999 para 226 mil metros cúbicos por segundo em 2003 (Mourão, 2009). Como consequência, a profundidade de água máxima do Amazonas, de 70 metros no período de cheias em Óbidos, registrou uma baixa de 1,10 metros entre 1990/2004. Durante o período de seca o nível do rio vem baixando ainda cerca de 6 a 7 metros (Mourão, 2008).

6.2.5.4.4 - Inundações

Conforme já exposto, no período das chuvas, o rio Amazonas ultrapassa seu nível normal de volume caudal, inundando vastas extensões da planície, arrastando consigo terras e trechos da floresta. Os aluviões recentes, constituídos de areias, argilas e cascalhos, quase sempre inconsolidados se distribuem ao longo das calhas dos rios, igarapés e demais cursos d'água, formando os terraços aluvionares mais recentes. Esses aluviões constituem as planícies de inundação do rio Amazonas. Pertencem a ela as áreas submetidas diretamente ao controle do Rio Amazonas, que foram divididas em **alagadas** e **inundáveis**. A **planície fluvial alagada** corresponde aos trechos que mesmo no período de menor volume das águas do rio Amazonas estão submersos. As **planícies fluviais inundáveis** são as áreas alagadas apenas no período das enchentes (Silva et al., 1976).

O nível das águas sobe gradualmente de novembro a junho, quando começa a descer até fins de novembro. Durante o período de nível baixo da água, a região da planície de inundação é seca,

com apenas lagos permanentes remanescendo. Durante os períodos de cheias e de nível alto dos rios, todo o sistema sofre inundação (Tundisi et al., 2002).

Após a inunda o, a deposi o sedimentar e a migra o dos canais da planície ocupada desencadeiam o processo de colmata o dos lagos do tipo *oxbows*, produzindo uma topografia do tipo *scroll-bar*, que forma os limites de centenas de lagos estreitos e alongados (Mertes et. al, 1996). Os setores   jusante são caracterizados por canais de estabiliza o antiga, diques marginais e a planície de inunda o onde domina a deposi o fluvial (*overbank*). Esta deposi o encobre os *scroll-bar* formando uma planície de inunda o plana coberta por um mosaico de lagos grandes, rasos e mais homogêneos (Mertes et. al, 1996).

As planícies de inunda o da margem esquerda do rio Amazonas atravessadas pela LT são bastante recortadas por cursos d'água que correm em baixa a média altitude, em terreno plano a pouco montanhoso, sobre material predominantemente aluvionar e sofrendo influência direta do alto  ndice pluviométrico local. Para o estudo da dinâmica atual da planície Amazônica devem ser analisados a influência dos rios tributários e a intera o entre os diferentes setores da planície, como clima, mudanças no nível de base e da tectônica da  rea. As varia es locais no comportamento do rio Amazonas e, conseqüentemente da planície de inunda o, podem resultar do aporte dos principais afluentes.

Na região os cursos d'água diferem-se em rios, igarapés, paranás e furos. A sazonalidade dos rios segue sempre os ciclos e respectivos fluxos de inunda o condicionados pelo clima, determinando cursos perenes ou temporários.

As inunda es são resultado do aumento de pluviosidade e do fenômeno de maré e podem ser diferenciadas em sazonais ou excepcionais, sendo, respectivamente, as que ocupam as planícies de inunda o conforme período de cheia, e as que tomam, qualquer tipo de terreno e normalmente são fator resultante de interven o antrópica.

  estimado que a superfície ocupada pela planície de inunda o dos grandes rios da Amazônia central, possui uma área de aproximadamente 300.000 Km² (Junk e Weber, 1996; Melack, 1984), comportando um complexo sistema de lagos de distintos tipos, os quais formam um intrincado mosaico que possui um papel fundamental no comportamento morfo/hidráulico do sistema fluvial principal: o Rio Amazonas.

Os lagos ocupam cerca de 11% da calha do Rio Amazonas, que inclui 62.000 Km² de várzea (Sieppel et al., 1992). Estes ambientes são componentes importantes das áreas inundáveis e

essenciais para a sustentabilidade dos recursos pesqueiros da Amazônia, pois se comportam como um grande sistema físico aberto, recebendo e transferindo energia simultaneamente (França, 2005).

A principal dinâmica ecológica da planície de inundação é o pulso de inundação (Junk, 1989). O conceito de pulsos de inundação é baseado nas características hidrológicas do rio, sua bacia de drenagem e sua planície de inundação (Junk, 1997). As planícies de inundação são áreas que recebem periodicamente o aporte lateral das águas de rios, lagos, da precipitação direta ou de lençóis subterrâneos, sendo de particular interesse na região amazônica aquelas associadas a rios e lagos. Os lagos armazenam a água e o sedimento transportados pelo rio durante as cheias, possibilitando o equilíbrio do sistema como um todo, e atuando como berço para uma grande biodiversidade aquática.

Com a subida da água, os peixes invadem os campos e as florestas, alimentando-se dos organismos que ocupam esses ambientes. Muitas espécies de plantas se reproduzem nessa época, criando uma importante fonte de alimentos para os animais aquáticos. Com a vazante, muitos peixes deixam os lagos e campos e formam cardumes para migrar rio acima (Junk, 1997). As implicações decorrentes da regularidade do padrão de inundação, e da sua duração, são de importância ecológica sendo de sua responsabilidade as modificações anuais do ambiente, determinando fases terrestre e aquática distintas (Junk, 1997).

Devido a esta característica cambiante, as planícies de inundação ocupam uma posição intermediária entre sistema aberto, sistema de transporte, sistema fechado e sistema acumulativo (França, 2005). O período de acumulação de substâncias seguido de seu transporte pode ocorrer em pequenos períodos associado ao ritmo do pulso de inundação, por exemplo, no caso da produção de matéria orgânica na planície de inundação, ou no intervalo de centenas ou milhares de anos como no caso do transporte de sedimentos. Durante o período de vazante, os corpos d'água lânticos são sistemas lacustres e acumulativos. Conforme o nível de água sobe, estes ambientes tornam-se verdadeiros reservatórios, entretanto, durante o período de cheia podem se tornar canais de transporte de água (Junk, 1997).

Durante o período de nível baixo da água, a região da planície de inundação é seca, com apenas lagos permanentes remanescendo. Durante os períodos de enchentes e de nível alto dos rios, todo o sistema sofre inundação (Tundisi et al., 2002). Estas oscilações do nível d'água decorrente dos pulsos de inundação exerce influência na ecologia dos ecossistemas alagáveis específicos da região amazônica, pois implicam no acréscimo/redução da área ocupada por

“paranás”, “furos”, “igarapés”, vales fluviais com foz afogada ou “rias” fluviais, lagos com forma e gênese diferenciadas, diques aluviais e canais, áreas de inundação e constantemente alagadas como brejos e “igapós”, cursos fluviais anastomosados com numerosas ilhas, além de outros (Junk, 1989).

No perímetro urbano de Macapá-Santana, em função de aterros para ocupação humana, há amplificação do fenômeno. O mesmo também ocorre no canal do Jandiá, porém agravado pela presença das marés de sizígia e disposição e acúmulo de lixo urbano.

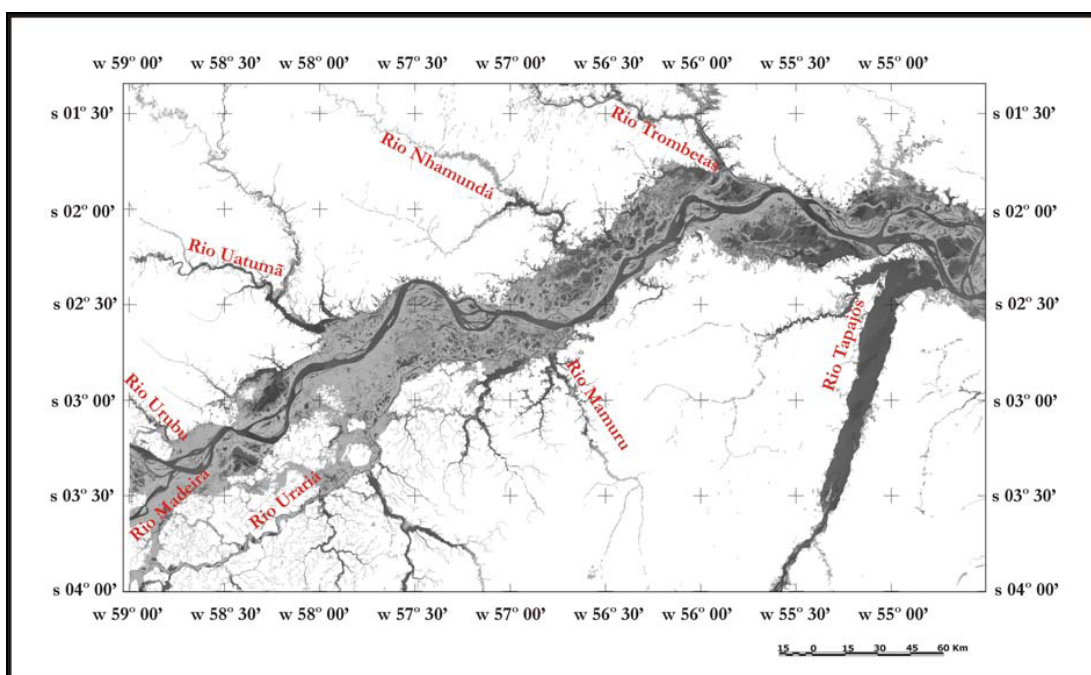


Figura 6.2-18 - Trecho de Planície de Inundação do Amazonas

6.2.5.4.5 - Principais Travessias

O regime fluvial da grande maioria dos cursos d’água atravessados pelo traçado caracteriza-se sob o regime tropical, apresentando cheias no período chuvoso e vazantes no período seco, conforme descrito no capítulo anterior.

O rio Amazonas apresenta vazão relativa, sem, contudo, apresentar maiores dificuldades de observação em régua.

É relevante destacar que os pequenos igapós atravessados pela LT, na área da bacia do Amazonas, são considerados intermitentes ou temporários e, durante uma parte do ano, estes exibem volume de água reduzido, podendo secar por completo.

No **Quadro 6.2-18**, são apresentadas as principais travessias que a LT 230 kV Jurupari - Laranjal - Macapá e LT 500 kV Jurupari - Oriximiná faz com os rios da All do empreendimento.

Quadro 6.2-18 - Principais Travessias da Lt sobre os cursos d'água da All

Eixo da LT	Localização na diretriz (km)	Curso d'água	Localização	
			LONG	LAT
Oriximiná - Jurupari	69	Rio Mamiá	-55,1613	-1,5534
Oriximiná - Jurupari	97	Rio Curuá	-54,9147	-1,5982
Oriximiná - Jurupari	161	Rio Maecuru	-54,3777	-1,6156
Oriximiná - Jurupari	247	Rio Juaru ou Rio Juari	-53,6298	-1,5822
Oriximiná - Jurupari	267	Igarapé Grande ou Igarapé Bóia Xininga	-53,5451	-1,613
Oriximiná - Jurupari	274	Rio Parauaquara ou Igarapé Cuminau	-53,3912	-1,627
Oriximiná - Jurupari		Rio Juraí	-53,0945	-1,6363
Oriximiná - Jurupari		Rio Urumu	-52,9416	-1,5865
Jurupari - Laranjal	10	Rio Paru	-52,6696	-1,507
Jurupari - Laranjal	40	Rio Esposendo	-52,5919	-1,3157
Jurupari - Laranjal	59	Rio Araiôlos ou Rio Tueré	-52,5614	-1,1626
Jurupari - Laranjal	91	Igarapé Caracaru ou Carucaru	-52,5267	-0,9248
Jurupari - Laranjal	100	Rio Jari	-52,5032	-0,8506
Laranjal - Jurupari	19	Rio São Luís	-52,3655	-0,6983
Laranjal - Jurupari	27	Rio São Luís	-52,3533	-0,626
Laranjal - Jurupari	47	Rio Cajari ou Igarapé Cachoeirinha	-52,1916	-0,5405
Laranjal - Jurupari	64	Braço Cajari	-52,0793	-0,4601
Laranjal - Jurupari	105	Igarapé do Lago	-51,7904	-0,2896
Laranjal - Jurupari	119	Rio Maraca-pucu	-51,7471	-0,1852
Laranjal - Jurupari	132	Igarapé Breu	-51,7232	-0,0682

Eixo da LT	Localização na diretriz (km)	Curso d'água	Localização	
			LONG	LAT
Laranjal - Jurupari	135	Igarapé Braço do Breu	-51,7079	-0,0399
Laranjal - Jurupari	138	Igarapé Puranga	-51,694	-0,018
Laranjal - Jurupari	140	Rio Preto	-51,6745	-0,007
Laranjal - Jurupari	154	Igarapé do Bispo ou Capitão	-51,6229	0,0887
Laranjal - Jurupari	163	Rio Camaipi ou Rio Camaipi do Vila Nova	-51,5751	0,1483
Laranjal - Jurupari	173	Igarapé Limão	-51,5051	0,1894
Laranjal - Jurupari	176	Igarapé Bracinho	-51,4841	0,2081
Laranjal - Jurupari	183	Igarapé do Lago	-51,4215	0,2321
Laranjal - Jurupari	192	Rio Maruanum	-51,3391	0,2405
Laranjal - Jurupari	121	Rio Matapi	-51,1649	0,2137
Laranjal - Jurupari	223	Igarapé do Bonito	-51,1296	0,1328

ANEXOS

ANEXO 1 - REGISTRO FOTOGRÁFICO