



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**



Iracilde Maria de Moura Fé Lima

**MORFODINÂMICA E MEIO AMBIENTE NA PORÇÃO
CENTRO-NORTE DO PIAUÍ, BRASIL**

Belo Horizonte – MG

Agosto, 2013

Iracilde Maria de Moura Fé Lima

**MORFODINÂMICA E MEIO AMBIENTE NA PORÇÃO
CENTRO-NORTE DO PIAUÍ, BRASIL**

**Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
do Instituto de Geociências da Universidade Federal
de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção
do título de doutor em Geografia.**

Área de Concentração: Análise Ambiental

**Orientadora: Prof^a. Dr^a. Cristina Helena Ribeiro
Rocha Augustin**

Belo Horizonte – MG

Agosto, 2013

L732m Lima, Iracilde Maria de Moura Fé.
2013 Morfodinâmica e meio ambiente na porção centro-norte do Piauí, Brasil [Manuscrito] / Iracilde Maria de Moura Fé Lima. – 2013.
309 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientadora: Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin.
Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 281-298.

Inclui apêndices.

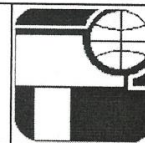
1. Meio ambiente – Piauí – Teses. 2 Geomorfologia – Piauí – Teses. 3. Parnaíba, Rio (PI e MA) – Teses. I. Augustin, Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.4(812.2)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



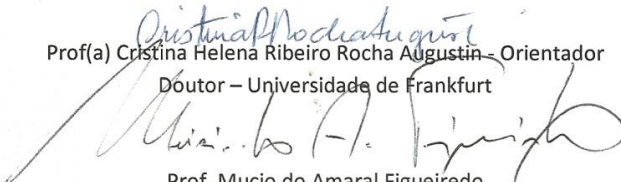
FOLHA DE APROVAÇÃO

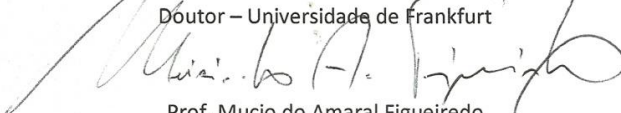
**MORFODINÂMICA E MEIO AMBIENTE NA PORÇÃO
CENTRO-NORTE DO PIAUÍ, BRASIL**


IRACILDE MARIA DE MOURA FÉ LIMA


Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

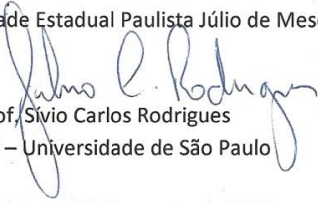
Aprovada em 16 de agosto de 2013, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a) Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin – Orientador
Doutor – Universidade de Frankfurt


Prof. Mucio do Amaral Figueiredo
Doutor – Universidade Federal de Minas Gerais


Prof. Roberto Célio Valadão
Doutor – Universidade Federal da Bahia


Prof. Antônio Carlos de Barros Corrêa
Doutor – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita F.


Prof. Sívio Carlos Rodrigues
Doutor – Universidade de São Paulo

Belo Horizonte, 16 de agosto de 2013.

Dedico

Ao meu marido Almir Bezerra Lima,

Aos meus filhos Leonardo, Marcelo e Flávio,

Aos meus netos Caio e Manuela,

Aos meus pais Lourenço e Maria Rosenda, *in memoriam*.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Piauí (UFPI) pelo apoio institucional.

À Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) pelo apoio institucional e pela acolhida fraterna, sobretudo por parte dos professores que acompanharam de perto o desenvolvimento do Doutorado.

À Profa. Dra. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin, pelo prazer de partilhar seu conhecimento e larga experiência no campo da Geomorfologia, pelo apoio, incentivo, presença amiga e orientação da Tese em todas as suas etapas.

Aos Professores Dr. Roberto Célio Valadão e Dra. Vilma Lúcia Macagnam de Carvalho, do Curso de Geografia/Instituto de Geociência da UFMG, pelos ensinamentos, incentivo e amizade.

Ao Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa pelas importantes contribuições a respeito da geomorfologia da região Nordeste do Brasil.

À Química e Profa. Rita de Cássia Pereira Santos Carvalho, da Universidade Estadual do Piauí, doutoranda em Geografia (DINTER UFPE/UESPI), pela colaboração na interpretação das análises da água.

A Profa. Dra. Bartira Araújo da Silva Viana, do Curso de Geografia da UFPI, pelas discussões e colaboração.

A Profa. Irlane Gonçalves de Abreu, doutoranda em Geografia (DINTER UFPE/UESPI), pelas discussões teóricas e presença amiga.

Ao Pedólogo Prof. José Carvalho Cordeiro e ao técnico Walterdes dos Santos Arraes do Laboratório de Análise de Solos (LASO) da UFPI pela preparação das argilas das amostras dos perfis de solos.

Aos Coordenadores e Técnicos dos Laboratórios de Geomorfologia e Solos do Instituto de Geociências da UFMG pela realização das análises das amostras de solos; e do Laboratório Interdisciplinar de Materiais Avançados do Centro de Ciências da Natureza da UFPI pela leitura da difratometria das argilas.

Ao Prof. Dr. Gustavo Valladares, do Curso de Geografia da UFPI e ao Prof. Rafael Cipriano, doutorando em Agronomia, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz (ESALQ), pela colaboração na identificação das argilas nas análises difratométricas de Raios-X da fração argila.

À AGESPISA – Águas e Esgotos do Piauí S/A, pela colaboração através da realização das análises de água dos rios da área de estudo nos seus Laboratórios da Estação de Tratamento de Água (ETA) e da Estação de Tratamento de Esgotos (ETE), sob a responsabilidade das Químicas Rejane Miranda e Silva Franco, Maria Stella Teixeira Reis e Maria Helena de Melo Lima.

À Química Maria Geci de Oliveira Cronemberger pela colaboração relativa à parte das análises das águas dos rios estudados nesta pesquisa.

À CPRM, através do geólogo Dr. Francisco das Chagas Lages Correia Filho, atual Chefe da Residência de Teresina, pela atenção e disponibilidade em compartilhar seus conhecimentos sobre a base geológica do Piauí; da bibliotecária Mônica Cordulina da Silva, pelo seu gentil apoio na busca de dados no acervo documental dessa Instituição; e dos técnicos em Geociências: Cláudio Damasceno de Souza e Jonilda Rodrigues da Cunha pela disponibilização de dados hidrológicos da área pesquisada.

Aos técnicos da SEMAR, Sérgio Landim e Sônia Feitosa pela disponibilização de dados hidrológicos e climatológicos da área pesquisada.

Ao Geógrafo Leônidas Pereira da Silva e ao Tecnólogo em Geoprocessamento Benvenuto José Santiago Neto pelo apoio relativo ao geoprocessamento dos mapas e gráficos, ao longo da pesquisa.

Aos estudantes de Geografia Aline Soares de Lima, Leilson Alves dos Santos e Taís Mayara Sousa, bolsistas do Programa de Iniciação Científica Voluntária da Universidade Federal do Piauí (ICV/UFPI), pela colaboração em trabalhos de campo e de laboratório.

Ao Prof. Dr. Mário Sérgio Lima de Lavor, sobrinho e afilhado, pelo carinho, amizade e apoio logístico em Belo Horizonte.

E, finalmente, agradeço a todos que de forma direta ou indireta contribuíram para o êxito deste trabalho.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização do estado do Piauí nas Províncias Geológicas e elementos estruturais que afetaram a sua evolução e morfologia.	31
Figura 2	Coluna lito-estratigráfica da Província Parnaíba.	34
Figura 3	Mapa da área de afloramento de formações geológicas e depósitos sedimentares cenozoicos na Província Parnaíba e a posição do estado do Piauí nessa estrutura geológica.	38
Figura 4	Mapa de representação dos “Dois Brasis” morfotectônicos.	43
Figura 5	Mapas de localização das Províncias Geoestruturais do Brasil (A) e dos Compartimentos de Relevo de 1ª. ordem de grandeza (B).	44
Figura 6	Classificação dos padrões de canais fluviais.	65
Figura 7	Classificação dos segmentos de canais fluviais e dos sedimentos presentes no seu interior, conforme Kellerhals, Church e Bray (1976).	66
Figura 8	Perfil topográfico hipotético das dimensões para a obtenção de parâmetros morfométricos por perfis topográficos.	78
Figura 9	Perfil topográfico esperado, quanto à complexidade de obtenção dos parâmetros morfométricos via perfis, em função da variabilidade espacial dos valores de GE e DI.	79
Figura 10	Perfil indicando variações locais nos valores de declividade em diferentes unidades morfológicas.	80
Figura 11	Mapa de localização da área de estudo.	83
Figura 12	Esboço da estratigrafia regional dos grupos e formações geológicas, no trecho entre o vale do rio Parnaíba (oeste), e o limite com a depressão no embasamento cristalino (a leste) na Cuesta da Ibiapaba.	85
Figura 13	Coluna estratigráfica da Província Estrutural Parnaíba, com indicação da litologia predominante nas formações geológicas e os hiatos de sedimentação.	86
Figura 14	Cenários climáticos do Piauí, com base na classificação de Thornthwaite (1948).	89
Figura 15	Cenários climáticos do Piauí, com base na classificação de Thornthwaite (1955)	90
Figura 16	Gráfico da distribuição da vazão mensal média dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.	
Figura 17	Gráfico da distribuição da vazão mensal dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.	95
Figura 18	Gráfico da distribuição da vazão mensal mínima dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.	95

Figura 19	Imagem SRTM da área da bacia do rio Poti, destacando o boqueirão formado pelo rio e o eixo norte-sul da borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba (<i>cuesta</i> da Ibiapaba).	97
Figura 20	Mapa da bacia hidrográfica do rio Berlingas.	101
Figura 21	Mapa da bacia hidrográfica do Riacho Mulato.	103
Figura 22	Mapa de Compartimentos Regionais de Relevô do Piauí.	106
Figura 23	Mapa de localização dos municípios da área de estudo.	109
Figura 24	Mapa dos Territórios de Desenvolvimento da Bacia Hidrográfica do Parnaíba.	114
Figura 25	Imagem SRTM da área de estudo, com a localização do divisor topográfico Parnaíba/Poti e os conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti.	142
Figura 26	Perfil topográfico-geológico (A-A') entre a calha do rio Parnaíba e a do rio Berlingas/Poti, passando pela porção central mais elevada da área de estudo: <i>graben</i> de Agricolândia.	143
Figura 27	Mapa da Base Geológica e Sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti na área de estudo	146
Figura 28	Mapa de Compartimentação Topográfica Local e Sub-bacias Hidrográficas dos rios Parnaíba e Poti na área de estudo.	149
Figura 29	Mapa de Classes de Declividades do Relevô.	150
Figura 30	Perfil topográfico-geológico (B-B') identificando a morfologia, altitudes e constituição litológica da porção do extremo sul da área de estudo, entre o rio Parnaíba e o riacho Mulato.	152
Figura 31	Mapa da base Geológica, destacando formações superficiais e afloramentos de rochas básicas intrusivas.	153
Figura 32	Mapa de identificação dos rios de primeira ordem dos conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti.	155
Figura 33	Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba (exceto a do riacho Mulato).	156
Figura 34	Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Poti.	157
Figura 35	Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Berlingas.	158
Figura 36	Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do riacho Mulato.	159

Figura 37	Fotografia do rio Parnaíba e das serras Santo Antonio e Muquila, no município de Amarante-PI, formando o divisor topográfico entre pequenas bacias difusas e a bacia hidrográfica do Riacho Riachão, afluentes do rio Parnaíba.	162
Figura 38	Fotografias de vestígios da atuação tectônica mesozoica na faixa do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW), localizados no vale do riacho Mulato, afluente do rio Parnaíba.	163
Figura 39	Fotografias de vestígios da atuação tectônica mesozoica na faixa do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW), localizados no vale do rio Berlingas, afluente do rio Poti, ao lado da rodovia PI-225.	164
Figura 40	Fotografia do riacho Melancia encaixado na linha de falha do <i>Horst</i> de Monsenhor Gil, próximo ao povoado de Varjota.	165
Figura 41	Perfil topográfico-geológico (D-D') identificando a ocorrência de estruturas do <i>Horst</i> de Monsenhor Gil e de um <i>Graben</i> , a oeste, no trecho do divisor topográfico Parnaíba/Poti, ao norte da Serra de Grajaú.	166
Figura 42	Fotografias do arqueamento de rochas areníticas com sequências de seixos rolados, de quartzo, indicando a atuação de tectonismo ou subsidência local. Formação Pedra de Fogo, áreas do divisor topográfico Parnaíba/Poti, município de Teresina, Piauí.	167
Figura 43	Fotografias do arqueamento de camada de rochas da Formação Pedra de Fogo. Área do divisor topográfico Parnaíba/Poti, na Av. Duque de Caxias, Zona Norte, cidade de Teresina, Piauí.	168
Figura 44	MDE 14, com evidências de captura de um afluente do riacho Mulato pelo rio São Francisco, no seu baixo curso, e sua localização na área de estudo.	169
Figura 45	Conjunto de gráficos da distribuição da precipitação média anual (mm), da evapotranspiração (mm) e da temperatura (°C) dos municípios localizados no conjunto das sub-bacias do Rio Parnaíba, entre 1961 e 1990.	172
Figura 46	Conjunto de gráficos da distribuição da Média Anual da Precipitação (mm), Evapotranspiração (mm) e Temperatura (°C) dos municípios localizados no conjunto das sub-bacias do rio Poti, entre 1961 e 1990.	173
Figura 47	Mapa da distribuição espacial da precipitação mensal na área de estudo.	174
Figura 48	Mapa de Associações de Solos e sub-bacias hidrográficas da área estudo.	176
Figura 49	Mapa de Unidades Fitoecológicas e sub-bacias hidrográficas da área estudo.	
Figura 50	Fotografias de aspectos dos solos, relevo e cobertura vegetal da área de estudo.	179
Figura 51	Gráfico da participação relativa da área de cada conjunto de sub-bacias na área de estudo.	180

Figura 52	Mapa do Potencial Hídrico Subterrâneo na área de estudo.	187
Figura 53	Fotografias de leitos rochosos e fraturados de subafluentes dos rios Poti e Parnaíba.	188
Figura 54	Conjunto de perfis longitudinais dos afluentes da margem direita do médio curso do Rio Parnaíba.	191
Figura 55	Perfis longitudinais dos afluentes e subafluente do rio Poti.	193
Figura 56	Painel de fotografias dos leitos dos rios e riachos afluentes do rio Poti.	194
Figura 57	Perfil longitudinal do rio Poti.	196
Figura 58	Perfil longitudinal do rio Poti no trecho da área de estudo.	198
Figura 59	Fotografia do leito do rio Poti encaixado nos arenitos da formação Piauí. Município de Demerval Lobão, a montante da travessia do rio.	199
Figura 60	Imagem de satélite do leito do rio Poti “cortando” extenso afloramento rochoso, com carga de fundo arenosa, à jusante da travessia do rio por pontão, no município de Demerval Lobão.	199
Figura 61	Gráfico da vazão anual do rio Poti, na estação fluviométrica de Prata do Piauí, a montante da área de estudo, de 2000 a 2011.	200
Figura 62	Gráfico da vazão anual do rio Poti, na estação fluviométrica Fazenda Cantinho II, no trecho final da área de estudo, de 2000 a 2006, 2008 e início de 2012.	200
Figura 63	Imagem de satélite da foz do rio Berlingas no rio Poti	202
Figura 64	Imagem de satélite do rio Poti destacando-se depósitos arenosos laterais na sua margem direita e pequeno lóculo de sedimentos na foz do rio Marimbas, na sua margem esquerda	202
Figura 65	Imagem de satélite do leito do rio Poti em um trecho de padrão anastomosado, entre a foz do riacho Natal e o Pontão de travessia do rio em Demerval Lobão.	
Figura 66	Fotografia de morador (à direita) mostrando os níveis da água do rio Poti durante grandes cheias e, em segundo plano, observa-se a presença de grande voçoroca.	203
Figura 67	Perfil longitudinal do rio Parnaíba.	205
Figura 68	Fotografias das principais nascentes do rio Parnaíba.	206
Figura 69	Perfil longitudinal do rio Parnaíba no trecho da área estudada.	207
Figura 70	Fotografias de blocos residuais nas duas margens do rio Parnaíba resultantes do forte entalhamento do rio nas rochas da Formação Pedra de Fogo, cujo leito atinge a Formação Piauí.	208

Figura 71	Imagem de satélite de seção da planície aluvial do Parnaíba, vestígios da migração lateral do canal do rio e a foz do riacho dos Negros.	208
Figura 72	Imagem de satélite de seções das planícies aluviais do rio Parnaíba, com vestígios da migração lateral do canal do rio.	209
Figura 73	Fotografia de uma seção do terraço aluvial do rio Parnaíba, onde se encaixa o riacho Riachão.	209
Figura 74	Fotografia da foz do rio Poti no rio Parnaíba, caracterizando os contrastes decorrentes das diferentes dinâmicas desses dois rios.	210
Figura 75	Gráfico da vazão anual do rio Parnaíba, na estação fluviométrica de Barão de Grajaú, a montante da área de estudo, de 2000 a 2012.	211
Figura 76	Gráfico da vazão anual do rio Parnaíba, na estação fluviométrica Coelho Neto, após o trecho final da área de estudo, de 2000 a 2008 e início de 2012.	211
Figura 77	Fotografias da extração de argilas, seixos e massarás na área sul de Teresina.	215
Figura 78	Perfil topográfico-geológico C-C' cortando transversalmente a porção norte da área de estudo, entre os rios Parnaíba e Poti.	216
Figura 79	Mapa do Índice de Concentração de Rugosidade do Relevo da área de estudo.	218
Figura 80	Mapa de Unidades e Subunidades do Relevo da área de estudo	221
Figura 81	Imagem MDE 09 de uma seção da Serra do Grajaú, Subunidade do relevo Topos Tabulares Limitados por Escarpas da Superfície Elevada de Relevo Residual, no município de Agricolândia.	225
Figura 82	Fotografias da Serra do Grajaú, município de Agricolândia.	
Figura 83	Imagem MDE 22 de uma seção da subunidade do relevo Topos Laterizados Isolados, na área de cabeceiras do riacho Fundo 1, afluente do rio Parnaíba.	230
Figura 84	Fotografias de seções da Subunidade de Relevo Topos Laterizados Isolados.	231
Figura 85	Imagem MDE 13 de uma seção próxima à cidade Água Branca, na subunidade do Relevo Domínio do rio São Francisco/Berlengas, onde se destaca a calha do maior afluente do riacho São Francisco: o riacho São Pedro.	235
Figura 86	Imagem MDE 06 da Unidade de Relevo Superfície Retrabalhada do Relevo Residual, na área da sub-bacia do riacho Barroão, afluente do rio Poti.	238
Figura 87	Fotografias da morfologia do relevo, município de Monsenhor Gil, na Unidade do Relevo: Superfície Retrabalhada do Relevo Residual.	239

Figura 88	Fotografia de um corte do relevo ao lado da BR-316, no baixo Marimbas, município de Demerval Lobão.	239
Figura 89	Forma de relevo circular esculpida em silexitos da formação Pedra de Fogo, apresentando bordas escarpadas e interior dissecado.	240
Figura 90	Fotografias de uma área de mineração de diabásio, município de Angical, Piauí.	241
Figura 91	Imagem MDE 11 de uma seção da subunidade de relevo: Vales Dissecados, na área do conjunto de sub-bacias difusas do Poti, entre as sub-bacias do Berlengas e do Melancia.	243
Figura 92	Imagem MDE 01 de uma seção dos terraços e planícies aluviais no entorno da foz do rio Poti no rio Parnaíba.	245
Figura 93	Fotografias de seções do terraço do rio Poti, por trás da EMBRAPA, bairro Mocambinho, cidade de Teresina.	245
Figura 94	Fotografia das avenidas Raul Lopes e Marechal Castelo Branco construídas nos terraços fluviais das duas margens do rio Poti, na cidade de Teresina.	246
Figura 95	Fotografia da Av. Maranhão (Teresina) durante a cheia excepcional do rio Parnaíba no ano de 1985.	247
Figura 96	Fotografias de avenidas construídas no terraço da margem direita do rio Poti, em Teresina, durante a cheia excepcional do rio Poti no ano de 2009.	247
Figura 97	Imagem mostrando a utilização da terra com a atividade de piscicultura em planície e terraço, da margem direita do rio Parnaíba, município Nazária, Piauí.	248
Figura 98	Mapa de localização das amostras de argila de solos submetidas à difratometria de raio – X.	249
Figura 99	Gráfico dos totais mensais acumulados de chuvas na estação automática de Teresina, de 01 de janeiro a 13 de julho de 2012.	257
Figura 100	Gráfico dos totais mensais acumulados de chuvas na estação automática de São Pedro do Piauí, de 01 de janeiro a 13 de julho de 2012.	258
Figura 101	Gráfico dos valores de pH em amostras de água superficial do rio Parnaíba e afluentes e do rio Poti e seus afluentes, jan. e abr./2012.	261
Figura 102	Gráficos dos valores de condutividade elétrica nas amostras de águas dos rios Parnaíba e afluentes e do Poti e seus afluentes, em janeiro e abril de 2012.	262
Figura 103	Gráficos das medidas de temperatura da água dos rios Parnaíba e afluentes e do Poti e afluentes, em janeiro e abril de 2012.	263
Figura 104	Gráficos dos valores de turbidez nas amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes e do Poti e seus afluentes, em janeiro e abril de 2012.	265

Figura 105	Gráficos dos valores de demanda bioquímica de oxigênio (DBO) das águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	265
Figura 106	Gráficos dos valores de demanda química de oxigênio (DQO) de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	266
Figura 107	Gráficos da concentração de sólidos totais dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	267
Figura 108	Gráfico da concentração de alumínio dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	269
Figura 109	Gráficos da concentração de ferro dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	270
Figura 110	Gráficos da concentração de manganês total nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	271
Figura 111	Gráficos da concentração de sódio dissolvido nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	272
Figura 112	Gráficos da concentração de potássio dissolvido nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	273
Figura 113	Gráfico da concentração de sílica solúvel em amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	274

LISTA DE TABELAS

TABELAS

1	Origem e valores da vazão da bacia hidrográfica do rio Parnaíba	92
2	Distribuição da média anual dos deflúvios do rio Parnaíba, segundo o tipo de escoamento superior e de base.	93
3	Vazão média anual dos rios Parnaíba e Poti, a montante e a jusante da área de estudo, de 1974 a 2005.	94
4	Composição físico-química da água do rio Parnaíba em duas estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA).	96
5	Composição físico-química da água do Rio Poti em duas estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA).	98
6	Valores médios dos parâmetros físico-químicos e biológicos da água do rio Poti, em Teresina, de abr. 2009 a abr. 2010	100
7	Municípios que se encontram na área de estudo, área e população residente em 2010, por bacia hidrográfica.	110
8	Principais culturas, por município na área de estudo.	111
9	Principais rebanhos e sua distribuição por município incluído na área de estudo.	112
10	Identificação de classes de declividades do relevo.	120
11	Valores de parâmetros físico-químicos de águas dos rios maranhenses: Pindaré, Mearim e Itapecuru, analisados em amostras coletadas entre 1996 e 1998	131
12	Valores limites dos parâmetros físicos, químicos e bacteriológicos estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/2005 para águas doces.	139
13	Valores limites dos parâmetros físicos e químicos não definidos pelo CONAMA.	140
14	Distribuição da área das classes de declividades nos conjuntos de sub-bacias hidrográficas do Parnaíba e do Poti, por compartimento topográfico local.	148
15	Características dos rios afluentes e de suas bacias da margem direita do Médio Parnaíba, na área de estudo	182
16	Características dos rios afluentes e de suas bacias da margem esquerda do Baixo Poti, na área de estudo.	184

17	Características do rio São Francisco/Berlengas e de sua bacia hidrográfica.	185
18	Área e participação percentual das Unidades e Subunidades de Relevo da área de estudo, por conjunto de sub-bacias hidrográficas.	223
19	Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo I.	252
20	Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo II.	253
21	Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo III.	254
22	Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo IV.	255
23	Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo V.	256
24	Resultados das análises físico-químicas e microbiológicas nas amostras de água do rio Parnaíba e afluentes, em janeiro e abril do ano de 2012.	259
25	Resultados das análises físico-químicas e microbiológicas nas amostras de água dos afluentes do rio Poti: janeiro e abril de 2012.	260
26	Quantidades de coliformes totais e fecais em amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.	268

LISTA DE QUADROS

QUADROS

1	Síntese da Evolução Geomorfológica Nordestina	48
2	Identificação dos pontos de amostragem de águas do rio Parnaíba e seus afluentes, na área de estudo.	129
3	Identificação dos pontos de amostragem de águas do rio Poti e seus afluentes, na área de estudo.	130
4	Concentrações médias dos principais elementos dissolvidos em grandes rios mundiais e da América do Sul.	132
5	Solos presentes nas Associações de Solos que ocorrem na área de estudo	

RESUMO

Os estudos geomorfológicos sobre o espaço piauiense se encontram em estágio inicial de desenvolvimento. Buscando contribuir para ampliar o conhecimento da dinâmica do relevo e de suas paisagens ambientais, foi escolhida como objeto de estudo a área formada pelo interflúvio do médio Parnaíba/baixo Poti. Com 6.380 Km², corresponde a um compartimento topográfico/geológico/hidrográfico que se destaca na bacia hidrográfica do Parnaíba como um espaço que se individualizou do seu entorno por apresentar dinâmica ambiental própria. Tal dinâmica se reflete na configuração espacial de uma grande “ilha” que, contornada por rios regionais: o Parnaíba, o Poti e seus afluentes, o Mulato e o Berlingas, tem na sua porção central o divisor topográfico comum para a drenagem local. Partindo da leitura dos mapas geológico, topográfico, hidrográfico e das imagens SRTM e LANDSAT, buscou-se indícios da existência de controle geológico sobre as formas dominantes de relevo local à semelhança do que ocorre no modelado regional. Dessa observação resultou a hipótese de que teria ocorrido um reafeiçoamento do relevo a partir do encaixamento do rio Parnaíba e da atuação dos processos morfogenéticos dele resultantes, que são mais recentes, sobrepujando o controle lito-estrutural organizado até o final do Mesozoico/início do Cenozoico. O objetivo geral consistiu em compreender a morfodinâmica do relevo da porção centro-norte piauiense e suas relações com os demais componentes biofísicos do ambiente, com destaque para a dinâmica da drenagem do rio Parnaíba e sua participação na evolução dos ambientes dos conjuntos das sub-bacias do médio Parnaíba e do baixo Poti. Os objetivos específicos foram: 1) identificar os condicionantes geológicos para a dinâmica geomorfológica recente, a partir da análise da margem direita do médio Parnaíba; 2) gerar mapas temáticos e gráficos topográfico-geológicos do ambiente natural como suporte à análise e como síntese da dinâmica dos domínios das drenagens principais da área; 3) mapear e caracterizar as Unidades de Relevo resultantes da morfodinâmica atual, utilizando como referência básica o Índice de Rugosidade do Relevo Local (ICR); 4) identificar os processos de dissecação do sistema fluvial local, a partir da dinâmica da drenagem comandada pelo rio Parnaíba, e de sua posição atual em relação à topografia e à coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Parnaíba; 5) contribuir para o estudo do ambiente natural dessa área, incluindo a identificação da composição físico-química das águas da drenagem local. Como base analítica, utilizou-se a visão integrada da Teoria Geral dos Sistemas, em especial a que orienta os trabalhos CSIRO nos estudos integrados de avaliação de recursos naturais, como apoio à proposta de mapeamento de unidades geomorfológicas, tendo como eixo condutor a morfodinâmica recente das paisagens locais. A análise foi conduzida a partir da organização e interpretação de mapeamentos temáticos da área de estudo, com base no entendimento de que os mapas não são apenas uma síntese, mas também um instrumento para a análise geomorfológica em várias etapas do desenvolvimento de uma pesquisa geomorfológica. O referencial analítico da pesquisa baseou-se na premissa de que a dinâmica recente da paisagem da área estudada deve encontrar-se expressa predominantemente através do grau de dissecação do relevo e de acumulação de sedimentos produzindo modelados locais, passivos de serem observados e identificados nas paisagens. As variáveis utilizadas para caracterizar a dinâmica recente do relevo, a partir das relações estabelecidas entre o relevo e demais componentes do meio ambiente natural, em cada conjunto de sub-bacias hidrográficas, foram principalmente os elementos lito-estruturais, o clima atual, a declividade das encostas, as classes de rugosidade do relevo, a vazão, o perfil longitudinal dos rios, a difratometria do raio X das argilas dos

solos, bem como a participação relativa dos elementos do meio natural nas unidades de relevo. A estrutura do trabalho foi organizada em três grandes conjuntos de ações, sendo o primeiro a delimitação da área de estudo, com base na análise do mapeamento geológico e hidrográfico e também nas imagens Landsat TM e SRTM. O segundo conjunto correspondeu à organização/elaboração dos mapas temáticos, ilustrações e sistematização de dados sobre os conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti, culminando no mapeamento e caracterização das Unidades e Subunidades de Relevo dessa área, a partir do cálculo e espacialização dos Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR) e da elaboração de MDEs de vários locais de toda a área estudada, com o apoio de trabalhos de campo. As bases de dados foram trabalhadas principalmente nos programas *ArcGis* e *Global Mapper*. Para a delimitação das áreas de planícies e terraços fluviais utilizaram-se imagens do *Google Earth* e informações técnicas de poços tubulares perfurados na margem direita do rio Parnaíba na cidade de Teresina, associando-as às observações de campo. O terceiro conjunto representou-se pela análise comparativa da dinâmica das áreas formadas pelos conjuntos de sub-bacias hidrográficas, buscando checar o papel de cada fator na dinâmica do relevo. Diante dos resultados alcançados, considerou-se parcialmente aceita a hipótese levantada no início do trabalho, uma vez que uma parte da área de estudo, a sub-bacia hidrográfica do riacho São Francisco, instalada na área do *Graben* de Agricolândia, datado do Mesozoico/Paleógeno, continua fortemente condicionada à herança morfotectônica e ao controle lito-estrutural; enquanto as sub-bacias hidrográficas do rio Poti e do rio Parnaíba apresentam reestruturação da dinâmica superficial, iniciando o estabelecimento de um novo padrão de formas de relevo a partir do Pleistoceno. Este é resultante da recente e crescente influência da incisão do sistema de drenagem do Rio Parnaíba, ampliando a associação do relevo com a drenagem e seus efeitos sobre as encostas e reduzindo a influência direta da estrutura geológica. Identificou-se que o sistema de drenagem do rio Parnaíba no processo de encaixamento de seu vale criou desníveis altimétricos que atingem 350 metros entre o seu leito e topo do principal divisor topográfico de seus afluentes, o planalto/serra do Grajaú. Sua posição na coluna estratigráfica no contato das Bacias Sedimentares do Parnaíba e das Alpercatas fez aflorar nas encostas a sequência de rochas que compõem as Formações Geológicas do Carbonífero ao Jurássico, demonstrando, portanto, a grande intensidade dos processos da morfogênese Cenozoica expressa, sobretudo, na competência hidrológica desse rio. Considerou-se, ainda, que esta pode ser inferida como contemporânea ao processo de entalhamento pelo rio Poti, ao formar o seu boqueirão na borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Os resultados indicam, portanto, uma morfodinâmica direcionada, em parte, pelo rio Parnaíba, demonstrando sua enorme influência e importância na evolução geomorfológica e geoambiental e também nos aspectos de uso e ocupação da terra da área de estudo.

Palavras-chave: Dinâmica do Rio Parnaíba. Morfodinâmica. Unidades de Relevo da porção centro-norte do Piauí. Meio Ambiente.

ABSTRACT

The geomorphological studies on the Piauí space are at the initial stage of development. To contribute to the understanding of the dynamics of relief and its environmental landscapes in the state, the average area formed by the interfluvium Parnaíba and down Poti were chosen as an object of study. With 6,380 km², it corresponds to a topographic compartment/geological/hydrological that stands out in the Hydrographic Parnaíba basin as a space that is individualized from its surroundings by presenting environmental dynamic. This dynamic reflects in the spatial configuration of a large "island" that is circumvented by regional rivers: the Parnaíba, the Poti and its tributaries, the Mulato and the Berlangas, has in its central portion the common topographic divider to the local drainage. From the reading of geological maps, topographic, hydrographic and SRTM and Landsat images, we sought evidence that the geological control of the dominant forms of local relief similar to what occurs in the regional modeled. This observation led to the hypothesis that would have been a remodeling from the Parnaíba river embedding and performance of morphogenetic processes resulting from this which are newer to the detriment of litho-structural control organized by the end of the Mesozoic. The overall goal is to understand the morphodynamic relief center-north of Piauí and its relations with other biophysical components of the environment, especially the dynamics of drainage of the Parnaíba River and its participation in the evolution of the environments of the sets of sub-the average Parnaíba basins and low Poti. The specific objectives: 1) identify the geological conditions for the recent geomorphological dynamics, from the analysis of the right bank of the mid Parnaíba; 2) generate thematic maps and topographic-geological charts of the natural environment to support the analysis and synthesis as the dynamics of the areas of the main drainage of the area; 3) to map and characterize the relief of units resulting from the current morphodynamics, using as a basic reference the Relief Roughness Index (ICR); 4) identify the local river system dissecting processes, from the drainage of the dynamics driven by the Parnaíba river and its current position in relation to the topography, and the stratigraphic column of the Sedimentary Basin Parnaíba; 5) contribute to the study of the natural environment of the area, and the physical and chemical composition of the local drainage waters. As analytical basis, we used the integrated vision of general systems theory, especially that guides CSIRO work on integrated assessment studies of natural resources such as support for the proposed mapping of geomorphological units, with the conductor axis recent morphodynamic local landscapes. The analysis was conducted from the organization and interpretation of thematic maps of the study area, based on the understanding that the maps are not only a synthesis, but also a tool for geomorphological analysis at various stages of development of a geomorphological research. The analytical research framework is based on the premise that the recent dynamics of the study area landscape must lie predominantly expressed by the degree of dissection of relief and accumulation of sediment producing modeled locations, liabilities can be observed and identified in the landscape and their materials. The variables used to characterize the recent dynamics of relief, from the relations established between relief and other components of the natural environment in each set of sub-basins were mainly litho-structural elements, the current climate, slope of slopes, relief roughness classes, flow, longitudinal profile of rivers, the physical and chemical composition of the water, X-ray diffraction of soil clays, as well as the relative participation of elements of the natural environment. The structure of the work was organized in three sets: the first delimitation of the study area, based on the analysis of

geological and hydrographic mapping, and the Landsat TM images and SRTM. These data bases were worked in ArcGIS and Global Mapper programs. The second set corresponded to the organization/preparation of thematic maps, illustrations and systematization of data on the rivers of the sub-basins sets Parnaíba and Poti, followed by the mapping and characterization of the units and subunits of relief that area, from the calculation and spatial of roughness Relief Concentration Ratios (ICR), and the development of DEMs from various locations of the whole study area, with the support of field work. For the definition of areas of plains and river terraces were used Google Earth images and technical information of wells drilled on the right bank of the Parnaíba River in the city of Teresina, linking them to field observations. In the third, a comparative analysis of the dynamics of the areas formed by the sub-basins sets, as a way to check the role of each factor in the dynamics of relief was performed. Given the results achieved, it was considered partially accepts the hypothesis at the outset, as a part of the study area, the sub-basin of the stream San Francisco, located in the area of Graben of Mesozoic in Agricolândia, remains heavily dependent the litho-structural control; while the sub-basins of the river Poti and Parnaíba river present restructuring of the dynamic surface, setting a new standard of landforms. This results from the recent and growing influence of the incision of the Parnaíba River drainage system, expanding the membership of relief with the drain and its effects on the slopes and reducing the direct influence of geological structure. It was identified that the Parnaíba River drainage system in the embedding process of its valley created altimetry gaps that reach 350 meters between your bed and the top of the main topographical divisor of its tributaries, saw the Grajaú. Your position in the stratigraphic column of the Sedimentary Basin Parnaíba brought out on the slopes the sequence of rocks that make up the Geological formations from the Carboniferous to Jurassic, showing therefore the great intensity of Morphogenesis Cenozoic expressed processes, especially in hydrological capacity of that river. It was felt also that it can be inferred as to the contemporary carving the river Poti process to form your big mouth on the eastern edge of the Sedimentary Basin Parnaíba. The results indicate, therefore, a morphodynamic directed, in part, by the river Parnaíba, demonstrating its enormous influence and importance in the geomorphological and geo-environmental evolution also in the aspects of use and occupation of land of the study area.

Keywords: Dynamics of the Parnaíba River. Morphodynamics. Units Relief north-central portion of Piauí. Environment.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	23
1.1 Hipótese	25
1.2 Objetivos	26
2 BASES TEÓRICAS E METODOLÓGICAS	29
2.1 Bases para Interpretações da influência lito-estrutural na morfodinâmica e morfologia na área de estudo	29
2.1.1 A Formação da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	29
2.1.2 Manifestações Tectônicas na Província Parnaíba.	39
2.2 A Geomorfologia e a análise integrada da paisagem.	47
2.3 Depósitos superficiais, pedogênese e morfogênese.	53
2.3.1 Coberturas superficiais e identificação da evolução geomorfológica utilizando análise de raio-X de Argilas.	56
2.4 Morfodinâmica e evolução dos ambientes naturais.	58
2.5 Dinâmica dos sistemas fluviais e relevo.	62
2.6 Mapeamento geomorfológico.	72
2.6.1 Mapeamento do relevo utilizando o Índice de Concentração de Rugosidade (ICR).	76
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	82
3.1 Localização e configuração da área.	82
3.2 Base geológica.	82
3.3 Aspectos do clima.	87
3.4 Aspectos da hidrografia.	91
3.4.1 O rio Parnaíba.	92
3.4.2 O rio Poti.	96
3.4.3 O rio Berlengas	100
3.4.4 O Riacho Mulato.	101
3.5 Aspectos do relevo.	102
3.6 Os solos e a vegetação.	107

3.7 Aspectos socioeconômicos da área de estudo.

4 METODOS E TÉCNICAS	115
4.1 Procedimentos técnico-operacionais	116
4.1.1 Organização/elaboração dos mapas	117
4.1.2 Elaboração dos perfis topográficos-geológicos	124
4.1.3 Características morfológicas das bacias hidrográficas	126
4.1.4 Elaboração dos perfis longitudinais.	126
4.1.5 Representação das condições climáticas da área de estudo.	127
4.1.6 Trabalhos de campo	127
4.1.6.1 Coleta de amostras de solos.	127
4.1.6.2 Coleta de amostras de água dos rios Parnaíba e do Poti e de seus afluentes.	128
4.1.7 Análises de laboratório	130
4.1.7.1 Análise das amostras de solos.	130
4.1.7.2 Análise de parâmetros físicos, químicos e microbiológicos das águas.	131
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	141
5.1 Análise morfológica e morfogênica do relevo: fatores envolvidos.	141
5.1.1 A configuração da área de estudo, a drenagem, os compartimentos topográficos locais e suas bases geológicas	141
5.1.2 Vestígios da atuação tectônica e a drenagem local.	154
5.1.3 Vestígios da atuação tectônica identificados na morfologia local.	161
5.1.4 Condições do clima atual.	170
5.1.5 Os solos e a cobertura vegetal.	174
5.2 O papel da drenagem na morfodinâmica local.	180
5.2.1 Caracterização dos conjuntos das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti e do riacho São Francisco/Berlengas.	180
5.2.1.1 Conjunto de sub-bacias dos afluentes do rio Parnaíba	181
5.2.1.2 Conjunto de sub-bacias dos afluentes do rio Poti	183
5.2.1.3 Sub-bacia do riacho São Francisco/Berlengas	185
5.3 Dinâmica dos afluentes dos rios Parnaíba e Poti e do riacho São Francisco/Berlengas.	186
5.3.1 Dinâmica dos principais rios da área de estudo: Poti e Parnaíba.	195

5.3.1.1 Dinâmica do rio Poti.	
5.3.1.2 Dinâmica do rio Parnaíba	204
5.4 O papel do rio Parnaíba na evolução do relevo.	213
5.5 Compartimentação geomorfológica, meio ambiente e morfodinâmica.	217
5.5.1 Rugosidade do relevo e morfodinâmica.	217
5.5.2 Mapeamento e caracterização das Unidades e Subunidades de Relevo, morfodinâmica e meio ambiente local.	220
5.5.2.1 UNIDADE I - Superfície Elevada de Relevo Residual	222
5.5.2.2 UNIDADE II - Superfície Retrabalhada do Relevo Residual	236
5.5.2.3 UNIDADE III - Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti	241
5.6 Dinâmica das coberturas superficiais e morfogênese.	248
5.7 Composição e qualidade das águas dos rios Poti e Parnaíba e de seus afluentes.	257
6. CONCLUSÃO	275
REFERÊNCIAS	281
APÊNDICES	299

1 INTRODUÇÃO

A Geomorfologia corresponde ao ramo das Geociências que estuda as formas do relevo terrestre, sua gênese e evolução no tempo, buscando o entendimento de suas relações dentro do espaço. Para isso considera que o relevo da superfície terrestre resulta da interação da litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera, portanto, dos processos de troca de energia e matéria que se desenvolvem nessa interface, variando desde a escala geológica à escala do homem (PITTY, 1982; FLORENZANO, 2008; CHURCH, 2010).

Desta forma, o estudo do relevo de um determinado espaço torna-se importante não somente para a Geomorfologia, mas também para as demais ciências da Terra, uma vez que através deste relevo podem ser identificadas relações entre os componentes da superfície terrestre – rocha, água, solo e os seres vivos. Mostra, ainda, a susceptibilidade da utilização dos ambientes, identificada através de análises variadas, o que expressa as possibilidades, inclusive suas limitações, no processo de ocupação dos ambientes pelo homem (COOKE; DOORNKAMP, 1974).

No sentido de contribuir para o maior conhecimento da dinâmica das paisagens ambientais do espaço do Piauí, a partir da identificação do modo como a dinâmica do relevo interage com os demais fatores biofísicos na organização/estruturação do ambiente natural, escolheu-se como objeto de estudo a área formada pelo interflúvio do baixo Poti/médio Parnaíba, localizada no centro-norte deste Estado.

Esta área, apesar de localmente corresponder a dois conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti, representa uma zona na qual a drenagem deste último se integra à dinâmica hidrográfica do rio Parnaíba, uma vez que se constitui um de seus grandes afluentes. A drenagem que se forma no baixo Poti se incorpora, portanto, à drenagem do médio Parnaíba, no limite norte da área de estudo, que é exatamente a foz do Poti no rio Parnaíba. Corresponde, pois, a um compartimento geológico-topográfico-hidrográfico que se destaca no médio curso da bacia hidrográfica do rio Parnaíba, como um espaço que se individualizou do seu entorno por apresentar uma dinâmica própria que lhe confere uma configuração espacial singular. Singular porque se apresenta como uma grande “ilha”, por ser contornada por grandes rios regionais: a leste e a oeste, o Parnaíba e o Poti, respectivamente; ao sul, pelos afluentes destes, os rios Mulato e Berlangas, tendo como porção central o divisor topográfico que é comum a todos os maiores afluentes do Parnaíba e do Poti. A drenagem que se forma a

partir desse divisor assume as direções leste, nordeste, sudeste e oeste, noroeste e sudoeste apresentando um padrão local totalmente diverso da drenagem dos compartimentos topográficos do seu entorno.

A escolha desta área se justifica, em primeiro lugar, pelas evidências de ser geomorfologicamente representativa da dinâmica Cenozoica que se instalou em pelo menos parte do estado do Piauí. Em segundo, porque integra a região de influência de Teresina, capital do estado do Piauí. Embora a área ainda seja relativamente pouco ocupada nas suas porções mais distantes da capital, ela tende, a curto e a médio prazos, a absorver parte da sua dinâmica econômica, com um crescente uso e ocupação da terra que, conseqüentemente, traz consigo a transformação das paisagens locais.

Dentre as atividades associadas a essa dinâmica de ocupação, destacam-se algumas de porte comercial mais expressivo como a aquicultura em Nazária e arredores, a mineração de argilas, massará¹ e areias em Teresina e Nazária, além do diabásio em Palmeirais e Angical, cujas explorações ocorrem sem obediência a um planejamento ou zoneamento econômico e/ou ambiental, como se observou em campo. No caso de Teresina, a expansão da construção de muitos conjuntos habitacionais, financiados principalmente pelo governo federal, tem promovido a ocupação rápida das áreas de jazidas de minerais, desconsiderando um grande potencial para a futura exploração econômica, avaliação esta que vem sendo realizada pela CPRM (CORREIA FILHO; MOITA, 1997).

A essas questões acrescenta-se a existência de projetos de construção de cinco novas hidrelétricas, todos tramitados e aprovados pelas instituições públicas competentes: uma delas barrará o rio Poti em Castelo do Piauí, a montante da área de estudo. As outras quatro envolverão o barramento do leito do rio Parnaíba, dentre as quais uma que se localiza no trecho da área de estudo, à jusante da cidade de Palmeirais (PROJETEC PROJETOS TÉCNICOS, 2009). Esses empreendimentos tendem a acarretar intensas modificações na dinâmica fluvial e no uso do terreno, principalmente com relação à mudança no nível de base do rio Parnaíba e ao manejo das formações vegetais nativas, refletindo-se nos meios biofísico e econômico-social especialmente na área que se encontra em seu raio de influência direta.

Nesse sentido, a identificação de fatores e processos geomorfológicos que exercem

¹ Massará corresponde ao termo utilizado para nomear um mineral muito utilizado na construção civil local. Esse mineral se constitui num sedimento ligante, mas de pouca consistência, facilmente desagregável, com matriz de textura areno-argilosa, média ou grosseira e que contém, frequentemente, seixos de sílica bem arredondados (CORREIA FILHO; MOITA, 1997). Apresenta coloração variada, desde esbranquiçada a tons amarelado, arroxeado e avermelhado, resultando da decomposição *in situ* das rochas da Formação Pedra de Fogo que afloram em morros de altitudes entre 80 e 180 metros, aproximadamente, acompanhando os vales dos rios Poti e Parnaíba na região de Teresina.

influências sobre a dinâmica do espaço local poderá contribuir com estudos aplicados, incluindo zoneamentos, com vistas ao desenvolvimento de atividades econômicas e de políticas a serem desenvolvidas no bojo de um plano de gestão para essa região, uma vez que os levantamentos existentes até agora foram realizados em escalas de 1:1.000.000, ou menores, que não permitem detalhamento do relevo do terreno e do seu uso/ocupação local.

A análise dessa dinâmica, em especial aquela resultante da drenagem do rio Parnaíba, o qual constitui o nível de base regional da Bacia Sedimentar do Parnaíba, é de fundamental importância para a compreensão da evolução da paisagem na área de estudo. Isto porque, se existe uma herança lito-estrutural, ela está sendo aparentemente sobreposta pela dissecação resultante do entalhe daquele rio e da sua rede de drenagem. Seria, portanto, esta dinâmica mais recente que estaria exercendo um grande papel na esculturação do relevo local, sobrepujando o controle lito-estrutural direto, controle este estabelecido com a estruturação Paleo-Mesozoica da Bacia Sedimentar do Parnaíba e pelas manifestações tectônicas mesozoicas que a atingiram.

Esta pesquisa é tanto mais relevante porque grande parte das paisagens naturais da área de estudo ainda se encontra pouco modificada pela ação humana, uma vez que nessa área ocorrem baixas densidades populacionais, a exceção apenas da cidade de Teresina, que corresponde ao limite norte da área de estudo. Desta forma e, ainda, levando-se em conta a crescente ocupação dos espaços e a conseqüente pressão sobre os recursos naturais, torna-se de fundamental importância a análise das formas e processos geomorfológicos, com suas representações espaciais, como ferramenta de apoio à tomada de decisões de intervenção local, tanto por parte de agentes privados como também por órgãos públicos responsáveis pelo planejamento e gestão econômica e ambiental da região.

1.1 Hipótese

Em decorrência dessas considerações levantou-se a hipótese de que, embora os elementos litoestruturais tenham exercido influência marcante na organização da drenagem e na evolução das formas de relevo regionais, a dinâmica recente aponta para a existência de um reafeiçoamento local dessas formas herdadas, comandada principalmente pelo sistema de drenagem do rio Parnaíba.

Assim, a questão central aqui colocada consiste na possibilidade de ser a drenagem, associada à dinâmica das encostas, o principal processo envolvido na elaboração do relevo, com efeitos diretos sobre os elementos do meio biofísico. Parte-se do princípio de que a

drenagem tenha se ajustado à estrutura geológica regional na sua organização inicial, passando, com o tempo, a comandar os processos erosivos, fazendo com que o relevo não mantenha mais uma relação direta somente com a litoestrutura local.

1.2 Objetivos

O objetivo geral foi o de compreender melhor como o relevo do Piauí, especialmente aqueles das regiões próximas ao rio Parnaíba evoluem e como essa evolução afeta aspectos do meio natural. Para isto, buscou-se analisar a morfodinâmica da porção centro-norte piauiense e suas relações com os demais componentes biofísicos do ambiente, destacando a dinâmica da drenagem comandada pelo rio Parnaíba.

Como objetivos específicos buscou-se:

- Identificar os condicionantes geológicos da dinâmica geomorfológica recente, a partir da análise comparativa dos conjuntos de sub-bacias dos afluentes da margem esquerda do baixo Poti e da margem direita do médio Parnaíba.
- Inferir a atuação dos processos de erosão do sistema fluvial local, a partir da dinâmica da drenagem comandada principalmente pelo rio Parnaíba e de sua posição atual em relação à topografia e à coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Parnaíba.
- Gerar mapas temáticos e gráficos topográfico-geológicos do ambiente natural como suporte à análise e como síntese da dinâmica dos domínios das drenagens principais da área.
- Identificar e mapear as Unidades de Relevo utilizando como referência básica o Índice de Rugosidade do Relevo Local (ICR).
- Contribuir para o entendimento da morfodinâmica do ambiente a partir da caracterização das unidades e subunidades do relevo local.

Para alcançar esses objetivos, os procedimentos adotados envolveram análises comparativas dos conjuntos de sub-bacias da margem direita do Parnaíba e da margem esquerda do Poti, tendo como base preliminar os estudos e mapeamentos já produzidos sobre essa área. Posteriormente buscou-se realizar levantamento de dados e a organização/elaboração de mapas e gráficos, utilizados como instrumentos de análise e de síntese, no sentido de estabelecer caracterizações e identificar relações entre os elementos do meio biofísico presentes nas áreas dos conjuntos das sub-bacias hidrográficas dos rios Poti e Parnaíba, como forma de entendimento da morfodinâmica Cenozoica da área de estudo.

Para a delimitação das unidades de relevo, utilizou-se como referência básica o Índice de Concentração da Rugosidade do Relevo Local (ICR), desenvolvido por Sampaio (2008). Esta proposta se encontra no grupo das análises tridimensionais uma vez que se torna passível

de emprego por diferentes metodologias de mapeamento geomorfológico e por possibilitar, ao mesmo tempo, a identificação de unidades morfométricas similares, além da redução da subjetividade na representação do relevo (SAMPAIO; AUGUSTIN, 2008).

Buscando identificar a intensidade da atuação dos processos de intemperismo nos solos e outras formações superficiais foram realizadas difratometrias de raio X da fração argila (RESENDE *et al.*, 2005), em amostras coletadas em transectos traçados desde os topos às baixas vertentes da área de estudo. Outros fatores também foram descritos, como a cobertura vegetal e a análise da água dos rios que compõem a rede de drenagem local, buscando a caracterização das relações ambientais presentes nas unidades e subunidades de relevo da área de estudo.

Considerando que os estudos sobre o relevo piauiense conduzidos até hoje apresentam uma forte vinculação entre forma, distribuição espacial e os condicionamentos lito-estruturais, as observações iniciais sobre a área foram realizadas tendo como base imagens de satélite, mapas geológicos, topográficos e hidrográficos, para a identificação de traços da herança local de controle tectônico e litológico sobre a morfodinâmica recente. Isto porque, além dessa área se localizar no limite oeste, que corresponde à parte mais inferior do reverso da Cuesta da Ibiapaba, delimitada pelo próprio rio Parnaíba, e cujo *front* corresponde à borda soerguida da Bacia Sedimentar do Parnaíba, também se encontra na faixa de cruzamento dos lineamentos estruturais Transbrasiliano e Picos-Santa Inês. Buscou-se, assim, organizar a estrutura do trabalho voltada para a identificação das relações entre os possíveis fatores aos quais a dinâmica do relevo pudesse estar associada, principalmente os litológicos e tectônicos, o clima, as formações superficiais e o sistema de drenagem comandado pelo rio Parnaíba.

Essa estrutura foi organizada em sete seções, sendo que a segunda, que se segue a esta, trata da revisão teórica e metodológica relativa aos temas abordados, na perspectiva da análise sistêmica, tendo como eixo central a morfodinâmica local.

A terceira traz a caracterização geral da área estudada e a quarta trata dos métodos e técnicas utilizados, apresentando o tipo de pesquisa aqui defendido, além de detalhar as etapas cumpridas para o alcance dos objetivos propostos.

A quinta seção discute os resultados da análise dos conjuntos das sub-bacias hidrográficas dos rios Parnaíba e Poti e do riacho São Francisco/Berlengas, com destaque para a dinâmica da rede hidrográfica do Parnaíba e sua relação com a estrutura geológica. Apresenta o mapeamento das Unidades de Relevo identificadas como resultantes da dinâmica Cenozoica que se expressa a partir da rugosidade do relevo da área estudada, envolvendo as

relações entre a morfodinâmica das unidades e subunidades de relevo locais e os demais elementos do ambiente natural e a análise das águas superficiais das sub-bacias hidrográficas analisadas.

A sexta seção corresponde às conclusões da presente pesquisa, a sétima às referências bibliográficas e a oitava aos apêndices.

A contribuição desta pesquisa decorrerá principalmente de três tipos de resultados: a geração de dados, mapas e gráficos sobre a área estudada; o mapeamento das Unidades e Subunidades de Relevo com base na morfodinâmica recente e suas relações com os demais componentes do meio biofísico local. Esse acervo de dados constitui, portanto, um componente complementar da caracterização ambiental da área de estudo, que poderá servir de base para pesquisas que possam detalhar e aprofundar o conhecimento sobre a zona de influência mais imediata do rio Parnaíba.

2 BASES TEÓRICO-METODOLÓGICAS

Neste capítulo será identificada a importância do estudo dos elementos bio-físicos para a análise integrada da paisagem e seu mapeamento, tendo como eixo a morfodinâmica do relevo local, destacando a Bacia Sedimentar do Parnaíba, onde se localiza a área de estudo.

2.1 Bases para a interpretação da influência litoestrutural na morfodinâmica e morfologia na área de estudo.

Em geral, os elementos lito-estruturais constituem importantes componentes das formas de relevo tornando-se indicadores essenciais para a compreensão dos processos que atuam sobre os materiais e as formas de relevo (LEOPOLD *et al.*, 1964; HOWARD, 1967; SELBY, 1985). Partindo dessa premissa, Bigarella *et al.* (2007) consideram que o estudo da estrutura geológica (arranjo de grupos minerais das rochas, falhas, dobras, diques etc), com o apoio da observação de cortes geológicos e colunas estratigráficas, possibilita o entendimento de relações entre rochas e demais elementos que integram a reconstituição da evolução geológica em nível local, regional e até mundial.

Dessa forma, torna-se de fundamental importância o conhecimento da gênese e evolução do arcabouço geológico regional do espaço piauiense, como subsídio para o entendimento da moldura litoestrutural e interpretação da dinâmica Cenozoica da área de estudo.

2.1.1 A Formação da Bacia Sedimentar do Parnaíba na Província Parnaíba

A Bacia Sedimentar do Parnaíba, como as Bacias Sedimentares Paleozoicas do Amazonas (incluindo a do Solimões e a do Acre) e do Paraná, originou-se de forma “policíclica, compartimentada em bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimento sedimentar e idades distintos” (BIZZI *et al.*, 2003, p. 67). A partir da classificação geológico-estrutural adotada inicialmente por Almeida *et al.* (1977), que compartimentou o Brasil em Províncias Estruturais, essas grandes bacias sedimentares passaram a ser identificadas como três das dez Províncias Estruturais dessa classificação (HASUI, 2012).

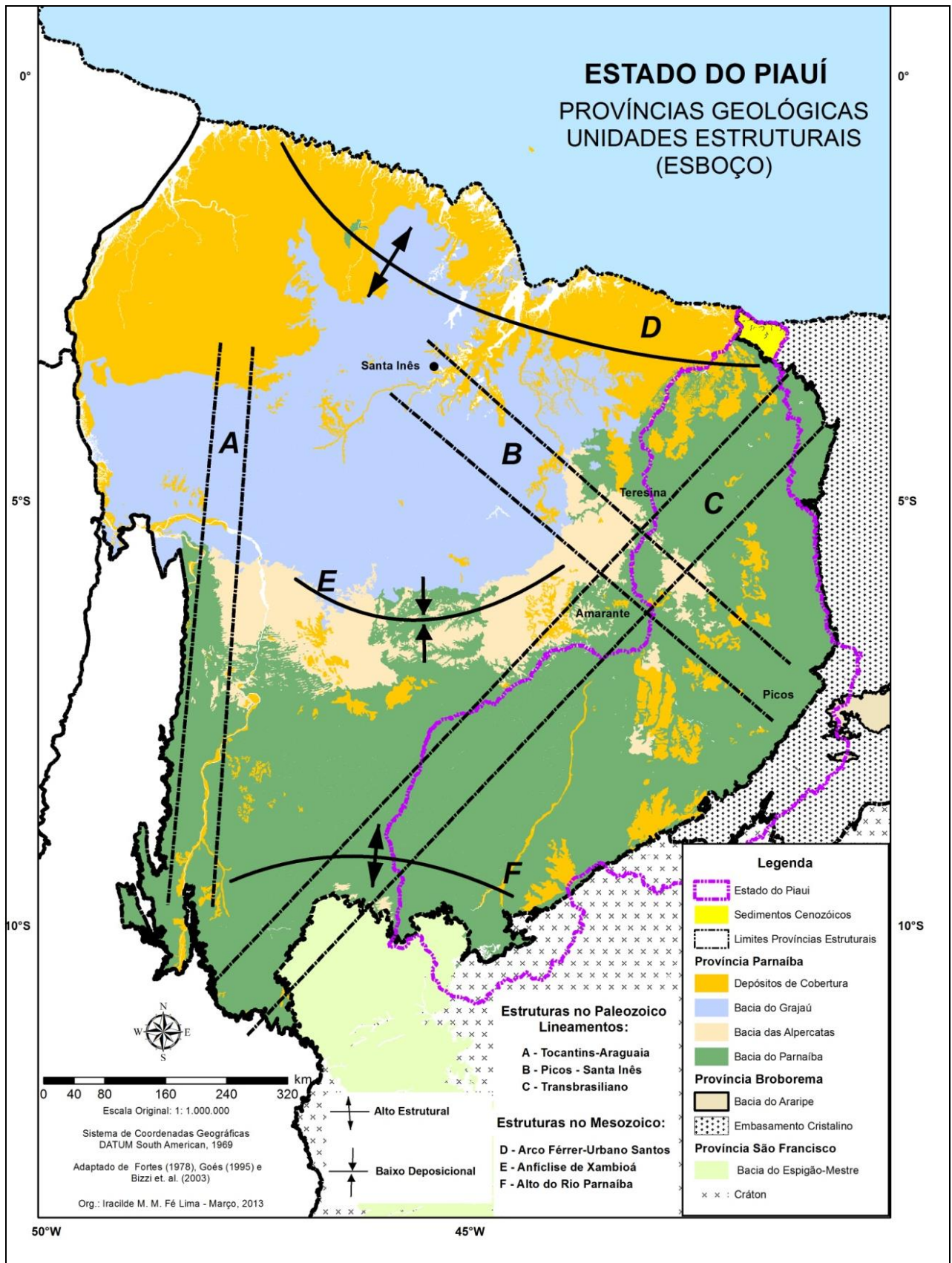
Essas bacias foram se formando a partir do preenchimento de sinéclises intracratônicas no interior da Plataforma Sul-Americana, definidas como “áreas baixas e independentes das estruturas subjacentes locais, para as quais as áreas do entorno passaram a fornecer

sedimentos, principalmente através de extensas transgressões e regressões marinhas, variando assim as áreas-fonte e os tipos de sedimentos” (CARNEIRO *et al*, 2012, p.101). Os ciclos de sedimentação resultaram dos vários episódios de orogênese ocorridos nas margens dos continentes paleo-mesozoicos devido à colisão das placas tectônicas, enquanto as regiões afastadas das margens experimentavam longos períodos de estabilidade tectônica. Nos períodos de orogênese das margens, se dava uma oscilação negativa no interior dos continentes causando o afundamento dessas bacias, o que possibilitava o ingresso de imensos mares rasos (transgressões marinhas), acompanhados de sedimentação típica das paleolatitudes da época. Já nos períodos de relaxamento (entre orogêneses), a oscilação se tornava positiva, causando soerguimento no interior dos continentes e o conseqüente recuo dos mares epicontinentais (regressões marinhas). Os ambientes de sedimentação mudavam, então, de marinho para continental e, com a continuação do levantamento, instalava-se a erosão em grandes áreas, até mesmo nas bacias intracratônicas (HASUI, 2012).

A Província Parnaíba formou-se entre o escudo Amazônico, a oeste, e uma feição flexural positiva ao norte, relacionada à abertura do Atlântico Equatorial; limitando-se a nordeste e a leste com a Província Borborema, na qual se encontra significativa parte de seu embasamento; e a sudeste e sul com a Província de São Francisco (CUNHA, 1986; GÓES, 1995; OLIVEIRA, 2008). Considerando as características de gênese e evolução, essa província foi subdivida em três unidades: Bacia do Parnaíba propriamente dita, Bacia das Alpercatas e Bacia do Grajaú (GÓES, 1995). Conforme se observa na Fig. 1, grande parte do Estado do Piauí se localiza na primeira unidade que se formou nessa Província: a Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Assim, no contexto regional, Cunha (1986) e Góes (1995) identificaram a formação dessa Província como resultante da colagem dos crátons São Luís-Oeste Africano, Amazônico e São Francisco, e pelas faixas de Dobramentos Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto, estabilizadas na passagem do Proterozóico Superior para o Paleozóico Inferior. Destacam que ela se apresenta em pacotes de rochas sedimentares abrangendo uma área de aproximadamente 600.000 Km² e que atingem uma espessura de 3.500m na sua porção central, localizada no interior do estado do Maranhão.

Figura 1 – Mapa de localização do estado do Piauí nas províncias geológicas e elementos estruturais que afetaram a sua evolução e morfologia.



Org. Lima (2013). Adaptado de Fortes (1978); Cunha (1986); Góes (1995); Bizzi et al. (2003).

Conforme Santos e Carvalho (2009), a partir do Albiano a área primitivamente ocupada pela Bacia do Parnaíba permaneceu soerguida, encerrando assim a fase de deposição predominantemente continental de toda a Província, com a formação das unidades formadas pelas bacias de Grajaú e São Luís (Fig. 1). Esclarecem também que os sedimentos datados do aptiano/albiano aflorantes a sudoeste da Bacia de Grajaú são classificados na Formação Codó, unidade estratigráfica com predomínio de sedimentação carbonática e portadora de uma ictiofauna correlacionada com a Formação Santana da Bacia do Araripe e a Formação Riachuelo, da Bacia de Sergipe/Alagoas (SANTOS; CARVALHO, 2009, p. 108).

Sobre a província Parnaíba, Souza *et al.* (2010, p.58) apontam que

a despeito de sua excelente exposição, a bacia do Parnaíba (*sensu stricto*) é, de todas as bacias intracratônicas, aquela com menor número de dados de subsuperfície. O conhecimento estratigráfico dessa bacia é baseado no estudo da faixa aflorante, que guarda excelentes exposições, e de dados de subsuperfície como resultado do interesse das companhias de exploração e pesquisa do país.

Para Fernandes (2011), por suas características de longo período evolutivo, marcada por discordâncias expressivas e com uma cunha sedimentar relativamente rasa em relação às bacias brasileiras, essa província tem levantado controvérsias a respeito da suficiência do soterramento para a eficiência de geração de hidrocarbonetos. No entanto, destaca que as rochas vulcânicas básicas intrusivas e extrusivas (eotriássicas e eocretáceas) representam um aspecto importante na sua evolução térmica, sendo responsáveis

pelo acréscimo de calor necessário à maturação da matéria orgânica e consequente geração de hidrocarbonetos. [...] Os valores de gradiente geotérmico encontrados para a Bacia do Parnaíba excedem os 25°C/km em 48% dos casos (analisados) e ocorrem em todas as faixas de profundidade. Essas características atribuem para a Bacia uma condição geotérmica superior à de outras paleozoicas intracratônicas brasileiras [...] indicando potencial exploratório de regiões ainda não exploradas e a favorabilidade para gás natural (FERNANDES, 2011, p.61, 94).

Já a espessura elástica efetiva da litosfera da Bacia Sedimentar do Parnaíba (seção leste da Província) foi estimada a partir da utilização de dados gravimétricos, por meio da *função coerência*, com valores em torno de 58 Km para grande parte do norte da bacia, enquanto para pequenas áreas selecionadas no interior os valores da espessura variaram entre 24 e 30 Km, conforme Oliveira (2008).

De acordo com Santos e Carvalho (2009), os processos de sedimentação que deram origem à primeira unidade estrutural dessa Província, a Bacia do Parnaíba, ocorreram durante

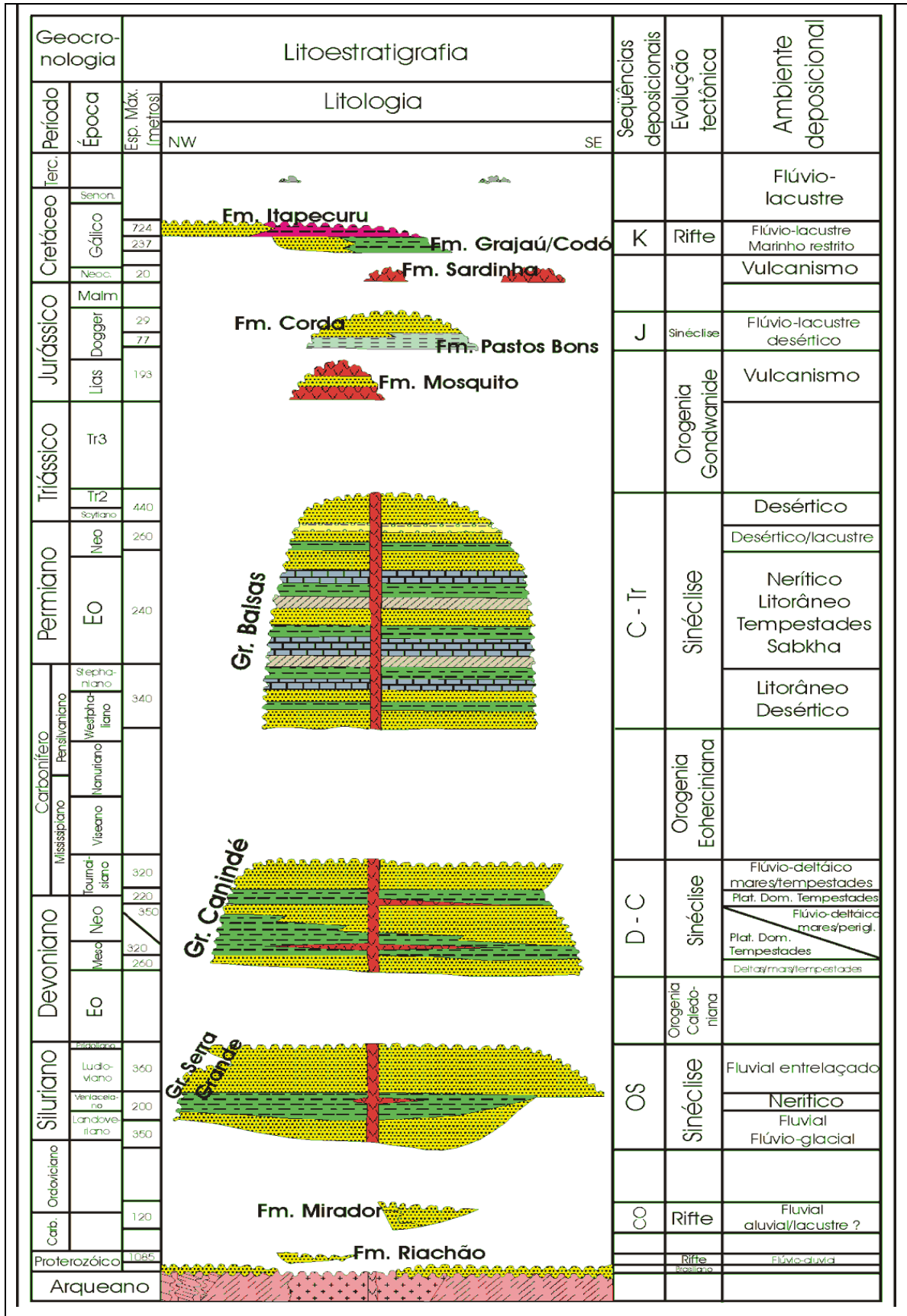
o Paleozoico (do Siluriano ao Permiano), quando suas faunas marinhas se desenvolveram aparentadas com as faunas de Províncias Biogeográficas da margem oeste da América do Sul, registrando também conexões com o protoceano Pacífico. Já os vestígios das floras indicam a existência de gêneros endêmicos, caracterizando possibilidades de processos macroevolutivos em paleolatitudes temperadas (no Carbonífero), que foram acentuadas em paleolatitudes tropicais (no Permiano), o que teria estimulado o desenvolvimento da biodiversidade da área.

As bacias marginais São Luís e Barreirinhas, no extremo norte da Província Parnaíba formaram-se durante o rifteamento que provocou a migração das placas Sul-Americana e Africana, separadas pelo soerguimento do embasamento cristalino (SANTOS; CARVALHO, 2009). Para essas autoras (2009, p.5), este bloco soerguido “corresponde, localmente, ao Craton São Luís materializado pelo Bloco do Rosário, situado ao longo do arco Ferrer-Rosário-Bacanga”. Já no limite sul da Província Parnaíba as formações paleozoicas são superpostas pela porção mesozoica setentrional da Bacia do Espigão Mestre (Formações Areado e Urucuia, da Bacia Sanfranciscana), que encerrou sua sedimentação no período Cretáceo, aflorando ao sul do Arco Alto do Rio Parnaíba (LIMA; LEITE, 1978).

Com relação à composição litológica e respectiva posição estratigráfica, Góes e Feijó (1994) e Vaz *et al.* (2007) identificaram os grupos e formações geológicas que compõem a Província Parnaíba, os quais se encontram dispostos sucessivamente em cinco supersequências, atingindo uma espessura de cerca de 3.500 m em seu depocentro (Fig. 2).

A primeira supersequência, o Grupo Serra Grande, é datada do Siluriano e corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo completo, depositada sobre a estrutura pré-Cambriana (que aflora no seu limite leste), formando a borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Esse grupo pode ser observado em praticamente toda sua extensão, sendo formado por três unidades: a) Ipu, depositada em grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glácio-fluvial a leques e frentes deltaicos, sendo composta por seixos e conglomerados com matriz areno-argilosa e matações de quartzo ou quartzitos e areias finas e grosseiras com grande variedade de cores; b) Tianguá, depositada em ambiente continental, transicional e marinho raso, formada predominantemente por arenitos e folhelhos bioturbados e micáceos; c) Jaicós, é constituída por arenitos grossos contendo seixos angulares e subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços ou com estratificação cruzada ou lenticular, depositados em sistemas fluviais entrelaçados (GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).

Figura 2 – Coluna litoestratigráfica da Província Parnaíba.



Fonte: CPRM, modificado de Góes e Feijó (1994).

A segunda supersequência é denominada Grupo Canindé, datada do Mesodevoniano ao Eocarbonífero. É composta pelas formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, sendo que a primeira de suas formações (Pimenteiras) aflora em faixas de extensão norte-sul, nos limites leste e oeste da Província Parnaíba. A última (Poti) encerrou o ciclo de deposição desse Grupo em um ambiente deltaico e litorâneo, com influências de marés e tempestades, atingindo a espessura máxima de 320 metros, também numa faixa de extensão norte-sul, aflorando somente na porção leste dessa Província, ou seja, na Bacia Sedimentar do Parnaíba (GÓES; FEIJÓ, 1994).

Após deposição da Formação Poti ocorreram movimentos epirogenéticos ascendentes e uma regressão global (Orogenia *Eoherciniana*), o que conduziu à instalação de processos erosivos nessa bacia em formação durante o Carbonífero médio, caracterizando, assim, um período intermediário de passagem para a terceira supersequência como um hiato de sedimentação (GÓES; FEIJÓ, 1994). Lima e Leite (1978) descreveram essa formação como uma sucessão de estratos agrupados em duas porções: a inferior constituída de arenitos cinza-esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de siltitos; e a superior composta por arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos, com eventuais níveis de carvão, sendo seu contato superior discordante com a formação Piauí.

A terceira supersequência de deposição de sedimentos nessa sinéclise (Grupo Balsas) é composta por três formações, iniciando-se com a Formação Piauí, no Carbonífero Superior. Lima e Leite (1978) consideram que esta formação, à semelhança da Formação Poti à qual se sobrepõe, subdivide-se em duas seções: a inferior composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte, com intercalações de folhelhos vermelhos; e a superior formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, com intercalações de folhelhos vermelhos, finas camadas de sílex, calcários, siltitos e lentes conglomeráticas. O acamamento sedimentar dessa formação se deu em ambiente fluvial, com contribuição eólica e breves incursões marinhas, num clima semiárido a desértico, atingindo uma espessura máxima de 340 metros.

A formação Pedra de Fogo, segunda desse terceiro Grupo, é datada do Permiano e constituída de arenitos, folhelhos, calcários e silixitos, depositados em ambientes marinhos rasos e litorâneos (BRASIL/CPRM, 2006). Góes e Feijó (1994) acrescentaram que em sua composição litológica estão presentes sílex e calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalados de arenito fino a médio, amarelado, além de folhelho cinzento e anidrita.

O Projeto RADAM (BRASIL, 1973) identificou que seu contato inferior com a Formação Piauí é concordante, enquanto seu contato com a Formação Sambaíba², é nitidamente discordante, sendo em certas áreas marcado por um conglomerado de seixos de sílex.

Para Góes e Feijó (1994), a quarta supersequência é datada do Jurássico e compõe-se somente da Formação Pastos Bons, enquanto a Formação Corda encontra-se incluída no pacote de sedimentos da quinta supersequência, de idade Cretácea, à qual estão sobrepostas as Formações Codó, Grajaú e Itapecuru. No entanto, para a classificação adotada pela CPRM, a Formação Corda e a Formação Pastos Bons compõem uma mesma unidade, depositada em ambiente flúvio-lacustre do Jurássico Médio, em condições de clima desértico.

A Formação Pastos Bons, situada estratigraficamente entre os derrames Mosquito e os diabásios Sardinha, foi inicialmente considerada como sendo deste período por conter peixes fósseis do Jurássico. Posteriormente, com base na datação relativa de seus invertebrados fósseis, as Formações Corda e Pastos Bons foram consideradas de mesma idade (LIMA; LEITE, 1978), ficando situadas no Cretáceo Inferior-Barremiano (SCHOBENHAUS FILHO; CAMPOS, 1984). Vaz *et al.* (2007) caracterizaram os litotipos desse conjunto em três seções: a base composta por arenitos finos a médios, grãos subarredondados, apresentando estratificação cruzada e raras lentes de calcário; a seção intermediária, formada por siltitos e folhelho/argilito cinza a verdes, geralmente intercalados de arenito; e a porção superior composta de arenitos finos vermelhos a cor-de-rosa, gradando para siltitos com níveis de folhelho.

Na coluna estratigráfica adotada pela CPRM (Fig.2) observa-se que essa quarta supersequência iniciou sua formação com manifestações vulcânicas denominadas Mosquito, seguidas das formações Pastos Bons e Corda, em ambiente deposicional flúvio-lacustre a desértico, sobre sinéclise. Após breve hiato, a quinta supersequência também se iniciou com intrusões/derrames de rochas básicas da formação Sardinha, já em ambiente deposicional do tipo marinho restrito a flúvio-lacustre, na fase rift do Cretáceo.

² Sambaíba é o termo utilizado originalmente por Plummer (1946) para designar o membro superior da Formação Melancieiras, datando-o do Cretáceo. Campbell (1949) considerou-o como um Membro da Formação Pastos Bons, de idade Jurássica, subdividindo-o em mais dois Membros: Motuca e Musinho, enquanto BRASIL (1973) considerou o arenito Sambaíba como Formação, datando-o do Triássico, sobreposto à Formação Pedra de Fogo e sotoposto ao derrame basáltico Jurássico-Cretáceo. Santos e Carvalho (2009) modificaram de Góes *et al* (1990) e de Góes e Feijó (1994) a posição estratigráfica de algumas formações geológicas da Província Parnaíba, introduzindo algumas alterações na seguinte sequência: sobreposta à Formação Pedra de Fogo incluiu a Formação Motuca (Eo Permiano) e a Sambaíba (Triássico inferior), sobreposta à Motuca; datando a formação Sardinha do Triássico Inferior, posicionando a Corda e a Itapecuru no Cretáceo Inferior. Sobrepostas à estas, introduziram, ainda, a Formação Alcântara e esta, sobreposta pela Cojupe, depositadas a partir do Cenomaniano.

Esta última sequência corresponde, portanto, às últimas camadas de sedimentação, denominadas Grajaú/Codó e Itapecuru³, que não ocorreu na Bacia do Parnaíba, porém encerrou a formação da segunda unidade estrutural da Província Parnaíba: a Bacia das Alpercatas (GÓES; FEIJÓ, 1994; BRASIL/CPRM, 2006).

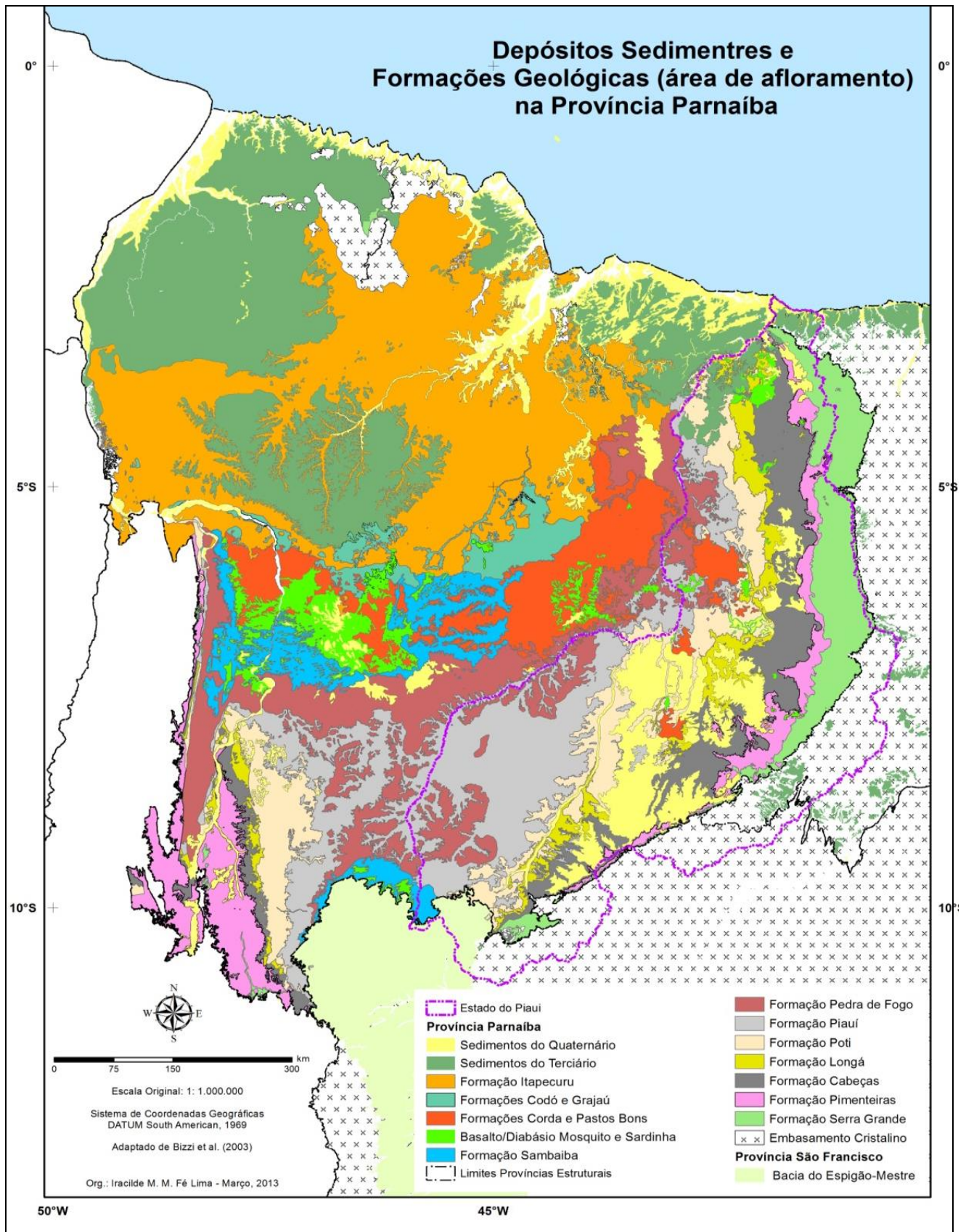
As sequências Mosquito e Sardinha, denominadas também de Formação Orozimbo (BRASIL, 1973), correspondem aos diques e soleiras de diabásio/basalto, com idades variando entre 215 a 110 milhões de anos, conforme Góes e Feijó (1994). No espaço piauiense foi identificada a idade de 134 Ma para essas rochas básicas, pelo método Ar-Ar, na porção central da área estudada (município de Agricolândia) situando-as, portanto, no período Cretáceo (BRASIL, 1973).

A Formação Corda, que compõe os topos mais elevados da área de estudo, é composta de arenitos de cores cinza esbranquiçado e avermelhado, fino e grosso, por vezes bimodal, e raros níveis de sílex. Essa formação é reinterpretada por Vaz *et al.* (2007) como parte da sequência Cretácea, com base em eventos sísmicos, tendo em vista que esse esquema estratigráfico não foi evidenciado em poços, e também na subsidência que culminou com a deposição Jurássica das Formações Pastos Bons e Corda.

A Fig. 3 mostra as áreas em que afloram as formações geológicas e depósitos sedimentares do cenozoico na Província Parnaíba e a posição do estado do Piauí nessa estrutura geológica.

³ Lisboa (1914) denominou de Camada Itapecuru o pacote de sedimentos que aflora nos vales dos rios Itapecuru e Alpercata (ao norte da cidade de Pastos Bons, Maranhão), datando-a do Permiano. Depois foi nomeada como uma Formação composta de três Membros: Arenito Serra Negra, Indivisas e Boa Vista. Essas camadas, compostas essencialmente por arenitos, foram correlacionadas à Série Grajaú da Bacia do Parnaíba e também aos sedimentos que formam o Chapadão Urucuia, a NW de Minas Gerais, que recobrem discordantemente os arenitos da Formação Motuca e em alguns locais as rochas basálticas (LIMA; LEITE, 1978).

Figura 3 – Mapa da área de afloramento de formações geológicas e depósitos sedimentares do cenozoico na Província Parnaíba e a posição do estado do Piauí nessa estrutura geológica.



Org. Lima (2013). Base de dados: Bizzi *et al.* (2003).

2.1.2 Manifestações Tectônicas na Província Parnaíba

Segundo Costa *et al.* (1991), o arcabouço geométrico da Província Parnaíba foi fortemente influenciado por feições estruturais pré-Cambrianas do seu embasamento, resultando em duas partes triangulares, ocidental e oriental, separadas pelo lineamento Transbrasiliano. E acrescentam que sua evolução está marcada por registros de dois eventos tectônicos distintos: um no Paleozoico e o outro no Mesozoico, sendo que

no Paleozoico, o eixo extensional NW-SE que atuou durante a abertura do Oceano Atlântico I induziu movimentação ao longo de falhas normais na área da Bacia do Parnaíba, concentradamente em suas bordas W, E e SE, bem como em sua porção interior ao longo da faixa correspondente ao Lineamento Transbrasiliano que se estende entre o sudeste de Tocantins e noroeste do Ceará (COSTA *et al.*, 1991, p.96).

Schobbenhaus Filho e Campos (1984) se referem aos lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês como os precursores da formação da Província Parnaíba, uma vez que ao serem reativados por eventos tectono-magmáticos, formaram faixas tectônicas instáveis superpostas, onde se instalaram fossas que orientaram os eixos de maiores espessuras da sedimentação paleozoica que atingiu 3.500m de profundidade. Assim, esses lineamentos correspondem aos eventos que teriam demarcado, no tempo e no espaço, o início de sua subsidência e as linhas de reativação tectônica dessa bacia durante o Mesozóico. Já a formação da antéclise Tocantins-Araguaia e do arco Tocantins a partir da elevação do Lineamento Tocantins-Araguaia, marcaram o encerramento das comunicações entre as Bacias do Amazonas e do Parnaíba, durante o Permiano, enquanto que os diques e derrames de diabásio/basalto indicam os efeitos da separação dos continentes, nos períodos Jurássico e Cretáceo (SANTOS; CARVALHO, 2009).

Analisando o traçado das linhas de contorno de um mapa *bouguer* elaborado para a Bacia Sedimentar do Parnaíba, Oliveira (2008) destaca o trabalho de Souza (1995) ao demonstrar a influência do Lineamento Transbrasiliano e de outros alinhamentos de direções N-S e NW-SE, relacionados com estruturas grabeniformes alongadas presentes nessa bacia. Estes resultados, aliados a outros dados gravimétricos regionais, possibilitou-lhe inferir que um sistema de *grabens* precursores associados a um *underplating* na litosfera, pode ter causado um processo de subsidência termal, permitindo o preenchimento pós-Ordoviciano dessa bacia sedimentar.

Costa *et al.* (1991), citando os estudos de Haralyi e Hasui (1982) e de Costa e Hasui (1988, 1991), identificaram zonas de cavalgamento e foliação nas bordas da Província

Parnaíba: a oeste, o Cinturão Orogênico Araguaia (em Tocantins e sudeste do Pará) e uma descontinuidade crustal na faixa de São Raimundo Nonato-Curimatá, no sudeste do Piauí, que se paralelizam a essas zonas, enquanto no interior da Província as falhas se relacionam com a reativação do Lineamento Transbrasiliano em movimento transcorrente. Já “na borda leste ocorrem prováveis zonas transcorrentes submeridianas, paralelas àquelas conhecidas na região de Tauá-Nova Russas, no oeste do Ceará, bem como zonas de cavalgamento e foliação de direções submeridionais ali presentes” (HASUI *et al.*, 1991, p. 96).

Associados aos falhamentos ocorridos nessa Província desenvolveram-se intensos fraturamentos e algumas dobras de arrasto, que ainda hoje se refletem tanto na morfologia regional como local. Afetando diretamente a área de estudo podem ser identificadas algumas, como, por exemplo, a estrutura regional de Guaraciaba, submetida à reativação Mesozoica, que constitui um conjunto de falhas que apresentam rejeito local, no qual se destacam a falha de São Francisco, observada na margem do rio Parnaíba, nas proximidades da cidade de Amarante, com direção NE-SW, além do *Horst* de Amarante (BRASIL, 1973) e o *Horst* de Monsenhor Gil (OLIVEIRA; SANTOS, 1980). Com relação aos dobramentos, além do amplo arqueamento de natureza epirogenética do final do Cretáceo, ocorrido na Bacia Sedimentar do Parnaíba, algumas estruturas locais foram identificadas, desde o norte até o sul dos espaços piauiense e maranhense (BRASIL, 1973).

Outras feições estruturais e morfoestruturais na borda sul dos estados de Tocantins e sudoeste do Maranhão também foram identificadas por Costa *et al.* (1991) que as relacionaram a três eventos tectônicos ocorridos do Paleozoico ao Cenozoico. O primeiro evento, ocorrido entre o Ordoviciano e o Triássico, foi o responsável pela formação de descontinuidades entre as localidades de Xambioá a Colinas, entre os lineamentos Transbrasiliano e Tocantins-Araguaia, eixos das principais zonas de movimentação. O segundo, a partir do Jurássico, que resultou da extensão ENE-WSW e foi responsável pela geração de falhas normais e dos vulcanismos Mosquito e Sardinha, propiciando a sedimentação da unidade Bacia Sedimentar do Grajaú. O terceiro evento teria ocorrido no Cenozoico, correspondendo a uma extensão de NE-SW que sobreveio com a deriva da América do Sul, impondo reativação em regime transcorrente das descontinuidades que deram origem às falhas e feições morfológicas modernas, portanto, neotectônicas.

Algumas dessas feições associadas à continuidade do neotectonismo, localizam-se em uma faixa leste-oeste, nas proximidades de Estreito, Babaçulândia, Carolina, São Raimundo das Mangabeiras e Colinas, todas no estado do Maranhão. Como consequência, Costa e Hasui

(1991) consideraram que o traçado da drenagem atual tenha, em parte, se ajustado ao desenvolvimento dessas falhas.

Dentre os aspectos que esses estudos destacam, um deles corresponde à ocorrência de intrusões de rochas básicas em vários pontos dessa Província, que também se relaciona com a reativação desses sistemas de falhamentos em regiões preferenciais de magmatismo fissural, ocorrida no Mesozoico. Assim, esses elementos de grande abrangência espacial, que definiram/redefiniram ao longo do tempo geológico a estrutura e a morfologia regional da Província Parnaíba e parte de outras Províncias, correspondem principalmente aos Lineamentos Transbrasiliano (direção NE-SW), Tocantins-Araguaia (direção N-S), Picos-Santa Inês (direção NW-SE) e aos Arcos Ferrer-Urbano Santos, Alto do Parnaíba e Anfíclise de Xambioá (Fig. 1).

A importância desses lineamentos estruturais pode ser avaliada não somente com relação à Província Parnaíba e seu entorno, mas também a todo espaço brasileiro, como demonstram Saadi *et al.* (2005), ao caracterizarem o quadro geoestrutural gondwânico do Brasil pela composição de áreas cratônicas, faixas de dobramento Proterozoicos, grandes sinéclises Paleomesozoicas e bacias sedimentares Mesozoicas que expressam um elevado grau de associação às morfologias regionais. Assim, identificaram que as áreas das grandes sinéclises Paleozoicas foram

reaproveitadas no Mesozóico como cenários para eventos vulcânicos e sedimentares (Bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas), correspondem a unidades de relevo do tipo planalto, na aceitação plena do termo, e extensas planícies [...] expressando o controle efetuado diretamente pelo arranjo lito-estrutural em camadas sedimentares. As diferenças morfológicas entre unidades de relevo deve-se claramente ao comportamento diferencial da morfogênese entre variações espaciais significativas nas taxas de soerguimento mesozoico-cenozóico e na resistência litológica das coberturas vulcano-sedimentares mesozoicas (SAADI *et al.*, 2005, p.215).

Esses autores referem-se também à importância da observação dos limites estabelecidos entre unidades de relevo, além das correlações citadas entre Províncias Geotectônicas e Compartimentos de Relevo de primeira ordem de grandeza, a partir da posição de grandes lineamentos tectônicos de natureza e idades variadas em relação aos limites das geossuturas, correspondentes às principais frentes de empurrão proterozóicas. Eles consideram que

as discontinuidades geomorfológicas, expressões físicas desses limites, resultam tanto de uma exploração preferencial da fraqueza local pelos agentes do intemperismo e dissecação cenozóicos, como de realces topográficos relacionados com reativações tectônicas recentes. A

importância relativa dessas discontinuidades aparece como função das variações escalares e tipológicas existentes no conjunto das estruturas tectônicas que controlaram sua gênese. Isso conduz, por um lado, a uma diferenciação obrigatória entre os papéis do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975) e, por outro, os de várias estruturas menores, correspondendo a zonas de cisalhamento e arcos tectônicos (SAADI *et al.*, 2005, p. 216).

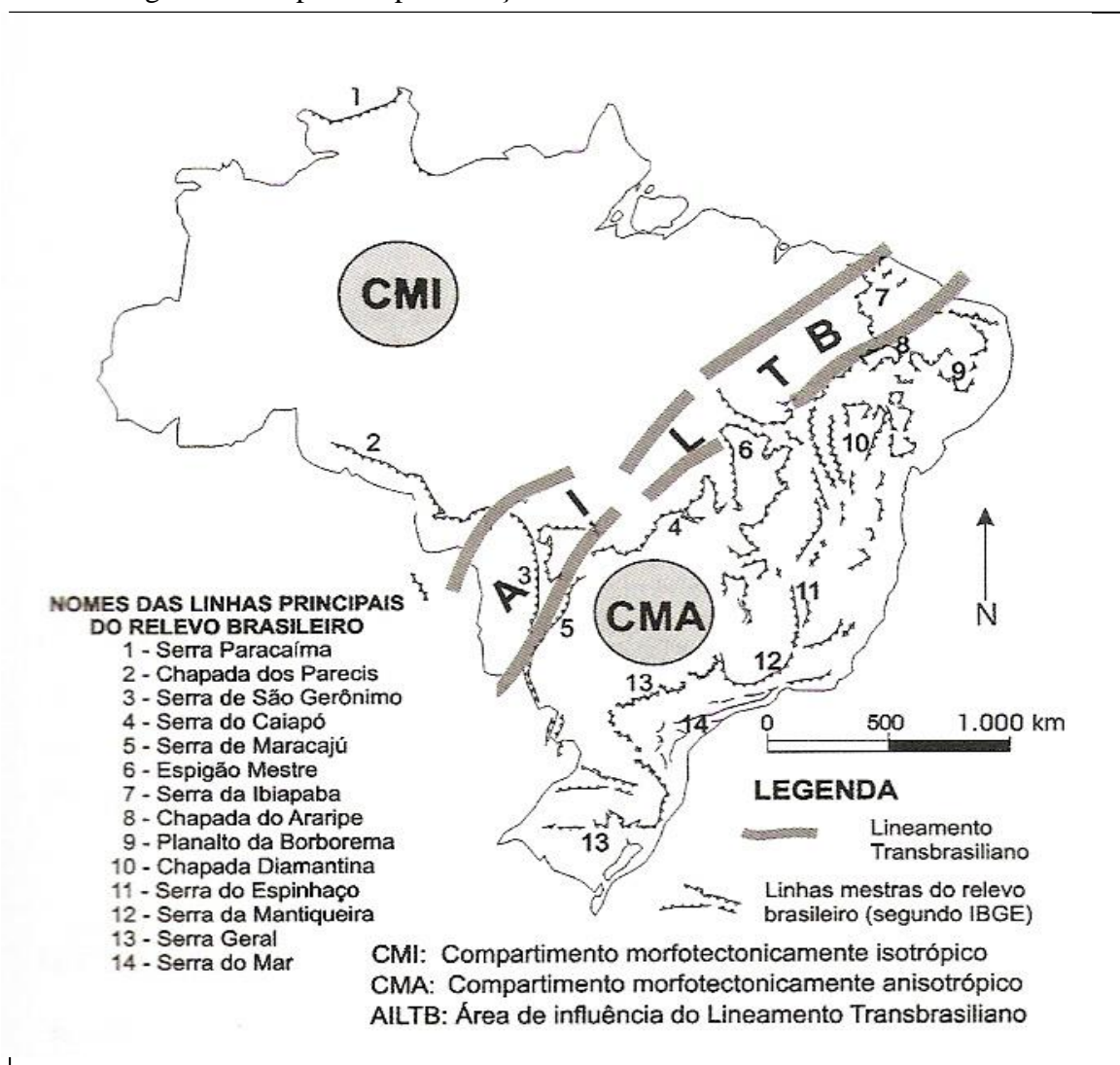
Desta forma, o Lineamento Transbrasiliano torna-se igualmente importante para a geologia e para a geomorfologia e, por extensão, para toda a geografia física, uma vez que ele delimita os “Dois Brasis geotectônicos” (Fig. 4). Esta designação introduzida por Neves (1991) busca realçar o surgimento de uma porção oeste, correspondendo a um “Domínio Pré-Brasiliano”, da Região Amazônica, com constituição predominantemente cratônica, e de outro a leste, o “Domínio Brasileiro”, ou seja, uma Região Extra-Amazônica, definido como resultado da colagem de diversas orogenias, no sentido moderno do termo. Assim, estes dois “Brasis” se individualizam por equivalentes geomorfológicos estritamente dependentes dessa diferenciação geotectônica fundamental (Figs. 5A e 5B), que realçam a diferenciação fisiográfica fundamental entre eles sendo, pois, além de geológicos, também geomorfológicos, cuja fronteira comum é nitidamente estabelecida pelo Lineamento Transbrasiliano (SAADI *et al.*, 2005).

Com relação ao Lineamento Picos-Santa Inês, Cunha (1986, p.45) assume tratar-se de uma extensa e também importante faixa cataclásada sob a cobertura fanerozoica, disposta transversalmente ao Lineamento Transbrasiliano. Estaria, assim,

refletido na morfologia contemporânea uma série de alinhamentos orientados para noroeste, a partir da Falha do Rio Canindé que, com cerca de 160 Km de extensão e 200 a 300 m de rejeito, condiciona o médio curso do rio de mesmo nome e foi definida com base na interpretação de mosaicos radargramétricos e evidências de campo (NUNES *et al.*, 1973b). [...] Esta faixa foi instalada no Proterozóico Superior e provavelmente sofreu reativação durante o evento sul-atlântico, como sugerem intrusões máficas e intermediárias especulativamente posicionadas no Mesozóico (ALMEIDA *et al.*, 1981).

A respeito da existência e dinâmica do lineamento Picos-Santa Inês, Cunha (1986, p.46) conclui que, “embora as evidências sobre ele não sejam tão explícitas como no caso do Lineamento Transbrasiliano, não existem dúvidas de que ele interagiu com o desenvolvimento dessa bacia (do Parnaíba) controlando um expressivo eixo deposicional e sua ligação com o mar aberto”.

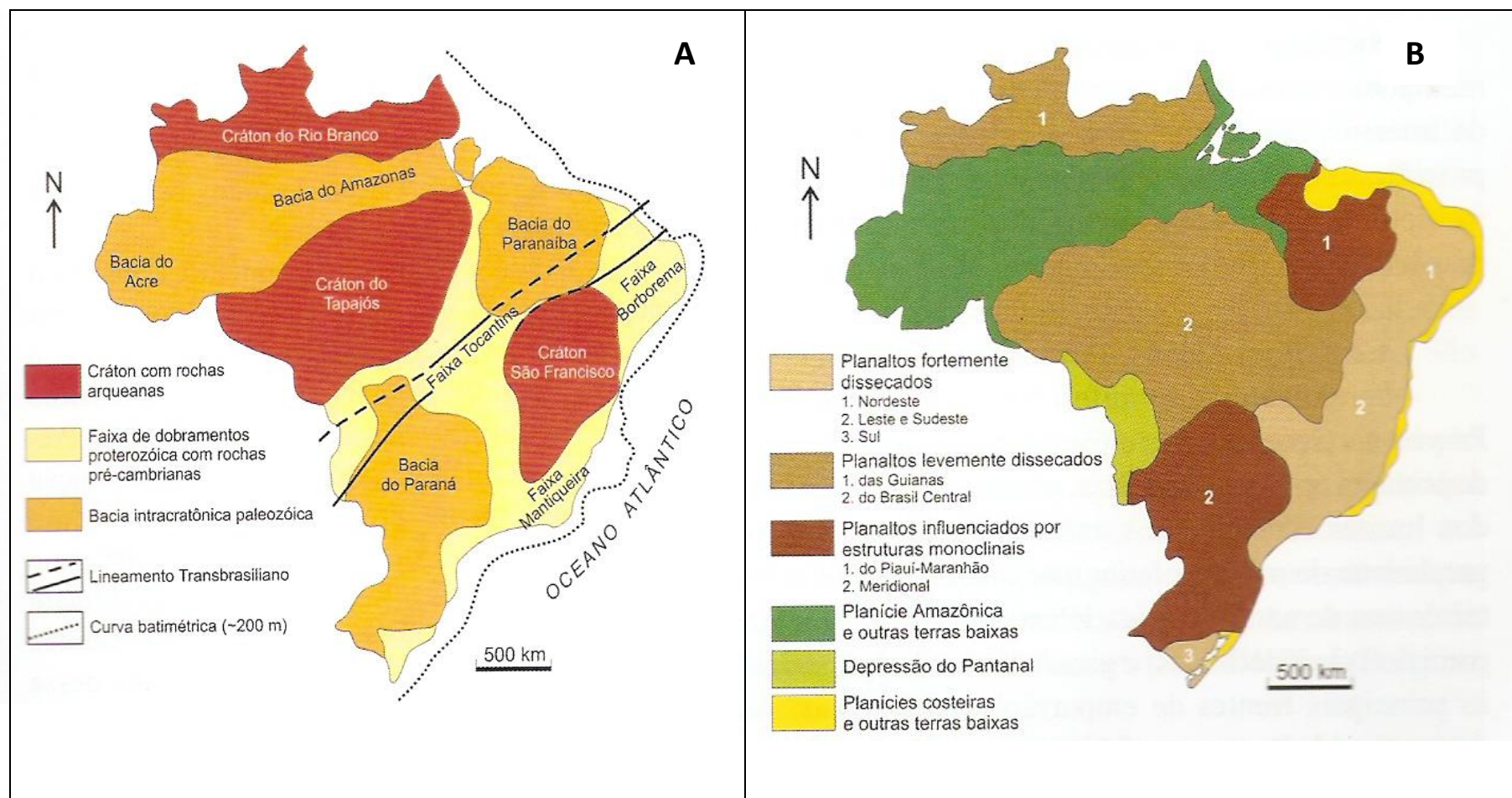
Figura 4 – Mapa de representação dos “Dois Brasis” morfotectônicos.



Fonte: Saadi *et al.* (2005, p.217).

Sobre os primeiros estudos de neotectônica no Brasil, Saadi (1993) aponta que os trabalhos de Freitas (1951) e de Guimarães (1951) possivelmente tenham sido os primeiros a discutirem com propriedade essa questão a partir da associação de critérios geológicos e geomorfológicos, embora os estudos mais recentes utilizem diferentes modelos explicativos.

Figura 5 – Mapa de localização das Províncias Geoestruturais do Brasil



A) Almeida *et al* (1981); **B)** Ab'Saber (1964). In: Saadi *et al* (2005, p.215).

Com a revisão da ideia de que o território brasileiro é tectonicamente estável, principalmente a partir da atenção dada à frequente ocorrência de sismos na região Nordeste na década de 1980, desencadeou-se um crescente interesse pela tectônica recente nessa região e, assim,

para aqueles que hoje estudam os processos geológicos ocorridos a partir do Terciário superior, fica evidente que o tectonismo atual é um dos principais mecanismos controladores desses processos, bem como da morfologia do relevo por eles modelado (LIMA, 2000, p.91).

Dentre os estudos que se referem às manifestações neotectônicas na região Nordeste do Brasil a partir da identificação de registros de reativação de sistemas de falhamentos e de arqueamentos ao longo da evolução dessa Província, herdados do final do Ciclo Brasileiro, encontram-se Cunha (1986), Hasui *et al* (1991), Costa *et al.* (1991), Saadi e Torquato (1992), Góes e Feijó (1994), Góes (1995), Souza (1995), Lima (2000), Bezerra *et al.* (2001), Peulvast e Claudino Sales (2000; 2002), Bizzi *et al.* (2003), Lima e Barbosa (2003), Coelho e Lima (2006), Claudino-Sales e Peulvast (2007), Maia (2008), Oliveira (2008), Santos e Carvalho (2009), Corrêa *et al.* (2010), Maia *et al.* (2010), Maia e Bezerra (2011) e Paiva (2012). Esses estudos identificaram vestígios da ocorrência da neotectônica tanto em áreas da Província Borborema e de coberturas sedimentares cenozoicas (LIMA, 2000), como na faixa do Grupo Barreiras, embora essas pesquisas ainda não contemplem especificamente a área piauiense.

A esse respeito, Saadi (1993, p.5) comenta que:

numa visão de conjunto do Nordeste Brasileiro, a expressão geomorfológica da neotectônica é representada por um domeamento crustal de escala regional composto por vários eixos menores de direção NE-SW. O soergimento foi, provavelmente, iniciado no Eoceno-Oligoceno, como Vulcanismo Cabuji-Mecejana (Sial, 1976), visto que o *neck* denominado “Cabeça de Negro” afeta, na Serra de Santana-RN a Fm. Serra do Martins (Grupo.Barreiras) de idade oligocênica. A sua acentuação, no Plioceno e durante o Pleistoceno é demonstrada respectivamente, pela deposição correlativa das formações Guararapes (Plioceno) e Macaíba (Pleistoceno), do Gr. Barreiras, e suas posteriores remoções das áreas interioranas com consequente confinamento ao longo do litoral [...].

As reativações de falhas durante o Cenozoico têm sido interpretadas nessas pesquisas como responsáveis pelas deformações ocorridas no Neógeno, as quais são também responsáveis pelo condicionamento evolutivo da morfologia local. Assim, o desencadeamento de processos como terraceamento, dissecação e agradação, bem como deformação dos

depósitos sedimentares Quaternários constituem atualmente importante referência para a interpretação morfotectônica (MAIA *et al.*, 2010; MAIA; BEZERRA, 2011).

Nessa região brasileira têm sido identificados vestígios que evidenciam eventos neotectônicos ocorridos principalmente na faixa entre os estados da Bahia e Ceará, colocando em discussão os modelos anteriores de interpretação da evolução do relevo dessa região, como o de Pediplanação (correlação das superfícies de erosão com altitudes e idade do material: quanto maior é a altitude, mais velha é a superfície e vice-versa) e Superfícies Escalonadas. Estes teriam resultado da variação de paleoclimas, em função da alternância de fases úmidas e semiáridas. Nas primeiras, a disponibilidade hídrica favoreceria os processos de entalhe, enquanto nas últimas, correspondentes aos períodos glaciais, os níveis marinhos estariam baixos, favorecendo a formação de pedimentos, levando a compensações isostáticas e aos processos tectônicos compressoriais, derivados das interações andinas e formação do Atlântico. Estes eventos teriam começado a esboçar as principais linhas e seções de relevo do interior do Brasil, a partir do conseqüente levantamento do continente do final do Cretáceo ao Oligoceno, inclusive da borda oriental da Província Parnaíba. Isto teria ativado os processos de desnudação e circundesnudação (AB'SABER, 1949), ou um novo nível de aplainamento, identificado por King (1956)⁴, como Superfície Velhas discutido posteriormente por outros autores como Bigarella e Andrade (1964), Ab'Saber (1969), Mabesoone e Rolim (1973/74).

Mabesoone e Castro (1975) organizaram uma síntese das ideias sobre o desenvolvimento do relevo da região Nordeste brasileira disposta em quatro fases de aplainamentos. Consideraram como Fase 1 - Superfície Gondwana (aplainamento ocorrido no Jurássico); Fase 2 - Superfície Sul-Americana, subdividida nos níveis Cariris Novos e Borborema (aplainamento ocorrido entre o Albiano e o Plioceno); Fase 3 – Superfície Sertaneja no interior e Superfície dos Tabuleiros na costa, elaboradas durante o Pleistoceno Inferior, correspondendo à Superfície Velhas de King e ao Pd1 de Bigarella e, ainda, à Superfície Sertaneja de Ab'Saber. A fase 4, chamada de Ciclo Polifásico Paraguaçu, corresponderia aos pedimentos, terraços fluviais e marinhos pós-Barreiras, como o último estágio de desenvolvimento do relevo nordestino.

⁴ King (1956) distinguiu os diversos aplainamentos segundo suas altitudes escalonadas, sendo os mais baixos considerados mais recentes. A evolução do conjunto se daria como uma escada de piemonte e as interrupções dos ciclos de aplainamento teriam origem tectônica. Seu modelo foi então constituído por superfícies escalonadas, identificando as Superfícies de Erosão no Brasil na seguinte ordem: Superfície Fóssil (Período Carbonífero); Superfície Desértica (Triássico); Superfície Gondwana e Superfície Pós-Gondwana (Cretáceo); (Oligoceno); Ciclo Velhas (Mioceno-Plioceno) e Ciclo Paraguaçu (Pleistoceno-Holoceno) (LANZA; LADEIRA, 2013, p.3550-3551).

Com base nesses estudos considerados clássicos, Lage (1996, p. 5, *apud* Lage, 1986) organizou outra síntese da história geomorfológica da região Nordeste do Brasil, conforme se observa no Quadro 1.

Mais recentemente, os estudos de Peulvast e Claudino-Sales (2000) e de Maia *et al.* (2010) ampliaram essa importante discussão introduzindo novas observações para a reinterpretação da evolução das paisagens nordestinas, com base em três pressupostos:

1. O fato desses modelos clássicos serem [...] derivados de padrões de evolução do relevo com enfoque tectônico (Davis, 1899) ou climático (King, 1960) [...] não parecendo condizer com a realidade observada no conjunto das paisagens geomorfológicas nordestinas;
2. A partir de diversos levantamentos, é possível destacar seguramente que as superfícies de aplainamento de dimensões continentais possuem origem poligênica (Peulvast e Claudino-Sales, 2000);
3. Dada a característica poligênica das superfícies de aplainamento nordestinas, coloca-se que a justaposição de diversas teorias se mostra como uma boa alternativa para sua melhor compreensão, haja vista que todos os fatores dinâmicos que atuam em sua modelagem (*back-wearing e down-wearing*: Peulvast e Claudino-Sales, 2000), são bastante variáveis na escala temporo-espacial (MAIA *et al.*, 2010, p.17).

2.2 A Geomorfologia e a análise integrada da paisagem

A análise das paisagens de maneira integrada, ou seja, numa perspectiva do conjunto das estruturas da superfície terrestre e sua dinâmica, frequentemente tem tido como referencial básico a Teoria Geral dos Sistemas formulada nos anos de 1930 por Bertalanffy. No entanto, para Christofolletti (1980), a dinâmica do sistema Terra interpretada como um sistema aberto adveio com a Teoria do Equilíbrio Dinâmico, concepção teórica que foi originalmente formulada por Gilbert em 1877 e reativada por Hack em meados do século XX, sem desmerecer a importância das contribuições posteriores a essa teoria, efetuadas por Howard (1967). Ainda, segundo ele, parte do entendimento de que o equilíbrio dos sistemas geomorfológicos se daria como um ajustamento completo das variáveis internas da Terra, em relação às condições externas, equilibrando-se as forças internas e externas atuantes na evolução do modelado.

Quadro 1 - Síntese da Evolução Geomorfológica Nordestina

Períodos e épocas geológicas	Ciclos	Fases	Eventos geomorfológicos	Sistemas geomorfológicos		Movimentos tectônicos e eustáticos	Formas de relevo
				Clima dominante	Processos		
Holoceno	Atual	Terraço inferior	Forma atual do litoral: retomada de erosão sobre as planícies costeiras e fluviais	Atual: quente e úmido no litoral e árido a semi-árido no sertão	Ações marinhas e eólicas sobre o litoral, escoamento superficial a fluvial, balanços morfogênese/ pedogênese ligados as variações climáticas.	Movimentos eustáticos transgressões	Dunas – recifes, terraços marinhos e fluviais de 2 a 3 m; depressão e lagunas: pedimentos no sertão.
Wurm-Visconsin Riss-Illi	Ciclo Polifásico Paraguau	Terraço médio, Terraço inferior	Formação das planícies costeiras, aprofundamento da drenagem sobre os Tabuleiros.	Semi-árido a úmido.	Retomada da erosão, pedimentação e erosão regressiva com aluvionamentos progressivos.	Variações Gláucio-eustática do nível geral de base. Neotectônica	Dunas brancas, dissecação fluvial, terraços costeiros e fluviais em torno de 6 a 8 m. Pedimentos.
Pleistoceno Médio e Inferior	Superfície sertaneja e dos tabuleiros	-	Pediplanação generalizada com recuo dos escarpamentos, exumação das superfícies antigas.	Semi-árido	Escoamento superficial à torrencial em leitos temporários remanejando os materiais de alteração.	Flexura continental	Planícies de erosão degradadas, pedimento regional, superfície exumada.
Pleistoceno Superior e Inferior, Mioceno, Albiano.	Superfície Sul-Americana	Superfícies Borborema e Cariris Velhos	Inversão da topografia. Dissecação das zonas aplainadas anteriores. Sup. de aplainamento generalizado	Quente e úmido	Dissecação fluvial. Período de resistasia. Período de biostasia.	Arqueamento. Epirogênese.	Peneplano dissecado em altitudes de 200 a 900 m. Formação de um peneplano generalizado extenso.
Cretaceo. Jurássico.	Superfície Godwana	Superfície Pós-Godwana	Topografia regional fossilizada por sedimentos. Uniformização da topografia. Discordância regional.	Úmido	Escoam. fluvial com sedimentação em depressões. Sedimentação Limitica c/fases em deltas e fases fluviais.	Reativação tectônica. Início da fase rift. Subsidência.	Relevo em reativação. Peneplano.

Org. Lage (1986). Adaptado de Mabesoone e Castro (1975) e Brasil/Radam (1983). In: Lage (1996, p.5).

Assim, a noção de equilíbrio dos geossistemas tem base no conceito de equilíbrio em geomorfologia, significando que materiais, processos e formas estão em constante interação, compondo um conjunto autorregulador. Nele toda forma de relevo corresponde ao produto do ajustamento entre materiais e processos, como resposta às condições do ambiente.

Partindo desse pressuposto, Christofolletti (1980, p.69) destaca que

em uma bacia hidrográfica as condições climáticas, litológicas, biogeográficas e outras vão condicionar a estruturação de determinada rede hidrográfica e de determinadas formas de relevo. Alcançando o estado de estabilidade, a geometria da rede fluvial e da morfologia encontram-se em estado de equilíbrio e só sofrerão modificações se houver alterações nas variáveis condicionantes. [...] Assim, o estado de equilíbrio é independente do tempo, e as suas formas e organização não se modificam pelo simples transcorrer da variável temporal, mas até o limite de absorção das variações pela flexibilidade existente na estrutura do sistema.

Da mesma forma, os geossistemas e os demais sistemas geográficos não são imutáveis, mas estão sempre funcionando perante flutuações no fornecimento de matéria e energia. E então, ao ocorrer ruptura do equilíbrio pelo rompimento do limite crítico da faixa de absorção das variações, o sistema espontaneamente se modifica em busca de um novo equilíbrio. O autor ressalta, ainda, que no geossistema os diversos subsistemas, como relevo, solos, vegetação, etc, possuem escalas diferentes para se reajustarem às modificações do meio e, assim, esse novo estado de equilíbrio poderá oscilar da escala medida em anos até a de milhões de anos.

Dessa maneira, de acordo com Marques Neto (2008, p. 79) “a adoção da Teoria dos Sistemas pela escola anglo-americana, já preconizada pelos estudos de Horton, Strahler, Hack e outros, representou a ruptura definitiva frente ao paradigma davisiano”. Referindo-se à articulação entre a Teoria Geral dos Sistemas e a análise quantitativa/uso dos modelos, que teve grande impulso na Geomorfologia principalmente através dos estudos de bacias hidrográficas e canais fluviais, reforça a excelência de tal unidade de análise como unidade processo-resposta e corrobora a ideia da conveniência de utilizá-la como unidade espacial para os programas de planejamento e gestão. Isto porque, segundo o autor, o ajustamento das formas em face aos fluxos de matéria e energia vigentes no interior da bacia de drenagem é facilmente identificado em campo, viabilizando uma abordagem pautada na geomorfologia ambiental, mediante uma terminologia qualitativa. Tal concepção prevê ainda a capacidade de retroalimentação dos sistemas, afirmando seu caráter caótico e não-linear.

Essa perspectiva foi retomada por Abreu (2003), ao chamar a atenção para a contribuição da escola alemã na evolução da epistemologia da Geomorfologia, a partir do

paradigma de cunho sistêmico dos naturalistas, indicando como exemplo, os estudos de Gerasimov de 1946, utilizando a proposta penckiana como base conceitual para a análise estrutural e sua correspondente cartografia geomorfológica. Como outro exemplo dessa contribuição teórico-metodológica da Escola Alemã, esse autor aponta o desenvolvimento do conceito de Ecologia da Paisagem proposto por Carl Troll no final da década de 1930, e que se encontra na base do desenvolvimento da Geomorfologia Climática e Ambiental, numa postura historicamente permeada pelo pensamento holístico, herdado dos primórdios da sistematização da Geografia moderna de Humboldt. O efeito dessa abordagem se fez sentir em outros tipos de pesquisa, em especial naquelas em que a base analítica é a espacialização da interação dos elementos biofísicos, criando padrões indicativos de inter-relação entre eles, padrões este reconhecíveis na paisagem. E conclui que o conceito de geossistema foi finalmente concebido entre os muros da Escola Soviética e apresentado por Sotchava em 1962.

A Teoria Geral dos Sistemas introduz, assim, uma interpretação integrada da natureza em uma perspectiva sistêmica, na medida em que exige visões mais abrangentes que escapam da óptica reducionista. Nesta visão o todo deve ser considerado como sendo algo mais que a simples soma das partes e, ainda, que a fragmentação do objeto implica em um obscurecimento das relações de interdependência entre as partes de um todo e que constituem a realidade principal (BRANCO, 1989).

Para Tricart (1977) o conceito de sistema corresponde a um conjunto de fenômenos que se desenvolvem a partir dos fluxos de matéria e energia que tem origem a partir de uma interdependência, no qual surge uma nova entidade global, integral e dinâmica, permitindo assim uma atitude dialética, a partir da visão do todo embutida na análise sobre o meio ambiente. Já Ross (2006) chama a atenção para o fato de que num sistema aberto é possível identificar um sistema maior ou menor, a partir dos fluxos de matéria e energia, espontâneos ou ativados pela ação humana, regidos pela lei da física e da química, no qual definem a funcionalidade dinâmica (estável) ou desequilíbrio temporário (instável). Acrescenta ainda que o que diferencia um sistema de outro, é a intensidade dos fluxos e da dinâmica das trocas de energia e matéria, na atmosfera, hidrosfera, litosfera e a biosfera, incluindo a sociedade como componente que interfere de alguma forma na funcionalidade de um sistema.

A abordagem sistêmica influenciou vários segmentos do conhecimento científico, dentre eles a Geografia Física e, principalmente, a Geomorfologia, na medida em que o estudo da paisagem passou a ser realizado segundo sua funcionalidade e com interesse na organização resultante do jogo de interações e interdependência entre os elementos e atributos

que a constituem. O advento dos estudos geográficos à luz da análise integrada da paisagem e dos sistemas naturais foi, portanto, muito importante como contribuição para consolidar a abordagem sistêmica no âmbito da Geografia teórica e aplicada (MARQUES NETO, 2008). No entanto, segundo Augustin (1985), antes mesmo da consolidação da Teoria dos Geossistemas, a concepção de análise integrada do meio natural encontrava-se na base teórica e aplicada de vários estudos, embora de forma não explícita. Este foi o caso da base teórica que fundamentou a metodologia dos levantamentos integrados dos recursos naturais, que “foram originalmente concebidos na Austrália, Canadá e União Soviética, logo após a II Guerra mundial” e que tiveram como “fato comum entre eles a ocorrência de imensas áreas pouco conhecidas e a necessidade de informações para embasar o uso e ocupação de tais áreas” (AUGUSTIN, 1985, p. 147).

Os resultados desses levantamentos foram apresentados principalmente por mapeamentos de unidades espaciais que internamente apresentavam-se com relativa homogeneidade e externamente diferentes das demais. Foram denominadas de *land* e se constituiriam um elemento de integração dos componentes fundamentais do terreno: geologia, relevo, solo, vegetação e clima, cuja análise poderia indicar seu valor em termos de recursos naturais (AUGUSTIN, 1979).

Neste sentido, já havia desde a década de 1960 uma visão integrada da questão ambiental, na qual a geomorfologia tinha importância fundamental, uma vez que as avaliações integradas dos recursos naturais tinham por base as inter-relações ambientais de unidades do terreno. O meio ambiente, nessa perspectiva, é entendido como aquele que congrega “todo o conjunto de feições naturais de uma área, desde aquelas relativas ao meio físico (água, solo, substrato rochoso, forma de relevo, etc) até aquelas decorrentes do meio ecológico (espécies vegetais, e animais, habitats, etc)” (AUGUSTIN, 1985, p. 142).

Já no início da década de 50 do século passado, Christian e Stewart (1953, apud AUGUSTIN, 1979), adotaram essa perspectiva teórica na definição de metodologia em trabalhos pioneiros dos levantamentos integrados de unidades da paisagem na Austrália, realizados pelo *The Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO), através da Divisão de Investigação da Terra desse país. Mais tarde, Wright (1973) introduz como base o estudo de unidades da paisagem em que a menor unidade taxonômica corresponde às unidades espaciais denominadas de *sítios geomorfológicos*, que são morfologicamente uniformes, delimitados interna e externamente por discontinuidades nas encostas. Evidencia-se, então, o papel das análises geomorfológicas nesses estudos integrados uma vez que, apoiados no uso de imagens aéreas, proporcionam informações sobre as inter-

relações ambientais, envolvendo clima, sistemas de processos naturais, tipos de minerais, solos, características da água e da vegetação, principalmente porque os atributos geomorfológicos podem ser facilmente identificados, delimitados, mensurados e interpretados (AUGUSTIN, 1979).

Sobre a identificação e mapeamento dessas unidades, a autora aponta que “na abordagem do CSIRO, as unidades geomorfológicas maiores eram representadas pelos sistemas da terra (*land systems*). Estas correspondem a principal divisão regional para propostas de mapeamento territorial com vistas à utilização dos recursos naturais”, tendo

essa base conceitual sido utilizada para a delimitação espacial de unidades de sistemas ambientais, os *land systems*, adotada pelas pesquisas aplicadas canadenses e russas. Estas foram descritas por Solntsev (1962) como sendo ecocomplexos, uma vez que o desenvolvimento de seus componentes biológicos e hidroclimáticos são dependentes da base geomorfológica [...], definindo a paisagem como ‘uma montagem de pequenas unidades geomorfológicas repartidas em padrões regulares’ (AUGUSTIN, 1979, p. 7).

Da mesma forma, estudando a área da APA do rio São Bartolomeu, no Distrito Federal, com o objetivo de estabelecer um disciplinamento de uso dos recursos naturais, Pinto (1986-87), utilizou a geomorfologia como fator básico de integração, ao considerá-la uma resposta integrada do meio ambiente, por refletir os componentes mais estáveis, incluindo a cobertura vegetal. Conceitualmente, optou por uma fusão de correntes metodológicas anglosaxônica e francesa, com terminologia de origem inglesa, para definir as unidades da terra, ou seja, *Land Systems* (Sistemas de Terra) e *Facets* (Facetas) para, a partir da integração dos parâmetros do meio, identificar facetas que foram agrupadas em oito classes nomeadas de Sistema de Terra. Estas, por apresentarem características intrínsecas marcantes, viabiliza a tomada de decisões específicas em cada um desses sistemas (PINTO, 1986-87).

Essa base metodológica tem sido utilizada para análise e mapeamentos da dinâmica do terreno, tendo o relevo como eixo condutor, em escala de estados em diversas partes do mundo, encontrando-se no Brasil, dentre outros, mapeamentos geomorfológicos dos estados do Paraná (SANTOS *et al.*, 2006) e de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997). Em outros países encontram-se mapeamentos voltados para a avaliação dos recursos naturais, dinâmica da paisagem e identificação de riscos naturais, como no sudoeste da Arábia (WACK, 1990) e Espanha (MARTIN-SERRANO, 2005).

Embora desenvolvida inicialmente para levantamentos integrados de recursos naturais, essa abordagem mostrou-se apropriada para análise da dinâmica do relevo, em um

contexto integrado da paisagem, no qual todos os elementos presentes nas formas de relevo são considerados e, portanto, identificados, analisados, interpretados e mapeados. Para isto, o mapeamento e seu instrumental são fundamentais para viabilizar a espacialização, tanto nas etapas iniciais da pesquisa, para permitir a identificação dos padrões recorrentes do relevo, como nas fases intermediárias, quando há necessidade de localizar e alocar os sistemas encontrados (LAUT; PAINE, 1982).

A discussão sobre o geossistema como unidade de análise espacial, ampliou-se por vários países do mundo. Na França, destaca-se o estabelecimento de uma classificação dos fenômenos geográficos que conceitua o Geossistema como o conjunto que abarca elementos ecológicos relativamente estáveis (embora não necessariamente tendo uma grande homogeneidade fisionômica), em escalas que compreendem alguns quilômetros até centenas de quilômetros quadrados, proposta por Bertrand (1972) e retomada por Bertrand e Bertrand (2007). Nessa perspectiva, dentro do geossistema há unidades fisionomicamente homogêneas na dimensão média de algumas centenas de metros quadrados, onde se desenvolve uma mesma fase de sua evolução geral. Pissinati e Archela (2009) sintetizaram os conceitos propostos por essa abordagem, considerando o geossistema como um complexo formado de relações naturais existentes entre os elementos bióticos e abióticos; o território como a forma de uso político, social e econômico do espaço geográfico; e a paisagem como uma expressão cultural, manifesta através da apropriação, da utilização e do significado que é atribuído aos elementos do geossistema, pela comunidade local. A utilização dessa base conceitual teve impacto sobre vários estudos, em especial nos mapeamentos geomorfológicos, de pesquisas básicas ou aplicadas.

2.3 Depósitos superficiais, pedogênese e morfogênese

Suguió (2010), ao se referir que parte preponderante das paisagens atuais foi formada durante o “Terciário/Quaternário” com influência de paleoclimas e/ou de fatores neotectônicos, destaca que a análise dos depósitos superficiais torna-se uma referência indispensável para o entendimento da evolução do modelado atual e, conseqüentemente, oferece elementos analíticos que permitem também a inferência sobre os processos então atuantes.

Assim, com relação aos depósitos sedimentares que se sobrepõem às unidades litoestratigráficas mais antigas, são denominados de Aluviões Quaternários aqueles que se encontram associados às drenagens do Pleistoceno ou Holoceno, tanto em áreas elevadas

quanto deprimidas. Já os depósitos de encostas e divisores topográficos são considerados do período Terciário ou, localizadamente, do Quaternário. Todos esses depósitos correspondem aos chamados depósitos de cobertura (BARTORELLI; HARALYI, 1998).

No Brasil, conforme Melo *et al.* (2005, p. 258),

os processos e formas continentais quaternárias dominantes nem sempre apresentam clara correlação com os grandes traços da compartimentação do relevo [...]. Nas grandes bacias sedimentares brasileiras (Amazonas, Paraná e Paraíba), ocorre tanto acumulação de materiais autóctones em topos aplainados quanto erosão nos interflúvios e altas encostas e sedimentação em rampas colúvio-aluviais, terraços e planícies aluviais.

Sobre as características das formações superficiais em áreas tropicais, Bigarella *et al.* (2007) destacam a marcante presença das lateritas. Consideram que estas se constituem importantes elementos de interpretação dos processos de evolução do relevo tropical por possuírem a propriedade de preservar antigas superfícies de erosão na paisagem.

A respeito das formações superficiais, Meis e Moura (1984) informam que a aloestratigrafia possibilita uma representação do volume e dos tipos de materiais que estão sendo desnudados e retrabalhados pela erosão. Porém, chamam a atenção para a necessidade do conhecimento desses depósitos de cobertura (ou superfícies deposicionais) utilizando-se de análises estratigráficas detalhadas, para não incorrer em interpretações equivocadas da evolução do relevo de uma área.

Desta maneira, os métodos utilizados para a correlação temporal e espacial de superfícies geomorfológicas geralmente levam em conta critérios básicos da morfoestratigrafia, dentre eles o grau de dissecação. No entanto, consideram que nem sempre a variação da dissecação será diretamente proporcional à variação das altitudes do relevo, uma vez que outro fator poderá interferir nesse processo, como a diferente resistência à erosão dos materiais componentes do relevo (MEIS; MOURA, 1984).

A introdução da noção de “cobertura pedológica” nos estudos atuais para nomear o material friável proveniente da alteração das rochas pelo intemperismo que recobre as vertentes, expressa a abordagem que considera a existência de uma indissociabilidade dos processos da morfogênese e da pedogênese (QUEIROZ NETO, 2011). Essa abordagem interessa aos estudos geomorfológicos porque a evolução das vertentes está relacionada diretamente à forma dos processos erosivos, dentre outros, que geralmente variam ao longo da vertente, em função dos diversos fatores locais como a presença de *stone lines*, a declividade, a variação da litologia e da textura do material eluvial. A ocorrência dessas variações vai

implicar em diferentes tipos e/ou intensidade dos processos erosivos, como a descontinuidade da sua atuação em segmentos mais planos ou patamares formados por camadas litológicas mais resistentes ou, ainda, por materiais coluviais. As interpretações convergentes de pedólogos e geomorfólogos sobre a juventude e maturidade do relevo e dos solos, a partir das observações de que solos pouco desenvolvidos ocorrem preferencialmente em áreas de relevo acidentado, como encostas íngremes ou formas colinosas, enquanto nas áreas mais planas encontram-se solos mais antigos como os Latossolos. Assim, essa relação entre solos e formas de relevo serve de base para estimar o tempo necessário para a formação de perfis de solos, ficando a gênese do solo adaptada à classificação e estabelecimento da cronologia das formas de relevo de uma região, o que torna, muitas vezes, uma classificação de solos genérica e nem sempre correta (QUEIROZ NETO, 2011).

Sobre essa questão Tricart (1977) afirmou que pelo menos nos processos iniciais de alteração da rocha, na mobilização e na acumulação das partículas e íons, a pedogênese seria um dos elementos da morfogênese e, desta forma, a pedologia estaria subordinada à geomorfologia, assim como a geomorfologia estaria subordinada à geologia estrutural.

De acordo com Queiroz Neto (2011), atualmente um grande número de pesquisadores utiliza uma nova abordagem no estudo do solo, envolvendo a superação da visão “verticalista” dos perfis de solos pela análise estrutural da cobertura pedológica, passando da noção do *pedon* à de *cobertura pedológica* como um *continuum* que recobre as vertentes. Esse novo conceito permite a compreensão correta da distribuição espacial do solo, seu funcionamento e gênese, bem como suas relações com a geomorfologia e outras ciências da natureza, possibilitando o reconhecimento e a definição tanto de sistemas pedogenéticos “em transformação” quanto dos que estão em “equilíbrio dinâmico”. Um sistema pedológico em transformação seria aquele em que ocorre uma sucessão de solos diferentes, desde o topo à base da encosta de uma forma de relevo, como a ocorrência de um Latossolo no topo de colinas e um Argissolo nas meias encostas, aparecendo nas classificações pedológicas em ordens e/ou classes geneticamente diferentes. Desta maneira, o desenvolvimento dos processos envolvidos estaria relacionado com uma modificação no nível de base local, acelerando os fluxos internos das soluções nas vertentes. A forma de transformação do horizonte Latossólico em Argílico começa, então, na base da vertente e avança remontantemente para o topo, com perdas progressivas de argila e convexização da vertente, mantendo, porém o paralelismo com os horizontes. Na porção mediana da pedosequência ocorre maior acumulação de água, as perdas de argila se acentuam causando a modificação da forma da vertente com início de uma concavidade. Ilustrando o desenvolvimento desse

processo, cita o trabalho pioneiro no Brasil de Lucas *et al.* (1984) para demonstrar o significado das configurações das organizações dos horizontes em topossequência das vertentes de Manaus, resultante do funcionamento dos sistemas de transformação pedológica.

Já os sistemas pedológicos em “estado de equilíbrio dinâmico” indicam a presença de vertentes regularizadas e em equilíbrio relativo, o que demonstra uma momentânea estabilidade da rede hidrográfica local. Esse equilíbrio só será rompido quando ocorrer modificação nas relações geométricas entre a vertente e as organizações pedogenéticas. E esses sistemas contrapõem-se aos sistemas de transformação pedológica, por serem constituídos de coberturas pedológicas latossólicas homogêneas, tanto vertical quanto lateralmente, ao longo das vertentes e passando para solos hidromórficos no sopé da vertente (QUEIROZ NETO; PELLERIN, 1994).

Considerando a relação dos solos com o relevo de uma área, torna-se importante identificar a espacialização dos tipos de solos por unidade de relevo, a fim de estabelecer suas relações principalmente com a dinâmica da paisagem. Os estudos dos processos erosivos têm realçado essa relação, também com o uso dos solos, levando em conta que têm se ampliado os problemas relacionados ao assoreamento de rios, à redução da capacidade de infiltração e à instalação de voçorocas (BERTOLANI; VIEIRA, 2001).

2.3.1 Coberturas superficiais e identificação da evolução geomorfológica utilizando a análise de raio-X de Argilas.

Conforme Thomas (1994), os efeitos da alteração química das rochas e seus produtos constitui um dos processos mais importantes para os sistemas geomorfológicos nas áreas tropicais da Terra. O intemperismo químico ocorre em função do fato de que os minerais da rocha matriz quase nunca se encontram em equilíbrio com as águas, as temperaturas e a pressão próximas à superfície e que a decomposição dos minerais primários das rochas resulta da ação separada ou simultânea de várias reações químicas. Entre as mais importantes nas regiões tropicais, destacam-se a oxidação e a hidrólise, embora sejam também comuns os processos de hidratação, dissolução e a acidólise. Os produtos do intemperismo tendem, contudo, a apresentar condições de maior equilíbrio (BIRKELAND, 1984).

Entre os fatores envolvidos na alteração química, destaca-se a ação da água da chuva, que vem carregada de elementos atmosféricos, como o CO₂, que atacam os minerais da rocha em sua superfície exposta e em suas fraturas e os decompõem dando origem a novos minerais, estáveis às condições da superfície terrestre, e a solutos que migram pelas fraturas da rocha ou

nas águas superficiais em direção ao mar. Assim, a disponibilidade de água, através da precipitação e da constante remoção da água no sistema rocha-solo, é fator determinante da intensidade, velocidade e do tipo de intemperismo predominantes. Para que esses processos ocorram, a temperatura também é fundamental, uma vez que esta controla as taxas de reações (THOMAS, 1994).

De acordo com Birkeland (1984), a hidrólise constitui o processo pelo qual as moléculas de água na superfície do mineral se desassociam em H^+ e OH^- , e o íon móvel de H_3O^+ penetra na folha do cristal, criando um desequilíbrio em sua carga, o que faz com que cátions como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+ se tornem difusos, como acontece no caso dos feldspatos. Esse processo leva à formação de argilas que seriam, assim, o resultado da reação do mineral da rocha à água e aos ácidos, entre os quais um dos mais importantes é o CO_2 .

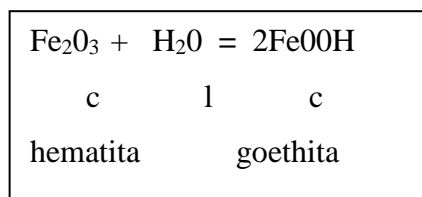
Entre os minerais mais importantes resultantes desse intemperismo, encontram-se as argilas, que são partículas minerais com diâmetro abaixo de $2\mu m$, ou $0,002mm$. Gomes (1988, p. 13) aponta para o fato de que, em um mineral argiloso os elementos químicos mais comuns são: “oxigênio, silício, alumínio, ferro, magnésio, potássio e sódio, em estado iônico”, que se assemelham “a esferas que se arranjam em modelos estruturais tridimensionais”. Essas esferas constituem o que ele denomina de “unidades construtoras dos minerais argilosos”, lembrando que elas podem se rearranjar em até sete modelos diferentes, e que cada grupo pode ter mais de 50 espécies. De acordo com o autor, desses sete grupos, seis apresentam estruturas organizadas em folhas, motivo pelo qual, de acordo com esse autor, são denominados de filossilicatos, sendo o sétimo em forma de fita. Embora constituam minerais denominados de cristalinos, ou seja, provenientes de rochas plutônicas e/ou metamórficas, eles podem ser incorporados às rochas sedimentares através da erosão das rochas cristalinas originais, formando o que Gomes (1988, p.52) chama de “minerais argilosos herdados”.

Outro processo importante nas regiões quentes e relativamente úmidas dos trópicos é a oxidação. Para Birkeland (1984), a oxidação é o processo no qual um elemento perde um elétron, levando a um aumento na valência positiva do elemento. Os minerais que contêm ferro comumente liberam Fe^{2+} , o qual em contato com água natural, rica em oxigênio, forma um óxido, ou hidróxido de ferro (precipitado de Fe_2O_3), que muitas vezes é acompanhado de outro ferro hidratado, como, por exemplo, a goethita ($2FeOOH$).

Augustin (1995) e Philippe *et al.* (2010) utilizaram a análise de raios-X para a identificação dos tipos de argilas e de ferro encontrados nos solos e manto de alteração na região da Serra do Espinhaço, MG, como indicadores dos ambientes nos quais foram gerados, e cuja interpretação possibilita a obtenção de informações do ponto de vista da evolução

geomorfológica das formas de relevo. Essa interpretação tem como base, segundo Augustin (1995), o fato de que o tipo de argila e de ferro presente no solo/manto de alteração encontra-se associado aos seus processos de alteração, e, portanto, às condições ambientais, que constituem informações importantes sobre a atuação dos processos geomorfológicos então atuantes. É consubstanciada por Gomes (1988), para quem, por exemplo, a hidrólise é predominante como processo de alteração, nas áreas tropicais com duas estações bem definidas. Este processo, ao atuar nos minerais primários, libera determinados elementos químicos como K, Na, Ca, Mg, Fe, Al e Si, levando a que se formem minerais secundários, como a illita e a montmorilonita. Em áreas bem drenadas, a sílica e os cátions solúveis da rocha são retirados e os produtos da alteração química sofrem enriquecimento de alumínio, formando as caulinitas. Em áreas com maior hidratação e submetida a um intemperismo mais prolongado ocorre a formação de gipsita.

Da mesma maneira, a presença de ferro menos ou mais hidratado como, no caso, a hematita e a goethita, respectivamente, pode, segundo Augustin (1995), indicar condições dominantes de umidade do clima e dos processos associados a essa maior disponibilidade de água no sistema. No entanto, Gomes (1988, p.74) chama a atenção para o fato de que a relação hematita-goethita é complexa, mesmo porque envolve a dissolução de uma e precede a formação da outra. No entanto, frequentemente ela é considerada uma conversão do fenômeno de hidratação (goethita) e desidratação (hematita), ilustrada pela seguinte equação:



Assim, a presença de alguns minerais no manto alterado/solo indica sua condição de desenvolvimento, o que permite, segundo Augustin (1995) e Philippe *et al.* (2010), utilizar o tipo de argila e de ferro para melhor compreensão da evolução do relevo.

2.4 Morfodinâmica e evolução dos ambientes naturais

A introdução do conceito de morfodinâmica nasce com a ruptura da percepção estática e relativamente rígida da evolução do relevo, divulgada no Brasil a partir da proposição de Tricart (1977), para quem diferentes ambientes naturais encontrados na

superfície terrestre, na perspectiva da teoria de sistemas, resultam das diversas relações de troca de energia e de matéria entre seus componentes.

Na concepção ecológica, o ambiente é analisado sob o prisma dessa teoria, na qual as trocas de energia e matéria acontecem em condição de equilíbrio dinâmico. Esse equilíbrio é modificado pelas frequentes intervenções humanas na natureza, gerando no ambiente estados de desequilíbrios temporários ou permanentes. A partir dessas ideias, Tricart (1977) definiu três categorias de ambientes: *estáveis*, quando se encontram em equilíbrio dinâmico; *intergrades*, em condições de transição, e *instáveis*, quando os ambientes se encontram em desequilíbrio. Nessa perspectiva, mesmo admitindo a ideia de que os elementos lito-estruturais exercem grande influência na evolução das unidades do relevo, esse autor realça que localmente essa relação não se faz de forma predominante e, assim, o estudo da dinâmica da paisagem em nível local passa, necessariamente, pela compreensão da dinâmica dos processos e seus efeitos sobre os materiais e as formas de relevo.

A esse respeito, Bigarella *et al.* (2007) destacam que, no estabelecimento de relações entre rochas/elementos estruturais e processos erosivos atuantes, pode-se identificar a resistência dos materiais e resgatar a história da evolução geológica em nível local, regional e até mundial.

E assim, partindo da complexidade que envolve essa relação entre materiais e processos, Christofolletti (1980), destaca o conceito de balanço morfogenético/dinâmica das vertentes como um sistema aberto, em que

a meteorização e a pedogênese correspondem às componentes verticais na vertente, sendo que a ação combinada entre elas tem o efeito de aumentar a espessura do regolito; e que os demais processos morfogenéticos (movimentos do regolito, escoamento, ação eólica e outros) correspondem às componentes paralelas. Tais processos tem o efeito de retirar os detritos da vertente, promovendo a diminuição da espessura do regolito e o rebaixamento do modelado (CHRISTOFOLETTI, 1980, p.58).

O princípio da morfodinâmica adota como premissa o balanço entre morfogênese e pedogênese para determinar o grau de instabilidade da paisagem, estabelecendo, então, o balanço morfogenético pela relação entre os componentes perpendicular e paralelo. O perpendicular se caracteriza pela ação da infiltração, favorecida pela presença da vegetação, implicando em alterações de natureza bioquímica, possibilitando a instalação dos processos pedogenéticos, enquanto o paralelo se caracteriza pelo efeito erosivo, favorecido pela

ausência da cobertura vegetal e proporcionando a ação dos processos morfoesculturais (CASSETI, 2005).

Conforme Christofolletti (1980), o ambiente encontra-se marcado por um equilíbrio climático quando a encosta se encontra num momento de biostasia, porque predomina a componente perpendicular. Ao contrário, quando a componente paralela se instala, o processo de morfogênese torna-se dominante, caracterizando um desequilíbrio climático através da intensa erosividade. Neste caso, a resistasia constitui o momento em que a cobertura vegetal é retirada, como resultado das alterações climáticas (escala de tempo geológico) ou da degradação processada pela ação antropogênica (escala de tempo histórico do homem).

A respeito dos processos morfodinâmicos, Magalhães Jr. e Moreira (1999) chamam a atenção para a importância da relação entre a atuação de movimentos de massa e a geração de sequências coluvionares diversas. Isto porque colúvios de textura fina são geralmente relacionados a típicos ambientes úmidos e estáveis tectonicamente, originados a partir da atuação associada de processos como *splash* (erosão), rastejamento, fluxos e deslizamentos, enquanto que os colúvios detríticos e tálus de blocos têm sido comumente associados a ambientes mais secos ou instáveis tectonicamente, uma vez que os afloramentos rochosos predominam em relação às zonas cobertas por manto de decomposição. Assim, Magalhães Jr. e Moreira (1999, p. 23) destacam que

mudanças climáticas ou eventos tectônicos são apontados como responsáveis por bruscas rupturas no equilíbrio natural das paisagens, transformando a morfogênese, a morfodinâmica e a geração de sequências deposicionais. Movimentos de massa com a consequente formação de colúvios com seixos, blocos e/ou matacões têm sido citados na literatura como resultante de condicionantes climáticos específicos ou atividade tectônica intensificada em períodos determinados (Allison, 1991; Modenesi, 1992; Whitney e Harrington, 1993).

Para Casseti (2005), a importância da compartimentação topográfica no estudo do relevo deve-se principalmente ao fato de que a mesma evidencia o resultado das relações processuais e respectivas implicações tectônico-estruturais registradas ao longo do tempo, considerando o jogo dos componentes responsáveis pela elaboração e re-elaboração do modelado, em que as alternâncias climáticas e as variações estruturais tendem a originar formas diferenciadas.

A esse respeito Melo *et al.* (2005) lembram que se deve levar em conta que formas e processos quaternários refletem a ação de processos mais recentes, que podem repetir-se ou intensificar-se até na escala humana, implicando na recombinação ou interação de feições e

materiais herdados com os processos atualmente vigentes. Os processos morfogenéticos atuais colaboram na morfogênese em proporções variáveis, de acordo com os sistemas morfoclimáticos dominantes. Sob essa ótica, relatam que podem ser identificados dois tipos principais de meios no espaço brasileiro: um tipo onde ocorre uma intervenção direta dos agentes externos sobre as rochas (no qual se inclui o interior do Nordeste) e outro em que os agentes morfogenéticos dependentes do clima interferem de forma indireta sobre as rochas, o que ocorre de forma predominante nas regiões Norte e Sudeste.

A partir de exemplos da identificação de paleossolos em diversas regiões do mundo, Melo *et al.* (2005, p. 260), demonstram que

em razão da multiplicidade das variações de sequências climáticas que se sucederam depois do Neogeno, as formas de relevo raramente refletem apenas as condições presentes ('formas características': Brunsdén, 1993), exceto em casos em que condições morfoclimáticas particularmente agressivas apagaram todos os traços de ações anteriores (SUMMERFIELD, 1991; PEUVAST; VANNEY, 2002).

Dessa maneira, podem ser identificados três grandes tipos de domínios naturais no Pleistoceno:

1) Os meios continuamente marcados por ações mecânicas e as regiões continuamente desérticas ou semiáridas [...]; 2) os meios alternativamente marcados por ações mecânicas e bioquímicas que, pela riqueza de suas heranças, apresentam uma complexidade máxima nas relações entre processos, condições climáticas e formas de relevo – nesse caso, sobretudo nas regiões temperadas [...] não tendo grande expressão no Brasil; e 3) os meios continuamente marcados por ações bioquímicas, nos quais as condições foram sempre propícias ao desenvolvimento de solos do tipo ferralíticos e fersialíticos, com alternância de formação e degradação de couraças lateríticas *in situ* (TARDY; ROQUIN, 1998) e de fases de intemperização profunda e ablação, favoráveis aos fenômenos de pediplanação (THOMAS, 1989b) [...]. Nesses meios, houve sempre forte tendência à manutenção das formas de relevo que não se diferenciam de maneira marcante daquelas atuais. Nesse domínio situa-se a quase totalidade da zona intertropical brasileira (MELO *et al.*, 2005, p. 260).

Continuando essa interpretação dos ambientes, esses autores concluem que a análise da relação entre processos e produtos da morfogênese atual permite considerar, além da variação natural dos meios, a aplicação desse conhecimento no contexto de riscos naturais, uso e ocupação do meio e manejo de áreas naturais. E destacam que

com exceção de ambientes extremamente instáveis [...], tal abordagem não pode desprezar a análise de formas e modelados produzidos por condições

morfoclimáticas anteriores às combinações dinâmicas em curso. As perspectivas futuras apontam no sentido de relativização crescente da importância dada aos estudos morfoclimáticos clássicos (*e.g.* Geomorfologia Climática, em Tricart e Cailleux, 1995) aos processos atuais, a favor da consideração do papel exercido na organização das paisagens pelos processos pretéritos, climáticos e estruturais [...] assim como aqueles de ordem social (MELO *et al.*, 2005, p. 261).

Para Oliveira e Rodrigues (2007) as variações das características climáticas regionais são importantes para o entendimento da evolução do relevo, porém não se deve esquecer que os efeitos diretos dos diferentes eventos glaciais de dimensão planetária não foram sentidos diretamente no continente sul-americano após o Terciário. E assim referem-se aos efeitos das variações do nível do mar e seus reflexos sobre os níveis de base regional e local, como participantes da esculturação de novas superfícies de aplainamento que compõem os níveis topográficos mais baixos de cada região. E concluem que as mudanças no relevo a partir do Pleistoceno imprimiram dimensões locais e abrangência regional, aparecendo tanto nos perfis geométricos das vertentes e no aprofundamento dos canais de drenagem, como na formação de planícies e terraços fluviais, considerando, portanto, que durante o Pleistoceno dois conjuntos de processos diferentes intercalaram-se, operando alternadamente e submetendo as paisagens a diversas variações: em épocas glaciais e de clima seco predominaram os processos de degradação lateral; e nos períodos úmidos predominaram a dissecação fluvial, alterando, assim, o funcionamento dos processos superficiais operantes nas fases de transição climática.

2.5 Dinâmica dos sistemas fluviais e relevo

O estudo das bacias hidrográficas tem grande importância para a geomorfologia, principalmente porque uma bacia pode ser considerada como um sistema aberto em que, mesmo estando em estado de equilíbrio transacional ou dinâmico, a adição e a perda de energia do próprio ecossistema lhe impõem sempre um delicado balanço (GREGORY; WALLING, 1983). E assim, ao receber constantes adaptações aos elementos das formas e dos processos a estes associados, assume papel essencial na evolução do próprio relevo, uma vez que a rede de drenagem se constitui um dos mais ativos modeladores da paisagem e que possui, ao mesmo tempo, caráter condicionante da própria vida humana (CUNHA, 1998).

Alimentados principalmente pela água das chuvas, os sistemas de drenagem correspondem a um importante agente de esculturação das formas do modelado terrestre, uma vez que o comportamento dos cursos d'água constitui um dos grandes responsáveis pela

dissecação do modelado, na medida em que promovem a erosão dos leitos, o transporte e a distribuição dos sedimentos gerados em toda a área de uma bacia hidrográfica (VITTE, 2011).

A esse respeito, a literatura tem demonstrado que a forma e o padrão dos canais fluviais e as feições de relevo a eles associados, geralmente encontram-se ajustados tanto à hidrologia da bacia de drenagem, controlando os fluxos de água e sedimentos que escoam em um segmento de um rio, como ao arcabouço estrutural e à litologia da bacia hidrográfica, podendo ser, então, identificados ou inferidos os processos que lhes deram origem (CHRISTOLETTI, 1981).

A capacidade de um rio erodir e transportar sedimentos está relacionada à sua potência (*stream power*) que, por sua vez, depende de variáveis como densidade da água, descarga, aceleração da gravidade e forma do canal, observadas em um determinado ponto do rio. O aumento da potência de um rio se torna, então, diretamente proporcional ao aumento da vazão, da densidade da água, da declividade e profundidade do canal, o que indica que quanto mais profundo e rápido for o rio, maior será a sua capacidade de erosão, enquanto o seu poder de transporte vai depender da velocidade da corrente e da granulometria da carga erodida (NOVO, 2008).

Sobre essa questão Cunha (1998, p. 233) destaca que os processos de erosão, transporte e deposição dos sedimentos no leito fluvial

alternam-se no decorrer do tempo e, espacialmente, são definidos pela distribuição da velocidade e da turbulência do fluxo dentro do canal. São processos dependentes entre si e resultam não apenas das mudanças no fluxo, mas também da carga existente.

Entretanto, como observa Christofolletti (1981), a velocidade de deposição pelo rio não vai depender apenas da granulometria do material transportado, mas também da densidade, da forma das partículas e do gradiente do canal, pois em qualquer ponto do curso do rio essa deposição poderá ser ampliada, principalmente onde o gradiente do canal é pequeno ou onde ocorrem mudanças bruscas no gradiente, na profundidade do canal e na velocidade da água.

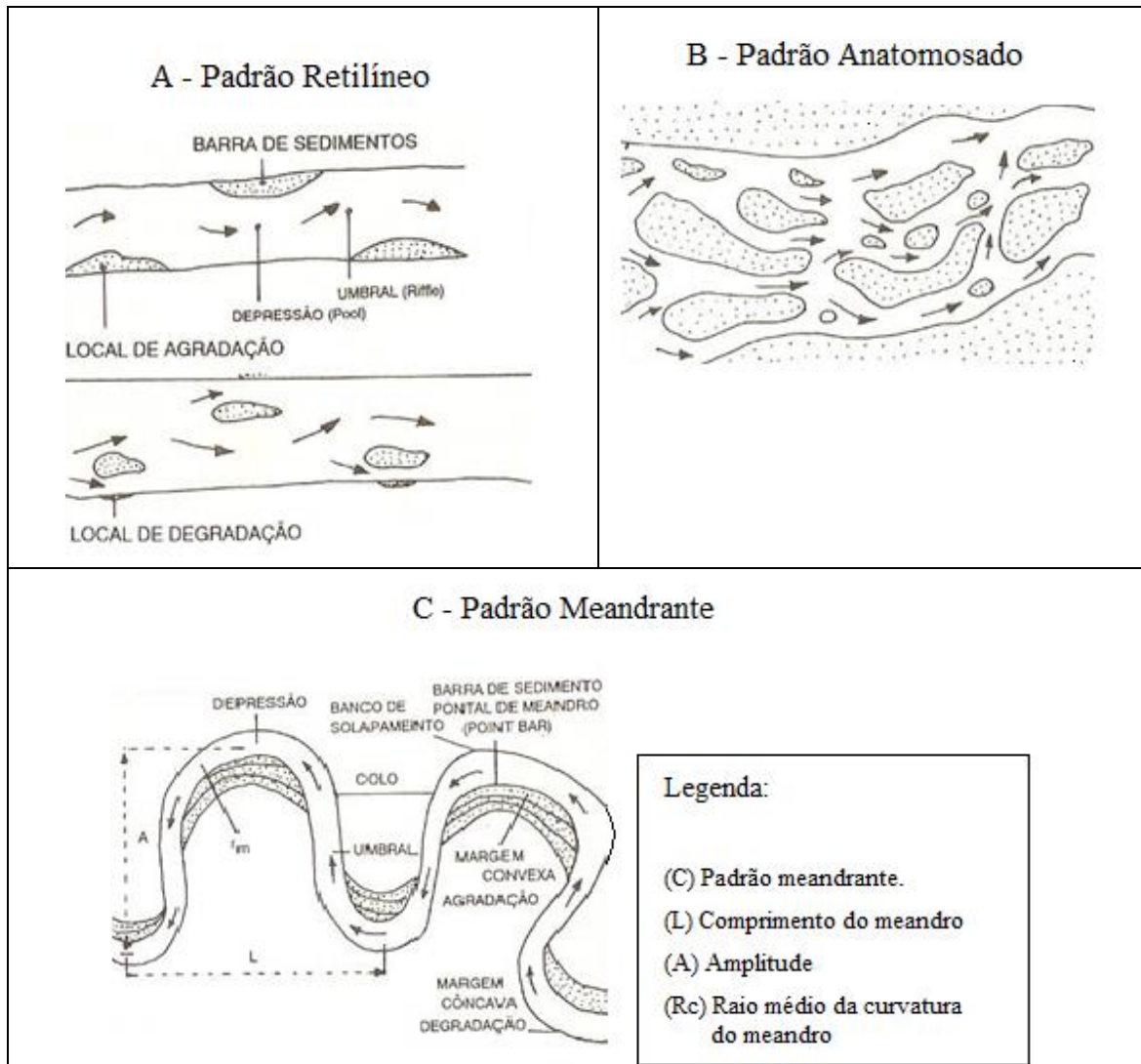
Miall (1981) se refere ao transporte sedimentar em canais fluviais destacando que ocorre principalmente como um fluxo de detritos, como carga suspensa, como carga de fundo ou mesmo de forma mista. Nesse fluxo os sedimentos apresentam geralmente natureza clástica, mas com variações granulométricas que vão refletir características como o tipo do fluxo e a competência do rio.

Para Milton *et al.* (1995), as planícies de inundação apresentam morfologias complexas, decorrentes desse fluxo e da sedimentação dos detritos, revelando as variações que ocorrem no canal fluvial ao longo do tempo, como a formação de lagos, diques, barras de pontal e bancos de areia.

Sobre a classificação dos bancos de areia, são denominados de “depósitos de canal” as barras arenosas emersas dentro dos canais, cuja permanência e formas variam no tempo, podendo dar origem a barras arenosas ou praias fluviais, por ficarem emersas durante o período de vazante. Já os “depósitos em nível” são aqueles que se encontram submersos, formados no período de cheias por areias grossa e fina com estratificação cruzada, com aparência de ondas, que podem emergir no período de vazante. Todos eles se diferenciam das ilhas fluviais pela ausência de vegetação (NOVO, 2008).

Considerando então que a geometria do sistema fluvial “resulta do ajuste do canal à sua seção transversal e reflete o inter-relacionamento entre as variáveis descarga líquida, carga sedimentar, declive, largura e profundidade do canal, velocidade do fluxo e rugosidade do leito” (CUNHA, 1998, p. 214), e que as diferentes sinuosidades dos canais são determinadas muito mais pelo tipo de carga detrítica do que pela descarga fluvial (SCHUMM, 1967), a fisionomia do canal exibida ao longo do perfil longitudinal é descrita por três padrões de canais fluviais: retilíneo, anastomosado e meândrico (BIGARELLA *et al.*, 1979; CUNHA, 1998), conforme se observa na Fig. 6.

Figura 6 – Classificação dos padrões de canais fluviais.

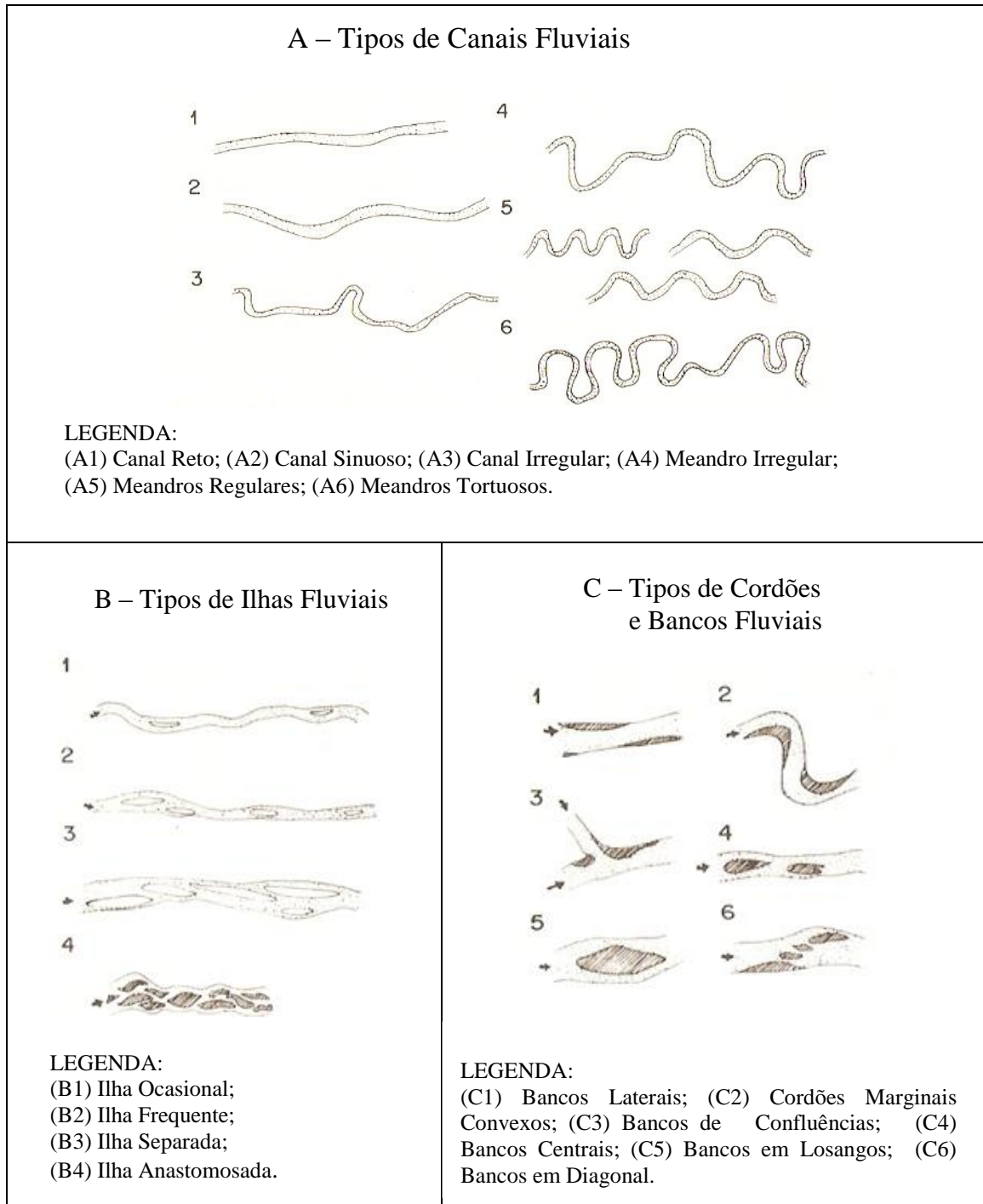


Fonte: Adaptado de Cunha (1998). Org. Lima (2013).

Outros estudos ampliam essa classificação de canais fluviais, com a inclusão de tipos derivados desses três padrões citados. A classificação de Kellerhals, Church e Bray (1976), por exemplo, considera como padrão seis tipos de canais fluviais e identifica quatro tipos de ilhas e sete tipos de bancos de sedimentos no canal fluvial (Fig.7).

Christofolletti (1981) se refere às formas de relevo associadas ao trabalho de deposição e aprofundamento dos leitos fluviais destacando que numa primeira fase esse trabalho corresponde à deposição do material transportado pelo rio, quando se formam as planícies aluviais por inundação, ao longo das margens do canal. Numa segunda fase, esse trabalho passa a ser de entalhamento, quando o canal fluvial escava e aprofunda o leito, abandonando essas faixas de deposição por transbordamento, passando a formar os terraços fluviais.

Figura 7 – Classificação dos segmentos de canais fluviais e dos sedimentos presentes no seu interior, conforme Kellerhals, Church e Bray (1976).



composição idêntica à dos depósitos aluviais, ou seja, são cascalhos e areias formados pela ação de corrente canalizada e argilas depositadas em planícies de inundação, porém já submetidos a processos erosivos. Esses sedimentos podem ser confundidos com outros tipos de depósitos, como os colúvio-eluviais, porém são distinguidos pelo tipo de fácies associado, ou pela presença de estruturas sedimentares formadas por fluxo canalizado, além da maior seleção e arredondamento dos clastos (NEVES *et al.*, 2005).

Para Pinto e Magalhães Junior (2009), esses depósitos superficiais que se formaram ao longo dos vales fluviais se constituem exemplos de registros paleoambientais que em muito contribuem para a reconstituição da dinâmica fluvial cenozoica, principalmente através da análise estratigráfica dos níveis deposicionais levantados.

Considerando que a dinâmica fluvial se reflete também nas formas de canais, estes são classificados em retilíneo, anastomosado e meandrante, para caracterizar os padrões básicos da sua morfologia ao longo do perfil longitudinal. Essa tipologia foi organizada por Leopold e Wolman (1957), a partir dos conhecimentos da época, sendo interpretada como uma “geometria do sistema fluvial que resulta do ajuste do canal à sua seção transversal e reflete o inter-relacionamento entre as variáveis: descarga líquida, carga sedimentar, declive, largura e profundidade do canal, velocidade do fluxo e rugosidade do leito” (CUNHA, 1998, p. 214). A variação desses tipos de canais e da carga de sedimentos, que implica em tipos intermediários, foi considerada por Schumm (1968) como resultante da maior influência de sua carga detrítica do que de sua descarga fluvial. Nessa perspectiva, os canais meândricos estariam relacionados à alta carga de sedimentos finos (silte e argila) e os canais anastomosados estariam relacionados a uma carga de sedimentos mais grosseiros (arenosos). Como decorrência, o aumento da granulometria e do volume de sedimentos implicaria em redução da sinuosidade do canal.

A essas relações e interações entre as variáveis do sistema fluvial, Leopold *et al.* (1964) acrescentaram a dimensão das suas alterações em diferentes escalas temporais e espaciais, considerando que esses padrões constituem formas que dinamicamente se ajustam às flutuações das variáveis do sistema fluvial por um conjunto ordenado de processos. Esses processos, por organizarem as transformações ou os ajustes dos padrões de canal fluvial, entre combinações diferentes das variáveis ao longo do tempo e do espaço (*continuum*), são denominados de processos morfodinâmicos fluviais. E estes, muitas vezes, vão definir padrões intermediários das classes conhecidas como canais retilíneos, meandantes e entrelaçados, estabelecendo um *continuum* entre eles.

A partir de Hack (1957) foram desenvolvidos diversos estudos sobre o comportamento de segmentos de canais fluviais e a forma assumida pelos perfis longitudinais, evidenciando possíveis interferências de fatores locais em sua dinâmica, como se observa em Perez Filho e Christofolletti (1977); Christofolletti (1980; 1981); Penteadao (1983); Fujita (2009); Pazzaglia *et al.* (1998); Martinez *et al.* (2011), dentre outros.

Penteadao (1983), por exemplo, chama a atenção para o fato de que os rios modificam a forma de seu leito por erosão ou por deposição, para estabelecer o equilíbrio entre a energia e a resistência encontrada. Assim, na medida em que a bacia é erodida, a carga vai diminuindo, até chegar ao momento ideal, no qual a inclinação do leito seja suficiente somente para escoar, atingindo então o perfil de equilíbrio. Porém esse perfil não é real, mas teórico, existindo, então, perfis de equilíbrio provisórios, os quais não ocorrem ao longo de todo rio, mas em determinados setores. Assim, a importância de seu estudo não está apenas em reunir as características básicas a respeito de cada um, mas também no conceito do *continuum* dos padrões de canais fluviais. De acordo com este conceito, os padrões de canal resultam do ajustamento (na busca do equilíbrio) entre as variáveis do sistema fluvial constituindo sempre uma combinação entre: o débito ou vazão, a carga detrítica, a declividade ou gradiente fluvial, a razão largura-profundidade do canal, a velocidade do fluxo e a rugosidade do leito (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O perfil de equilíbrio é constituído, portanto, por um conjunto de pontos interdependentes e assim, conforme Penteadao (1983, p. 86),

caso haja um rebaixamento do plano de água num determinado ponto do curso, a jusante o declive será reduzido, a corrente diminuirá a velocidade e deverá depositar parte da carga, elevando, assim, o leito. Imediatamente a montante do ponto citado o declive aumenta, porque o nível foi rebaixado. A corrente será acelerada, resultando em erosão que se propagará aos poucos em direção à cabeceira – é a erosão regressiva, que tende a estabelecer o equilíbrio, suavizando o declive do perfil do rio.

Com o desenvolvimento da drenagem até atingir um equilíbrio ideal ocorrerá a diminuição gradual dos declives, o que repercute na diminuição da velocidade dos cursos de água. E com a diminuição da declividade e da velocidade, há também a diminuição da competência de entalhamento das vertentes o que, em consequência, determina a diminuição da granulometria dos sedimentos componentes da carga do leito, principalmente no médio e baixo curso. A linha considerada de melhor ajuste constitui a curva ideal dos perfis longitudinais dos cursos d'água equilibrados, em que as convexidades acima ou abaixo dessa curva ideal se configuram anomalias na forma do perfil. Os trechos do perfil longitudinal

acima da linha de tendência são considerados anomalias convexas, enquanto que trechos abaixo da linha são considerados anomalias côncavas. Já os canais fluviais com gradientes elevados tendem a aumentar a sinuosidade, que por sua vez promovem processos de migração lateral e abandono de canal. Com isso, o gradiente do trecho do rio sofre aumento e, conseqüentemente, força a migração lateral do canal, aumentando a sinuosidade e promovendo novos abandonos, e assim por diante (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Por ocasião de uma mudança climática que modifique a contribuição do rio (tipo de carga), modificando a relação carga-débito, a forma do perfil vai refletir essa mudança. Da mesma forma, caso haja um rebaixamento do mar, ocorrerá uma retomada erosiva que se efetuará a partir da foz e de todos os pontos onde houver rupturas do perfil em direção a montante. Considerando, então, que o nível do mar é variável, mas apresenta longos períodos de estabilidade relativa, ele será considerado estável em relação à mobilidade dos pontos do perfil fluvial (CRISTOFOLETTI, 1981).

Zancopé e Perez Filho (2006) comentam que as influências tectônicas e litoestruturais afetam o gradiente do canal fluvial pelo desenvolvimento de níveis de base regional. Truncam, assim, o perfil longitudinal do curso d'água e sua dinâmica fluvial, alterando a disponibilidade de energia para o trabalho fluvial, modificando os mecanismos de transporte da carga detrítica e a morfologia (ou padrão) do canal. Esses autores destacam que em condições de climas úmidos, a meteorização bioquímica nas vertentes ocorre de forma intensa, produzindo espessos mantos de alteração, quando os canais fluviais apresentam descargas volumosas em frequência elevada, predominando a carga detrítica em suspensão. Ao contrário, sob climas secos, vai ocorrer de forma predominante o intemperismo físico, quando os rios apresentam carga de fundo e descargas com magnitudes menores e sazonais, com maior acúmulo de detritos no leito e nas planícies.

Christofoletti (1981) e Oliveira (2010) lembram que as capturas de drenagem, por exemplo, representam um fenômeno de mudança de curso de um canal fluvial que decorre, sobretudo, da atuação de tectonismo ou de fluxos catastróficos, quando um canal erode mais agressivamente que o outro adjacente, capturando sua descarga por interceptação. Decorreriam, portanto, do rápido potencial erosivo do canal, que se encontra ligado ao aumento na declividade do gradiente, desviando o canal em migração lateral e empurrando o rio para dentro da bacia adjacente; ou quando ocorrem decapitações, definidas como o mais agressivo processo de erosão remontante. Segundo esses autores, os pontos de captura são identificados principalmente por cotovelos porque formam um ângulo reto indicando a direção da mudança do canal e também por vales secos que surgem após a captura.

Tendo em vista a grande importância da análise dos níveis de base para a dinâmica fluvial e do ambiente onde se encontra o rio, Summerfield e Hulton (1994) identificaram que dentre os principais elementos geológicos capazes de promover a instalação de patamares ao longo da rede de drenagem estão os de natureza tectônica rúpteis ou dúcteis (como as falhas e dobras) e os de natureza litológica, tais como a justaposição de rochas com diferentes níveis de resistência ao intemperismo. Para Mantelli e Rossetti (2009), a análise de propriedades geológicas da bacia de drenagem tem grande significância ao revelar importantes informações relativas ao contexto tectônico, principalmente em áreas de altitudes muito baixas, onde características ligadas ao relevo são inexpressivas.

Lana e Castro (2012) destacam que além destes condicionantes devem ser consideradas também as variações eustáticas, confluência de tributários, variações de descarga e as interferências antrópicas, como a instalação de barramentos, canalização e desvio de cursos d'água.

Com relação à interferência do homem nos canais fluviais para diversos tipos de usos, por exemplo, com relação às obras de barramento dos rios, os seus efeitos geralmente se tornam irreversíveis, uma vez que faz desencadear uma série de alterações na dinâmica do sistema fluvial. Dentre essas alterações encontra-se a elevação do nível de base local para a área de montante, modificando a forma do canal e a capacidade de transporte sólido do rio e, conseqüentemente, as formas de erosão e de deposição, implicando em modificações de todo o perfil do rio (CUNHA, 1998).

Assim, o estudo do perfil longitudinal de um rio se torna uma variável importante, principalmente porque relacionado a ele define-se o nível de base local de um rio como o ponto limite abaixo do qual não ocorre a erosão fluvial da área por ele drenada. Expressa, deste modo, a relação de ajustamento entre a altimetria e o comprimento do canal fluvial, nos diferentes pontos de seu percurso, da nascente à sua foz, sendo a representação do perfil típico uma curva côncava, quando ocorrem os processos de erosão e de deposição em equilíbrio entre si. No entanto, esse equilíbrio pode ser alterado em períodos de variação climática, de movimentos tectônicos, ou mesmo por interferência humana com obras de barragens e canalização do leito. Esses fatores vão interferir na competência fluvial e nos níveis de base da bacia hidrográfica, ampliando ou reduzindo a intensidade dos processos fluviais de erosão e de acumulação de sedimentos (CHRISTOFOLETTI, 1981; PENTEADO, 1983; FLORENZANO, 2008).

Para Christofolletti (1980, 1981) a importância do conhecimento das características físicas de uma determinada bacia hidrográfica permite inferir os processos nela atuantes,

entender as relações estabelecidas entre os componentes do ambiente natural e os potenciais de uso do terreno. E acrescenta que a análise morfométrica possibilita a identificação de certas características da paisagem, uma vez que esse procedimento compreende um conjunto de análises relacionadas a formas e medidas de vários aspectos da relação dos elementos naturais com o sistema de drenagem, ou seja, a bacia hidrográfica.

Nas análises quantitativas de um sistema fluvial são utilizados frequentemente parâmetros morfométricos como o padrão e a densidade de drenagem, a amplitude altimétrica do rio principal e o seu perfil longitudinal, a área e o índice de circularidade de sua bacia hidrográfica, dentre outros (ALVES; CASTRO, 2003; FONSECA, 2010). Já o regime hidrológico, que corresponde ao volume de água que escoar por um canal fluvial ao longo do ano, está condicionado a muitos fatores, principalmente aos níveis de precipitação, à litologia e estrutura geológica, ao relevo e à cobertura vegetal. E, assim, o escoamento superficial fica sujeito às forças de natureza gravitacional e de fricção, ao longo do perfil longitudinal do rio, variando de intensidade com a vazão ao longo do ano e do tempo geológico (FLORENZANO, 2008).

A respeito da gênese e evolução da drenagem brasileira, Bartorelli (2012) considera que os primeiros caminhos de escoamento das águas continentais, em diferentes fases do período Terciário organizaram-se nas grandes depressões resultantes da tectônica andina e do soerguimento da Plataforma Sul-Americana. Considerando que no período de clima semiárido esses rios não tinham cursos definidos, caracterizavam-se como drenagem entrelaçada em regime temporário que depositavam sedimentos predominantemente arenosos e cascalhentos nos fundos planos das depressões tectônicas. Esses rios

fluíam por braços que migravam de um lado para outro nas amplas planícies aluviais, durante chuvas esporádicas muito intensas, para depois permanecerem secos por longos períodos, à semelhança do que se observa hoje nos 'oueds' desertos saarianos. Formaram-se, assim, superfícies de pediplanação mais novas e rebaixadas, muitas delas de idade pliocênica e, mesmo, pleistocênica (BARTORELLI, 2012, p.577).

A partir das sucessivas alternâncias climáticas, já no Quaternário, as drenagens foram evoluindo e se aprofundando, buscando se ajustarem à estrutura geológica e cortando os paleodépósitos aluviais que foram preservados sob a forma de vários níveis de terraços,

reafeiçoados pelos processos erosivos, originaram-se os interflúvios secundários entre as bacias afluentes das calhas tectônicas principais. Os grandes afluentes, principalmente aqueles das bacias do Amazonas e do Paraná, procuraram caminho, superando obstáculos: atravessaram

boqueirões e *percées* e contornaram obstáculos tectonomorfológicos, como é o caso dos rios antecedentes das regiões de circundesnudação pós-cretácea do Brasil [...]. Sob clima úmido, que vigora desde o fim do Pleistoceno (há cerca de 10 mil anos), os rios encaixaram-se em leitos meandantes e bem definidos, tal como se apresentam hoje, adaptando ao continuado soerguimento crustal (BARTORELLI, 2012, p.578).

Considerando que a bacia hidrográfica apresenta-se como um componente do sistema ambiental com características fundamentais que a tornam uma unidade natural muito bem definida, como unidade, ela permite, segundo Tundisi (2006), a integração multidisciplinar entre variados sistemas de gerenciamento, estudo e atividade ambiental. A bacia hidrográfica comporta, desta forma, desde análises relativas ao comportamento ecossistêmico como também ao planejamento regional ou urbano-ambiental.

2.6 Mapeamento geomorfológico

O estudo geomorfológico, ao buscar o entendimento e a representação das formas de relevo e dos processos responsáveis por sua elaboração, tem na cartografia geomorfológica um dos mais importantes veículos de comunicação e de análise dos resultados obtidos (COOKE; DOORNKAMP, 1974; CUNHA *et al.*, 2003).

Para Tricart (1965), os mapeamentos devem ser considerados também como uma base para a pesquisa, e não apenas a sua concretização gráfica, ou seja, devem ser simultaneamente, os instrumentos que direcionam a pesquisa e a síntese que expresse o resultado da análise realizada. Torna-se importante, então, a maior fidelidade possível na representação da compartimentação topográfica do relevo, principalmente porque ela evidencia

[...] o resultado das relações processuais e respectivas implicações tectônico-estruturais, registrado ao longo do tempo, considerando o jogo das componentes responsáveis pela elaboração e reelaboração do modelado, em que as alternâncias climáticas e as variações estruturais tendem a originar formas diferenciadas (CASSETI, 2005, s/p).

O desenvolvimento das técnicas de uso de fotografias aéreas, a partir dos anos de 1950, e que evoluíram para o uso do geoprocessamento mais tarde, possibilitaram, cada vez mais, a utilização dos mapeamentos geomorfológicos como suporte ao planejamento econômico (COOKE; DOORNKAMP, 1974). Atualmente, esses mapeamentos são elaborados em muitos países, ampliando seus usos como subsídios aos zoneamentos

ecológicos, agrícolas, urbano e regional, além de projetos de engenharia (GUSTAVSSON, 2006). Argento (1998) chama a atenção para a sua relevância, tendo em vista seu caráter multidisciplinar, sua aplicabilidade em projetos de gerenciamento ambiental e de gestão do território e, ainda, como subsídio para tomadas de decisões em níveis pedológicos, climatobotânicos, planialtimétricos e de uso potencial do solo urbano e rural.

Bocco *et al.* (2001) demonstram a importância dos mapas geomorfológicos sob a perspectiva aplicada, para acompanhamento das áreas cultivadas, uma vez que os dados de cobertura de terra podem ser facilmente atualizados no GIS automatizado, destacando que as formas da terra permanecem como a unidade espacial analítica básica, enquanto outros dados como cobertura vegetal e cultivos são variáveis. Citam o exemplo do México, onde o mapeamento ecológico regional baseado na geomorfologia é usado pelo Instituto Nacional da Ecologia (Ministério do Ambiente) para o planejamento de uso da terra nas escalas nacionais e locais. No estado de Michoacán o mapeamento geomorfológico regional é descrito por esse autor como a base de novo planejamento, adotado pela autoridade de planejamento local na bacia do Cuitzeo, o segundo maior lago do México, cuja bacia é intensamente degradada, com os efeitos da erosão do solo refletidos no corpo d'água desse lago.

Sobre a discussão dessa perspectiva teórico-metodológica, Astaras e Lambrinos (1988) também destacam a importância da utilização de dados obtidos através de sensoriamento remoto para a identificação e mapeamento dessas unidades do terreno a serem utilizados no planejamento, uma vez que são passíveis de reconhecimento por imagens LANDSAT.

Hayden (1986) considera não existir ainda um método unificado de mapeamento geomorfológico, como ocorre em outras áreas do conhecimento como na Geologia ou na Pedologia. Este fato, explica Florenzano (2008), deve-se à complexidade dos objetos estudados e à dificuldade de classificá-los, uma vez que existem diferentes critérios de natureza estrutural, climática, genética e temporo-espacial, utilizados como base para as classificações, não resolvendo ainda as questões de ordem metodológica para se chegar a uma classificação e representação cartográfica que atenda aos objetivos da Geomorfologia.

Dentre as propostas mais conhecidas de mapeamentos geomorfológicos em todo o mundo, segundo Florenzano (2008), encontram-se:

- O modelo proposto por Tricart (1965), destinado à elaboração de mapas de detalhe, em escalas de até 1:50.000. A sua orientação, dentre outros aspectos, é que o mapa deva incluir os dados estruturais, sendo a litologia representada em tons pastéis, como “pano de fundo” da

carta; as rochas coerentes por pontos; as rochas móveis por trama e a disposição das camadas por símbolos.

- O modelo de Demek (1967) que propõe a definição de três unidades básicas nas cartas geomorfológicas, assim denominadas: *superfícies geneticamente homogêneas* (o menor táxon, como uma vertente); *formas do relevo* (táxon intermediário, como uma colina); e *tipos de relevo* (o maior táxon, um conjunto de formas semelhantes entre si). Esta, ao contrário da proposta de Tricart, não define escalas de representação cartográfica.
- O modelo da Comissão da International Geographical Union (IGU, 1962) que teve como principal contribuição uma proposta unificada para mapas geomorfológicos detalhados, nas escalas de 1:10.000 a 1:100.000. Baseou-se no modelo das formas, com dados da morfografia, morfometria, morfogênese e morfocronologia, com ênfase na morfologia e na morfogênese, destacando ainda as características das vertentes.
- O sistema do International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), publicado por Verstappen e Van Zuidam (1968). Este também objetivou criar um procedimento internacional de mapeamento geomorfológico, tornando-se um trabalho paralelo ao do IGU. Utiliza a fotointerpretação como procedimento metodológico e as unidades geomorfológicas são a base do mapeamento, tendo o processo morfogenético dominante destacado em cada unidade. É um sistema adequado para diferentes escalas e a leitura do mapa produzido é relativamente fácil, com o uso de cores, símbolos e letras na representação cartográfica dos elementos do relevo.

Para Hayden (1986), todas essas metodologias podem ser agrupadas em dois tipos de modelos gerais para identificação da unidade geomorfológica: o primeiro corresponde ao dos “padrões do relevo” ou das “formas de relevo”, utilizado pelos russos, alemães, poloneses e ex-checoeslovacos; e o segundo, o dos “elementos do relevo”, adotado pelos britânicos e franceses, no qual cada forma é representada por vários símbolos, gerando uma carta carregada de letras e símbolos lineares e pontuais e, portanto, de difícil leitura.

Florenzano (2008) considera que as metodologias de mapeamento geomorfológico mais utilizadas no Brasil iniciaram o seu desenvolvimento a partir de Ab’Saber (1969) que, inspirado nas ideias de Tricart (1965), propôs uma metodologia com base na análise do relevo em três níveis de tratamento: a compartimentação topográfica, a estrutura superficial da paisagem e a fisiologia da paisagem. Esta metodologia, embora não apresente uma técnica de mapeamento cartográfico, é largamente aceita em diversas escalas de análise (VITTE, 2011).

Outra metodologia muito utilizada atualmente no Brasil corresponde à proposta de Ross (1992), desenvolvida a partir das bases metodológicas do Projeto RADAM (BRASIL, 1973) e premissas constantes em Penck (1953), Demeck (1967) e Mescerjakov (1968). Esta metodologia apresenta uma hierarquização dos fatos eomorfológicos subdividindo-os em seis táxons espaço-temporais, tendo seu objetivo ampliado com a apresentação de um método de identificação de Índices de Dissecação do Relevo, a partir de uma matriz de relações entre os parâmetros morfométricos: dimensões interfluviais e graus de entalhamento vertical dos vales (ROSS, 1992).

Além das metodologias referidas, existem outras desenvolvidas no Brasil, como a do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1981) e a da Fundação Centro de Planejamento da Bahia (CEPLAB, 1980), citadas por Florenzano (2008) e, ainda, a do BRASIL/IBGE (2009). Esta utiliza como

princípio básico o ordenamento dos fatos geomorfológicos de acordo com uma classificação temporal e espacial, na qual se distinguem os modelados como unidade básica e seus grupamentos hierarquicamente relacionados. Para a individualização destes conjuntos de feições, são considerados como parâmetros fatores causais, de natureza estrutural, litológica, pedológica, climática e morfodinâmica, responsáveis pela evolução das formas do relevo e pela composição da paisagem no decorrer do tempo geológico. De acordo com a ordem decrescente de grandeza são identificados: Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevo Simbolizadas (BRASIL/IBGE, 2009, p.27).

A respeito dessa variedade de metodologias e, ainda, das mudanças que atualmente se operam no mundo científico, Vitte (2011, p. 99) chama a atenção para

o atual acirramento no uso de novas tecnologias e do emprego cada vez maior da computação para resolução de modelagens, assim como a entrada de novas concepções associadas às transformações informacionais e sociais que se processam no mundo contemporâneo, [...] associado a postulados ligados diretamente às reflexões da física [...] que emergem como novos paradigmas nos estudos geográficos e geomorfológicos [...] e à emergente questão ambiental, não mais em escalas locais, mas global [...], que redefinem os sistemas naturais e os processos a eles associados, como por exemplo, o sistema geomorfológico.

Vitte (2011, p. 99) destaca ainda a atual condição de paradoxo em que se vive, pois no momento em que se passa à preocupação com a geomorfologia a partir de referenciais indutivos, este se dá com forte apelo à modelagem matemática. E ainda que, apesar de alguns trabalhos serem realizados com a preocupação de discutir a gênese do relevo brasileiro,

o que se observa atualmente é que a temática ambiental vem sendo o amálgama da produção da geomorfologia pela Geografia, inclusive

mantendo um forte diálogo com a antropologia e a fenomenologia como, por exemplo, com a questão dos riscos ambientais; e com a arquitetura, quando se trata dos riscos ambientais em meio urbano.

Assim, com o recente avanço da tecnologia, os geomorfólogos passaram a utilizar cada vez mais as técnicas de sensoriamento remoto e do geoprocessamento com uma roupagem atualizada dos parâmetros conceituais apoiada nessas ferramentas informatizadas, objetivando a aplicação do conhecimento geomorfológico, com maior rapidez e confiabilidade na representação cartográfica, nos estudos e manejos ambientais (RODRIGUES, 2009).

A esse respeito, Assumpção e Hadlich (2009) lembram que o Projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), um dos Modelos Digitais de Elevação (MDE) mais utilizados atualmente, representa a primeira experiência de interferometria a bordo de uma nave espacial (EUA em 2000). Para a América do Sul, destacam que a precisão vertical é de 6,2m e a horizontal de 9,0m, sendo os dados sobre o território brasileiro processados pela Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (EMBRAPA) e disponibilizados segundo a articulação das folhas topográficas, em escala de 1:250.000 (MIRANDA, 2005). Nessas imagens podem ser identificados padrões de unidades e de formas de superfícies com coberturas, seja de vegetação, seja de edifícios, ou outros, permitindo a visualização de altimetrias com variação contínua no espaço, de forma geo-referenciada (FONSECA *et al.*, 2007).

2.6.1 Mapeamento do relevo utilizando o Índice de Concentração de Rugosidade (ICR)

Referindo-se às dificuldades encontradas no uso da maioria dos métodos de mapeamento geomorfológicos citados, principalmente por utilizar referenciais qualitativos e dependerem de bases imprecisas, Sampaio e Augustin (inédito) destacam que esses métodos terminam por incorporar diferentes níveis de subjetividade, que vão desde a etapa de coleta dos dados até a definição de classes, dificultando, assim, a obtenção de unidades morfológicas homogêneas que independam de materiais de análise e demais elementos envolvidos.

Identificam também que as divergências e discontinuidades nos limites das unidades de relevo são ainda maiores quando o mapeamento é realizado por diferentes mapeadores, escalas e fontes cartográficas, como imagens de satélite, fotos aéreas e modelos digitais de elevação. Citando o exemplo dos mapeamentos geomorfológicos de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997) e do Paraná (SANTOS *et al.*, 2006), identificam que, mesmo empregando a mesma metodologia, as condições citadas resultam na dificuldade de obtenção de parâmetros

morfométricos que possam caracterizar adequadamente o relevo, porque ficam na dependência do grau de conhecimento e experiência do mapeador, para delimitar áreas uniformes com relação aos materiais, as formas e os processos.

Com o apoio das novas tecnologias e buscando contribuir para a minimização das dificuldades citadas, Sampaio (2008) e Sampaio e Augustin (inédito) propuseram uma ferramenta metodológica denominada Índice de Concentração de Rugosidade (ICR), que tem por finalidade quantificar, classificar e delimitar unidades de relevo entendidas como padrões de rugosidade.

Sampaio e Augustin (inédito) destacam que esse método foi desenvolvido a partir do uso dos Modelos Digitais de Elevação (MDE), bem como a aplicação do estimador de densidade por *Kernel*, ferramenta geoestatística presente na maioria dos SIG's hoje disponíveis, porém, levando em consideração as ideias de Horton (1945). Propõem, assim, a delimitação do relevo a partir da análise dos padrões de distribuição espacial das declividades, das medidas indiretas da inclinação e do tamanho das vertentes, considerando seus valores no espaço tridimensional e não bidimensional, como ocorre na análise através dos perfis topográficos.

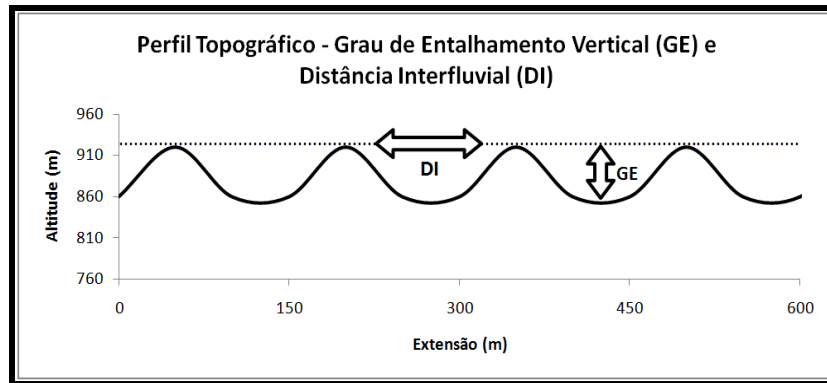
Desta forma, entendem que o ICR

diverge da análise pontual do relevo (pixel-a-pixel), ao considerar o padrão espacial de distribuição dos valores da declividade, porque esses valores medidos e distribuídos de forma contínua ou descontínua são avaliados conjuntamente e fornecem padrões morfológicos locais e regionais diferentes dos valores observados pontualmente (pixel), os quais podem localmente apresentar valores distintos do padrão no qual encontram-se inseridos. Isto se dá porque, dependendo da escala de análise ou da largura do pixel, todas as unidades de relevo de uma dada região, desde as predominantemente planas até aquelas com relevo dito escarpado, podem apresentar pontualmente áreas com valores de declividade elevados ou baixos, indicando localmente a presença de superfícies íngremes ou planas. (SAMPAIO; AUGUSTIN, inédito).

Para melhor compreensão do método, destacam que existem duas correntes metodológicas de mapeamento morfológico e geomorfológico que são mais utilizadas no Brasil com relação à análise morfométrica, baseadas em parâmetros bi e tridimensionais do relevo. A primeira corresponde àquela que usa os perfis longitudinais para a identificação da sinuosidade do relevo, sendo esta absoluta em uma direção entre dois interflúvios, e média para mais direções ou interflúvios, conforme Ross (1992). Neste caso, os parâmetros morfométricos são obtidos a partir da análise da relação entre as distâncias ou dimensões

interfluviais (DI) e o grau de entalhamento vertical (GE), apresentando valores variáveis sobre diferentes direções e extensões, conforme ilustrado na Fig. 8.

Figura 8 – Perfil topográfico hipotético das dimensões para a obtenção de parâmetros morfométricos por perfis topográficos.



Fonte: Sampaio e Augustin (inédito).

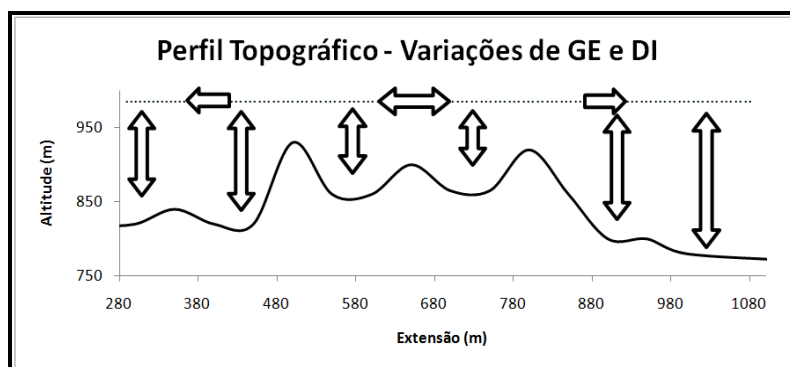
Esses autores demonstram também a extensão e a direção representadas nos perfis topográficos, resultando em diferentes concepções relativas ao padrão do relevo analisado, o que permite diferentes enquadramentos para uma mesma unidade de análise, conforme demonstra a Fig. 9.

A segunda corrente de mapeamento a partir de análise morfométrica corresponde às metodologias que utilizam a fotointerpretação

em que a quantidade e os limites das unidades delimitadas são diretamente condicionadas pela escala de análise (área de abrangência do mapeamento e escala de obtenção das imagens empregadas), bem como pelo nível de experiência do foto-intérprete e finalidade do estudo (SAMPAIO E AUGUSTIN, inédito).

Apesar das vantagens dessa corrente metodológica, ela inviabiliza, segundo os autyores, a identificação de unidades morfométricas em escala maior que um pixel com limites fixos, bem como a associação das mesmas a valores passíveis de emprego em estudos morfológicos e geomorfológicos comparativos ou matemáticos.

Figura 9 – Perfil topográfico esperado, quanto à complexidade de obtenção dos parâmetros morfométricos via perfis, em função da variabilidade espacial dos valores de GE e DI.



Fonte: Sampaio e Augustin (inédito, p. 5)

O método de Sampaio (2008), mesmo se enquadrando nesse grupo das análises tridimensionais, reduz a limitação citada ao possibilitar a aquisição de valores para representar unidades homogêneas de relevo porque corresponde, ao mesmo tempo, conforme Sampaio e Augustin (inédito), a um processo

de obtenção e de delimitação das unidades mapeadas menos subjetivo; de identificação de unidades geomorfológicas homogêneas no que se refere aos padrões morfométricos observados, representando grandezas maiores que partes da vertente como observado na classificação pontual pixel-a-pixel; de possibilidade de implementação automatizada via Sistema de Informações Geográficas (SIG). [...] e também, a incorporação destes quantitativos em modelos matemáticos ou estatísticos permitindo a inclusão do relevo como variável numérica.

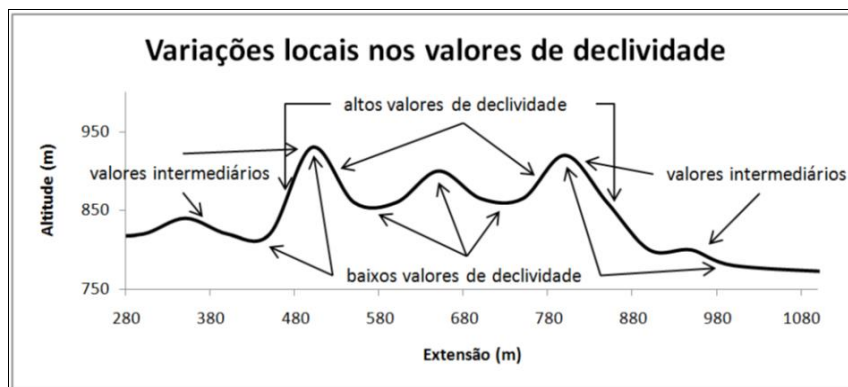
A representação da metodologia do ICR, destacando o padrão dos valores de declividade observados em determinada área e a distribuição contínua das unidades espaciais com características morfológicas similares, pode ser observada na Fig. 10.

Dentre os estudos que utilizaram o método do ICR (SAMPAIO, 2008), na identificação de unidades morfológicas em diferentes escalas de análise, encontram-se os trabalhos de Sampaio e Augustin (2008), Sampaio (2009), Sousa e Sampaio (2010), Nascimento *et al.* (2010), Pereira Neto (2012), Lima e Augustin (2012), Silveira *et al.* (2012) e Fonseca (2010).

Sampaio e Augustin (inédito) destacam, ainda, os resultados satisfatórios e a demonstração da funcionalidade e potencialidade do método na compartimentação do relevo, com a identificação de unidades similares àquelas delimitadas via emprego da metodologia proposta por Ross (1992), por exemplo, enriquecendo, assim, a discussão sobre o tema no sentido de estabelecer valores morfométricos fixos às unidades de relevo, permitindo a

obtenção de forma padronizada, mais ágil e precisa via Sistema de Informação Geográfica (SIG).

Figura 10 – Perfil indicando variações locais nos valores de declividade em diferentes unidades morfológicas.



Fonte: Sampaio e Augustin (inédito, p. 8)

A esse respeito, Rocha e Kurtz (2001) e Granell-Pérez (2001), *apud* Machado e Torres (2012), chamam a atenção para o fato de que, na comparação de bacias hidrográficas de uma região, aquelas que apresentarem maiores valores de rugosidade do relevo serão as que apresentarão maiores riscos de sofrerem erosão por processos hídricos. Afirmam que esse índice torna-se adequado, então, para direcionar o uso potencial da terra com relação às suas características, uma vez que, de forma adimensional, indica possibilidade de ocorrência de erosão do terreno. A citada classificação estabelece quatro classes de valores crescentes de ICR: a primeira, de valores mais baixos correspondendo às áreas apropriadas para a agricultura; a segunda apropriada para pastagens/agropecuária; a terceira para pastagem/reflorestamento; e a quarta, dos valores mais altos, apropriada para reflorestamento.

Silveira *et al.* (2012, p. 66) também reportam que essa proposta de mapeamento através do ICR “se mostrou eficaz, exequível e com grande aplicabilidade, além de ser uma alternativa viável e barata para dar subsídios aos trabalhos de mapeamento geomorfológico”, além do que, “a tentativa de estabelecer critérios com parâmetros fixos para mapeamentos geomorfológicos é importante para avançar na questão da subjetividade, uma vez que a identificação e delimitação das feições geomorfológicas é tradicionalmente feita por julgamentos de ordem qualitativa”.

Desta forma, para Sampaio e Augustin (inédito) a proposta do ICR possui caráter complementar às demais propostas de mapeamento morfométrico, podendo ser utilizada para

fins de identificação prévia de unidades morfológicas e morfométricas do relevo. Também pode servir de modelo quantitativo de comparação entre diferentes ambientes morfológicos, ou, ainda, como ferramenta complementar a identificação dos atuais índices de dissecação e coeficiente de rugosidade que se apresentam numa determina área.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A caracterização da presente área de estudo correspondeu a um breve resgate de informações/aspectos levantados e/ou discutidos em trabalhos já publicados sobre o Piauí e que têm relação sobre o tema estudado nesta tese, buscando proporcionar uma visão geral de seu contexto no espaço piauiense.

3.1 Localização e configuração da área

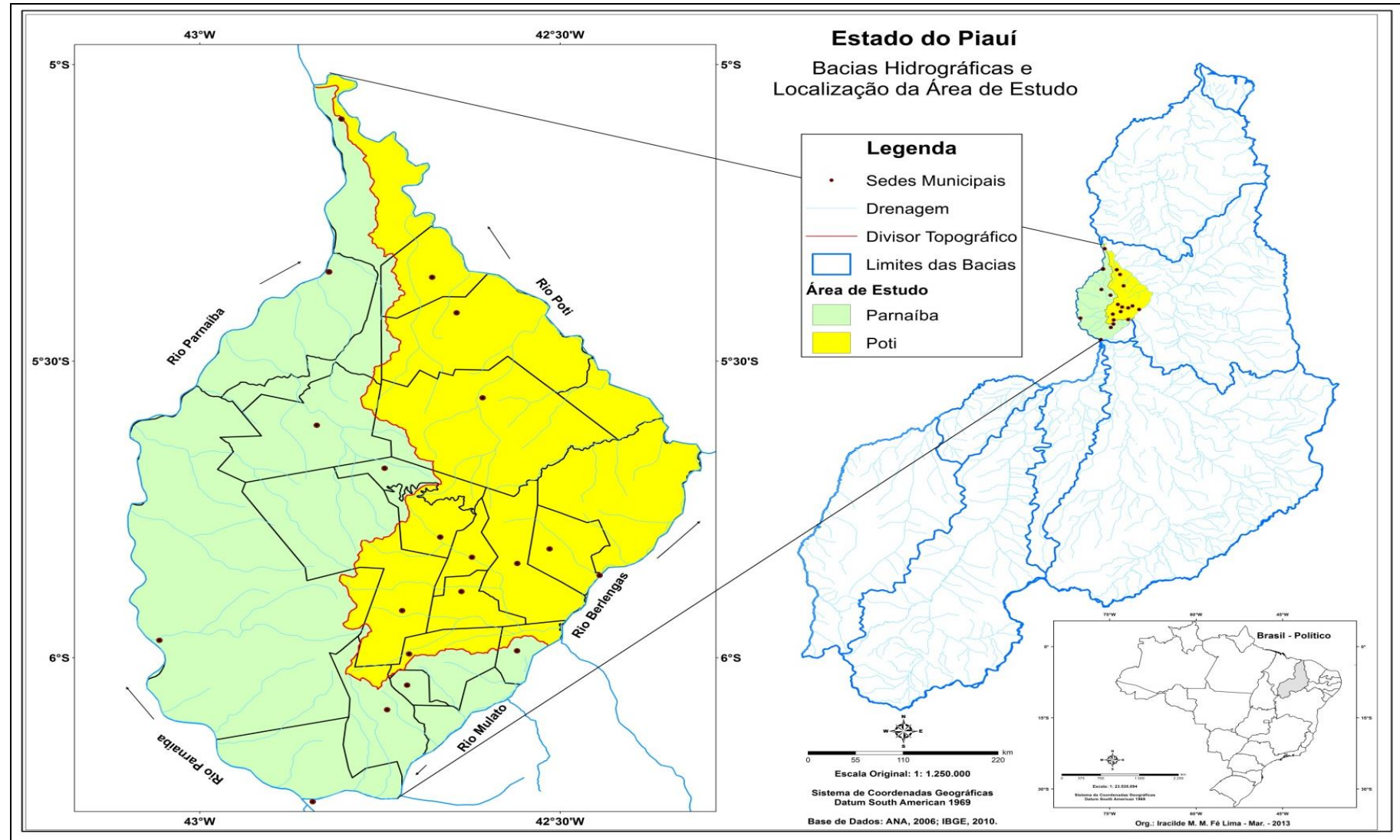
A área de estudo localiza-se na porção centro-norte do Estado do Piauí, tendo como pontos extremos as seguintes coordenadas geográficas: 5°00'57" S e 42°50'33" W (ao norte); 6°14'30"S e 42°43'41" W (ao sul); 5°39'12"S e 42°18'14" W (a leste); 6°14'19"S e 42°51'41" W (a oeste). É delimitada pelo leito de grandes rios em praticamente todo o seu perímetro, sendo o principal deles o rio Parnaíba. Os demais: o Mulato e o Poti são afluentes do Parnaíba e o Berlingas é afluente do rio Poti (Fig. 11).

Compreende uma área de aproximadamente 6.368,00 Km² onde se encontram dois conjuntos de sub-bacias: um é formado pelos afluentes da margem direita do médio Parnaíba, correspondendo a 56% da área de estudo; e o outro é formado pelas sub-bacias da margem esquerda do baixo Poti, representando cerca de 44% do total da área de estudo.

3.2 A Base Geológica

A porção centro-norte do estado do Piauí tem sua base geológica no limite oeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba (datada do Paleozoico, apresentando maior área de afloramento no espaço piauiense), com a das Alpercatas e a do Grajaú (datadas do Mesozoico, que afloram principalmente no estado do Maranhão). Parte dessas formações mesozoicas recobre a porção central do Piauí, indicando que houve uma área maior de deposição sobreposta às formações paleozoicas, para a direção leste, mas que atualmente encontra-se numa área descontínua, recortada pelos vales dos rios Parnaíba e Poti, fazendo aflorar as formações paleozoicas na área. Em vários locais afloram também rochas básicas, ora em faixas, ora de forma pontual, resultantes de intrusões magmáticas também datadas do Mesozoico (BRASIL/CPRM, 2006).

Figura 11 – Mapa de localização da área de estudo



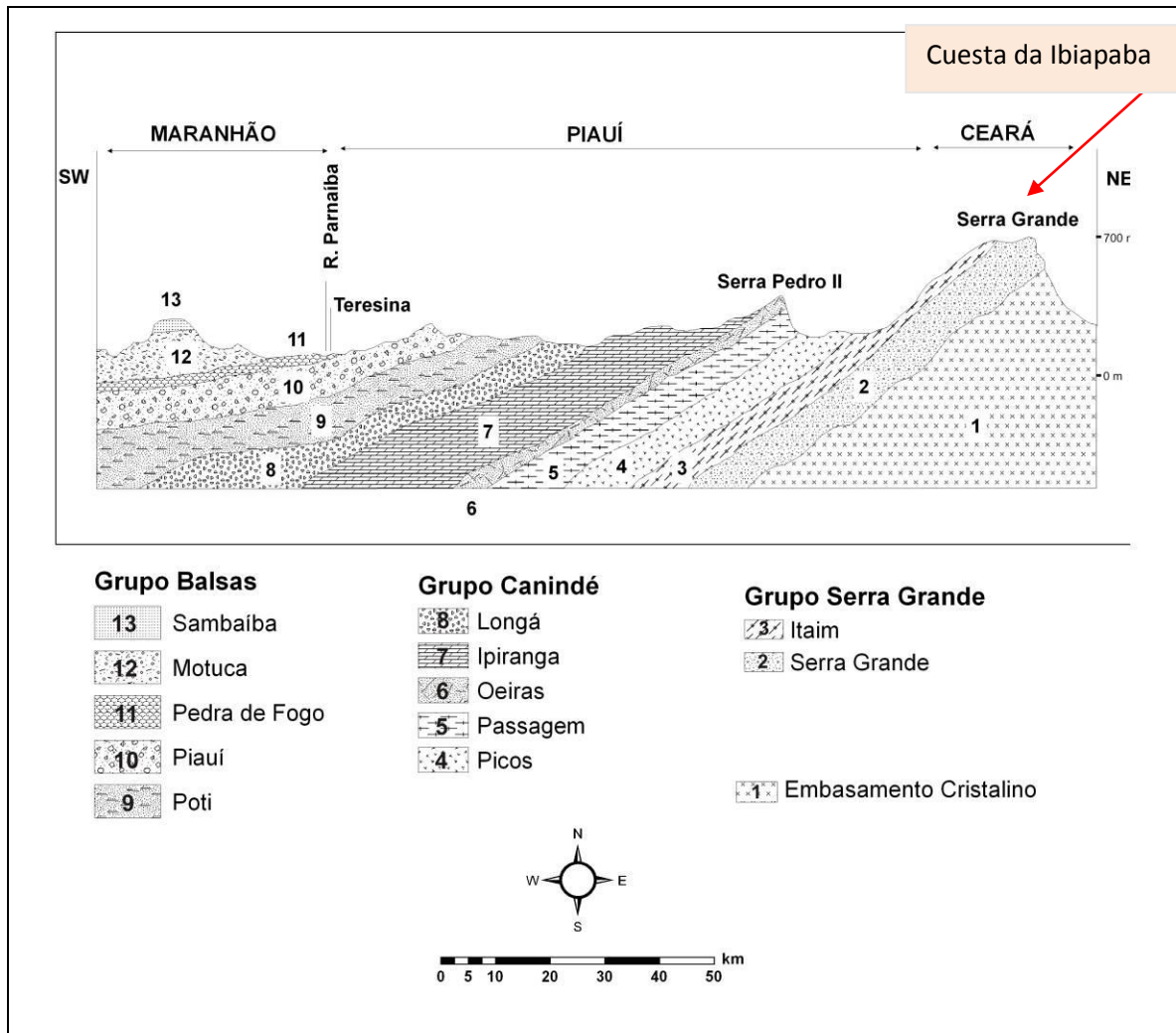
Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010).

Desta forma, na área do estado do Piauí afloram rochas cristalinas pré-cambrianas pertencentes à província Boroborema e ao craton São Francisco; rochas mesozoicas sedimentares da Bacia do Araripe em torno de 1,0% e da Bacia Sanfranciscana em cerca de 1,5%. Estas últimas formam pacotes que se sobrepõem à Bacia Sedimentar do Parnaíba, cujas formações afloram em aproximadamente 70%, e em cerca de 8% estão sobrepostas pelas formações Bacia das Alpercatas na área central do Piauí. No litoral encontram-se estreitas faixas de sedimentos do Grupo Barreiras, a planície litorânea e as ilhas do delta do rio Parnaíba, que correspondem apenas a 1%, aproximadamente do espaço piauiense (LIMA, 1987).

Observando a Fig. 12, é possível identificar, de forma aproximada, essa base geológica aflorante, o mergulho das camadas ou formações geológicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, ao norte da área de estudo, na altura aproximada do paralelo de 4° S. O trecho representado encontra-se localizado entre o vale do rio Parnaíba, a oeste, e o limite com o embasamento cristalino, a leste (MENDES, 1971). O mergulho desses estratos varia de 8° a 11° na porção mais a leste e vai reduzindo em direção à calha do rio Parnaíba (BRASIL, 1973), que corresponde ao nível de base regional da bacia do Parnaíba.

A Fig. 13 mostra a composição litológica predominante das formações que afloram na Bacia Sedimentar do Parnaíba, e a posição estratigráfica das formações que afloram na área de estudo. As formações geológicas são datadas do Carbonífero ao Jurássico, sendo a Formação Poti a mais antiga que aflora na área de estudo, constituída predominantemente por arenitos, enquanto na Formação Piauí, sobreposta a ela, constitui-se também de níveis de sílex, de siltitos e folhelhos, além de arenitos. Ambas são datadas do Carbonífero, mas classificadas como pertencentes a grupos diferentes (a primeira pertencendo ao Grupo Canindé e a segunda ao Grupo Balsas) porque apresentam gênese diferenciada, estando separadas por um hiato de sedimentação. A Formação Pedra de Fogo, que se encontra aflorando em maior porção da área de estudo, se formou posteriormente, no período Permiano, e se encontra no mesmo grupo da Formação Piauí, mas apresenta maior concentração de sílex e menor de folhelhos e siltitos, além de calcários e arenitos.

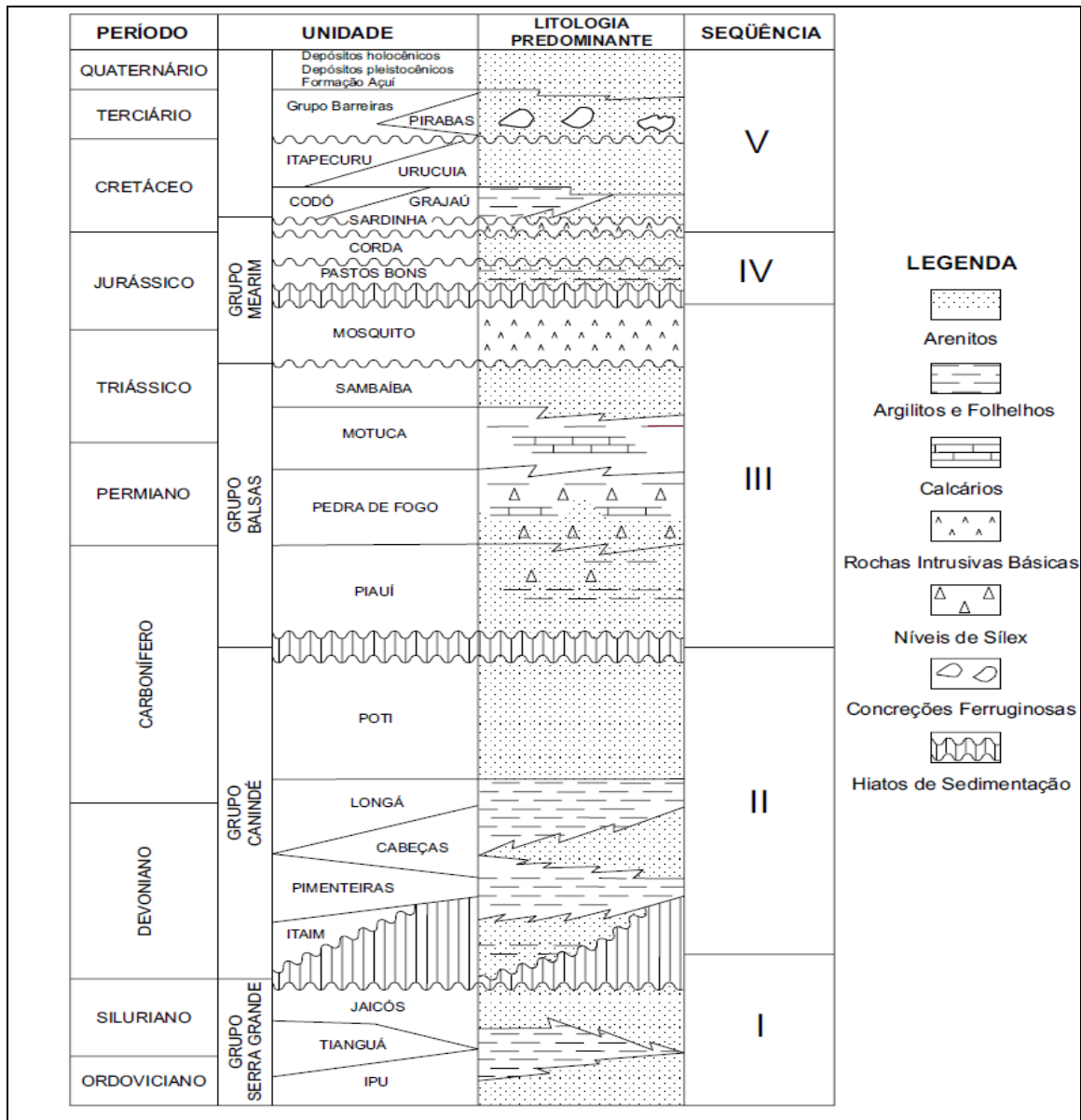
Figura 12 - Esboço da estratigrafia regional dos grupos e formações geológicas, no trecho entre o vale do rio Parnaíba (oeste), e o limite com a depressão no embasamento cristalino (a leste) na Cuesta da Ibiapaba.



Fonte: Mendes (1971).

As Formações Motuca e Sambaíba, datadas do final do Permiano e Triássico, são também classificadas no Grupo Balsas, sendo a primeira constituída essencialmente de calcário e a segunda de arenitos (BRASIL/CPRM, 2006). As Formações Pastos Bons e Corda, ambas do Grupo Mearim, são constituídas principalmente por arenitos, embora na composição da Pastos Bons ocorram também siltitos e folhelhos. As demais formações, que se sobrepõem à estas, não ocorrem na área do presente estudo.

Figura 13 – Coluna estratigráfica da Província Estrutural Parnaíba, com indicação da litologia predominante nas formações geológicas e os hiatos de sedimentação.



Fonte: Veiga Júnior (2000).

Na região de Monsenhor Gil e áreas do entorno (correspondente à porção central da presente área de estudo), Oliveira e Santos (1980), identificaram que o afloramento da formação Poti, na área do município de Monsenhor Gil (DSG: SB.23-X-D-V-2), corresponde a um *horst* que se formou a partir da elevação de um bloco dessa formação, fazendo-a aflorar num nível altimétrico acima da formação Piauí. Este afloramento apresenta espessura máxima de 22 m, sendo o seu contato inferior com a formação Longá e o superior com a formação Piauí.

através de uma zona de oxidação (goetita e pirolusita), com espessura de até 40 cm que pode representar uma discordância. Passa bruscamente de siltitos cinza-esverdeados, laminados, para esta zona de oxidação e depois para um arenito grosseiro, conglomerático, friável, este último já na formação Piauí. O contato marcado ao norte de Mons. Gil é idêntico ao anterior, só que o plano de contato Poti/Piauí mergulha $6^\circ/360^\circ$ Az, em consequência possivelmente das intrusões de diabásio (Oliveira e Santos, 1980, p.14).

Nessa área, a formação Piauí aflora numa espessura de 95 metros, compondo-se de cinco camadas alternadas constituídas, da base para a superfície, de arenitos que variam de conglomerático a fino, siltitos e folhelhos arroxeados e micáceos, laminados e com intrusões de material ferruginoso. A camada mais superficial é composta por arenito fino, muito argiloso, caulínico, avermelhado, creme e esbranquiçado, eventualmente com estratificação cruzada, formador de escarpa. Na região de Teresina essa camada de arenito tem uma espessura média de 10 m e foi denominada por Kegel (1953) de “Arenito Saraiva”, conforme Oliveira e Santos (1980).

3.3 Aspectos do clima

O espaço piauiense encontra-se na faixa de transição climática nordestina, entre os climas úmido amazônico a oeste, e o semiárido a leste. Em decorrência dessa posição espacial, os tipos climáticos locais são classificados em Tropical Úmido (ao norte do estado), Tropical (centro e oeste) e Semiárido (sul e sudeste), tendo por base a classificação de Köppen (PIAUI/SEMAR, 2010).

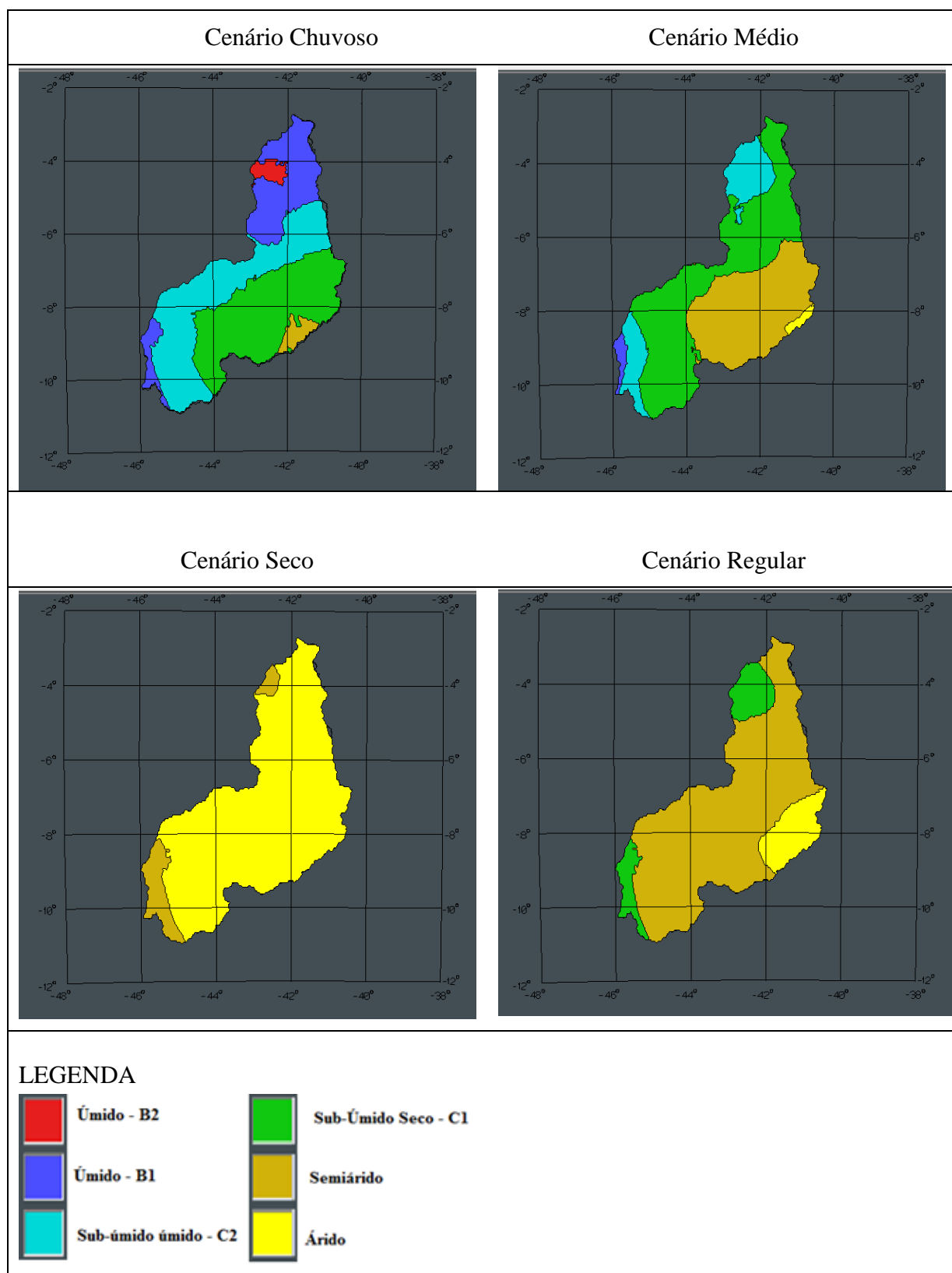
Segundo as classificações de Thornthwaite (1948 e 1955), para o estado do Piauí (ANDRADE JR. *et al.*, 2004), as variações dos tipos climáticos são identificadas em quatro Cenários: Chuvoso, Seco, Médio e Regular, conforme se observa nas Figs. 14 e 15.

As temperaturas também seguem o padrão tropical típico, considerado quente, com máximas anuais acima de 30°C e as mínimas anuais em torno de 24°C , sendo as maiores amplitudes térmicas registradas no período dia/noite (LIMA, 2006).

Os dados referentes à média anual da umidade relativa do ar indicam valores em torno de 65% para todo o estado do Piauí, com variações registradas da seguinte forma: na porção norte, já próximo ao Oceano Atlântico, valores em torno de 70 a 75%; na porção central do estado, em torno de 62 a 66%, e na porção de clima semiárido essas médias ficam entre 56 e 58%, caindo para cerca de 40% em setembro, o mês mais seco do ano (PIAUI/SEMAR, 2010).

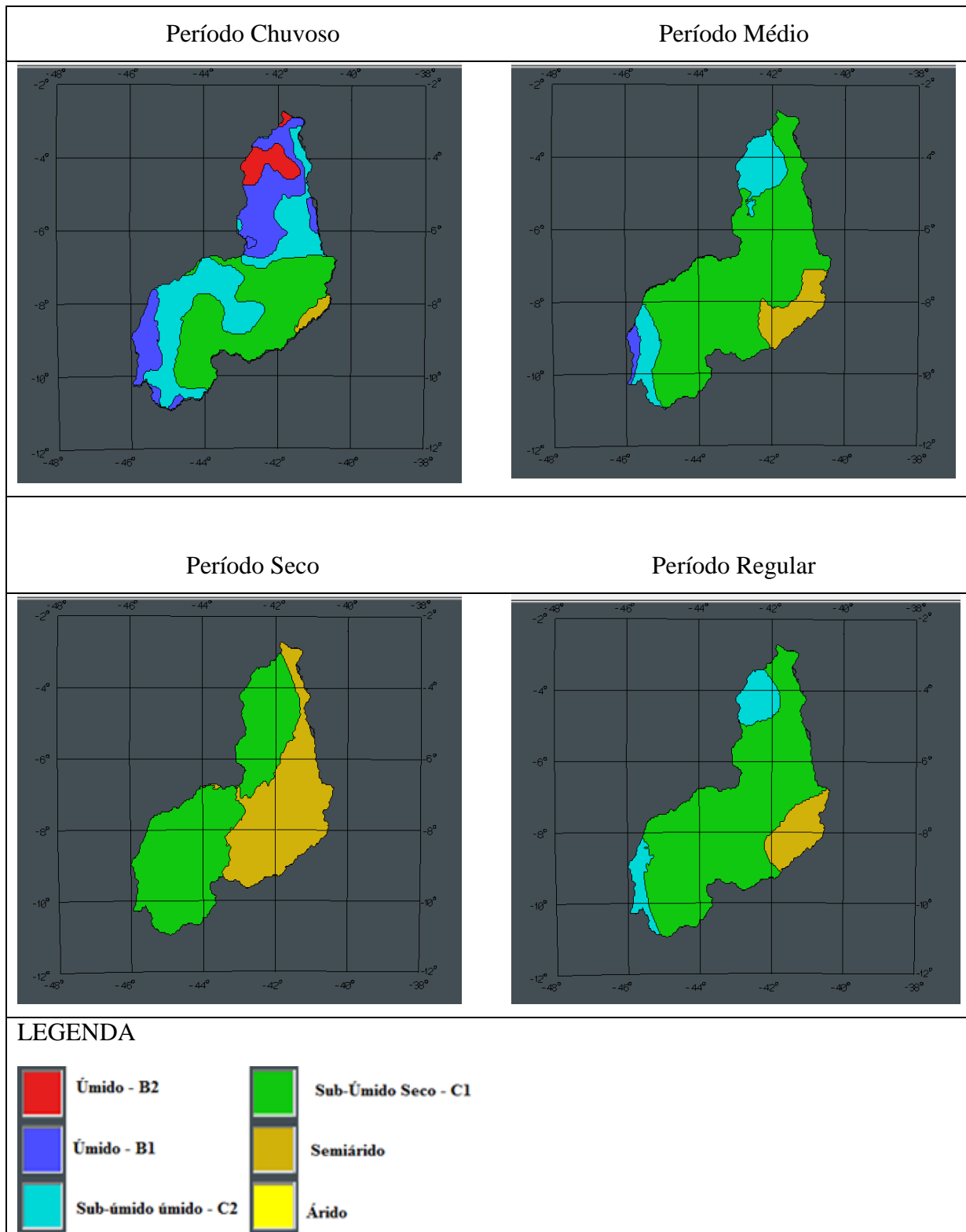
De forma geral, excetuando-se as rajadas ocasionais de ventos fortes, em todo o espaço piauiense os ventos apresentam maiores velocidades nas áreas leste e sul, onde as máximas atingem 8,0 metros por segundo (m/s), diminuindo gradativamente em direção ao centro e norte do estado. No limite norte da área de estudo, as médias ficam em torno de 1,5 m/s, sendo classificados como “brisa” na escala de Beaufort (MEDEIROS, 2002). Segundo este autor, a direção predominante dos ventos durante o dia é de sudeste (ventos alísios do hemisfério sul), alternando-se mais raramente com ventos de oeste e mais frequentemente com os ventos de nordeste (durante a noite) e apresentam maior velocidade e frequência diária no período de junho a agosto.

Figura 14 – Cenários climáticos do Piauí, com base na classificação dos tipos climáticos, segundo Thornthwaite (1948).



Fonte: Andrade Júnior *et al.* (2004).

Figura 15 – Cenários climáticos do Piauí, com base na classificação dos tipos climáticos, segundo Thornthwaite (1955).



Fonte: Andrade Júnior *et al.* (2004).

3.4 Aspectos da Hidrografia

No espaço piauiense existem grandes reservas de água doce seja nos rios, riachos, açudes e lagoas, seja nas camadas subterrâneas, indicando a existência de uma grande riqueza em recursos hídricos, mesmo distribuídos de forma desigual nesse espaço (LIMA e AUGUSTIN, 2010).

Segundo o Plano Estadual de Recursos Hídricos do Piauí (PIAUI/SEMAR, 2010), a drenagem desse estado se caracteriza por rios perenes na sua zona subúmida, na faixa oeste do estado que acompanha o rio Parnaíba, e por rios intermitentes a leste e a sudeste do estado, na faixa semiárida. Na área de estudo, a disponibilidade dessas águas superficiais, embora mapeada na escala de 1:4.500.000 (RIVAS, 1996) apresenta duas classificações: na faixa que acompanha o vale do rio Parnaíba no lado piauiense, bem como a que acompanha o baixo curso do Poti, são consideradas como de potencial “muito alto – fluxo permanente”; o restante encontra-se na faixa de potencial “baixo a médio – fluxo intermitente”. A legenda desse mapa destaca também que o “período das águas de superfície” corresponde a “águas altas – novembro a abril” e “águas baixas - maio a outubro”.

A reserva de água subterrânea em todo o espaço piauiense é considerada muito grande, com estimativa de que pode ser utilizado um volume de até 10 bilhões de m³/ano, sem que haja rebaixamento das águas dos aquíferos, num prazo de 50 anos seguidos. Essa estimativa considerou que até o ano de 1999 só era utilizado cerca de 1% dessa reserva explorável, o que corresponderia a aproximadamente 101 m³ hab/ano (PIAUI/SEMAR, 2010).

Leal (1977) avalia, a partir da análise da folha Teresina NE (área entre 4 e 6°S e 42 e 45°W, escala 1:500.000), que essa porção da bacia sedimentar do Parnaíba oferece boas perspectivas com relação às reservas de águas subterrâneas tanto no volume armazenado, quanto no acesso ao topo dos aquíferos. A profundidade encontrada para 144 poços tubulares perfurados na área onde se inclui a área de estudo, não foi além de 59,54 m, sendo a profundidade média dos níveis estáticos de 12,36 m, enquanto a vazão específica média ficou em 2,48 l/h/m.

Considerando toda a área da bacia hidrográfica que é de 330.000 Km², correspondendo a 75% do espaço piauiense, 19% do Maranhão e 6% do estado do Ceará, a vazão anual gerada nessa bacia e escoada pelo rio Parnaíba até o Oceano Atlântico corresponde a 31,00 m³, dos quais um pouco mais de dois terços provêm do espaço piauiense (Tab. 1).

Como avaliação geral, a potencialidade hídrica do Estado do Piauí apresenta um volume total de cerca de 19,005 bilhões de metros cúbicos, sendo 17,9526 bilhões de metros cúbicos

de água superficial e 1,053 bilhões de metros cúbicos de água subterrânea (PIAUI/SEMAR, 2010).

Tabela 1 – Origem e valores da vazão da bacia hidrográfica do rio Parnaíba

Origem da vazão	Vazão	
	m ³ /s	m ³ /ano
Gerada no espaço piauiense	681	21,50
Gerada fora do espaço piauiense	304	09,67
Total	985	31,00

Fonte: PIAUI/SEMAR (2010).

3.4.1 O rio Parnaíba

O Parnaíba é considerado um rio regional e tem uma importância vital para a população piauiense, do ponto de vista físico-ambiental, econômico e social. Tem destaque na região Nordeste desde o Período Colonial do Brasil por ter sido o principal eixo do povoamento na faixa entre os atuais estados do Pará, parte do Maranhão e Pernambuco e também por corresponder, do ponto de vista geomorfológico, ao nível de base regional (LIMA, 2002).

Esse rio tem suas nascentes principais na Chapada das Mangabeiras, na área de fronteiras com os estados da Bahia, Tocantins e Maranhão, onde recebe o nome de riacho Água Quente. Corresponde à linha de limite com o Maranhão, desde as nascentes até sua foz, no Oceano Atlântico, onde apresenta uma foz do tipo delta de mar aberto, através do desmembramento do seu leito em cinco largos canais. Entre esses canais formam-se mais de 60 ilhas dentre elas quatro de grandes extensões: uma do lado piauiense - a Ilha Grande de Santa Isabel, delimitada pelo leito principal do Parnaíba e o canal chamado de rio Igarçu; do lado maranhense (a oeste), encontram-se as outras três grandes ilhas do delta: a do Caju, a das Canárias e a Grande do Paulino (LIMA, 1987).

O rio Parnaíba segue a direção geral S-N, com uma extensão de cerca de 1.450 Km (BAPTISTA, 1974). Corresponde ao limite oeste da área estudada, num trecho de 176,10 Km do seu médio curso, entre as desembocaduras de seus afluentes Mulato e Poti, banhando nesse trecho quatro sedes municipais na margem piauiense: Amarante, Palmeirais, Nazária e Teresina, capital do estado do Piauí, e três municípios maranhense: São Francisco, Parnarama e Timom, na sua margem esquerda.

O regime de vazão desse rio é perene em função de vários fatores: recebe alimentação de tributários perenes em seu alto curso; o seu vale localiza-se na faixa de regime

de chuvas em torno de 1.200 a 1.400mm anuais; e em toda área do médio e baixo curso o seu talvegue corta as rochas sedimentares da formação Piauí, que representa um dos maiores aquíferos regionais da bacia do Parnaíba. No entanto, a maioria de seus grandes afluentes da margem direita (lado piauiense) apresenta um regime de vazão temporário, principalmente aqueles que têm as nascentes principais em áreas do embasamento cristalino e clima semiárido (LIMA, 1986). Essas condições se refletem, assim, numa grande variação dos deflúvios anuais do rio Parnaíba, apresentando os maiores valores no período de dezembro a maio e a menor disponibilidade de fluxo superficial nos meses sem chuvas e/ou de mínimos índices pluviométricos, ou seja, de junho a novembro (PIAUI/SEMAR, 2010).

Os deflúvios médios na maior bacia hidrográfica do estado do Piauí, a do rio Parnaíba, indicam que esse rio apresenta uma grande variação no seu volume de água, tanto em relação aos trechos do alto, médio e baixo curso, como em relação ao período do ano, ou seja, entre o trimestre mais chuvoso e o trimestre mais seco. Indicam também que, durante todo o ano, o maior volume percentual desses deflúvios advém das águas subterrâneas (escoamento de base), seja no período chuvoso, seja no período seco, conforme se observa na Tab. 2 (BRASIL/SUDENE, 1975).

Tabela 2 – Distribuição da média anual dos deflúvios do rio Parnaíba, segundo o tipo de escoamento superior e de base.

Localização do trecho do rio Parnaíba	Deflúvio médio do trimestre mais seco.		Deflúvio médio do trimestre mais chuvoso.		Deflúvio médio anual		Escoamento do rio Parnaíba (%)	
	m ³ /s	%	m ³ /s	%	m ³ /s	%	Superior	De base
A jusante da foz do Uruçuí Preto (metade do alto curso)	125,5	40,2	262,0	14,3	212,4	20,0	22,3	77,7
A jusante da foz do Canindé (metade do médio curso)	270,0	86,5	694,0	38,0	529,7	49,4	-	-
A jusante da foz do Poti (final do médio curso)	279,3	89,5	846,0	46,3	600,8	56,6	31,9	68,1
Na sua foz, no Oceano Atlântico	311,9	100	1.826,0	100	1.060,0	100	43,2	56,8

Fonte: BRASIL/SUDENE (1975).

Dados mais recentes (PIAUI/SEMAR, 2010) indicam os valores das maiores e menores vazões médias anuais medidas nos postos fluviométricos da ANA, conforme a Tab. 3.

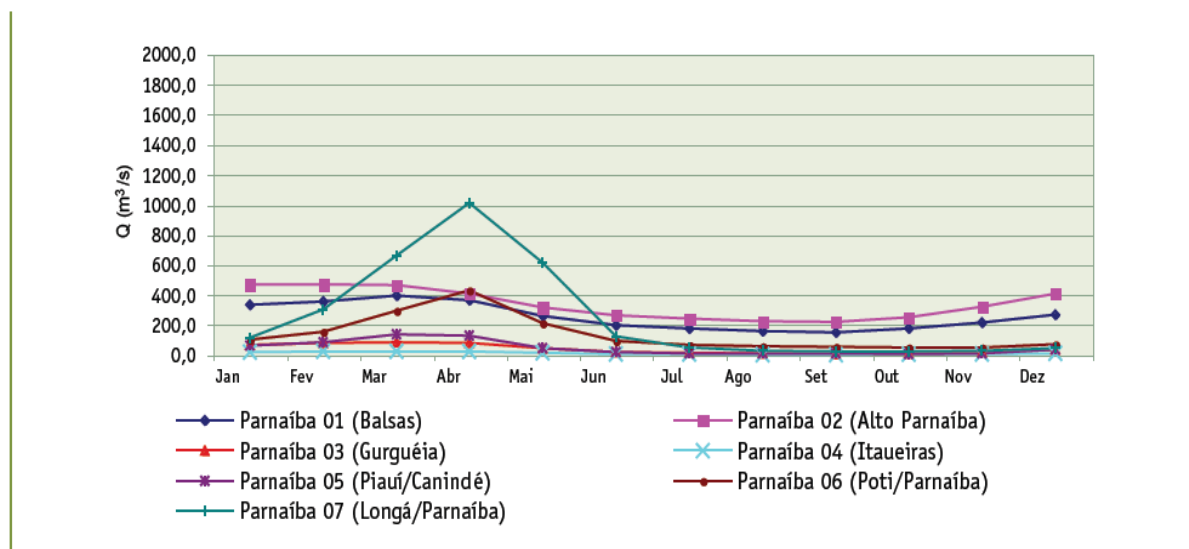
Tabela 3 – Vazão média anual dos rios Parnaíba e Poti, a montante e a jusante da área de estudo, de 1974 a 2005.

Parâmetro	Trecho da Bacia Hidrográfica		
	Rio Parnaíba, em Ribeiro Gonçalves (metade do alto curso)	Rio Parnaíba, na Fazenda Veneza (metade do médio curso)	Rio Poti, em Prata do Piauí (início do baixo curso)
Vazão Média anual (m ³ /s)	232,64	569,03	94,35
Desvio padrão da vazão média anual (m ³ /s)	91,36	349,91	10,45
Maior Vazão mensal (m ³ /s)	966,27	2.630,00	2.325,00
Menor Vazão mensal (m ³ /s)	119,99	196,00	0,0

Fonte: PIAUI/SEMAR (2010).

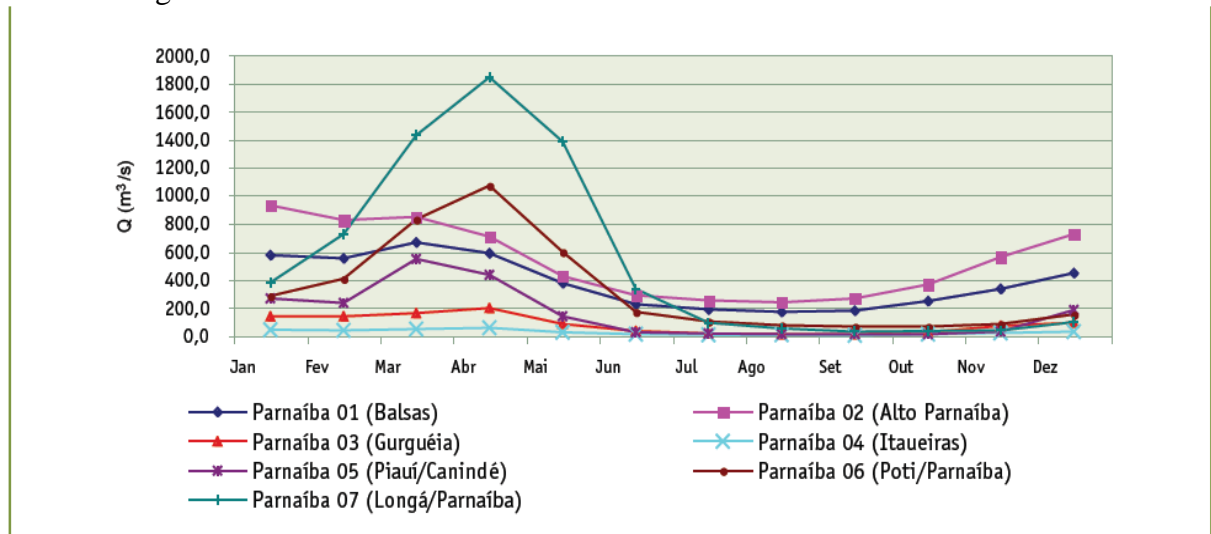
Os gráficos a seguir mostram os dados da vazão média mensal (Fig. 16), vazão máxima mensal (Fig. 17) e vazão mínima mensal (Fig. 18) o que possibilitou identificar-se a contribuição do volume da bacia do Poti em relação às demais bacias hidrográficas dos grandes afluentes do rio Parnaíba. Possibilitou também visualizarem-se os períodos do ano em que ocorrem os maiores e os menores valores de vazão dos rios principais de cada uma dessas bacias hidrográficas.

Figura 16 – Gráfico da distribuição da vazão média mensal dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.



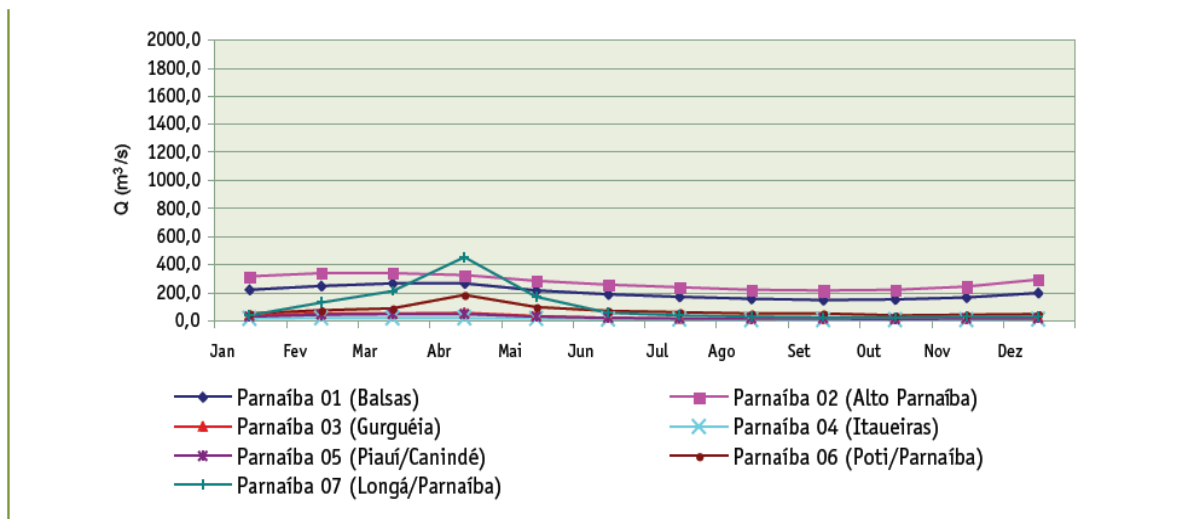
Fonte: Brasil/MMA (2006).

Figura 17 – Gráfico da distribuição da vazão máxima mensal dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.



Fonte: Brasil/MMA (2006).

Figura 18 – Gráfico da distribuição dos dados da vazão mínima mensal dos afluentes das maiores sub-bacias hidrográficas do Parnaíba.



Fonte: Brasil/MMA (2006).

Os dados da Tab. 4, constantes no Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado do Piauí (PIAUI/SEMAR, 2010), mostram os valores médios dos parâmetros de qualidade de água do rio Parnaíba observados nas estações fluviométricas da ANA, no trecho médio da

área de estudo, na Fazenda Veneza, ao sul de Teresina, e a jusante deste ponto, em Luzilândia, a montante da foz do rio Longá, próximo do final do baixo curso do rio Parnaíba.

Tabela 4 – Composição físico-química da água do rio Parnaíba em duas estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA).

Local e número da Estação	Parâmetro							
	T	pH	CE	OD	Tu	SS	DBO	DQO
Faz. Veneza (sul de Teresina) Cod.34660000	30	6,2	32,5	6,4	-	-	-	-
Luzilândia (baixo curso) Cod.348759500	28,4	6,3	87,9	6,0	47,2	71,3	2,5	15,8

Fonte: PIAUI/SEMAR (2010).

T (Temperatura); pH (Potencial de Hidrogênio Iônico); CE (Condutividade Elétrica); OD (Oxigênio Dissolvido); Tu (Turbidez); SS (Sólidos em Suspensão); DBO (Demanda Bioquímica de Oxigênio); DQO (Demanda Química de Oxigênio).

3.4.2 O rio Poti

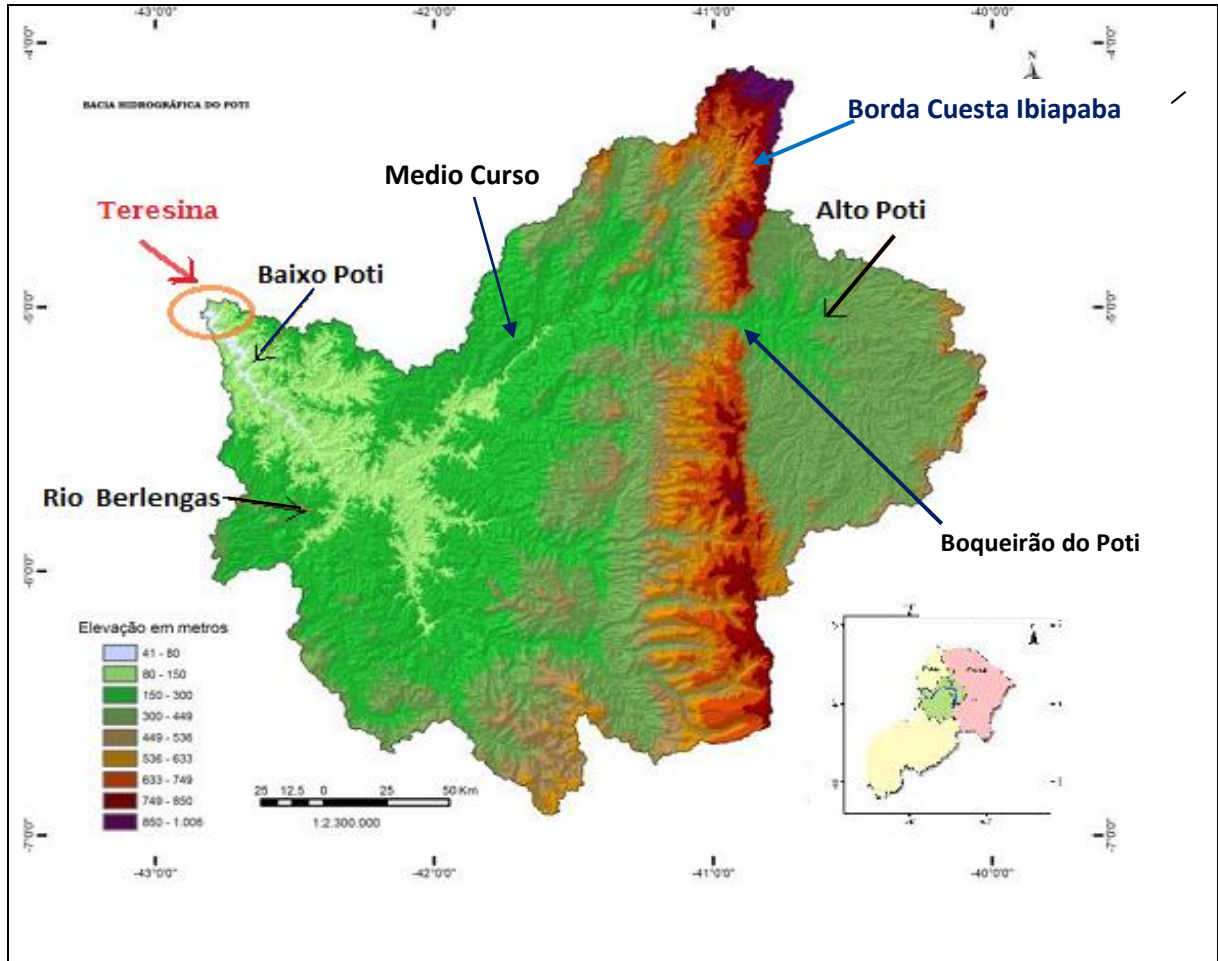
O leito do rio Poti corresponde ao limite leste da área estudada, num trecho de aproximadamente 129,00 Km do seu baixo curso, entre a foz de seu afluente Berlangas e a sua própria foz, no rio Parnaíba. No trecho final desse percurso o rio tem suas duas margens intensamente ocupadas pela área urbana de Teresina.

A bacia hidrográfica desse rio encontra-se na porção central do estado do Piauí, entre as coordenadas 4°06' e 6°56' Sul e entre 40°00' e 42°50' Oeste. Apresenta uma área aproximada de 52.270 km², dos quais 38.797 km² encontram-se no espaço piauiense e os demais no Estado do Ceará, onde tem o seu alto curso (Fig.19).

O rio Poti corresponde a um dos grandes afluentes do rio Parnaíba, apresentando uma extensão total de cerca de 550 Km, sendo 350 Km no espaço piauiense, 20 Km na área de litígio Piauí/Ceará e 180 Km no espaço cearense (BAPTISTA, 1974).

As nascentes principais do rio Poti encontram-se numa altitude aproximada de 600 m, onde apresenta uma direção geral SSE-NNW, na Depressão Periférica à Bacia Sedimentar do Parnaíba, no Estado do Ceará (LIMA, 1982). Esta corresponde à continuidade das Depressões Sertanejas Nordestinas moldadas no embasamento cristalino (AB'SABER, 1969).

Figura 19 - Imagem SRTM da área da bacia do rio Poti, destacando o boqueirão formado pelo rio e o eixo norte-sul da borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba (*cuesta* da Ibiapaba).



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM/Topodata (BRASIL/INPE, 2010).

Esse rio passa a assumir a direção leste-oeste a partir de Crateús-CE, penetrando na Cuesta da Ibiapaba por processo de epigenia, onde forma um canyon de aproximadamente 600 metros de profundidade. A partir daí se encaixa na grande falha de Guaraciaba-Pedro II, na faixa do Lineamento Transbrasiliiano, assumindo a direção geral NE-SW até as imediações da cidade de Prata do Piauí. Segue, volta a seguir por um curto trecho a direção E-W e daí, assume a direção NW ao encaixar-se nos falhamentos da faixa do Lineamento Picos-Santa Inês, iniciando o trecho de seu baixo curso que vai até a sua foz no rio Parnaíba, na cidade de Teresina. Nesse último trecho, passa a apresentar um regime de vazão permanente, depois de

receber seus grandes afluentes da margem esquerda: os rios Sambito e Berlengas (LIMA, 1982).

O rio Poti apresenta uma vazão média anual de 121 m³/s, com uma disponibilidade hídrica superficial de 3,8 bilhões de metros cúbicos, dos quais o deflúvio direto é da ordem de 59% (RIVAS, 1996).

Para o período de 1965 a 2000, os valores médios de vazão do rio Poti, registrados na estação fluviométrica de Prata do Piauí (PIAUI/SEMAR, 2010), a montante da área de estudo, em m³/s, foram os seguintes:

- Vazão média mensal: 94,35
- Desvio padrão: 91,36
- Maior vazão média mensal: 2.325,00
- Menor vazão média mensal: 0,00

Sobre a qualidade de suas águas, os valores médios dos parâmetros observados nas estações fluviométricas da ANA, a montante da área de estudo (Prata do Piauí) e a jusante desta, no final da área de estudo (Fazenda Cantinho II, ao sul da cidade de Teresina), encontram-se indicados na Tab. 5, constante do Plano Estadual de Recursos Hídricos do estado do Piauí (PIAUI/SEMAR, 2010).

Tabela 5 – Composição físico-química da água do Rio Poti em duas estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA).

Local e número da Estação	Parâmetro							
	T	pH	CE	OD	Tu	SS	DBO	DQO
Prata do Piauí (cod.34770000)	29,7	6,9	159,3	7,1	-	-	-	-
Faz. Cantinho II (cod.34789000)	29,8	6,8	243,3	9,2	51,3	48,9	2,3	19,8

Fonte: PIAUI/SEMAR (2010).

T (Temperatura); pH (Potencial de Hidrogênio Iônico); CE (Condutividade Elétrica); OD (Oxigênio Dissolvido); Tu (Turbidez); SS (Sólidos em Suspensão); DBO (Demanda Bioquímica de Oxigênio); DQO (Demanda Química de Oxigênio).

Análises mais recentes, como as de Câmara (2011) e Oliveira (2012), avaliaram a qualidade da água do rio Poti nos períodos de cheia e estiagem na área urbana e na zona rural, próximo à cidade de Teresina, a partir da coleta de água em vários pontos do rio. As análises envolveram o mapeamento das atividades potencialmente poluidoras, da verificação das relações entre as características climáticas e os indicadores da qualidade da água, com vistas a

sua adequabilidade para os diversos usos de acordo a classificação da legislação vigente (BRASIL/CONAMA, 2005).

Os resultados obtidos por Câmara (2011) indicaram que, em geral, o rio Poti pode ser enquadrado na classe 2, podendo ser utilizado para abastecimento público após tratamento convencional, para lazer, irrigação, entre outros usos, uma vez que não foram encontradas diferenças significativas espaço-temporais dos parâmetros físico-químicos e biológicos analisados. A autora destaca, ainda, que a turbidez apresentou-se elevada nos períodos seco e chuvoso, com maior elevação neste último, decorrente do aumento das chuvas e da consequente elevação da vazão do rio Poti e consequente ampliação do volume de materiais transportados para o leito do rio. Durante o período seco, os altos níveis de turbidez resultaram, provavelmente, do lançamento de esgotos domésticos e também do revolvimento de sedimentos durante a dragagem de areia.

Câmara (2011) encontrou valores para o parâmetro nitrito fora dos padrões estabelecidos pela legislação, o que ela associa à uma sobrecarga do efeito da antropização, sobretudo pelo despejo das galerias lançadas no corpo d'água de águas pluviais e de esgotos sem tratamento. Já o nitrato se manteve dentro da normalidade, o que, mais uma vez, caracterizou, segundo a autora, uma alta capacidade de autodepuração das águas do rio Poti. Esse estudo destacou também que, mesmo com grande quantidade de matéria orgânica lançada no rio, as águas não apresentaram pH ácido, ao contrário do esperado, devido a decomposição dos compostos orgânicos. Os valores deste parâmetro se mantiveram dentro da neutralidade na maioria dos pontos, sendo interpretado por esta autora como decorrente da presença de rochas sedimentares carbonatadas da Formação Piauí, na qual o leito do rio Poti se encaixa.

O estudo realizado por Silva *et al.* (2010) apresentou resultados semelhantes para os mesmos parâmetros analisados em sete pontos de coletas ao longo de 35 Km do rio Poti, em todo o trecho urbano, no período entre abril de 2009 e abril de 2010, em locais iguais ou próximos aos que foram analisados por Câmara (2011) e por Oliveira (2012). Alguns dos valores resultantes dessas análises encontram-se na Tab. 6.

Tabela 6 – Valores médios dos parâmetros físico-químicos e biológicos da água do rio Poti, em Teresina, de abr. 2009 a abr. 2010.

Local de coleta de água	Parâmetro							
	T	pH	OD	DBO	CE	TU	STD	CT
P ₀ – Usina Santana	29,59	7,57	6,26	0,96	181,28	84	209,23	142,5
P ₁ – Curva São Paulo	30,84	7,59	6,17	0,86	181,98	84	194,62	212,6
P ₂ – Ponte Rodoviária	30,98	7,73	6,06	1,36	183,38	88	185,38	1.195,0
P ₄ – Ponte F. Serafim	31,24	7,57	6,1	1,46	189,54	89	200,77	645,2
P ₅ – Ponte Primavera	31,55	7,48	5,41	1,84	192,65	84	184,62	7.157,0
P ₆ – Ponte Poti Velho	31,58	7,46	5,87	2,04	198,21	80	174,62	1.324,5

Fonte: Silva *et al.* (2010).

T (Temperatura); pH (Potencial de Hidrogênio Iônico); OD (Oxigênio Dissolvido); DBO (Demanda Bioquímica de Oxigênio); CE (Condutividade Elétrica);

TU (Turbidez); STD (Sólidos Totais Dissolvidos); CT = Coliformes Termotolerantes.

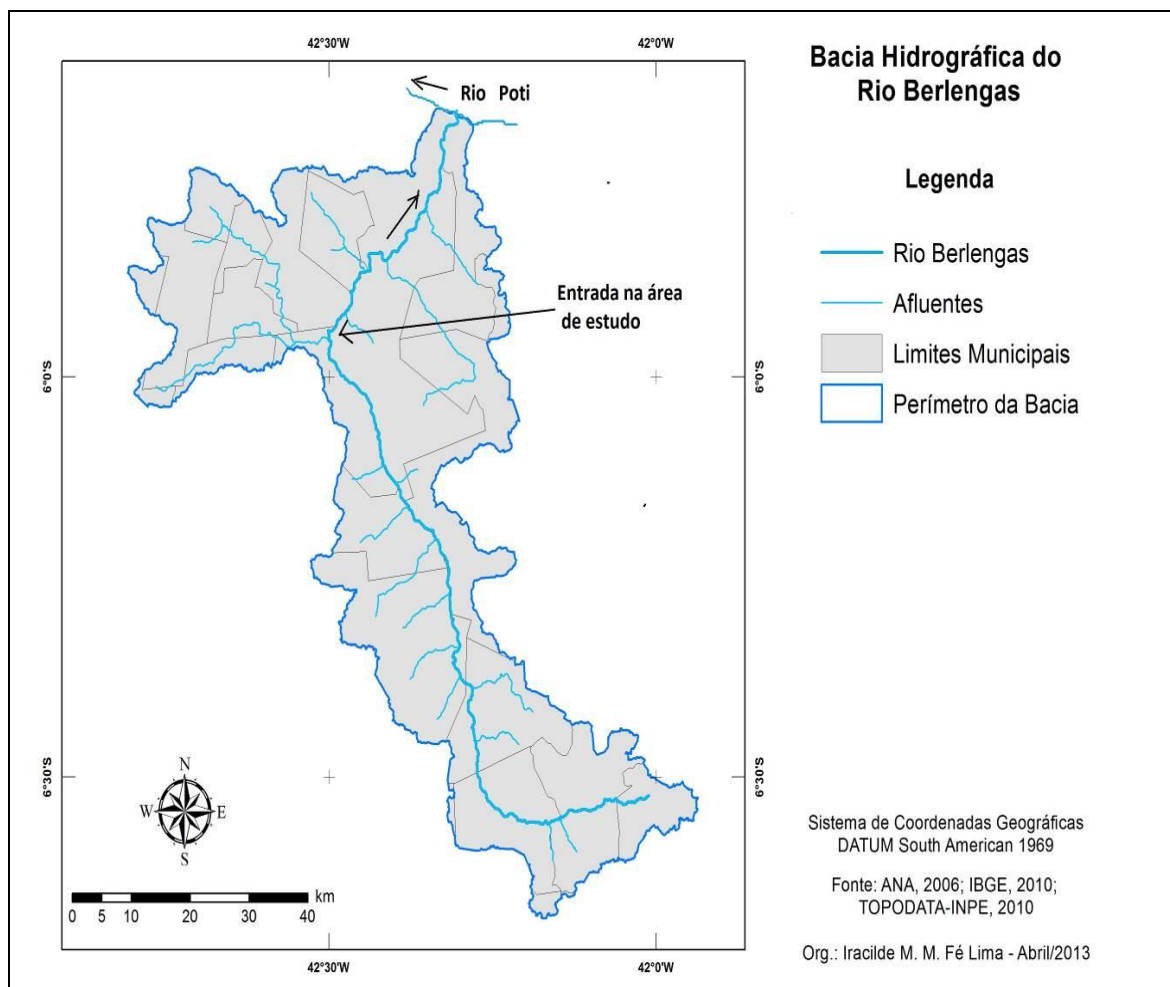
3.4.3 O rio Berlingas

O leito do rio Berlingas corresponde a uma parte do limite sul da área estudada, num trecho de aproximadamente 185 Km. A bacia hidrográfica desse rio apresenta uma área de aproximadamente 1.100 Km², localizando-se entre os paralelos de 6° e 6° 30' S e os meridianos de 41° e 41°30' W (Fig. 20).

Tem suas nascentes principais numa altitude de aproximadamente 440 m, no município de Novo Oriente do Piauí, extremo nordeste da Chapada Grande, na localidade Serra Apertada da Hora, a montante da área de estudo.

A direção geral desse rio é de SE-NW na área do alto e médio curso, mudando para NE no baixo curso, quando inicia o percurso na área do presente estudo, até sua foz no rio Poti, com altitude em torno de 80 metros.

Figura 20 - Mapa da bacia hidrográfica do rio Berlengas.



Org. Lima (2013). Base de dados: BRASIL/ANA (2006); BRASIL/CPRM (2006).

O regime de vazão do rio Berlengas é considerado temporário, permanecendo pequena quantidade de água em todo seu curso de forma “entrecortada” durante o período sem chuvas, principalmente em função do intenso uso agrícola em sua bacia, na qual ocorre um grande adensamento de municípios e atividade agrícola, em relação às demais áreas das sub-bacias do Poti e do Parnaíba, a exceção apenas da sub-bacia do Mulato e da porção do interflúvio Poti/Parnaíba no Município de Teresina.

3.4.4 O Riacho Mulato

A bacia hidrográfica do riacho Mulato apresenta uma área total de cerca de 978,80 Km² tendo o rio principal uma extensão de 129,00 Km, desde seu alto curso até a foz no rio Parnaíba (Fig. 21). No entanto, tem suas nascentes principais fora da área pesquisada, no

município de Regeneração, onde recebe o nome de rio Mulato e apenas a margem direita da bacia encontra-se incluída na área de estudo com uma extensão de 51 Km.

Ao entrar na área de estudo, o riacho Mulato muda a direção geral de SE/NW para NE, a qual segue por todo baixo curso. Desta forma, o riacho Mulato, como o rio Berlingas, encontra-se nitidamente condicionado à influência das falhas normais de direções ortogonais (São Francisco – NE/SW e do Descanso – NW/SE), na faixa de cruzamento dos Lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês, respectivamente. Seus afluentes deste trecho apresentam o padrão de drenagem paralelo a subparalelo, com margens relativamente simétricas. A grande maioria de seus afluentes também se encontra com leitos bem encaixados na estrutura geológica, sobretudo na área de sua margem direita, onde apresenta intensa dissecação do diabásio/basalto que aflora em significativa área de seu médio e baixo curso (BRASIL/CPRM, 2006).

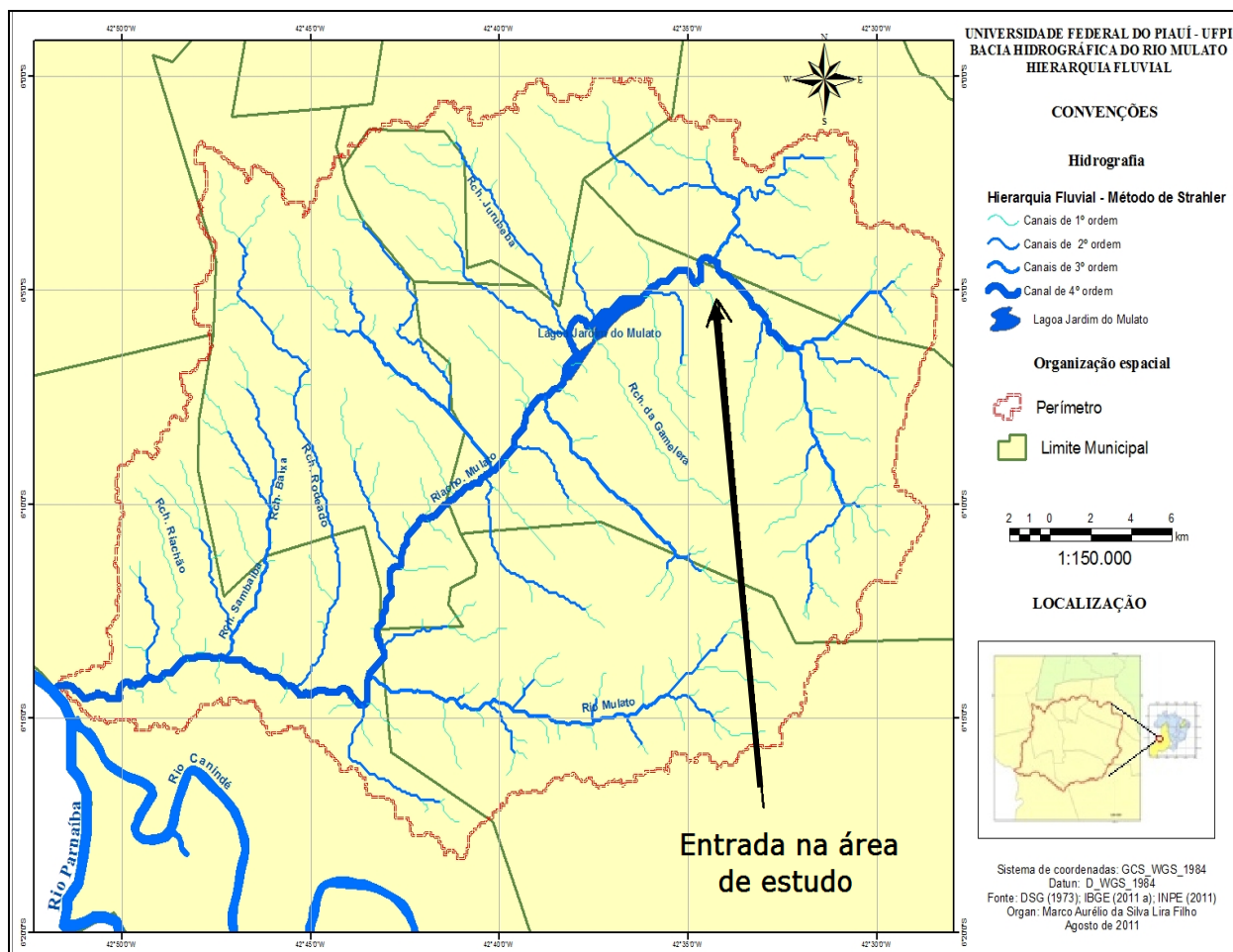
O riacho Mulato apresenta regime de vazão perene, embora com pequena largura do seu leito e baixa vazão no período sem chuvas, principalmente em função do intenso uso agrícola da sua bacia. No alto curso se forma uma um sistema de lagoas naturais perenes, com área de aproximadamente 2.170 Km² (LIRA FILHO; LIMA, 2012).

3.5 Aspectos do relevo

Os estudos sobre o relevo piauiense, em sua maioria, foram realizados em escalas regionais de 1:1.000.000, ou menores, no bojo dos estudos da região Nordeste do Brasil. Dentre esses estudos, os mais utilizados como referências para trabalhos técnicos e acadêmicos encontram-se em Ab'Saber (1969), BRASIL (1973), Baptista (1974), Moreira (1977), Lins (1978) e Lima (1987).

Ao abordar o relevo da região Nordeste do Brasil, e em especial o relevo piauiense, esses autores partem da premissa de que os fatores estruturais são os principais responsáveis pela formação dos macro-domínios morfológicos, e os fatores climáticos pela diversificação das formações vegetais e dos processos morfogenéticos nos diferentes ambientes morfoclimáticos. As feições mais marcantes identificadas nesses estudos correspondem à ocorrência de um sistema de *cuevas* concêntricas de *front* externo, esculpidas em sedimentos da bacia intracratônica soerguida, com *front* voltado para a área deprimida de rochas cristalinas do maciço antigo, denominada por Ab'Saber (1969) de “depressões sertanejas intermontanas”.

Figura 21 – Mapa da bacia hidrográfica do Riacho Mulato



Fonte: Lira Filho (2012).

Para os estudos do Projeto RADAM (BRASIL,1973), esse espaço centro-norte piauiense é identificado como uma porção do Pediplano Central do Maranhão, sendo classificado como uma unidade de origem prevalentemente erosiva. Esse estudo considera que esse pediplano apresenta morfogênese predominantemente mecânica, uma vez que resulta de uma coalescência de vales pedimentados do Parnaíba e de outros rios do espaço maranhense. No mapeamento correspondente, são identificadas as seguintes unidades de relevo que se encontram na categoria de formas erosivas e que têm parte de suas áreas na porção estudada:

1ª) As Superfícies Tabulares Estruturais, submetidas a processos de pedimentação. Chapadas geralmente areníticas e delimitadas por rebordos festonados, localmente dissimulados por pedimentos.

Observou-se que essa unidade corresponde às chapadas de topos mais elevados da área de estudo, apresentando altitudes que variam de 400 a 410 m, delimitada por encostas abruptas, localizadas na porção central da presente área de estudo, sendo localmente conhecida por Serra do Grajaú;

2^a) As Superfícies Estruturais Pediplanadas, que são extensas superfícies elaboradas em rochas sedimentares com amplos vales interplanálticos pedimentados e algumas áreas muito dissecadas por retomada de erosão recente;

3^a) As Formas dissecadas em Mesas e Interflúvios tabulares;

4^a) Os Vales Pedimentados, interplanálticos, com pedimentos bem conservados, geralmente com rupturas de declives para a calha fluvial, eventualmente em processos de retomada de erosão. Essa unidade encontra-se em maior expressão na área urbana e no entorno de Teresina, estendendo-se ao sul em toda faixa do interflúvio Parnaíba/Poti, chegando até a sede do município de Demerval Lobão, e principalmente nos vales dos riachos Cadoz e Fundo 1 (afluentes do Parnaíba na área de estudo);

5^a) As Formas Residuais com topos dissecados em cristas que ocorre em maior expressão na área do município de Angical e seu entorno, na bacia do riacho Mulato e em área de afloramentos de diabásio, principalmente.

Lins (1978), por sua vez, ao analisar a Bacia do Parnaíba, identificou níveis de aplainamentos formados através dos processos de pedimentação e pediplanação. Já Moreira (1973), a respeito da participação das condições climáticas nos processos morfogenéticos do Nordeste Brasileiro, comenta que os aspectos de aridez mais permanentes e duradouros durante o Pleistoceno e o Holoceno respondem pela elaboração das linhas mestras do modelado dessa região, marcadamente pela extensão das superfícies pedimentares que aparecem no sertão, indicando que houve retomada de pedimentação durante uma ou mais épocas do Quaternário. Essas fases de pedimentação, segundo Ab'Sáber (1969), devem ter sido alternadas com fases de erosão linear e processos areolares ligeiramente mais úmidos, dando como resultado um rebaixamento sutil e pouco definido (salvo raras exceções locais) da extensa e relativamente homogênea superfície sertaneja.

Com base nesses conhecimentos e observações em campo, Lima (1987) propôs uma classificação do relevo piauiense objetivando subsidiar o mapeamento do Projeto Delimitação e Regionalização do Semiárido Brasileiro, objeto de convênio entre as Universidades Federais do Nordeste, o CNPq e a SUDENE, buscando iniciar a discussão da gênese e composição das formas, em nível do espaço piauiense (Fig. 22).

Mesmo não tendo avançado muito, por ainda utilizar a escala de mapeamento de 1:1.000.000, esse estudo introduziu uma classificação do relevo específica para o espaço piauiense, com a caracterização dos seguintes compartimentos regionais do relevo: Depressões periféricas à Bacia Sedimentar do Parnaíba; Chapadões do Alto-Médio Parnaíba; Planalto Oriental da Bacia Sedimentar Maranhão-Piauí; Baixos Planaltos do Médio-Baixo Parnaíba; Tabuleiros Pré-litorâneos e Planície Costeira.

Nesta classificação, a área de estudo inclui-se no compartimento regional denominado de Baixos Planaltos do Médio-Baixo Parnaíba. Ele se caracteriza por apresentar um conjunto de baixos planaltos dissecados, isolados pela drenagem local, formando divisores topográficos dos rios Longá, do baixo curso do rio Poti, do médio Parnaíba e do médio e baixo curso do rio Canindé, com altitudes máximas variando entre 200 e 400 metros. Esses baixos planaltos apresentam-se, predominantemente, com encostas retílineas e topos horizontais do tipo “mesa”, que ocorrem ora agrupadas, ora de forma isolada. Nas áreas mais úmidas, esses baixos planaltos mantêm as com vertente fortemente inclinadas, tendendo à convexização (LIMA, 1987).

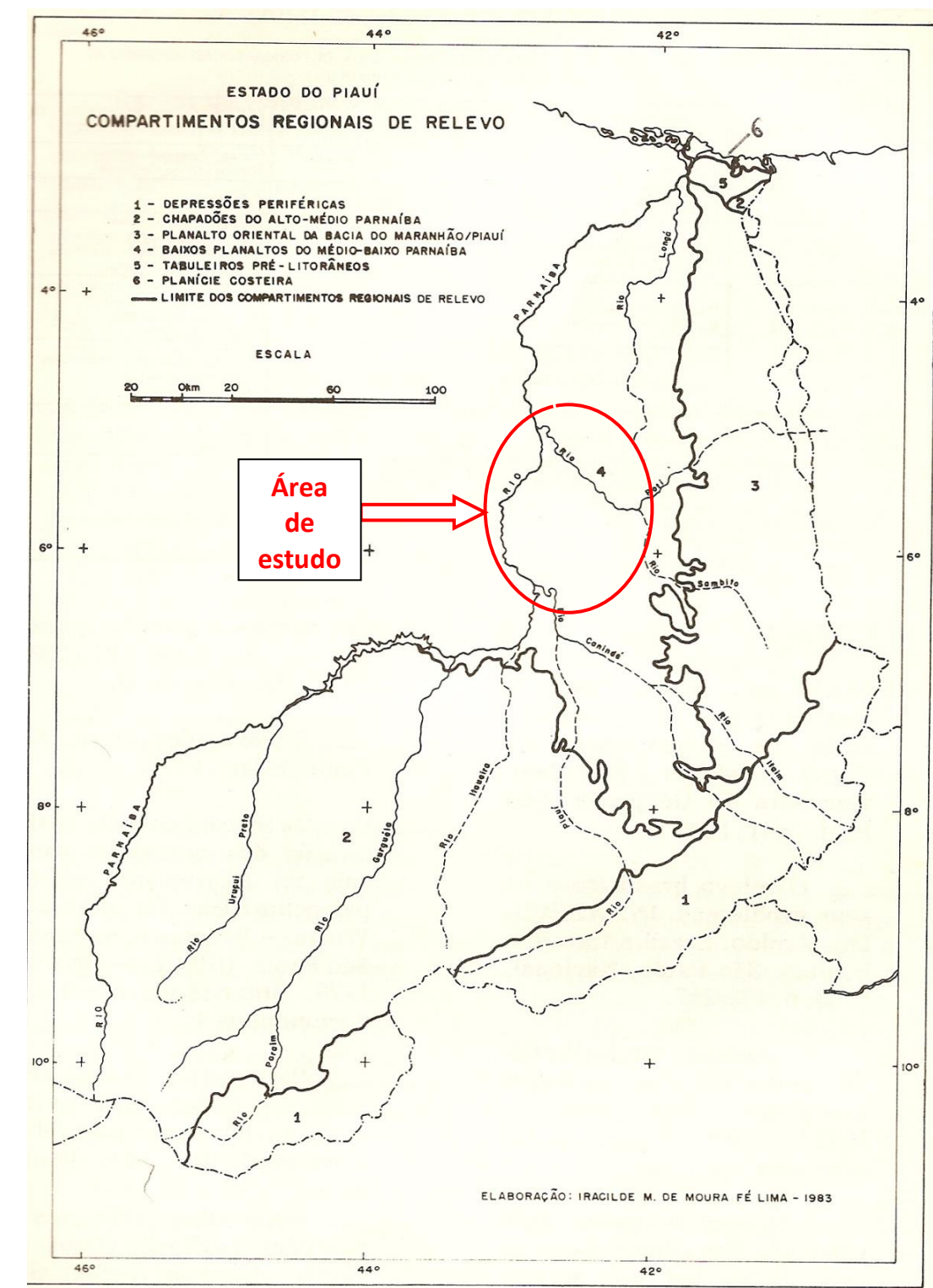
No entanto, em todos esses trabalhos, a identificação e análise do relevo geralmente são elaboradas com base nos compartimentos regionais, não chegando a discutir as variações espaciais das formas de relevo e porque estas acontecem, uma vez que na escala local, os grandes domínios do relevo revelam-se mais fragmentados e com características evolutivas próprias (LIMA; AUGUSTIN, 2010).

Sobre a área da porção centro-norte da área de estudo (município de Monsenhor Gil e áreas do seu entorno), Oliveira e Santos (1980, p. 9) identificaram que as feições morfológicas estão

nitidamente relacionadas com a disposição dos estratos sedimentares, caracterizados por disposição sub-horizontal, de modo que ensejam a formação de relevos tabulares e subtabulares, localmente truncados pelas intrusões de diabásio. Como consequência, aparecem realçando modestamente algumas frentes interiores ‘cuestiformes’, modeladas nas formações Pedra de Fogo e Pastos Bons, constituindo um nível de aplainamento com cotas entre 370 e 410 m. Podem enquadrar-se aí as serras do Grajaú, Barreirinhas, Caridade, Gonçalves, Jatobá, Cipó e Morro Redondo.

Para esses autores, as feições de relevo que se encontram entre as altitudes de 200 e 250 m correspondem às “pequenas frentes cuestiformes interiores”, modeladas nos silexites e siltitos da formação Pedra de Fogo, dentre as quais se encontram as serras do Cocal, Taboquinha, Boiada e Tutinegra. Sobre outras feições de altitudes mais modestas observam-se

Figura 22 – Mapa de Compartimentos Regionais de Relevo do Piauí



Fonte: LIMA (1987).

aquelas modeladas em siltitos e folhelhos da formação Motuca, classificandas como “formas colinosas”, enquanto entre as altitudes entre 80 e 100 m as feições são consideradas como

planícies constituídas frequentemente por paleoterraços recobertos por seixos de quartzo bem rolados, formados possivelmente por flutuações do nível do mar durante o Quaternário, associados a movimentos epigenéticos positivos (OLIVEIRA; SANTOS, 1980, p. 10).

Em estudos mais recentes (PFALTZGRAFF *et al.*, 2010), a área do estado do Piauí foi compartimentada em nove domínios geomorfológicos, nos quais são identificados um total de 17 padrões de relevo, que foram utilizados como referência para a elaboração do Mapa de Geodiversidade do Estado do Piauí. Esse trabalho foi desenvolvido com base em análise das imagens GeoCover e SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução de 90 m, agrupando as unidades de relevo de acordo com a análise da textura e rugosidade das imagens, mas ainda utilizando a escala cartográfica de 1:1.000.000.

Nesse mapeamento, a presente área de estudo encontra-se incluída no domínio geomorfológico: “superfície aplainada da bacia do rio Parnaíba” que forma uma faixa desde o norte, em parte da área da bacia do rio Longá, ao sul e sudeste do Piauí. Localmente, ocorre em parte de duas unidades de relevo denominadas de “baixos platôs dissecados” e “superfícies aplainadas degradadas”.

3.6 Os solos e a vegetação

Nos estudos do Projeto RADAM (BRASIL, 1973), identificou-se que o Cerrado é o bioma que ocupa maior espaço na área de estudo, principalmente nas áreas do alto e do médio curso dos rios afluentes do Parnaíba e do Poti e, de forma geral, nas áreas de associações de solos em que predominam os Podzólicos Vermelho-Amarelo (BRASIL/EMBRAPA/SUDENE, 1983).

Na faixa da área que acompanha o leito do rio Parnaíba, em toda a sua extensão, e adentrando os vales de alguns riachos afluentes, se alternam manchas de Associações de Solos Aluviais, manchas de Latossolos Amarelos e ainda Podzólico Vermelho Amarelo (BRASIL/EMBRAPA/SUDENE, 1983), onde se encontra a Floresta Secundária Mista de babaçuais (BRASIL, 1973).

Acompanhando a margem do Poti, a partir da área da foz do Riachão do Natal até a foz do rio Berlingas (ambos afluentes do baixo Poti), inclusive ao longo dos vales da maior parte dos demais afluentes do Poti nessa faixa, predominam as associações de Planossolos,

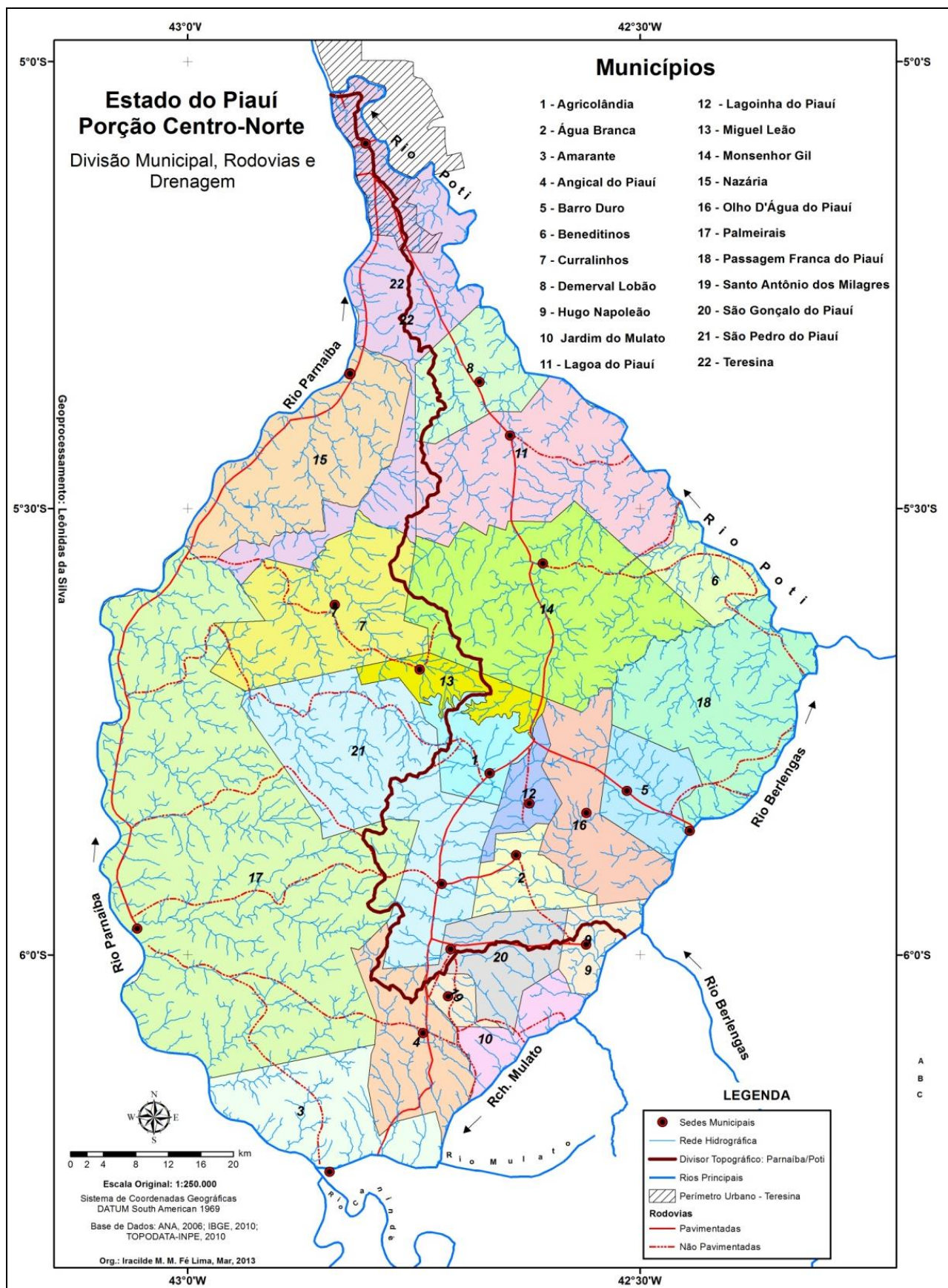
solos Litólicos e manchas de Podzólico Vermelho-Amarelo. Nessa faixa ocorrem predominantemente a vegetação de campo e a associação deste tipo de vegetação com o Campo Cerrado. Já na área da bacia do rio São Francisco (afluente do Berlingas) ocorre, de maneira mais uniforme, a Floresta Secundária Mista desenvolvida em solos da associação onde predomina o Latossolo Amarelo (BRASIL,1973; BRASIL/EMBRAPA/SUDENE, 1983).

3.7 Aspectos socioeconômicos da área de estudo

A bacia hidrográfica do Parnaíba tem uma grande importância para o Piauí principalmente porque, historicamente, esse rio tem exercido uma participação vital para a população, seja como estrada de importação/exportação de mercadorias, seja como recurso hídrico, exercendo assim um papel decisivo no povoamento, na definição do território piauiense e no desenvolvimento econômico-social do estado.

Na área de estudo encontram-se 22 municípios, dos quais cinco têm apenas parte de seus territórios nela incluídos e dois deles têm suas sedes fora dessa área (Fig. 23 e Tab. 7). Na Tabela 7 verifica-se que em apenas sete municípios dessa área a população rural é maior que a população urbana, caracterizando, assim, um avançado processo de urbanização, embora as principais atividades (em 2010) ainda estejam voltadas para a utilização do espaço rural: a agricultura e a pecuária (Tab. 8 e 9).

Figura 23 – Mapa de localização dos municípios na área de estudo



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010); Topodata (INPE, 2010).

Tabela 7 - Municípios que se encontram na área de estudo, área e população residente em 2010, por bacia hidrográfica.

Nº no Mapa	Município	Área Total Km ²	População (hab.)			Densidade Demog. hab/Km ²	Bacia Hidrográfica
			Total	Urbana	Rural		
1	Agricolândia	112,45	5.114	3.617	1.497	45,50	Berlengas / Poti
2	Água Branca	97,04	16.461	14.549	1.912	17,00	Berlengas / Poti
3	Amarante****	1.304,77	17.141	8.775	8.366	13,14	Mulato / Parnaíba
4	Angical	201,21	6.670	5.212	1.458	33,15	Mulato / Parnaíba
5	Barro Duro	131,11	6.609	4.789	1.820	50,41	Berlengas / Poti
6	Beneditinos *	792,56	9.911	6.261	3.650	12,50	Difusas / Poti
7	Currálinhos	362,79	4.182	1.331	2.851	11,53	Fundo I / Parnaíba
8	Demerval Lobão	221,02	13.274	10.873	2.401	60,50	Difusas / Poti
9	Hugo Napoleão	273,72	3.771	3.098	673	13,78	Mulato / Parnaíba
10	Jardim do Mulato *	460,52	4.309	1.183	3.126	9,35	Mulato / Parnaíba
11	Lagoa do Piauí	427,19	3.863	1.672	2.191	9,04	Difusas / Poti
12	Lagoinha do Piauí	67,51	2.656	1.582	1.074	39,34	Berlengas / Poti
13	Miguel Leão	74,51	1.253	862	391		Fundo I / Parnaíba
14	Mons. Gil	582,06	10.337	5.316	5.021	17,76	Natal / Poti
15	Nazária	363,80	8.039	1.652	6.387	22,09	Difusas do Parnaíba
16	Olho D'água do PI	220,12	2.630	1.064	1.566	11,95	Berlengas / Poti
17	Palmeirais	1.360,31	13.745	5.342	8.403	10,10	Rch. Cadoz / Parnaíba
18	Passagem Franca do PI**	849,60	4.546	2.482	2.064	5,35	Berlengas / Poti
19	S. Antônio dos Milagres	33,15	2.058	807	1.251	62,08	Mulato / Parnaíba
20	São Gonçalo do Piauí	147,59	4.754	3.308	1.446	32,21	Berlengas / Poti
21	São Pedro do Piauí***	525,72	13.645	8.194	5.451	25,95	Berlengas / Poti
22	Teresina****	1.391,90	814.439	767.777	46.662	585,13	Parnaíba / Poti
Total dos municípios		10.000,6	696.407	860.046	109.661	-	

Fonte dos dados: IBGE, Censo (2010).

*Cerca de 70% da zona rural e sua sede municipal encontram-se fora da área de estudo.

** Cerca de 50% da área do município encontra-se fora da área de estudo.

*** Cerca de 40% da área do município encontra-se na bacia do Poti e 60% da área rural encontra-se na bacia do Parnaíba

**** Parte da zona urbana e da zona rural encontra-se fora da área de estudo.

Tabela 8 - Principais Culturas, por município na área de estudo.

Nº	Municípios	Principais culturas (produção em ton)							
		Arroz	Feijão	Mandio -ca	Milho	Cana de açúcar	Bana na	Castanh a de caju	Manga
01	Agricolândia	986	104	1.800	1.126	-	-	53	-
02	Água Branca	507	-	880	1.679	-	-	74	224
03	Amarante**	1.320	103	10.800	1.575	1.920	440	168	160
04	Angical	600	40	7.200	600	200	69	09	
05	Barro Duro	475	12	1.260	673	2.736	260	78	300
06	Beneditinos *	843	160	1.700	381	-	-	120	-
07	Curralinhos	264	23	617	70	-	60	36	36
08	Demerval Lobão	332	39	1.216	183	360	-	26	32
09	Hugo Napoleão	950	32	1.680	450	-	-	59	-
10	Jardim do Mulato *	510	18	1.560	195	180	59	139	-
11	Lagoa do Piauí	285	21	608	93	-	-	13	45
12	Lagoinha do Piauí	597	13	550	792	-	-	21	-
13	Miguel Leão	-	-	-	-	-	-	-	-
14	Mons. Gil	1.006	112	3.568	727	450	102	52	77
15	Nazária	220	24	790	342	12.180	184	29	136
16	Olho D'agua do Piauí	1.022	69	360	1.072	-	-	42	210
17	Palmeirais	1.710	75	7.592	1.052	192	168	185	100
18	Passagem Franca do Piauí **	1.344	47	630	495	-	60	186	-
19	Santo Antônio dos Milagres	47	02	115	52	-	-	13	-
20	São Gonçalo do Piauí	744	25	288	676	-	-	72	-
21	São Pedro do Piauí	945	162	3.600	1.849	400	104	93	112
22	Teresina**	1.188	162	2.338	1.348	269.905	616	135	448

Fonte dos dados: PIAUI/Fundação CEPRO (2010).

* Aproximadamente 20% do município encontram-se na área de estudo

** Aproximadamente 50% do município encontram-se na área de estudo

Tabela 9 - Principais rebanhos e sua distribuição por município incluído na área de estudo.

Municípios	Principais Rebanhos (número de cabeças)							
	Asinino	Aves	Bovino	Caprino	Equino	Muar	Ovino	Suíno
Agricolândia	101	11.611	621	810	60	21	60	1.198
Água Branca	31	10.441	1.202	536	38	10	96	783
Amarante**	1.029	67.429	9.259	4.741	694	192	6.028	9.066
Angical	78	30.978	5.962	651	54	43	825	964
Barro Duro	150	28.636	1.765	1.020	88	26	397	832
Beneditinos *	1.844	58.416	7.903	11.296	1.160	149	20.180	12.373
Curralinhos	180	7.472	2.476	1.749	158	35	925	2.868
Demerval Lobão	258	23.963	2.055	3.247	190	87	1.295	4.041
Hugo Napoleão	110	16.134	1.154	1.826	73	08	670	1.410
Jardim do Mulato *	153	36.670	3.593	2.239	67	28	393	1.487
Lagoa do Piauí	421	302.167	2.863	5.354	353	115	3.870	6.459
Lagoinha do Piauí	41	11.936	706	847	31	04	30	965
Miguel Leão	-	-	-	-	-	-	-	-
Mons. Gil	766	46.034	4.939	8.113	323	78	3.129	6.055
Nazária	-	-	-	-	-	-	-	-
Olho D'água do Piauí	150	16.769	2.362	1.946	113	20	479	2.134
Palmeirais	643	70.355	12.076	3.466	636	181	2.013	9.003
Passagem Franca do Piauí **	954	18.711	4.876	5.389	377	75	4.225	5.391
Santo Antônio dos Milagres	07	3.920	113	211	07	04	16	902
São Gonçalo do Piauí	73	23.977	1.507	944	90	24	96	182
São Pedro do Piauí	234	67.866	5.636	1.288	201	61	845	3.056
Teresina**	619	2.327.368	21.732	6.001	945	206	6.563	6.563

Fonte dos dados: Fundação CEPRO (2010).

* Aproximadamente 20% do município encontram-se na área de estudo

** Aproximadamente 50% do município encontram-se na área de estudo

Com relação aos estudos em que a compreensão do ambiente tem destaque como forma de subsídio ao planejamento das ações socioeconômicas do espaço piauiense, encontra-se o trabalho do Macrozoneamento Ambiental da Bacia Hidrográfica do Parnaíba, embora ainda na escala de 1:1.000.000 (RIVAS, 1996). Neste zoneamento, a porção centro-norte piauiense encontra-se como parte integrante de duas grandes *unidades geossistêmicas* da bacia hidrográfica do Parnaíba, subdivididas em unidades menores, as quais foram mapeadas e caracterizadas como *geofácies*.

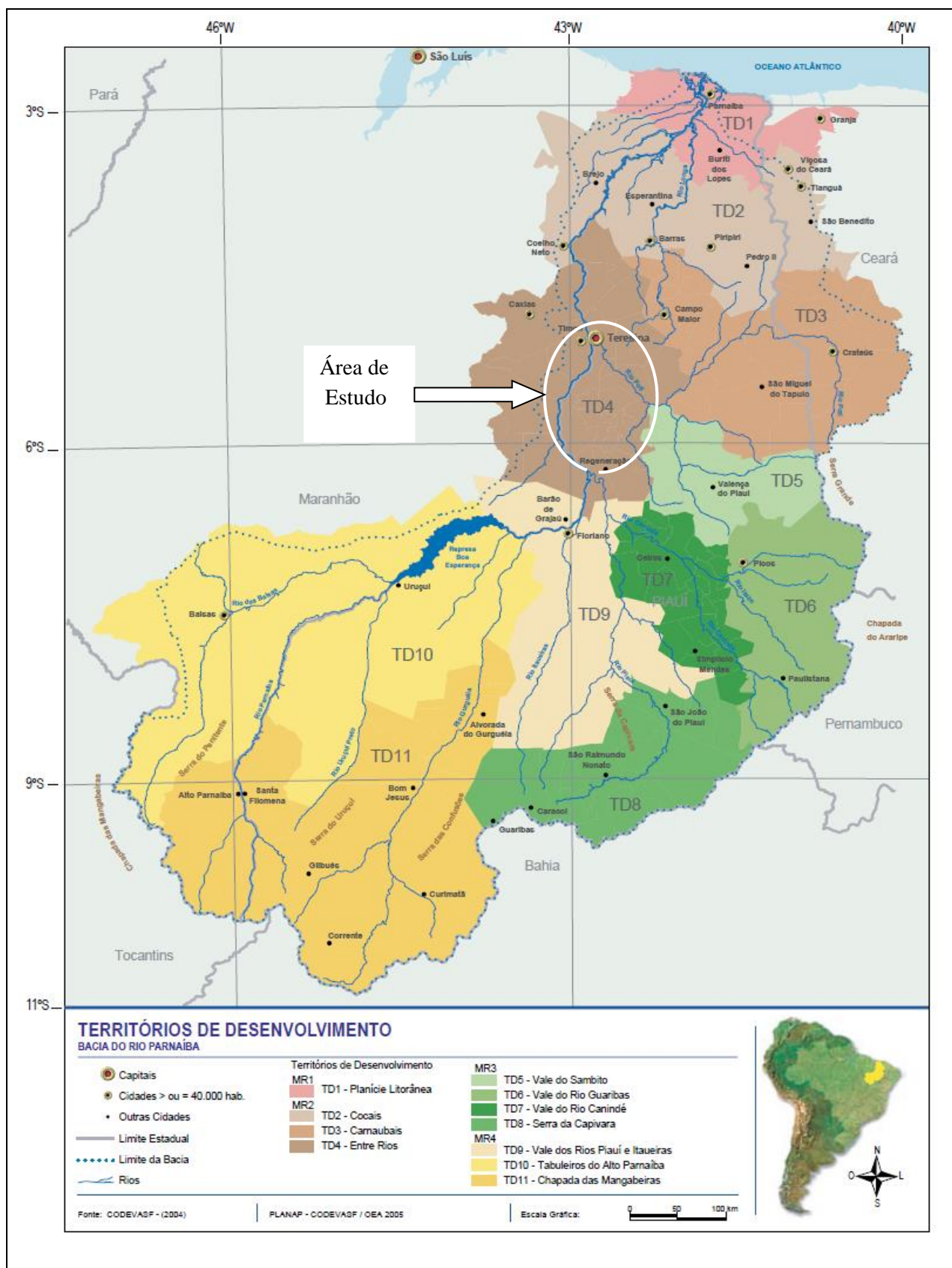
Rivas (1996) designou de *Tabuleiros do Parnaíba* o geossistema que ocupa uma área formada pelo conjunto de sub-bacias das duas margens de toda a área do médio Parnaíba e que se estende por grande parte do conjunto de sub-bacias das duas margens do médio e do baixo Poti. Essa unidade ambiental ficou, assim, na zona de transição entre os climas Semiárido nordestino e o Úmido amazônico, sendo

marcada por diferenças morfedológicas decorrentes das influências estruturais, litológicas e climáticas que se refletem na cobertura vegetal, edáfica e no modelado. Assim, predominam nos interflúvios feições tabulares esculpidas sobre arenitos e siltitos, inumados por material areno-argiloso, do qual derivam Latossolos Amarelos álicos e distróficos e Podzólicos Vermelho Amarelo álicos [...]. Localmente os processos erosivos se acentuam, originando vales de forte incisão, com vertentes desnudadas e frequentes exposições do substrato, tendo relacionados solos Litólicos álicos de textura arenosa e média, associados às Areias Quartzosas [...]. (RIVAS, 1996, p.76).

Neste estudo (RIVAS, 1996) foi denominada de *Baixada de Campo Maior* a área deprimida que acompanha o vale do Longá, no alto e no médio curso, ao norte da presente área de estudo, envolvendo apenas uma porção muito pequena do vale do Poti nos municípios de Monsenhor Gil e Beneditinos.

Considerando o Plano de Desenvolvimento do Estado do Piauí, a área de estudo encontra-se incluída na unidade Território de Desenvolvimento Entre Rios (TD 4), como se observa na Fig. 24. Neste trabalho, a ênfase é voltada para as condições socioeconômicas, contemplando, portanto, as referências aos componentes do meio ambiente em nível geral e organizadas com base em estudos anteriores, principalmente em mapeamentos com escalas de 1:1.000.000 e menores (BRASIL/CODEVASF, 2006).

Figura 24 - Mapa dos Territórios de Desenvolvimento da Bacia Hidrográfica do Parnaíba



Fonte: BRASIL/CODEVASF (2006).

4 MÉTODOS E TÉCNICAS

Para o desenvolvimento deste trabalho utilizou-se a visão integrada da Teoria Geral dos Sistemas, com base nas referências aplicadas pelo CSIRO nos estudos integrados de avaliação de recursos naturais, como apoio à proposta de mapeamento de unidades geomorfológicas, tendo como eixo condutor a morfodinâmica recente das paisagens locais (AUGUSTIN, 1979).

O embasamento teórico e cartográfico iniciou-se com a proposta de estudo e se estendeu por todo o processo de elaboração do trabalho, buscando a sustentação e a atualização do referencial que deu suporte ao seu desenvolvimento.

A análise foi conduzida a partir da organização e interpretação de mapeamentos temáticos da área de estudo, com base na perspectiva de Tricart (1965) que considera os mapas não são apenas uma síntese, mas, também um instrumento de análise geomorfológica.

O conceito de morfodinâmica utilizado dá ênfase à atuação dos processos endógenos e exógenos ativos na esculturação do relevo (TRICART, 1972; COOKE; DOORNKAMP, 1974; PITTY, 1982; SELBY, 1985; FLORENZANO, 2008), com indicações de processos morfogenéticos. Assim, considerou-se que a dinâmica recente das paisagens locais se expressa predominantemente através da atuação dos processos de dissecação e de acumulação de sedimentos produzindo modelados e formas locais, tendo a drenagem como um dos agentes principais que atuam sobre a estrutura lito-estrutural. O estrutural entendido no sentido stratigráfico da formação da bacia sedimentar e da atuação da tectônica mesozoica.

As variáveis utilizadas para caracterizar a dinâmica recente do relevo, a partir das suas relações estabelecidas entre o relevo e demais componentes do meio ambiente natural, em cada conjunto de sub-bacias hidrográficas, foram a litologia e os lineamentos estruturais, as condições climáticas, a declividade das encostas e a drenagem local, as associações de solos e o tipo de vegetação nativa que recobria originalmente a área.

Como suporte ao entendimento e espacialização dessas relações foram utilizados Modelos Digitais de Elevação do terreno (MDE), a relação entre a direção de falhamentos e lineamentos locais e a direção dos rios de primeira ordem, os perfis topográfico-geológicos, os perfis longitudinais dos rios e a análise físico-química de amostras de solos e de águas fluviais.

A análise dos dados referente à essas variáveis indicou diferenças significativas na morfodinâmica da bacia do riacho São Francisco (afluente do rio Berengas e subafluente do rio Poti), em relação aos padrões encontrados nos conjuntos das sub-bacias hidrográficas dos rios Parnaíba e Poti. Desta forma, a bacia do riacho São Francisco passou a ser considerada individualmente como uma unidade espacial de estudo sendo, portanto, desmembrada do conjunto de sub-bacias do Poti, ampliando para três ao final do trabalho os conjuntos de sub-bacias hidrográficas analisados.

4.1 Procedimentos técnico-operacionais

A estrutura deste trabalho foi organizada em três grandes conjuntos, levando-se sempre em consideração que o eixo central das análises correspondeu à discussão dos padrões da evolução recente das paisagens locais com base principalmente na dinâmica fluvial, principal elemento articulador da hipótese levantada.

O primeiro constou da delimitação da área de estudo, com base na observação do mapeamento geológico - na escala de 1:1.000.000 (BRASIL/CPRM, 2006) e hidrográfico - 1:250.000 (BRASIL/ANA, 2006); e nas imagens Landsat TM (1:250.000, composição 4R 5G 3B, Órbita/ponto 219/64, dia 18.06.2003, INPE, 2010) e SRTM-Topodata (INPE, 2010). Essas bases de dados foram trabalhadas nos programas *ArcGis* e *Global Mapper*.

O segundo conjunto correspondeu à organização dos mapas temáticos, ilustrações e sistematização de dados sobre os conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti, seguidas do mapeamento e caracterização das Unidades de Relevo dessa área.

A definição dessas unidades teve como eixo condutor a morfodinâmica recente do modelado local a partir do cálculo e espacialização dos Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR Local) e da elaboração de MDEs de vários locais de toda a área estudada, com o apoio de trabalhos de campo. Para a delimitação das áreas de planícies e terraços fluviais utilizaram-se imagens do Google Earth Pro (período março 2012/março 2013, *licence key*: JCPMTNZCSM1VZC2), em escalas que permitiram observação visual mais acurada, bem como informações técnicas de relatórios de poços tubulares (BRASIL/CPRM, 1976) de áreas próximas ao leito do rio Parnaíba, na cidade de Teresina, associando-as a observações de campo.

No terceiro, foi realizada uma análise comparativa da dinâmica das áreas formadas pelos conjuntos de sub-bacias hidrográficas e dos rios regionais que passam nessa área: o Parnaíba e o Poti, como argumentação da hipótese levantada no início do trabalho. Os

principais parâmetros utilizados para essa análise foram: a direção dos rios e dos lineamentos estruturais; o traçado dos perfis longitudinais dos rios analisados e sua relação com os elementos lito-estruturais; a amplitude altimétrica e o material transportado por esses rios; o índice de circularidade de suas respectivas bacias dos rios/riachos locais e a posição topográfica e lito-estratigráfica do rio Parnaíba ao longo do seu vale no trecho estudado.

Com relação ao mapeamento do relevo, tendo em vista que a utilização das escalas média e pequena (1:250.000 e 1:1.000.000) foram as principais fontes de referência deste trabalho, os procedimentos adotados envolveram recomendações do sistema ITC. Este utiliza a técnica da fotointerpretação e tem como base do mapeamento a definição de Unidades Geomorfológicas, identificando o processo morfogenético dominante em cada unidade, apresentando, assim, certa compatibilidade com o modelo de “padrões do relevo” para a identificação dessas unidades (HAYDEN, 1986).

Desta forma, optou-se por utilizar os Índices de Rugosidade do Relevo (SAMPAIO, 2008; SAMPAIO e AUGUSTIN, 2008) como base para a delimitação das Unidades de Relevo, tendo em vista que foi esse modelo que possibilitou encontrarem-se os melhores resultados para o objetivo proposto e a escala de trabalho utilizada.

A caracterização do meio ambiente natural, as Unidades do Relevo e as áreas dos conjuntos de sub-bacias do Parnaíba, do Poti e do São Francisco/Berlingas foi realizada a partir da identificação da composição relativa da litologia, classes de declividades, associação de solos e as formações vegetais nessas classes e, de forma geral, da análise de parâmetros físicos, químicos e microbiológicos das águas dos rios e riachos da drenagem local.

4.1.1 Organização/elaboração dos mapas

- **Mapa de delimitação da área de estudo**

O mapa de delimitação da área de estudo foi elaborado a partir de arquivos digitais disponibilizados *online*, na escala de 1:1.000.000 (OTTOBACIAS, nível 3, ANA, 2006), para traçar os rios que formam o seu limite e também o divisor topográfico das bacias do médio Parnaíba (margem direita) e baixo Poti (margem esquerda).

- **Mapa das Sub-bacias Hidrográficas dos Rios Parnaíba e Poti**

Na delimitação dos conjuntos de sub-bacias hidrográficas dos rios Parnaíba e Poti, considerou-se como principais afluentes desses rios aqueles que apresentaram extensão igual

ou superior a 20 Km, por serem os rios que têm suas nascentes principais na área do mais elevado Compartimento Topográfico/divisor topográfico comum a essas sub-bacias (241-420 metros de altitude), ou bem próximo a ele, ou seja, a partir da cota de 200 m de altitude. As sub-bacias hidrográficas dos rios Mulato e Berlingas não se enquadraram nesse critério, porque não apresentam suas nascentes principais na área de estudo, e por terem nela incluída apenas uma de suas margens. As demais sub-bacias dos afluentes do Parnaíba e do Poti, com extensão do rio principal menor que 20 Km, foram agrupadas e chamadas neste trabalho de “pequenas bacias difusas”.

A delimitação das sub-bacias dos afluentes dos rios Poti e Parnaíba encontra-se em todos os mapas organizados/elaborados nesta pesquisa. O seu traçado foi gerado automaticamente, a partir da composição da rede de drenagem na escala de 1:250.000 (ANA, 2006) e das curvas de níveis dos arquivos SRTM disponibilizados pelo Projeto Topodata (INPE, 2010) na escala de 1:250.000, e trabalhados no *ArcGis e no Global Mapper*.

- **Mapas das imagens SRTM e LANDSAT TM**

Foram organizados dois mapas da área de estudo com as imagens de satélite SRTM (INPE, 2010) e LANDSAT TM (DGI-INPE, 2011), sobre as quais foram superpostos inicialmente o divisor topográfico Parnaíba/Poti e as sedes municipais, como forma de encaminhar a leitura e orientação da delimitação dos mapas temáticos elaborados/organizados para este estudo.

- **Mapa de divisão municipal e traçado de rodovias**

Para a organização do mapa de divisão municipal e do traçado de rodovias foram utilizadas os dados na escala de 1:1.000.000 (IBGE, 2010), no *software ArcGis*. Dentre os municípios que se encontram parcialmente incluídos na área de estudo, identificaram-se somente as sedes municipais que se encontram nessa área.

- **Mapas da Base Geológica**

Foram organizados sete mapas com informações sobre a base geológica da área de estudo. O primeiro, designado de mapa geológico dá uma visão de conjunto da ocorrência dos elementos litológicos e estruturais, ou seja, traz informações sobre a espacialização das formações geológicas (litologia) e dos lineamentos estruturais identificados em toda a área de

estudo a partir do mapa geológico do estado do Piauí que se encontra disponibilizado no *site* da CPRM (2006) na escala de 1:1.000.000.

Em seguida foram organizados quatro mapas a partir da extração de lineamentos estruturais na Imagem SRTM-Projeto Topodata (INPE), tendo como base o *Shape* da CPRM disponível no CD ROM de Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil - Sistema de Informações Geográficas – SIG (BRASIL/CPRM, 2006). As rosetas com a frequência dos rios de primeira ordem e de lineamentos presentes nos mapas de direção de lineamentos e da drenagem, para cada conjunto de sub-bacias dos rios Parnaíba, Mulato, Poti e Berlingas respectivamente, foram geradas no *software* SPRING 5.1, através da ferramenta de análise de lineamentos, conforme Oliveira *et al.* (2009). A composição RGB correspondeu ao Canal RED = Banda 5, Canal GREEN= Banda 4, Canal BLUE= Banda 3 e o Software ENVI 4.3. Não foram elaboradas rosetas de direção dos rios/riachos a partir da 2ª ordem de drenagem porque os lineamentos que apresentam maiores extensões ocorrem em pequeno número, permitindo identificação pela leitura visual nos mapas geológicos de toda a área de estudo. O traçado dessas rosetas de direção de drenagem e dos lineamentos buscou identificar as relações das mesmas com as direções gerais dos falhamentos regionais NE e NW (lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês), nos quais se encaixam os grandes rios que contornam a área de estudo. Em combinação com as anomalias de drenagem e o fator de assimetria desses grandes rios, os lineamentos estruturais foram mapeados com o intuito de se levantar dados para subsidiar a verificação da ocorrência de controle tectônico dos menores riachos dos conjuntos de sub-bacias desses rios, no interior da área de estudo, como em nível regional.

Tendo em vista que os rios de ordens inferiores, principalmente os de primeira ordem, ainda não têm energia de entalhe suficiente para impor seu traçado na estrutura geológica, optou-se por fazer a identificação e contagem dos canais de primeira ordem e sua relação com as fraturas/falhamentos locais, a partir da extração desses elementos em escala mais detalhada (1:250.000) do que a que se encontra disponível no mapeamento geológico do Piauí que é de 1:1.000.000 (BRASIL//CPRM, 2006).

Outro mapa da base geológica foi organizado a partir da superposição de dois mapas sobre o de geologia regional na escala de 1:1.000.000 (2006): o mapa do Projeto Teresina Norte (2008), escala 1:50.000, da porção norte da área de estudo e o do Projeto Monsenhor Gil (1980), escala 1:100.000, que recobre parte da área central desta área de

estudo. O primeiro encontra-se disponibilizado no *site* e o segundo e o terceiro na biblioteca do CPRM.

- **Mapas de Compartimentação Topográfica Local e de Declividade das Vertentes**

Para a elaboração do mapa de compartimentação topográfica local foi feita a identificação dos níveis topográficos como base à definição das classes altimétricas do mapa da área de estudo, a partir da observação de um corte topográfico que foi traçado na direção L-W, passando pelos pontos mais elevados do divisor central de toda a drenagem da área. Buscou-se verificar a ocorrência, ou não, de padrões morfológicos e altimétricos na representação dos topos mais elevados e dos principais vales, iniciando no leito do rio Parnaíba, nível de base de toda a área de estudo, até o limite leste que, nessa latitude, é representado pelo rio Berlingas, afluente do Poti. Esse perfil foi traçado à mão em papel milimetrado, utilizando cartas do DSG, na escala 1:100.000 com curvas de níveis de 40 metros de equidistância (Folhas SB.23-Z-B-II - Amarante, SB.23-X-D-IV - Parnarama, SB.23-X-D-V - São Pedro do PI, SB.23-X-D-II - Teresina, SB.23-X-D-III - Altos, SB.23-X-D-VI – São Félix do PI, SB.23-X-B-I – Riachão), depois digitalizados no ArcGis, definindo-se quatro classes como as mais representativas dos padrões encontrados para toda a área: 40 a 80 m, 81 a 160 m, 161 a 240 m e 241 a 420 m.

- **Mapa de declividade do relevo**

O mapa de declividade das encostas foi elaborado tendo como referência as classes definidas pela EMBRAPA (1979), conforme a Tabela 10. Para sua identificação e traçado das classes de declividades, utilizou-se a Imagem SRTM/Topodata (INPE, 2010), com curvas de níveis de 30 m de equidistância, interpoladas de 90 metros.

Tabela 10 - Identificação de classes de declividades do relevo

Tipo de morfologia	Declividade do Relevo (%)
Plano	< 3
Suave ondulado	3 a 8
Ondulado	8 a 20
Forte ondulado	20 a 45
Montanhoso	45 a 75
Escarpado	> 75

Fonte: BRASIL/EMBRAPA (1979).

- **Mapas de Precipitação Pluviométrica Mensal**

Para representar a distribuição espacial das precipitações pluviométricas na área de estudo foram organizados nove Mapas de Precipitação Pluviométrica Mensal, a partir das informações existentes sobre as precipitações médias mensais para toda a área do estado do Piauí. Essas médias mensais resultam de séries de dados climatológicos de 20 anos ou mais, com base nos dados da SUDENE de 1990, para o espaço do estado do Piauí, representadas em sete classes médias, conforme Andrade Junior *et al.* (2004): 0 a 50 mm; 50 a 100 mm; 100 a 150 mm; 150 a 200 mm; 200 a 250 mm; 250 a 300 mm; e 300 a 350 mm.

- **Mapa de Associação de Solos**

O mapa de Associação de Solos foi organizado para a área de estudo com base no mapa Exploratório-Reconhecimento de Solos do Estado do Piauí elaborado a partir do convênio EMBRAPA-Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos/ SUDENE-Departamento de Recursos Naturais, escala 1:1.000.000, ano de 1983.

- **Mapa de Unidades Fitoecológicas**

O mapa de Unidades Fitoecológicas foi organizado para a área de estudo com base no mapa Unidades Fitoecológicas, elaborado a partir do mapeamento do Projeto RADAM (BRASIL, 1973) que cobre a área do estado do Piauí, na escala 1:1.000.000.

- **Mapa de Densidade de Drenagem**

O índice de densidade da rede de drenagem (Dd) foi calculado através da equação proposta por Horton (1945, *apud* ALVES; CASTRO, 2003; FONSECA, 2010; FONSECA e AUGUSTIN, 2011), que corresponde ao comprimento dos canais fluviais, em quilômetros, que drenam uma unidade de área (Km²) de uma bacia hidrográfica, descrito pela seguinte equação:

$$Dd = \frac{L_t}{A}$$

Onde:

L_t = somatório da extensão de todos os canais dos rios de uma bacia.

A = área da bacia.

A geração de três classes de valores desse índice para a área estudada foi efetuada pela estimativa da densidade *Kernel*, para o arquivo da rede de drenagem obtida no site da

BRASIL/ANA (2006), disponibilizada na escala de 1:250.000. Utilizou-se o raio de busca de $2,64686848438759E^{-02}$ e o valor de célula de saída de 0,003176, conforme Cavalcanti (2008). Após a estimativa da densidade, os valores foram agrupados em três categorias: Baixa ($< 0,5$ km/km²), Mediana (0,5 a 2,0 km/km²) e Alta (2,01 a 3,50 km/km²) (VILLELA; MATTOS, 1975; BELTRAME, 1994; FONSECA, 2010).

Esse mapa de Densidade de Drenagem não se mostrou adequado a essa análise, uma vez que os valores encontrados foram semelhantes para todas as sub-bacias hidrográficas da área de estudo, passando a compor o Apêndice A.

- **Mapa de Índice de Concentração de Rugosidade Local (ICR)**

A determinação do Índice de Concentração de Rugosidade Local (ICR) consistiu na análise da distribuição espacial dos valores de declividade do relevo, verificando a repetição de tais valores por unidade de área conforme a concentração e dispersão dos mesmos, com base em Sampaio (2008). A obtenção dos valores de ICR foi realizada com auxílio de ferramenta geoestatística para estimativa da densidade *Kernel* de valores clinográficos, convertendo a grade de declividade para um formato vetorial, de pontos, imediatamente submetida à estimativa do adensamento *Kernel*, utilizando raio de busca de 564m (1 km²), com célula de saída de 30m, uma vez que o arquivo do Topodata (INPE, 2010) foi interpolado de 90m para 30 m.

Os valores resultantes foram agrupados em cinco classes utilizando o método dos quantis, conforme sugerido por Sampaio (2008) e Sampaio e Augustin (2014): Muito Baixa, Baixa, Moderada, Alta e Muito Alta. Esses índices indicam que a maior intensidade de dissecação do relevo é representada pelos menores valores da rugosidade, enquanto que a menor intensidade de dissecação é representada por maiores valores de rugosidade do relevo.

Esses valores foram associados, ainda, aos níveis de conservação da estrutura geológica (expressa em forma e estratigrafia, esta identificada nos cortes das encostas), bem como nos níveis de esculturação/dissecação do relevo, expressos principalmente na forma dos topos e níveis de festonamento e recuo das encostas, dos conjuntos de formas presentes na área das sub-bacias hidrográficas estudadas, possibilitando identificarem-se algumas Subunidades de Relevo.

- **Mapa de localização dos Modelos Digitais de Elevação (MDE)**

Elaborou-se um mapa com a localização de 30 gráficos denominados Modelos Digitais de Elevação do terreno (MDE), distribuídos por toda a área de estudo, utilizando o programa SURFER 8 e as imagens SRTM disponibilizadas pelo projeto TOPODATA (INPE, 2010). Esses gráficos possibilitaram a visualização mais acurada das formas de relevo locais, nas diversas classes de Rugosidade do Relevo identificadas no mapa ICR Local elaborado neste trabalho. Objetivou-se, então, apoiar a definição das Unidades de Relevo identificadas e mapeadas em seguida.

• **Mapa de Unidades de Relevo do Compartimento Inferior do Reverso da Cuesta da Ibiapaba no Interflúvio Médio Parnaíba/Baixo Poti.**

A área de estudo foi nomeada, neste trabalho, de Compartimento Inferior do Reverso da Cuesta da Ibiapaba no Interflúvio Médio Parnaíba/Baixo Poti, no qual foram identificadas e mapeadas, com a utilização de cores, as Unidades e Subunidades do Relevo. Isto porque ela representa um conjunto morfotectônico na porção final do prolongamento do reverso da cuesta formada desde a borda oriental da bacia Sedimentar do Parnaíba. Este compartimento se encontra limitado pelo rio Parnaíba, nível de base regional.

Como indicadores da morfodinâmica recente que possibilitaram a individualização dessas Unidades, foram utilizados os níveis de dissecação do relevo, através do Índice de Concentração da Rugosidade do Relevo Local (ICR), para as áreas onde predominam os processos de dissecação superficial. Aos valores do ICR, foram associados níveis de conservação da estrutura geológica expressa na forma e na estratigrafia, identificada nos cortes das vertentes bem como nos níveis de esculturação/dissecação do relevo, expressos principalmente na forma dos topos e níveis de festonamento/recuo das encostas, e às observações feitas na imagem *Landsat*, e em modelos digitais de elevação, elaborados para vários locais por toda a área de estudo, como apoio à definição dos limites das unidades de relevo.

As Planícies e os Terraços Aluviais dos rios Parnaíba e Poti foram consideradas como uma única unidade de relevo, utilizando-se como critério a morfologia e a morfogênese dessas formas. Mesmo considerando que esses terraços atualmente não se encontram mais sob a atuação de processos de acumulação, mas em condições predominantes da atuação de processos erosivos, não foi possível individualizá-los em relação à faixa das planícies, em função da grande extensão da área e dificuldades de acesso em campo. Essa delimitação teve

como base a leitura visual das imagens SRTM e do *Google Earth* e as respectivas cotas de altitudes (DSG, 1973), além das observações de campo em vários pontos dessa área.

Assim, em função de suas características ao longo do rio Parnaíba, essa unidade de relevo foi considerada como a faixa entre o leito do Rio Parnaíba e as curvas de níveis de 100 metros de altitude para o trecho que se inicia na foz do riacho Mulato no rio Parnaíba, caindo para 80 no trecho médio e, mais a jusante, já no município de Teresina, para 70 metros de altitude até a foz do Poti no rio Parnaíba. Essas cotas foram traçadas diretamente nas imagens do *Google Earth*, identificadas pela textura dessas imagens e depois transferidas para o mapa digital utilizando o programa *ArcGis*. Em alguns pontos foram utilizadas também informações da coluna estratigráfica, constantes em relatórios de poços tubulares perfurados em Teresina (SOUSA; SANTOS, 1976; SOUSA; CASTRO, 1989).

O cálculo das áreas das Unidades e Subunidades de Relevo foi realizado diretamente no mapa respectivo, utilizando-se os programas *ArcGis* (10.1), *CartaLinx* (1.04) e *Clark Labs* (1998), disponíveis *online*. Esses procedimentos tiveram como objetivo identificar as relações estabelecidas entre os componentes ambientais, como forma de analisar comparativamente a dinâmica recente dos ambientes dos três conjuntos de sub-bacias delimitados.

Neste estudo, a morfodinâmica do relevo foi utilizada como eixo integrador central dos componentes do ambiente natural, considerando que as formas de relevo atuais são os indicativos de processos que tiveram na inter-relação entre os elementos naturais a sua elaboração/reelaboração, numa dimensão têmporo-espacial.

O termo morfoestrutural foi usado para identificar as unidades de relevo nas quais as principais características se relacionam à existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litológico e/ou estrutural (SAADI, 1993). A expressão depósitos neógenos indiferenciados foi utilizada para caracterizar as superfícies lateríticas, arenosas, argilosas ou de eluviação que mascaram o substrato das superfícies que ocorrem nesta área de estudo. Foram consideradas lateritas tanto a cobertura de sedimentos e/ou blocos com matriz geralmente areno-argilosa, com ou sem seixos de quartzos, caulim e óxidos de ferro, como as crostas endurecidas pela elevada concentração de óxido de ferro (OLIVEIRA; SANTOS, 1980; SCHELLMANN, 2012; AUGUSTIN *et al.*, 2013).

4.1.2 Elaboração de perfis topográficos-geológicos

Com o objetivo de dar suporte à discussão sobre o trabalho de erosão e aprofundamento do canal do rio Parnaíba, durante o período Cenozoico, foram elaborados

quatro perfis transversais topográficos-geológicos o primeiro na área central (A–A’); o segundo a montante deste, no limite sul da área de estudo, passando pela região de Amarante (perfil B–B’); o terceiro na região de Monsenhor Gil (perfil C–C’); e o quarto no limite norte da área de estudo (perfil D–D’). Utilizaram-se como base a área de afloramento das formações geológicas, nas escalas de escalas 1:1000.000 e 1:50.000 (CPRM, 2006; 2008) sendo que a espessura e os contatos em subsuperfície correspondem a uma aproximação.

- **Perfil transversal topográfico-geológico A–A’ na porção central da área de estudo**

O primeiro perfil traçado correspondeu a um corte transversal no centro da área de estudo, na direção L–W, passando pelos pontos mais elevados do divisor topográfico de toda a drenagem dessa área (rios Parnaíba e Berlingas/afluente do Poti), identificando a morfologia e a litologia que aflora ao longo desse transecto.

- **Perfil transversal topográfico-geológico B–B’ próximo ao limite sul da área de estudo.**

O segundo perfil transversal topográfico-geológico B–B’ foi traçado próximo ao limite sul da área de estudo, entre o rio Parnaíba e o riacho Mulato (afluente do Parnaíba), também na direção E–W, passando na área do município de Amarante, identificando a morfologia, a altimetria e a litologia que aflora na área. Utilizou-se como base a imagem SRTM, o programa *Global Mapper* e o mapa geológico, de escala 1:1:000.000 (BRASIL/CPRM, 2006).

- **Perfil transversal topográfico-geológico C–C’ próximo ao limite norte da área de estudo.**

O perfil transversal topográfico-geológico C–C’ foi traçado próximo ao limite norte da área de estudo, entre os rios Parnaíba e Poti, também na direção E–W, na área urbana de Teresina. Utilizou-se como base a imagem SRTM-TOPODATA (INPE, 2010), os programas *Global Mapper* e *ArcGis*, a carta de litologia e de formações superficiais, na escala de 1:50.000 (BRASIL/CPRM, Projeto Teresina, 2008).

- **Perfil transversal topográfico-geológico D–D’ identificando a ocorrência de estruturas de *Horst* e de *Graben*.**

O perfil transversal topográfico-geológico D-D' indica a ocorrência de estruturas de *grabens* e *horsts* ao longo do divisor topográfico e no conjunto de sub-bacias do Poti, ao norte e a oeste da Serra de Grajaú.

4.1.3 Características morfométricas das bacias hidrográficas

Foram identificadas/calculadas as seguintes parâmetros morfométricos das bacias hidrográficas: área (Km²) e perímetro das sub-bacias (km), comprimento dos rios principais, densidade de drenagem (km/km²), diferença de altitudes (m) entre o ponto mais baixo (confluência) e o mais alto dos canais fluviais e o índice de circularidade das sub-bacias hidrográficas (MACHADO; TORRES, 2012; FONSECA, 2010).

4.1.4 Elaboração dos perfis longitudinais

- **Perfis longitudinais dos rios Parnaíba e Poti**

O Perfil Longitudinal de todo o percurso do rio Parnaíba foi traçado a partir da imagem do *Google Earth Pro*, acompanhando a calha desse rio e marcando as distâncias em quilômetros e as altitudes dos pontos entre suas nascentes principais (riacho Água Quente) e a foz no Oceano Atlântico, uma vez que essas imagens permitem uma alta resolução. Foram identificados os locais da foz dos maiores afluentes e cidades da margem piauiense, buscando observar também a posição do trecho que o rio percorre na área de estudo. Esse traçado foi inicialmente feito à mão sobre papel milimetrado e depois digitalizado utilizando o programa *ArcGis*.

Já o perfil longitudinal de todo o percurso do rio Poti foi adaptado de Lima (1982), identificando o trecho que esse rio percorre na área de estudo.

- **Perfis Longitudinais dos rios Parnaíba e Poti, nos trechos da área de estudo.**

Os Perfis Longitudinais dos trechos que os rios Parnaíba e Poti percorrem na área de estudo foram traçados a partir da imagem *Google Earth Pro*, acompanhando os leitos desses rios e identificando as distâncias em quilômetros e as altitudes dos locais da foz de cada um dos afluentes que compõem os conjuntos de sub-bacias estudadas. Buscou-se observar a amplitude do canal no trecho percorrido e possíveis rupturas de declives desses canais fluviais. Esse traçado foi inicialmente feito à mão sobre papel milimetrado e depois digitalizado utilizando o *ArcGis*.

4.1.5 Representação das condições climáticas da área de estudo

Foram elaborados 21 gráficos representando a distribuição das médias mensais da precipitação, da temperatura e da evapotranspiração dos municípios presentes na área de estudo, referentes ao período de 1961 a 1990. Foi organizado um conjunto de mapas da distribuição dos dados de precipitação pluviométricas, todos com base nos dados e mapas do Atlas Climatológico do Piauí (ANDRADE JR. *et al.*, 2004).

4.1.6 Realização de trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em várias etapas, sendo a primeira de natureza exploratória, buscando obter uma visão geral da área e também definir a programação das próximas visitas. Posteriormente foram realizadas seis viagens de campo para identificação, descrição, observação e coletas de solos e de águas dos rios e riachos para análise de laboratórios de parâmetros físico-químicos e microbiológicos.

Foram ainda conduzidas entrevistas abertas com moradores do entorno de locais amostrados e previamente identificados através de imagens de satélite e em campo: um no entorno da foz do riacho dos Negros e outro no do Riachão (ambos afluentes do Parnaíba), o terceiro num trecho do terraço rochoso do Poti e o quarto na cidade de Agricolândia. No primeiro local citado, entrevistou-se um antigo morador da área onde ocorreu um nítido vestígio de retificação natural do leito do Parnaíba; no segundo, o proprietário de um balneário localizado na margem desse riacho, área de contato de extensos afloramentos rochosos, neossolos e o terraço aluvial do Parnaíba. Já no terceiro ponto observou-se um pronunciado processo de voçorocamento na margem esquerda do rio Poti e no quarto a descaracterização do leito do riacho São Francisco pelo processo de urbanização.

Os roteiros foram orientados pelo traçado prévio de transectos a partir das observações das Imagens SRTM e LANDSAT TM e de mapas topográfico e da drenagem, passando pelos topos, encostas e vales, seguindo as rodovias federais e estaduais com revestimento asfáltico e ainda rodovias municipais, as chamadas estradas de terra. Nestas, a dificuldade de acesso se constituiu a principal limitação para a observação e coleta de dados da área.

4.1.6.1 Coleta de amostras de solos

Com o objetivo de identificar se ocorrem variações dos tipos de argila nos solos localizados em áreas de sub-bacias do Parnaíba, do Poti e do São Francisco, foram coletados materiais em vinte perfis, optando-se pela amostragem em subsuperfície em função de

estarem melhor protegidos das variações e interferências que ocorrem na superfície. Os perfis foram abertos durante os trabalhos de campo e também em cortes de estradas, ao longo de transectos dos topos até as baixas vertentes: nove perfis na área das bacias dos afluentes do Parnaíba; cinco nas bacias dos afluentes do Poti e seis na bacia do riacho São Francisco/Berlengas. Nesses locais foram feitos registros fotográficos e a identificação das coordenadas geográficas e altitudes utilizando-se *GPS Map 76CSx Garmin*. Posteriormente esses pontos de coleta foram localizados no mapa de unidades e subunidades de relevo da área de estudo.

4.1.6.2 Coleta de amostras de água dos rios Parnaíba e do Poti e de seus afluentes

As coletas de água, totalizando 20 amostras, foram realizadas em duas etapas, nos dias 24 de janeiro de 2012 (início do período chuvoso) e em 18 de abril de 2012 (período de maior pluviosidade esperada), considerando que praticamente todos os rios locais (afluentes dos Parnaíba e do Poti) apresentam regime de vazão temporária.

Para realizar as coletas de água foram utilizados recipientes plásticos com tampas, tipo PET, com capacidade de 2 (dois) litros, lavados com água destilada e previamente esterilizados em laboratório antes do campo.

Os locais de coleta de águas dos rios Parnaíba e Poti localizam-se imediatamente a montante e a jusante da área de estudo, enquanto para os afluentes do Parnaíba foram próximo de suas desembocaduras, sempre em torno de 50 m a montante das pontes da rodovia PI-130 (entre Teresina e Amarante). Para os afluentes do Poti coletou-se em trechos variados de seus cursos, em função do traçado das estradas de acesso a esses rios/riachos (Quadros 2 e 3). Todas as coletas foram realizadas no início e no final do período chuvoso (janeiro e abril) e posteriormente esses pontos de coleta foram plotados no mapa de drenagem da área de estudo.

Essas atividades foram realizadas na quarta e quinta viagens de campo, totalizando 16 pontos amostrados na primeira e 20 pontos na segunda. Além da coleta da água, foram anotados os horários de realização das mesmas, além dos dados de largura, profundidade e tipo de material do fundo dos leitos dos riachos afluentes do Poti e do Parnaíba, bem como de características da vegetação e do uso do terreno no entorno dos pontos amostrados.

As observações relativas à foz da maioria dos rios/riachos foram realizadas através de imagens do Google Earth, uma vez que o acesso direto a esses locais só foi possível para os rios Poti e Mulato e riachos dos Negros e Riachão, todos afluentes do Parnaíba.

Para a identificação dos dados de vazão dos rios Parnaíba e Poti foram utilizados os dados das Estações Fluviométricas oficiais localizadas em trechos desses rios a montante, e a jusante da área de estudo. Todos esses dados foram relativos ao período de 2000 a 2008 e ao ano de 2012 (BRASIL/CPRM, abr. 2013), os quais foram comparados com as médias históricas disponíveis (PIAUI/SEMAR, 2010). Já para o rio Berlingas foram utilizados os dados da estação localizada no início de seu curso na área de estudo, única existente no trecho estudado desse rio.

Quadro 2 - Identificação dos pontos de amostragem de águas do rio Parnaíba e seus afluentes, na área de estudo.

Amos-Tra	Nome do rio/riacho	Coordenadas Geográficas	Pontos de amostragem
1	Rio Mutum	05° 19' 17" 42° 48' 28"	50 m a montante da ponte da PI-130, prox. a um balneário.
2	Rio Parnaíba I	05° 20' 30" 42° 49' 34"	Periferia da área urbana de Nazária (chácaras), a montante da área urbana de Teresina.
3	Rio Fundo I	05° 28' 06" 42° 57' 35"	50 m a montante ponte da PI-130
4	Riacho dos Negros	05° 46' 11" 43° 04' 24"	50 m a montante ponte da PI-130
5	Rio Cordoz	05° 58' 28" 43° 03' 49"	50 m a jusante da ponte da PI-130 - Zona urbana de Palmeirais
6	Rio Fundo II	06° 07' 37" 42° 58' 40"	50 m a montante da ponte da PI-130
7	Riacho Riachão	06° 08' 50" 42° 58' 00"	50 m a montante da ponte da PI-130, próximo a de um pequeno balneário.
8	Rio Mulato	06° 14' 08" 42° 51' 30"	50 a montante da sua foz no Parnaíba, na área urbana de Amarante.
9	Rio Parnaíba II	06° 14' 40" 42° 51' 25"	50 m a montante da foz do Mulato, na área urbana de Amarante (início da área de estudo).
10	Rio Parnaíba III	05° 00' 06" 42° 51' 04"	100 m a jusante da foz do rio Poti no Parnaíba, em Teresina (a jusante da área de estudo).
11	Riacho Santa Tereza	05° 38' 20" 43° 04' 04"	50 m a montante da ponte da PI-130.

Fonte: Pesquisa direta (2012).

Quadro 3 - Identificação dos pontos de amostragem de águas do rio Poti e seus afluentes, na área de estudo.

Amos-tras	Nome do Rio/Riacho	Coordenadas Geográficas	Pontos de amostragem
12	Riacho Natal	05° 27' 03" 42° 32' 12"	Área rural de Lagoa do Piauí.
13	Riacho Melancia	05° 33' 12" 42° 30' 05"	Área rural de Monsenhor Gil.
14	Rio Berleugas I	05° 58' 28" 43° 03' 49"	50 m a montante da ponte da BR-316. Periferia da cidade de Passagem Franca.
15	Riacho Barroão	05° 41' 39" 42° 31' 31"	Ao lado do Povoado Varjota, município de Mons.Gil/Passagem Franca.
16	Rio Marimbas	05° 15' 13" 42° 42' 22"	Área rural ao sul de Teresina, a montante do povoado Cebola.
17	Rio Poti I	05° 10' 03" 42° 41' 05"	Teresina, início da área urbana, bairro Usina Santana.
18	Rio Poti II	05° 36' 12" 42° 21' 21"	Área rural de Monsenhor Gil, limite com a área rural de Beneditinos, a jusante da foz do riacho Barroão.
19	Rio Poti III	05° 39' 49" 42° 12' 24"	100 m a montante da ponte sobre o rio, área urbana de Prata do Piauí, a montante da área de estudo.
20	Rio Berleugas II	05° 57' 43" 42° 29' 50"	100 m a jusante da ponte sobre o rio, Município de Hugo Napoleão, onde o rio entra na área de estudo.

Fonte: Pesquisa direta (2012).

4.1.7 Análises de laboratório

4.1.7.1 Análise das amostras de solos

O teor de matéria orgânica dos solos (Método Colorimétrico) foi medido no laboratório do Instituto Mineiro de Agropecuária (IMA, 2012). A análise granulométrica, a condutividade elétrica (CE) e o pH (em água e KCL) foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia do IGC/UFMG (2012), utilizando o método constante do Manual de Método de Análise de Solos (EMBRAPA, 1997).

A fração argila das amostras para análise de raio-X, foi separada no Laboratório de Solos do Centro de Ciências Agrárias da UFPI (Manual de Métodos de Análise de Solos - EMBRAPA, 1997, p. 67-68). A identificação mineralógica por difratometria de Raio X foi feita com montagem em pó sem orientação e sem nenhum tratamento, como aquecimento ou saturação, sem remoção da matéria orgânica e óxidos de ferro, no Laboratório Interdisciplinar de Materiais Avançados do Centro de Ciências da Natureza da UFPI, utilizando o equipamento Shimadzu XRD-600, cujo comprimento da onda é igual a 1,540619 Å.

4.1.7.2 Análise de parâmetros físicos, químicos e microbiológicos das águas coletadas

A análise de parâmetros físicos, químicos e microbiológicos das águas dos rios e riachos, objetivou, prioritariamente, a identificação e a variabilidade anual dos principais parâmetros indicadores da composição das águas dos rios e riachos da área de estudo. Considerando que foram realizadas apenas duas coletas, essas análises constituem uma primeira contribuição para o conhecimento da composição físico-química das águas superficiais dessa área.

As características desses corpos d'água, os resultados referentes aos indicadores da composição físico-química e alguns parâmetros de qualidade da água foram analisados comparativamente com outros estudos já realizados nos rios Poti e Parnaíba, embora alguns em pontos diferentes. Procurou-se estabelecer um paralelo, de forma aproximada, entre os resultados para alguns parâmetros físico-químicos e microbiológicos do rio Parnaíba e do rio Poti, como também em relação à composição química média das águas em nível local, através dos dados da ANA (PIAUI/SEMAR, 2010) regional (POMPÊO *et al.*, 2002) e mundial (SUGUIO, 2006; CARVALHO, 1995).

Foi realizada ainda uma comparação relativa aos parâmetros: condutividade elétrica, pH e temperatura das águas do Parnaíba com outros rios regionais que têm seus cursos totalmente incluídos na Província Parnaíba: os rios maranhenses Pindaré, Mearim e Itapecuru. Considerou-se relevante o fato de que esses são os rios perenes mais próximos do rio Parnaíba, e que a alimentação de base de provém, em parte, dos mesmos aquíferos e de outros de litologias semelhantes.

Tabela 11 – Valores de parâmetros físico-químicos de águas dos rios maranhenses: Pindaré, Mearim e Itapecuru, analisados em amostras coletadas entre 1996 e 1998.

Parâmetros	Rios maranhenses					
	Pindaré		Mearim		Itapecuru	
	min.	max.	min.	max.	min.	max.
Temperatura °C	29,00	31,00	30,00	32,50	30,00	32,70
pH	6,10	7,20	6,20	7,40	6,20	7,60
Condutividade Elétrica	153,00	410,00	120,00	163,00	40,00	90,00

Fonte: POMPÊO *et al.* (2002).

Com relação aos valores médios encontrados em rios mundiais e da América do Sul, para os principais elementos químicos (medidos em mg/L^{-1}), foram utilizados como referências Carvalho (1995) e Suguio (2006) como apresentado no Quadro 4.

Quadro 4 – Concentrações médias dos principais elementos dissolvidos em grandes rios mundiais e da América do Sul.

Elemento Dissolvido	Segundo Carvalho (1995)	Segundo Suguio (2006)	
	Composição média em rios Mundiais (mg/L^{-1})	Composição média em rios Mundiais (mg/L^{-1})	Composição média em rios da América do Sul (mg/L^{-1})
STD	-	109,20	-
HCO_3^-	58,3	57,70	31,00
Ca^{2+}	15,00	14,80	7,20
SiO_2	13,10	11,60	11,90
SO_4^{-2}	11,20	-	-
Cl^-	7,80	5,10	4,90
Na^+	6,30	5,10	4,00
Mg^{2+}	4,10	3,80	1,50
K^+	2,30	-	2,00
NO_3^-	0,97	0,90	0,70
Fe^{3+}	0,67	0,40	1,40
Al	0,39	-	-

Fonte: Carvalho (1995); Suguio (2006).

Como base da análise dos dados físico-químicos, levou-se também em consideração as seguintes referências de Marmos (2007):

- Os cátions Al, Fe, e Si dissolvidos na água dos rios são basicamente resultantes da hidrólise de minerais silicatados;
- Parte do Ca e Mg pode ser proveniente da decomposição de matéria orgânica;
- N, P, K podem ser oriundos de adubação de áreas agrícolas;
- Sendo HCO_3^- o ânion dominante na média dos valores presentes nos rios mundiais, sua origem está relacionada a duas fontes: “dissolução de rochas carbonatadas ou da reação do gás CO_2 de origem atmosférica ou da atividade de micro-organismos, com água, produzindo ácido carbônico (H_2CO_3), que tende a se dissociar em H^+ e HCO_3^- ”

Não foram utilizados os dados que associam os valores de condutividade elétrica aos tipos de solos como referência para os rios do nordeste brasileiro (LEPRUN, 1983), porque os mapeamentos de solos do espaço piauiense disponíveis encontram-se identificados apenas como Associações de Solos, na escala de 1:1.000.000.

Com relação mais especificamente à qualidade das águas, no Brasil essas análises físico-químicas e microbiológicas seguem um padrão de referência para classificar a água doce em cinco categorias, segundo as suas finalidades, previstas na Resolução 357/2005 do CONAMA:

- Classe especial – as águas podem ser destinadas ao abastecimento doméstico sem prévia ou com simples desinfecção e também à preservação do equilíbrio natural das comunidades aquáticas.
- Classe 1 – podem ser utilizadas no abastecimento doméstico após tratamento simplificado; na proteção das comunidades aquáticas; na recreação de contato primário (natação, esqui aquático e mergulho); na irrigação de hortaliças que são consumidas cruas e de frutas que se desenvolvem rentes ao solo, sem ser ingeridas cruas e sem remoção de película; e na criação natural e/ou intensiva (aquicultura) de espécies destinadas à alimentação humana.
- Classe 2 – nesta classe as águas podem ter a finalidade de abastecimento doméstico, após tratamento convencional; proteção das comunidades aquáticas; recreação de contato primário (natação, esqui aquático e mergulho); irrigação de hortaliças e plantas frutíferas; e criação natural e/ou intensiva (aquicultura) de espécies destinadas à alimentação humana.
- Classe 3 – águas que podem ser destinadas ao abastecimento doméstico, após tratamento convencional; à irrigação de culturas arbóreas, cerealíferas e forrageiras; e dessedentação de animais.
- Classe 4 – as águas com essa classificação podem ser utilizadas pela navegação; harmonia paisagística; e usos menos exigentes.

Nas águas doces de classe 1, 2 e 3, devem estar ausentes materiais flutuantes (inclusive espumas não naturais), óleos e graxas, substâncias que comuniquem gosto ou odor, corantes provenientes de fontes antrópicas e de resíduos sólidos objetiváveis (BRASIL, 2005). Quando um manancial de superfície tem a finalidade de abastecimento público, a água captada deve ser tratada por processo convencional para produzir a denominada “água potável”. Para esse fim, essa deverá ser no máximo enquadrada dentro dos parâmetros físico-químicos e microbiológicos para a classe 3.

Os parâmetros físicos, químicos e microbiológicos analisados neste estudo foram os seguintes: Potencial de Hidrogênio Iônico (pH); Temperatura; Turbidez; Sólidos Totais Dissolvidos (TDS); Condutividade Elétrica; Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO); Demanda Química de Oxigênio (DQO); Dureza total de cálcio e de magnésio; Alumínio (Al); Ferro (Fe) e Manganês (Mn); Sódio (Na) e Potássio (K) e Sílica (Si), Coliformes Totais e Coliformes Fecais. O seu significado ambiental foi resumido da forma que se segue:

- **Potencial de Hidrogênio Iônico (pH)**

O potencial hidrogeniônico (pH), segundo Hermes e Silva (2004), é uma medida do equilíbrio entre as cargas de hidroxilas (OH^-) e íons hidrogênio (H^+), cuja grandeza varia de 0 a 14, sendo que o potencial de hidrogênio iônico é utilizado para identificar se determinada água é ácida (pH de 1 a 6), neutra (pH 7) ou básica (pH 8 a 14). Segundo a Resolução CONAMA 357/05, o pH para águas doces pode variar entre 6 e 9, enquanto para águas salinas e salobras são estabelecidos os limites entre 6,5 e 8,5.

- **Temperatura (T / °C)**

De acordo com a CETESB (2009), as variações de temperatura nos corpos de água naturais dependem do regime climático, ocorrendo em períodos sazonais e diurnos, além da sua estratificação vertical. Macêdo (2006), aponta que a temperatura superficial é influenciada por fatores tais como latitude, altitude, estação do ano, período do dia, taxa de fluxo e profundidade, sendo a elevação da temperatura em um corpo d'água geralmente provocada por despejos industriais. Assim, o aumento da temperatura favorece uma diminuição na solubilidade dos gases e um aumento na solubilidade dos sais minerais.

- **Turbidez (Tb)**

A turbidez de uma amostra de água é o grau de atenuação de intensidade que um feixe de luz sofre ao atravessá-la (esta redução dá-se por absorção e espalhamento, uma vez que as partículas que provocam turbidez nas águas são maiores que o comprimento de onda da luz branca), devido à presença de sólidos em suspensão, tais como partículas inorgânicas (areia, silte, argila) e detritos orgânicos, tais como algas e bactérias (MACÊDO, 2006). Sua unidade de medida mais utilizada é UNT (Unidade Nefelométrica de Turbidez) (CETESB, 2009).

Sólidos Totais Dissolvidos (TDS)

Os Sólidos Totais Dissolvidos correspondem à soma dos sólidos solúveis e suspensos como resíduo resultante da evaporação da água em torno de 105°C, ou seja, é a medida da concentração de todos os cátions, ânions e sais resultantes da combinação de cátions e ânions que se encontram dissolvidos na água e materiais em suspensão. Corresponde, portanto, à fração dos solutos suspensos que passam por filtros com poros de 2,0 mm (0,002 cm). A Organização Mundial da Saúde fixa um teor desejável de sólidos totais de 500 mg/l e o teor máximo permissível de 1500 mg/l (HERMES E SILVA, 2004).

- **Condutividade elétrica (Ce)**

A condutividade elétrica é a capacidade da água de conduzir corrente elétrica, decorrente da presença de substâncias dissolvidas que se dissociam em ânions e cátions, representando uma medida indireta da concentração de poluentes (MACÊDO, 2006). Para a CETESB (2009), níveis superiores a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (unidade básica de medida em Siemens/cm) indicam, em geral, ambientes impactados.

A litologia de uma área poderá influenciar na condutividade nos corpos d'água, entretanto os altos índices de condutividade de um corpo hídrico são ocasionados notadamente por fontes não pontuais. Assim, quanto maior a condutividade elétrica, maior é a quantidade de sais dissolvidos, podendo ser do próprio intemperismo da rocha ou/e associados às chuvas. Essas fontes podem ser também efluentes de áreas urbanas, águas de drenagem de sistemas de irrigação e escoamento superficial de áreas agrícolas, principalmente em regiões áridas e semiáridas, onde a evapotranspiração excessiva causa o acúmulo de sais, ou por fontes pontuais, como efluentes industriais que liberam altos teores de íons dissolvidos (HERMES; SILVA, 2004).

- **Demanda Bioquímica de Oxigênio (DBO)**

Macêdo (2006) e Manahan (2013) definem o DBO como a quantidade de oxigênio que é consumido pela oxidação da matéria orgânica biodegradável intermediada por micro-organismos aeróbicos. Desta forma, o parâmetro avalia a quantidade de oxigênio dissolvido (OD) em $\text{mg O}_2/\text{L}$ que será consumida pelos organismos aeróbicos ao degradarem a matéria orgânica, durante um determinado período de tempo, numa temperatura de incubação específica. O teste é realizado à temperatura de 20° C, durante 5 dias, no escuro, sem fonte

externa de oxigênio dissolvido. Os maiores aumentos em termos de $\text{DBO}_{5, 20}$, num corpo d'água, são provocados por despejos de origem predominantemente orgânica. A presença de um alto teor de matéria orgânica pode induzir ao completo esgotamento do oxigênio na água, provocando o desaparecimento de peixes e outras formas de vida aquática (CETESB, 2009).

- **Demanda Química de Oxigênio (DQO)**

Hypólito *et al.* (2011) definem a DQO como a quantidade de oxigênio necessária para oxidar a matéria orgânica através de um agente oxidante (dicromato de potássio em meio sulfúrico) medindo, de forma indireta, a carga orgânica contida em um corpo d'água. O aumento de sua concentração se deve principalmente a despejos de origem industrial tratando-se de um parâmetro indispensável aos estudos de caracterização de esgotos sanitários e efluentes industriais. Para Cabaleiro (2010), se a relação entre DQO/DBO for maior que 1,7 ocorre um nível de poluição orgânica no qual o tratamento biológico não é suficiente para depuração dessa massa orgânica; quando superior a 3,0 torna-se um indicativo de que nos dejetos presentes poderá conter componentes tóxicos.

- **Dureza total de Cálcio (Ca) e Magnésio (Mn)**

Macêdo (2007) aponta para o fato de que a dureza da água é a propriedade decorrente da presença de metais alcalinos terrosos e resulta da dissolução de minerais do solo e das rochas, ou do aporte de resíduos industriais, representada pela concentração total de íons alcalino-terrosos na água, particularmente de cálcio (Ca^{2+}) e magnésio (Mg^{2+}). De acordo com o autor, quando a concentração de sais é alta, diz-se que a água é dura e, quando é baixa diz-se que é mole, podendo ser classificadas em temporária e permanente. Em termos de potabilidade da água, em relação à dureza total, é definida como limite máximo o valor de 500 mg/L. A maior parte do cálcio que entra na água a partir do CaCO_3 encontra-se na forma de calcário ou de depósitos minerais de CaSO_4 .

- **Alumínio (Al)**

De acordo com a CETESB (2009) a concentração de íons de alumínio em águas naturais normalmente é muito pequena, porque na faixa típica de pH para águas naturais (6 a 9), a solubilidade de alumínio contido em rochas e solos para os quais está exposta é muito pequena. Na água, esse metal pode ocorrer em diferentes formas e é influenciado pelo pH, temperatura e presença de fluoretos, sulfatos, matéria orgânica e outros ligantes. A legislação

brasileira fixa como valores de referência para águas superficiais de classe 1 e 2, a concentração de 0,1 mg de Al/L e para água classe 3 a concentração de 0,2 mg de Al/L (BRASIL, 2005).

- **Ferro (Fe) e Manganês (Mn)**

O ferro e o manganês possuem comportamento geoquímico semelhante e por isso, na maioria das vezes, o ferro encontra-se associado ao manganês. Esses elementos ocorrem naturalmente na água superficial e subterrânea, sendo que o nível de ferro aumenta nas estações chuvosas devido ao carreamento de solos por processos de erosão do solo e/ou das rochas (PARRON *et al.*, 2011; MACÊDO, 2007; CETESB, 2009). Segundo a Resolução CONAMA nº 357/05, os valores aceitáveis desses elementos dissolvidos em mananciais de água doce de classe 3 são 5mg de Fe/L e 0,5mg de Mn/L e para águas enquadradas nas classes 1 e 2, os valores aceitáveis correspondem a 0,3 mg de Fe/L e 0,1mg de Mn/L. A forma mais comum que o ferro solúvel é encontrado em águas é como bicarbonato ferroso $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ (BRASIL, 2005).

- **Sódio (Na)**

Em todas as águas naturais há presença de sódio, um dos elementos mais abundantes na Terra (BRASIL, 2005; CETESB, 2009). Geralmente se encontra na forma de sais que possuem alta solubilidade em água, porém suas concentrações em águas superficiais variam consideravelmente, dependendo das condições geológicas do local e das descargas de efluentes de esgotos domésticos e industriais (BRASIL, 2005). Em geral, a concentração de sódio em água potável não atinge os 20mg Na/L sendo o valor máximo recomendado de 200mg de Na/L (CETESB, 2009).

- **Potássio (K)**

Segundo Parron *et al.* (2011), as rochas que contêm potássio são bastante resistentes às ações do intemperismo e por isso esse elemento é encontrado em baixas concentrações nas águas naturais. Também pode entrar nas águas doces através das descargas industriais e de áreas agrícolas que fazem uso amplo desse elemento. Como o sódio, o potássio se encontra na forma iônica, sendo ambos sais altamente solúveis (CETESB, 2009). Mas sendo um elemento indispensável na nutrição de plantas e dos seres humanos, não permanece em solução, uma vez que é facilmente absorvido pelas plantas, possuindo também grande facilidade de se

incorporar nas argilas. Desse modo, as concentrações de potássio em águas superficiais podem variar de 1 a 3 mg de K/L, enquanto para águas subterrâneas os valores são inferiores a 10mg K/L, sendo mais frequentes entre 0,5 e 5 mg de K/L (PARRON *et al.*, 2011).

- **Sílica (Si)**

A sílica está presente como silicatos na maioria das águas naturais. A sua ocorrência no ambiente aquático advém, principalmente, do intemperismo de minerais de silicato de alumínio, frequentemente encontrados nas rochas sedimentares (WETZEL, 1993). Na água, de acordo com Celligoi (1999), a sílica pode estar sob as seguintes formas: íon SiO_4 (forma solúvel); sílica coloidal e sílica particulada (no fitoplâncton). Já em águas de pH acima de 9,0 (geralmente raras) podem ser encontradas concentrações muito elevadas, porém, a quantidade de sílica normalmente encontrada em águas naturais varia de 1 a 30 mg/L.

- **Coliformes totais e coliformes fecais ou termotolerantes**

Macêdo (2003) define coliformes como grupos de bactérias indicadoras de contaminação, formados pelos gêneros *Escherichia*, *Citrobacter*, *Enterobacter* e *Klebsiella*, e cujo estudo de concentração nas águas pode estabelecer num parâmetro indicador da existência de possível contaminação por micro-organismos patogênicos. Segundo esse autor, há o subgrupo dos *coliformes totais*, que incluem as bactérias Gram-negativas, na forma de bastonetes que podem ou não necessitar de oxigênio (*Aeróbias* ou *Anaeróbias*), durante a fermentação da lactose com produção de gás, entre 24 e 48 horas a 35°C, e são associadas à decomposição de matéria orgânica em geral. Há também os *Coliformes Fecais* que são conhecidos também por *Coliformes Termotolerantes*, por tolerarem temperaturas acima de 40°C e reproduzirem-se nessa temperatura em menos de 24 horas, a partir da fermentação a lactose, com produção de gás. Este subgrupo dos coliformes possui uma correlação direta com a poluição por fezes de animais de sangue quente (BRASIL, 2005). Os valores permitidos pelo CONAMA de coliformes fecais e totais para águas doces da classe 2 são 1000 N.M.P/100mL⁻¹ e 5000 N.M.P/100mL⁻¹, respectivamente

As análises físico-químicas e microbiológicas das águas coletadas nos rios Parnaíba, Poti e seus afluentes da área de estudo foram realizadas em 2012, nos laboratórios técnicos da ETE (Estação de Tratamento de Esgotos de Água), da ETA (Estação de Tratamento de Água), da Companhia de Águas e Esgotos do Piauí S.A. (AGESPISA) e da Empresa de Pesquisa do Piauí (IDEPI), todos localizados em Teresina-Piauí.

No laboratório da ETE foram analisados os parâmetros físico-químicos: Demanda Química de Oxigênio (DQO), utilizando dicromato de potássio; Demanda Bioquímica de oxigênio (DBO), através do método respirômetro; Turbidez, com o turbímetro; Sólidos Totais Dissolvidos (STD), método gravimétrico e o pH com o potenciômetro. Para a análise dos parâmetros microbiológicos para determinação quantitativa de coliformes totais e termotolerantes utilizou-se o método Colitag.

No laboratório da ETA, foram analisados os parâmetros: Alumínio, Potássio, Ferro, Manganês e Sílica, sendo os demais: Dureza Total, Magnésio e Cálcio, no laboratório de análises químicas do IDEPI.

Para a interpretação dos resultados dessas análises físico-químicas e microbiológicas foram utilizados como valores limites de referência para águas doces, os estabelecidos na Resolução CONAMA 357/2005 (Tab. 12).

Tabela 12 - Valores limites dos parâmetros físicos, químicos e bacteriológicos estabelecidos pela Resolução CONAMA 357/2005 para águas doces.

Parâmetro	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
pH	6,0 a 9,0	6,0 a 9,0	6,0 a 9,0	6,0 a 9,0
Turbidez (UNT)	40,0	100	100	-
DBO _{5, 20} (mg/L O ₂)	3,0	5,0	10,0	-
DQO (mg/L O ₂)	até 20	até 20	até 20	-
STD (mg/L)	500	500	500	-
Alumínio dissolvido (mg/L Al)	0,1	0,1	0,2	-
Ferro dissolvido (mg/L Fe)	0,3	0,3	5,0	-
Manganês total (mg/L Mn)	0,1	0,1	0,5	-
Coliformes Termotolerantes ou Fecais (N.M.P./100mL)	200	1.000	4.000	-
Coliformes Totais (N.M.P./100mL)	1.000	5.000	20.000	-

Fonte: Resolução do CONAMA nº 357/2005; (-) não determinado por esta Resolução.

Para os parâmetros não definidos pelo CONAMA (Tab. 13), foram utilizados como valores de referência os estabelecidos pelo CETESB (2009) e MACEDO (2007), tendo em vista que o Piauí ainda não conta com uma legislação específica que contemple essas referências para as águas superficiais de seu território. Foram utilizados também como bases teóricas Hypólito *et. al.* (2011); Hermes e Silva (2004); Macêdo (2003; 2006; 2007);

Manahan (2013); Brasil/Conselho Nacional do Meio Ambiente (Resolução N° 357 de 17.03.2005) e Parron (2011).

Tabela 13 - Valores limites dos parâmetros físicos e químicos não definidos pelo CONAMA.

Parâmetro	Valor limite
Condutividade (μScm^{-1})	100
Potássio (mgL/K)	10,0
Sódio (mgL/Na)	50,0
Sílica (mgL/S)	30,0
Dureza Total (mg/L)	150*

Fonte: CETESB (2009) e MACÊDO (2007).

*Valor limite para águas de dureza moderada.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise morfológica e morfogênica: fatores envolvidos na esculturação do relevo.

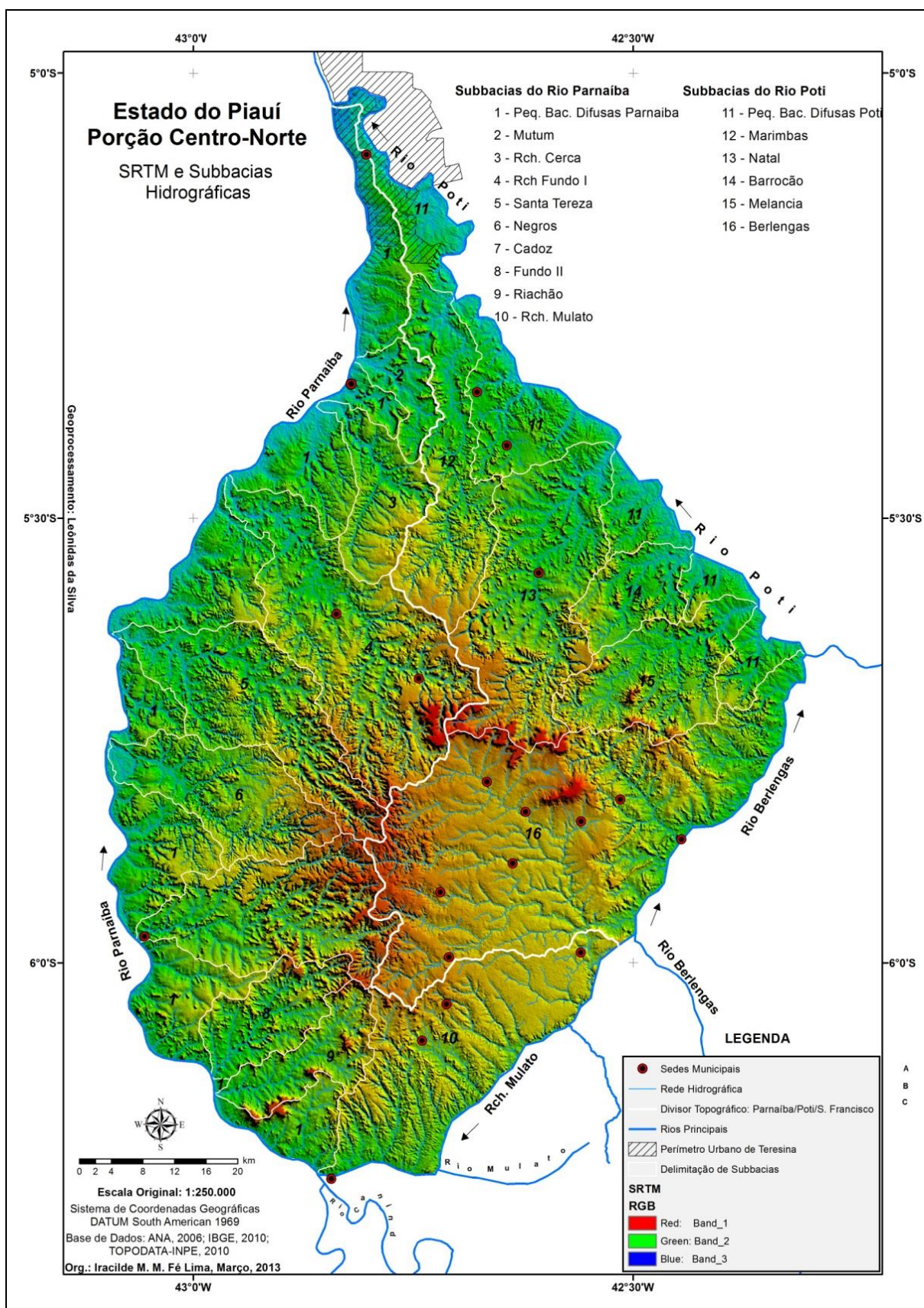
5.1.1 A Configuração da área de estudo, sua base geológica, a drenagem e os compartimentos topográficos.

Observando a Fig. 25 identificou-se a localização dos conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti, onde se destaca a posição central do seu divisor topográfico como um eixo norte-sul, além do fato de que a drenagem local do rio Parnaíba, a oeste, e a do rio Poti a leste, apresentam configurações espaciais semelhantes. Verificou-se ainda a existência da bacia hidrográfica do maior subafluente do rio Poti: a do riacho São Francisco, a sudeste, que se encontra em níveis topográficos bem mais elevados do que as demais sub-bacias dos afluentes do rio Parnaíba e do rio Poti.

Os topos mais elevados de toda a área de estudo se localizam na porção central, com formas predominantemente tabulares, delimitadas por vertentes escarpadas. Sua composição litológica corresponde às formações geológicas Mesozoicas Corda e Pastos Bons. Estas extravasaram a área de deposição da segunda unidade estrutural da Província Parnaíba: a Bacia das Alpercatas (em áreas maranhenses) sobrepondo as formações paleozoicas na área central da Bacia Sedimentar do Parnaíba, também no espaço piauiense.

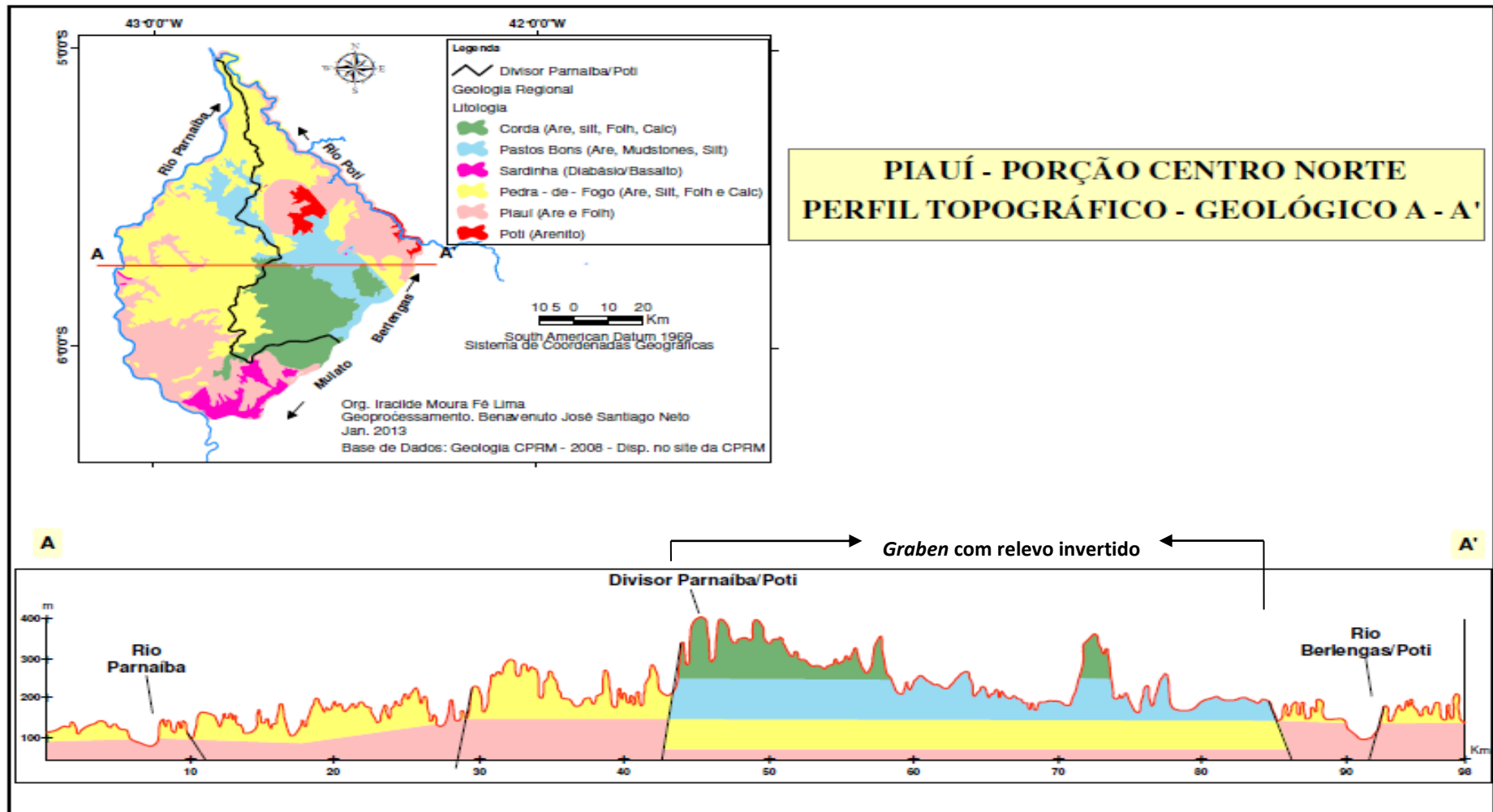
As posições estratigráficas e topográficas das formações geológicas permitem observar que se encontram delimitadas por falhas, gerando uma fossa pelo abatimento de um bloco formado por essas formações mesozoicas, encaixado nas Formações Pedra de Fogo e Piauí (Paleozoicas). Assim, resultante do tectonismo do final do mesozoico formou-se um *Graben* de dimensões significativas que, possivelmente, já a partir do Cenozoico inferior ou médio passou a ter a área do seu entorno rebaixada, invertendo a topografia até tornar-se mais elevado do que os blocos encaixantes. Desta forma, o que era fossa tectônica passou a formar o divisor topográfico Parnaíba/Poti, se estendendo até próximo do leito do Berlingas (afluente do rio Poti), onde voltam a aflorar pequena porção das formações Pedra de Fogo e Piauí, nessa faixa de latitude, conforme se observa no Perfil A-A' (Fig. 26). Já na área do conjunto das sub-bacias do Parnaíba, nessa latitude aflora quase exclusivamente a Formação Pedra de Fogo, formando os níveis mais elevados dessa área e, a semelhança do rio Berlingas, a leste, a Formação Piauí aflora também na calha dos demais rios que formam o limite da área de estudo: o Parnaíba, o Mulato e o Poti (Fig. 26).

Figura 25 – Imagem SRTM da área de estudo, com a localização do divisor topográfico Parnaíba/Poti e os conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006), IBGE (2010), Topodata (INPE, 2010).

Figura 26 - Perfil topográfico-geológico (A-A') entre a calha do rio Parnaíba e a do rio Berlingas/Poti, passando pela porção central mais elevada da área de estudo: *graben* de Agricolândia.



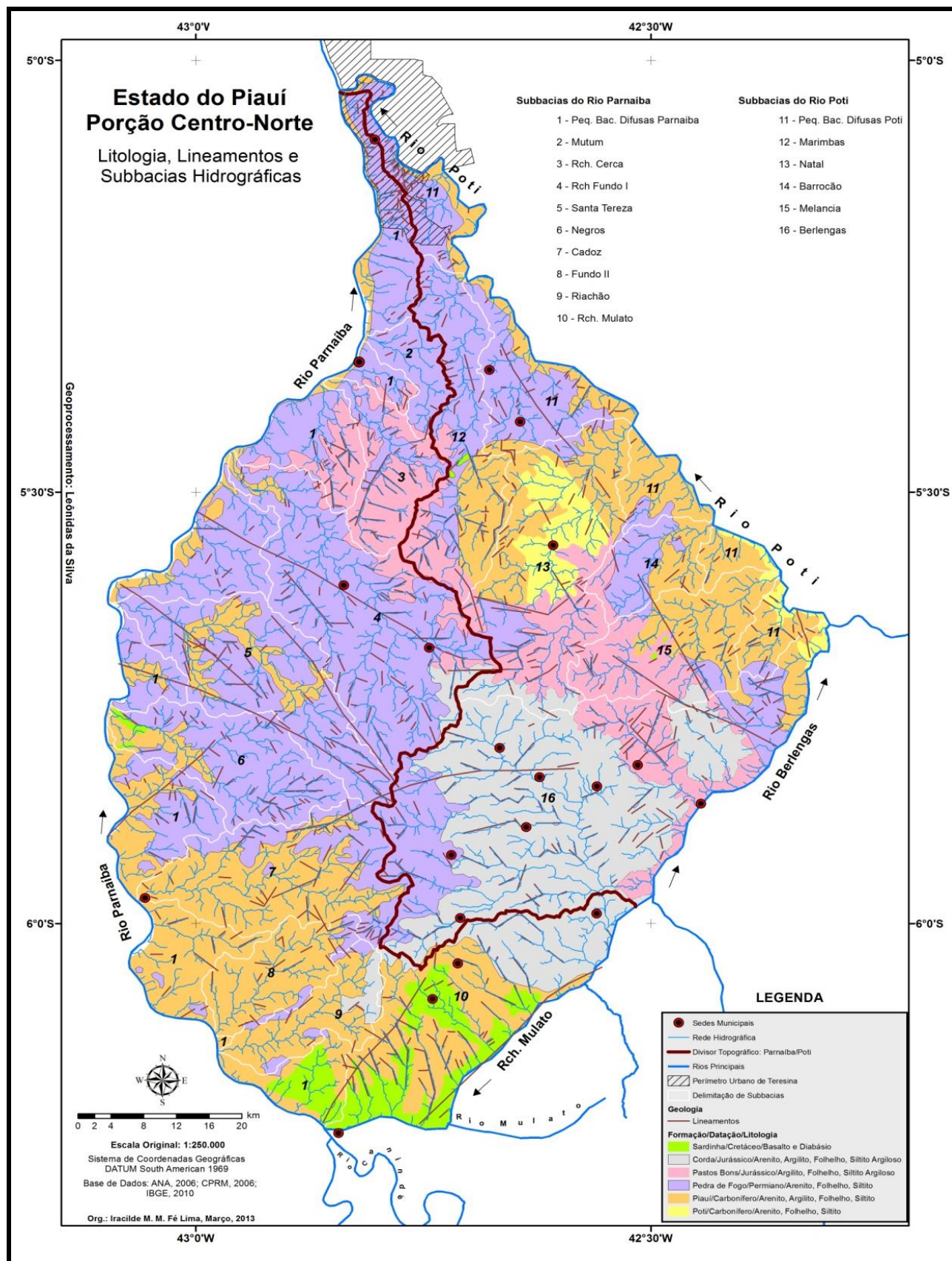
Org. Lima (2013). Base de Dados: Topodata (INPE, 2010); *Global Mapper* (2010).

Estas observações foram ampliadas a partir da análise integrada da imagem SRTM (Fig. 25), dos gráficos topográfico-geológicos (Figs. 26 e 30), dos mapas que representam as Sub-bacias Hidrográficas e as Formações Geológicas (Fig. 27), os Compartimentos Topográficos Locais (Fig. 28), as Classes de Declividade do Relevo (Fig. 29) (Tab. 14), os afloramentos de dibásios/basaltos e as formações superficiais que recobrem parte da área (Fig. 31). Dessa forma, as relações estabelecidas entre a litologia e os falhamentos, a drenagem, os níveis topográficos e as declividades do relevo permitiram identificar que:

- Os planaltos mais elevados localizam-se na porção central dessa área de estudo e são constituídos por rochas com a mesma litologia (Figs. 26, 27, 28). Eles apresentam um relevo formado por planaltos de topo tabular e vertentes escarpadas, indicando que no passado formavam uma única unidade de relevo e que posteriormente foi seccionada por processos desnudacionais atuantes no Cenozoico. O mais expressivo desses planaltos é conhecido localmente como Serra do Grajaú, em cuja porção centro-sudoeste se instalaram as cabeceiras da bacia do maior afluente do Berlingas: o riacho São Francisco que, por sua vez, é afluente do Poti.
- Os rios Parnaíba, Poti, Mulato e Berlingas têm somente um trecho de seus cursos e uma parte de suas margens na área de estudo, uma vez que os leitos desses rios têm suas nascentes a montante desta área, delimitando-a apenas por um trecho de seus cursos (Fig. 25).
- Ao se considerar o conjunto da drenagem, a área de estudo apresenta uma forma que se aproxima da circularidade. Entretanto, ao se considerar cada sub-bacia isoladamente, todas elas apresentam um maior ou menor grau de alongamento, tendendo para a forma retangular (Fig. 25).
- A drenagem local apresenta-se com direção divergente, ou seja, os afluentes do Poti partem dos planaltos do centro da área e se direcionam para norte, nordeste, leste e sudeste, enquanto os afluentes do Parnaíba, que também têm suas nascentes nesse compartimento central, apresentam direção geral para norte, noroeste, oeste, sudoeste e sul (Figs. 26).
- Ao se observar cada sub-bacia isoladamente, observa-se que o padrão de drenagem predominante corresponde aos tipos paralelo e subparalelo, inclusive o de muitos rios de primeira ordem. É importante ressaltar que todos esses rios são afluentes e subafluentes do rio Parnaíba e que este corresponde ao eixo principal não somente da drenagem dessa área estudada, mas de todo o espaço piauiense (LIMA; AUGUSTIN, 2010).

- Com relação à geologia, comparando a área do conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba com a do conjunto de sub-bacias do rio Poti, embora na escala de 1:1.000.000 (Fig. 27), percebe-se que ocorrem significativas diferenças nas litologias aflorantes: no lado das sub-bacias do Parnaíba, a formação Pedra de Fogo é a que apresenta maior abrangência em relação às sub-bacias do Poti, nas porções norte e mediana dessa área. Embora todas as formações geológicas que afloram nessa área sejam constituídas de acamamento das mesmas rochas, ou seja, arenitos, siltitos, folhelhos e/ou calcários, mudando apenas a sequência de alternância dessas camadas, a Pedra de Fogo é a que apresenta maior resistência aos processos erosivos, principalmente onde ocorre maior concentração de silexitos (GÓES; FEIJÓ, 1994; CPRM, 2006). Esta formação aflora de maneira predominante por toda a área do conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba, enquanto a formação Piauí acompanha o vale do rio Parnaíba, notadamente sob os sedimentos aluviais, aflorando também nas baixas vertentes em especial na porção sul desse conjunto de sub-bacias (Fig. 27). É nesse conjunto de sub-bacias que afloram, em maior expressão, as rochas básicas (basaltos e diabásios), notadamente nos vales do riacho Fundo 1 e do Mulato, este último no contato da faixa de falhamentos associados ao lineamento Transbrasiliano, no limite sul da área de estudo.
- A formação Corda ocorre na porção central e estende-se para sudeste da área de estudo, aflorando praticamente em toda a área da bacia do riacho São Francisco, subafluente do rio Poti. Já a formação Pastos Bons aflora na porção nordeste das sub-bacias do Parnaíba e numa faixa de altitudes mais baixas a leste da formação Corda na área das sub-bacias do Poti, seguidas das formações mais antigas. Assim, à medida que as altitudes vão diminuindo em direção aos leitos dos rios Poti e Parnaíba, vão aflorando as formações Paleozoicas, até atingir o nível de base local nas calhas dos rios principais. O leito do rio Poti, por sua vez, encontra-se encaixado na Formação Poti na seção superior do trecho da área de estudo, enquanto nas seções média e inferior do seu baixo curso tem seu leito encaixado na Formação Piauí, sobreposta à formação Poti. Já o rio Parnaíba em todo o trecho da área de estudo tem seu leito escavado na Formação Piauí (Fig. 27).
- A formação Corda aflora, assim, nos topos dos planaltos centrais mais elevados (300-412 m) com encostas íngremes, correspondendo às maiores altitudes de toda a área de estudo (Fig. 26, 27). A partir da base de suas vertentes se formam as nascentes dos maiores riachos dessa área: os riachos Riachão do Natal e São Francisco, afluente e subafluente do rio Poti, e o afluente do Parnaíba: o riacho Fundo 1.

Figura 27 - Mapa da Base Geológica e Sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti na área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de Dados: ANA (2006); IBGE (2010); Topodata (INPE, 2010).

- Com relação à topografia (Fig. 28), percebe-se que na área norte predominam os compartimentos de relevo de níveis intermediários a baixos, entre 81 e 240 m de altitude, enquanto a maior parte do sudoeste encontra-se no compartimento topográfico mais elevado (entre 241 e 423 m de altitude), principalmente na sub-bacia do rio São Francisco, o maior afluente do rio Berlengas.
- A amplitude altimétrica na área central (Fig. 28) alcança até 320 metros numa distância de cerca de 43 Km para leste e para oeste, passando por todos os compartimentos topográficos, apresentando uma queda média de cerca de 7,8 m/Km para a calha do rio Parnaíba e cerca de 7,0 m/Km para a calha do rio Berlengas (afluente do Poti). Já em termos de distribuição espacial das declividades (Fig. 29), a classe de relevo suave ondulado (3 a 8%) é a que se destaca como predominante, correspondendo à faixa de 50 a 64% da área dos compartimentos topográficos locais de até 240 m de altitudes, para os conjuntos de sub-bacias hidrográficas do Poti e do Parnaíba, respectivamente. Indica, assim, menores incisões dos vales fluviais e onde se encontram maiores extensões de topos dos baixos planaltos. No entanto, ao observar o compartimento mais elevado no centro da área de estudo, os dados indicam que nas sub-bacias do Poti, aí se incluindo a do São Francisco/Berlengas, 55% da área encontram-se na classe de relevo suave ondulado e somente 10% na classe forte ondulado. Já nas sub-bacias do Parnaíba encontram-se 36,35% da classe suave ondulado e 27,08% da área na classe forte ondulado. Esses dados indicam uma maior dissecação nas sub-bacias do Poti, já tendo arrasado o relevo na sub-bacia do São Francisco/Berlengas, ou seja, menor amplitude altimétrica dos vales fluviais e maiores extensões de vales pedimentados do que nas sub-bacias do Parnaíba (Tab. 14).
- As áreas de parte das sub-bacias do Mulato (Parnaíba) e do São Francisco (Berlengas/Poti) apresentam-se totalmente incluídas nos compartimentos topográficos mais elevados, sendo quase sua totalidade incluída nas classes de declividades de relevo plano e suave ondulado, à exceção de pequena faixa de cabeceiras do riacho São Pedro (no município de mesmo nome), que é o maior afluente do riacho São Francisco (Fig. 29).
- No nível de detalhamento da escala de 1:250.000, a faixa de altitudes de 50 a 80 metros só apresenta uma certa expressão espacial na porção norte desta área, correspondendo às planícies aluviais do Poti e do Parnaíba (Figs. 28, 29). No caso do rio Parnaíba, essa faixa é mais expressiva e vai se alargando em direção a jusante, embora seja interrompida em alguns trechos, onde o rio corta vertentes esculpidas nas rochas da formação Pedra de Fogo e se instala na formação Piauí, ambas do Paleozoico. Nestes trechos, as vertentes abruptas chegam

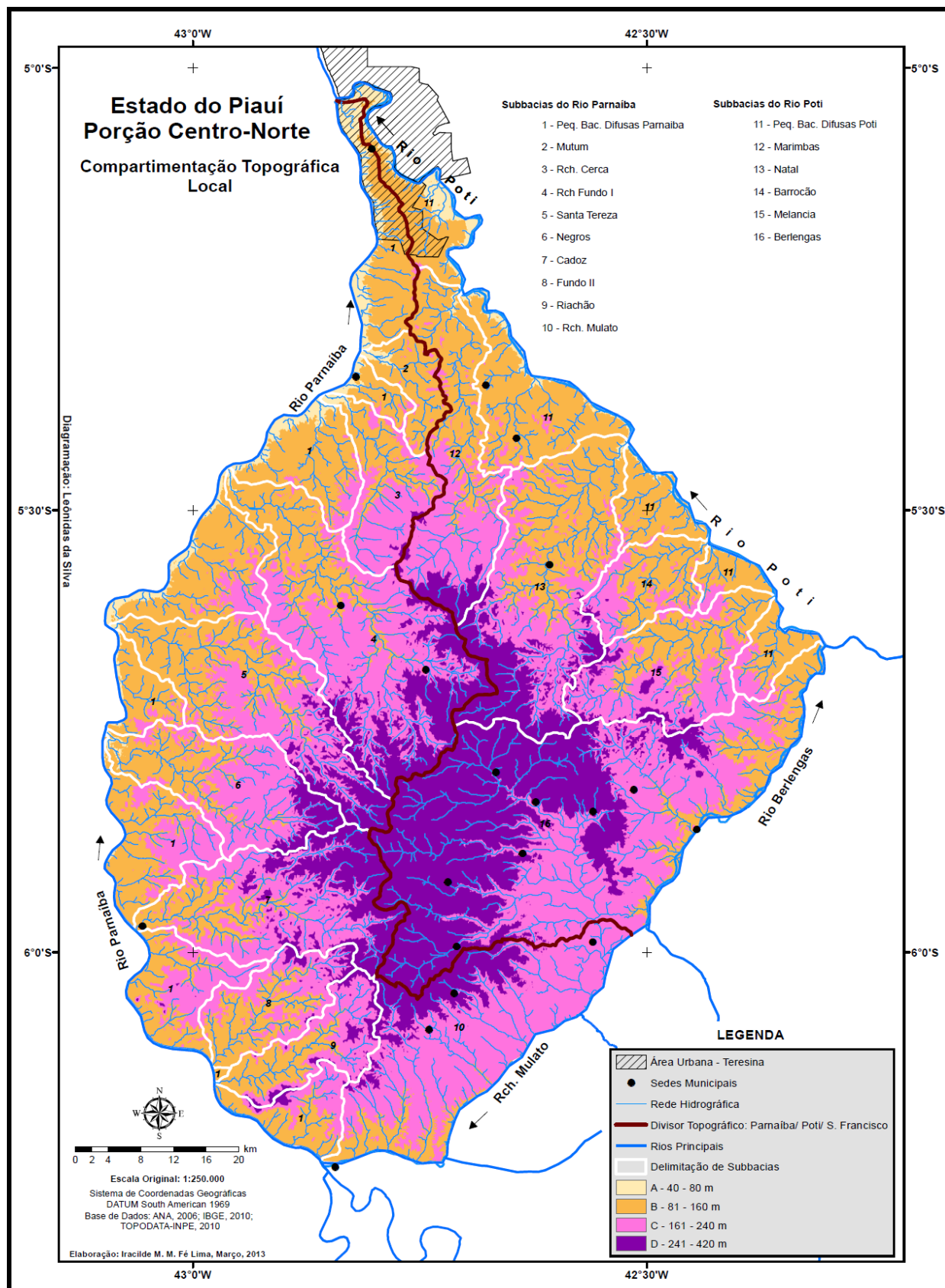
muito próximas ao leito desse rio, tanto na margem piauiense como na maranhense. Já no caso do rio Poti, a planície fluvial só se forma a partir do terceiro terço de seu baixo curso, até a sua foz, no sítio urbano de Teresina.

Tabela 14 – Distribuição da área das classes de declividades nos conjuntos de sub-bacias hidrográficas do Parnaíba e do Poti, por compartimento topográfico local.

Compartimento topográfico local (altitude – m)	Classes de declividades (%) (EMBRAPA, 1979)	Área por classe de declividade (%)	
		Sub-bacias do rio Parnaíba	Sub-bacias do rio Poti
53 a 80	Plano < 3	43,95	28,35
	Suave ondulado (3 a 8)	54,76	68,86
	Ondulado (8 a 20)	1,14	2,55
	Forte ondulado (20 a 45)	0,15	0,24
	Montanhoso a Escarpado > 45	---	---
81 a 160	Plano < 3	6,18	11,33
	Suave ondulado (3 a 8)	64,67	67,71
	Ondulado (8 a 20)	17,14	12,86
	Forte ondulado (20 a 45)	11,85	7,99
	Montanhoso a Escarpado > 45	0,16	0,11
161 a 240	Plano < 3	9,02	6,80
	Suave ondulado (3 a 8)	50,60	56,94
	Ondulado (8 a 20)	21,46	19,67
	Forte ondulado (20 a 45)	17,83	16,10
	Montanhoso a Escarpado > 45	1,09	0,49
241 a 420	Plano < 3	9,30	21,27
	Suave ondulado (3 a 8)	36,35	55,15
	Ondulado (8 a 20)	16,89	11,79
	Forte ondulado (20 a 45)	27,08	10,73
	Montanhoso a Escarpado > 45	10,38	1,06

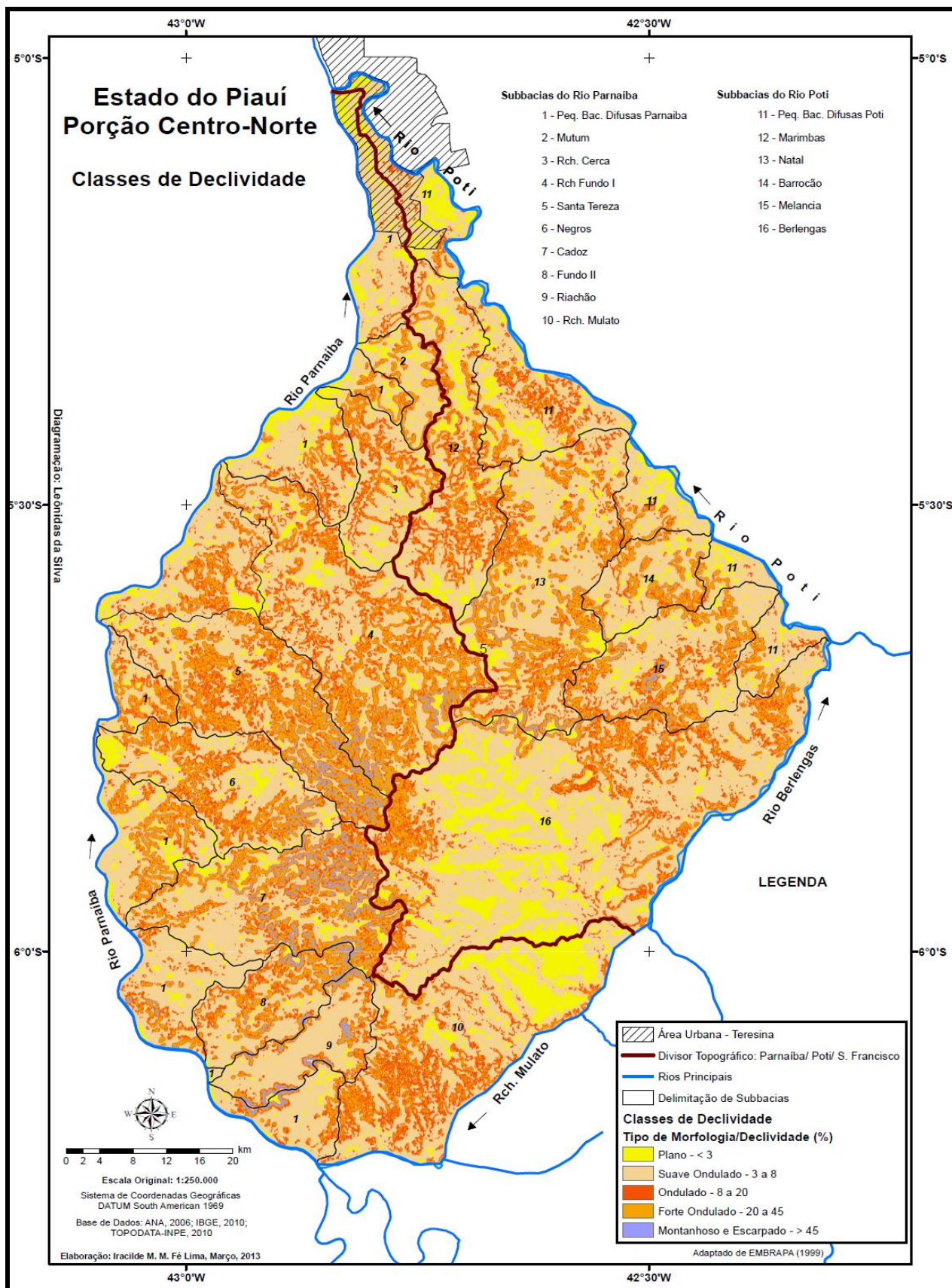
Fonte: Pesquisa direta (2012).

Figura 28 - Mapa de Compartimentação Topográfica Local e Sub-bacias Hidrográficas dos rios Parnaíba e Poti na área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de Dados: ANA (2006); IBGE (2010); Topodata (INPE, 2010).

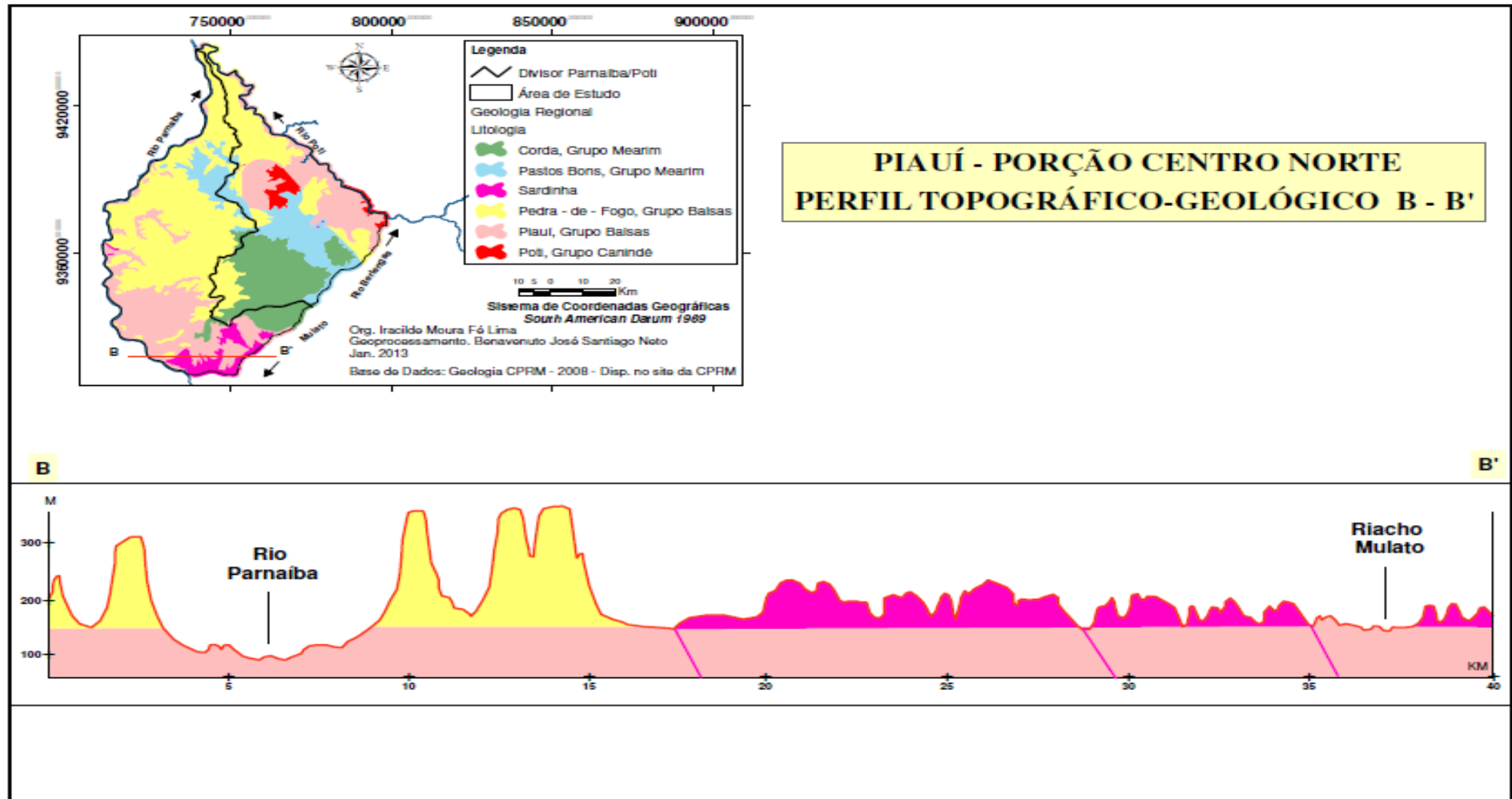
Figura 29 - Mapa de Classes de Declividades do relevo.



Org. Lima (2013). Base de Dados: ANA (2006); IBGE (2010); Topodata (INPE, 2010).

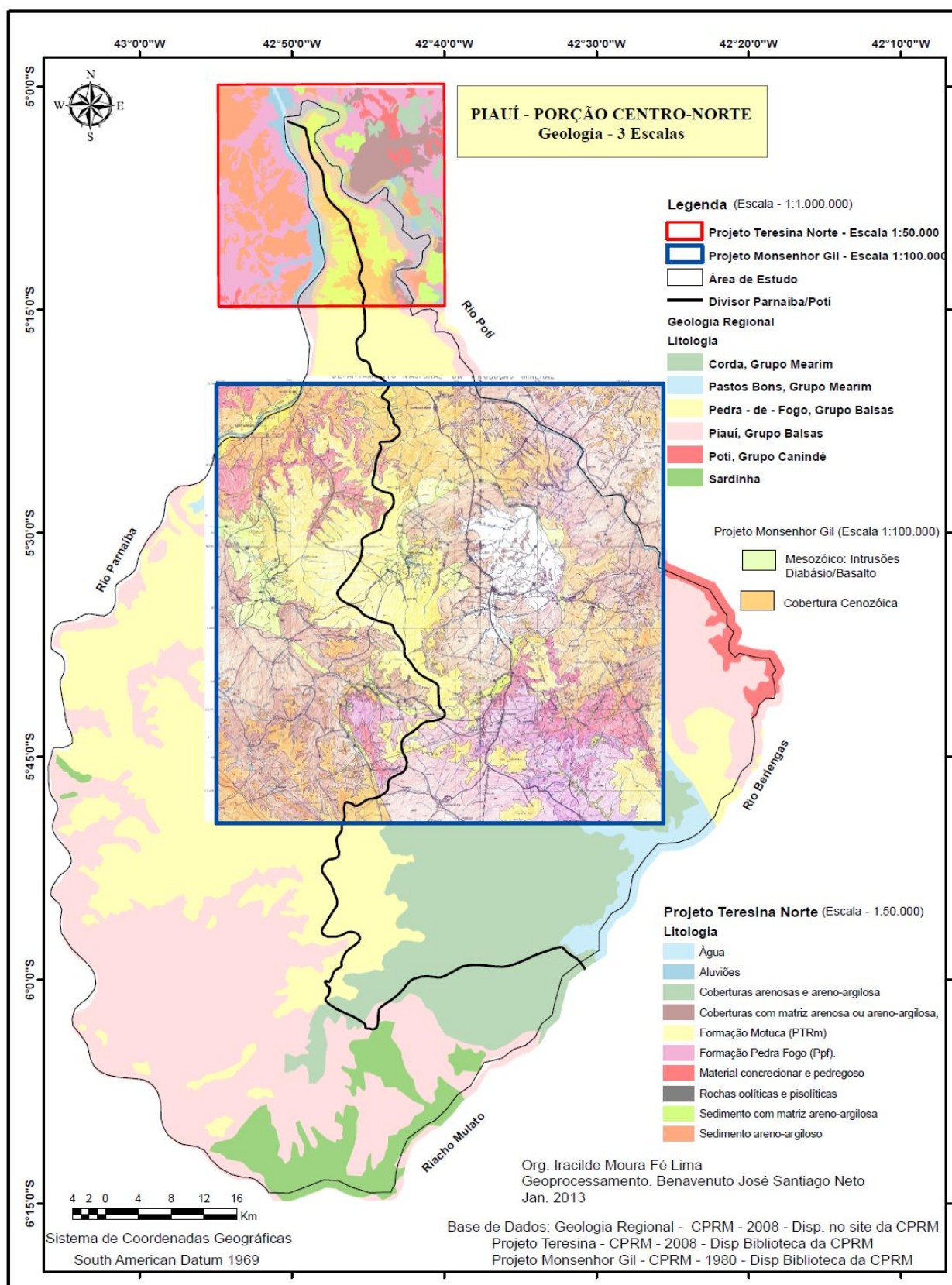
- Observando as Figs. 25, 26 e 27 verifica-se que é na área do alto curso dos maiores afluentes do rio Parnaíba que se encontra o maior entalhe da drenagem, principalmente na área de afloramento da formação Pedra de Fogo, na classe de declividade de relevo montanhoso. Essa área ocupa cerca de 10,38 do compartimento topográfico de 241 a 420 m de altitude, enquanto nas sub-bacias do Poti a área ocupada é de apenas 1,06%. Isto indica uma maior resistência da litologia que compõe essa formação aos processos erosivos, retardando o entalhe da drenagem.
- Os topos de parte das nascentes da margem direita do riacho Mulato, afluente do Parnaíba (Figs. 25 e 27), apresentam-se em área de litologia contínua à da bacia do riacho São Francisco/Berlengas, mantendo o mesmo padrão de drenagem. No entanto, encontram-se mais dissecados e rebaixados, apresentando, assim, menores amplitudes altimétrica. No seu baixo curso, predominam em faixa contínua os afloramentos de diabásios/basaltos, com relevo bastante recortado pela drenagem de padrão paralelo, com topos que variam de 150 a 250 m (Figs. 27, 28, 29, 30). Observa-se, ainda, que os topos dos planaltos que formam os divisores desta bacia com as sub-bacias difusas do rio Parnaíba e do Riachão, encontram-se acima de 300 m de altitude e são constituídos por rochas da formação Pedra de Fogo que se sobrepõe à Formação Piauí, a qual aflora nos vales de alguns afluentes e do próprio rio Parnaíba e do Mulato (Fig. 30).
- Nas seções de escalas de 1:50.000 e 1:100.000 da composição de mapas geológico/formações superficiais (Fig. 31) observa-se que a maioria dos planaltos apresenta coberturas superficiais Cenozoicas arenosas e/ou lateríticas. Esses planaltos correspondem a áreas de interflúvios, tanto de altitudes mais elevadas, como mais modestas, que ocupam uma área mais expressiva na porção das sub-bacias do Parnaíba e nos topos do interflúvio Poti/Parnaíba.
- Nessa Fig. 31 é possível identificar também outro afloramento praticamente contínuo de rochas básicas, numa faixa de grande extensão assumindo a forma aproximada de um anel, ao norte da serra do Grajaú. Apresenta largura mais expressiva no alto curso dos riachos Natal e Marimbas, afluentes do Poti, nos municípios de Monsenhor Gil e Miguel Leão, e amplia a faixa de afloramento na área do médio e do baixo curso dos riachos Fundo 1 e dos Negros, afluentes do Parnaíba, nos municípios de Palmeirais e Nazária, conforme observações de campo.

Figura 30 – Perfil topográfico-geológico B – B' identificando a morfologia, altitudes e constituição litológica da porção do extremo sul da área de estudo , entre o rio Parnaíba e o riacho Mulato.



Org. Lima (2013). Base de dados: RASIL/PIAUI/CPRM (2006); ANA (2006); Topodata (INPE, 2010).

Figura 31 – Mapa da base Geológica, destacando formações superficiais e afloramentos de rochas básicas intrusivas.



Org. Lima (2013). Base de Dados: Geologia Regional (CPRM, 2006), Projeto Teresina (BRASIL/CPRM, 1997), Projeto Mons. Gil (BRASIL/CPRM, 1980).

5.1.2 Vestígios da atuação tectônica e drenagem local

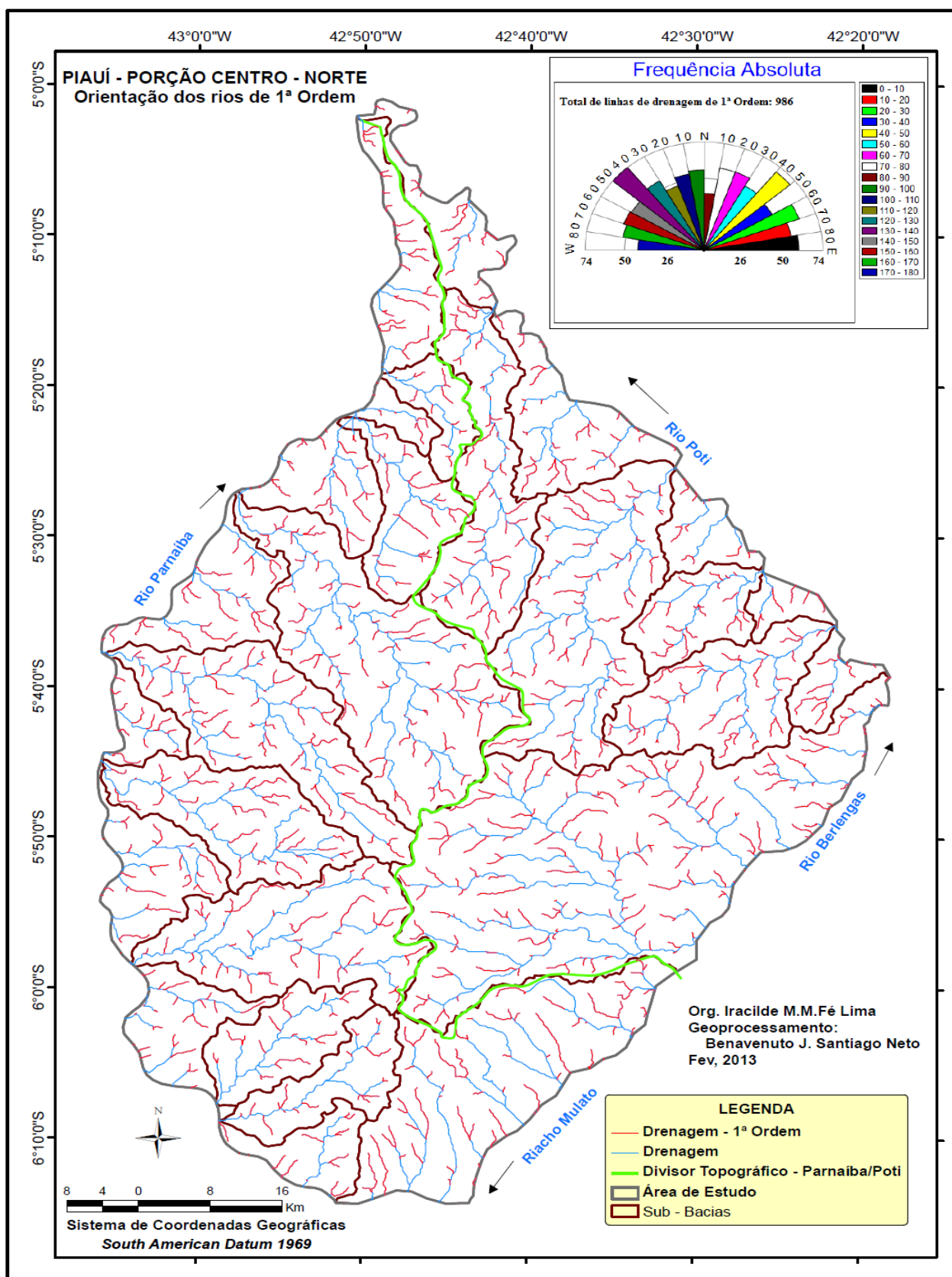
A posição dos Lineamentos Estruturais Transbrasiliano (NE-SW) e Picos-Santa Inês (NW-SE) e dos grandes rios regionais que têm parte de seus cursos contornando a área de estudo (o Parnaíba, o Poti, o Berlengas e o Mulato), evidenciam a forte relação existente entre esses grandes rios e os lineamentos regionais, uma vez que os rios, à exceção do Parnaíba, encontram-se encaixados praticamente em toda a extensão de seus cursos nos falhamentos regionais que seguem as faixas desses lineamentos (Fig. 1, 11).

A maior evidência dessa relação pode ser considerada pelo fato de que os limites sul e norte da área de estudo encontram-se nitidamente encaixados nos contatos ortogonais das faixas dos lineamentos Picos-Santa Inês e Transbrasiliano, o que se reflete nas curvas acentuadas/angulosas dos leitos dos rios Poti, Mulato e Berlengas e em parte do Parnaíba (Fig. 11, 19, 20, 21). No caso do baixo curso do rio Poti, o seu leito segue encaixado em falhamentos da faixa do lineamento Picos-Santa Inês, fazendo pequenas curvas angulosas, portanto, em pequenos trechos, mudando esta direção NW para a direção do lineamento Transbrasiliano (NE). Já a grande maioria de seus afluentes dessa área apresenta no seu trecho próximo à foz a direção NE e, assim, posicionando-se de forma ortogonal à calha do rio Poti.

Em toda a área de estudo foram identificados 982 canais de primeira ordem, cuja direção buscou-se relacionar aos falhamentos e fraturas locais, para os conjuntos das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti e das bacias do rio Berlengas e do riacho Mulato, contidas na presente área de estudo, uma vez que esses grandes rios se apresentam fortemente encaixados nos falhamentos das zonas dos lineamentos regionais, nos limites da área de estudo (Fig. 32).

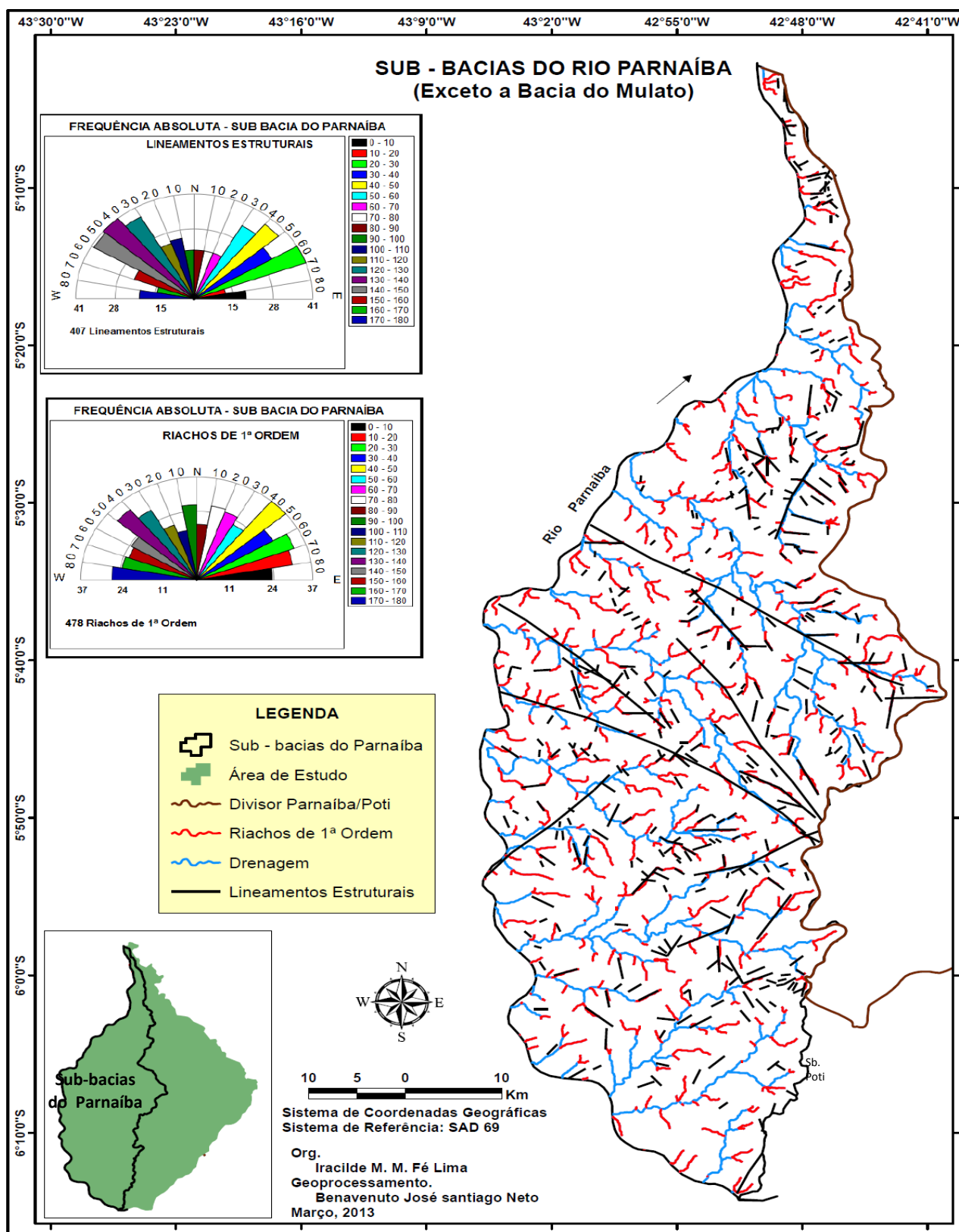
Observou-se que a drenagem local de toda a área apresenta grande parte dos riachos de primeira ordem seguindo todas as direções da rosa-dos-ventos, mas com discreta predominância das direções dos lineamentos regionais: NE-SW (Transbrasiliano) e NW-SE (Picos-Santa Inês). Assim, para identificar onde ocorre maior ou menor controle estrutural sobre a instalação da drenagem local, mesmo dos canais de primeira ordem, foram feitas observações das relações entre a frequência das direções dos falhamentos/fraturas e desses canais, para cada porção das sub-bacias dos rios regionais cujos rios principais forma o limite desta área de estudo (Figs. 33, 34, 35 e 36).

Figura 32 – Mapa de identificação dos rios de primeira ordem dos conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006).

Figura 33 - Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba (exceto a do riacho Mulato).



Org. Lima (2013). Base de dados: SRTM/Topodata (INPE, 2010); BRASIL/CPRM (2006).

Figura 34 - Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Poti.

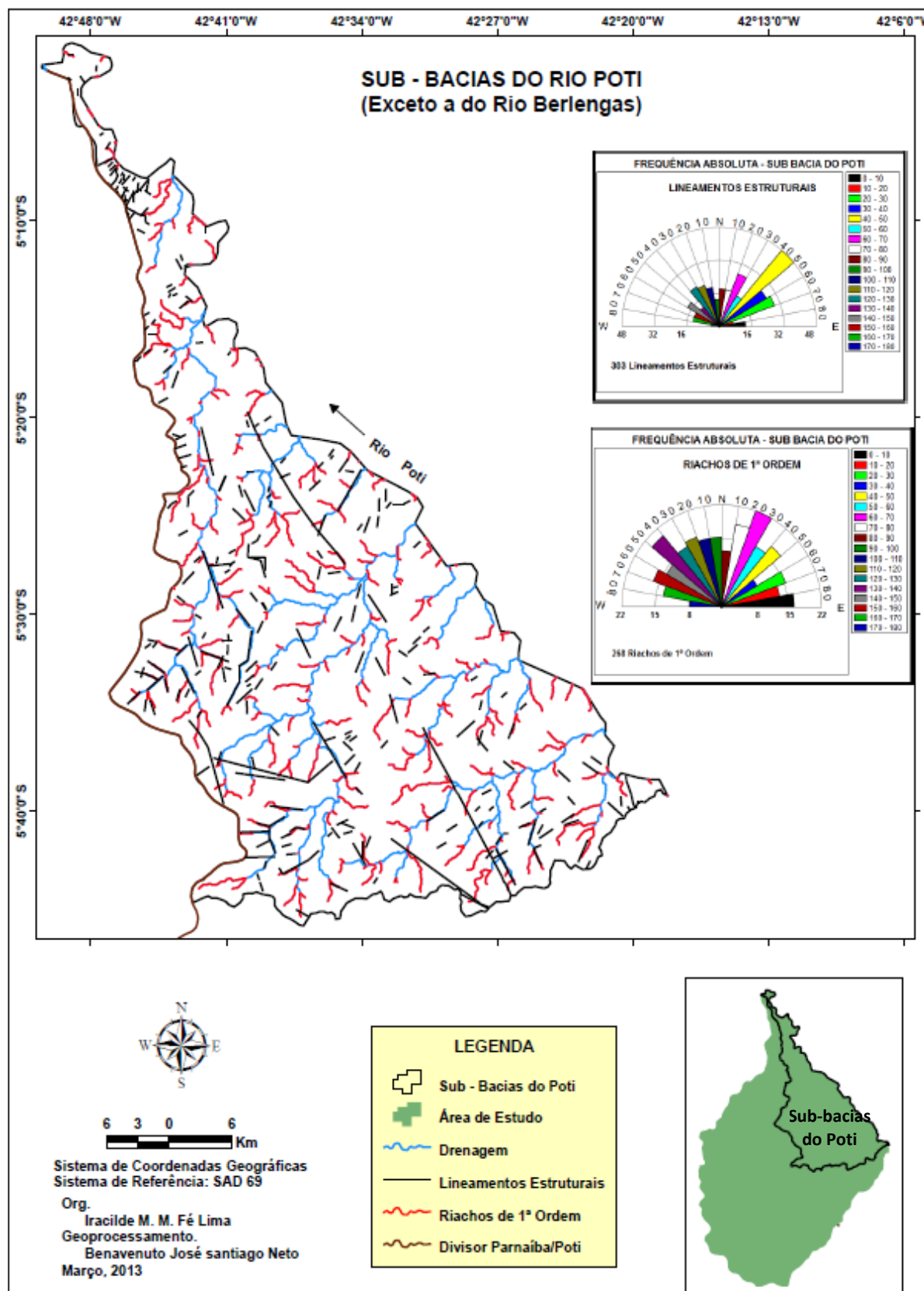
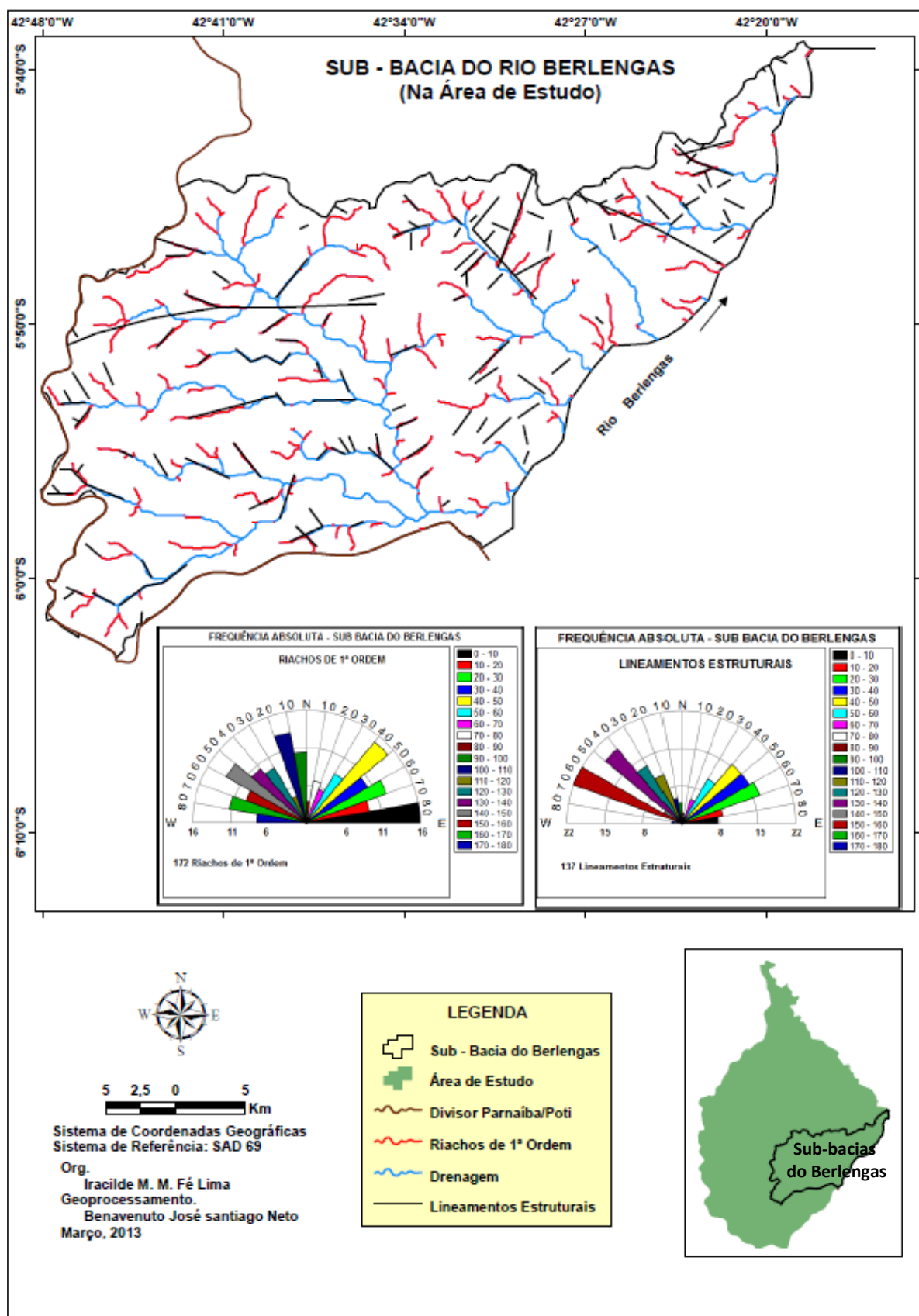
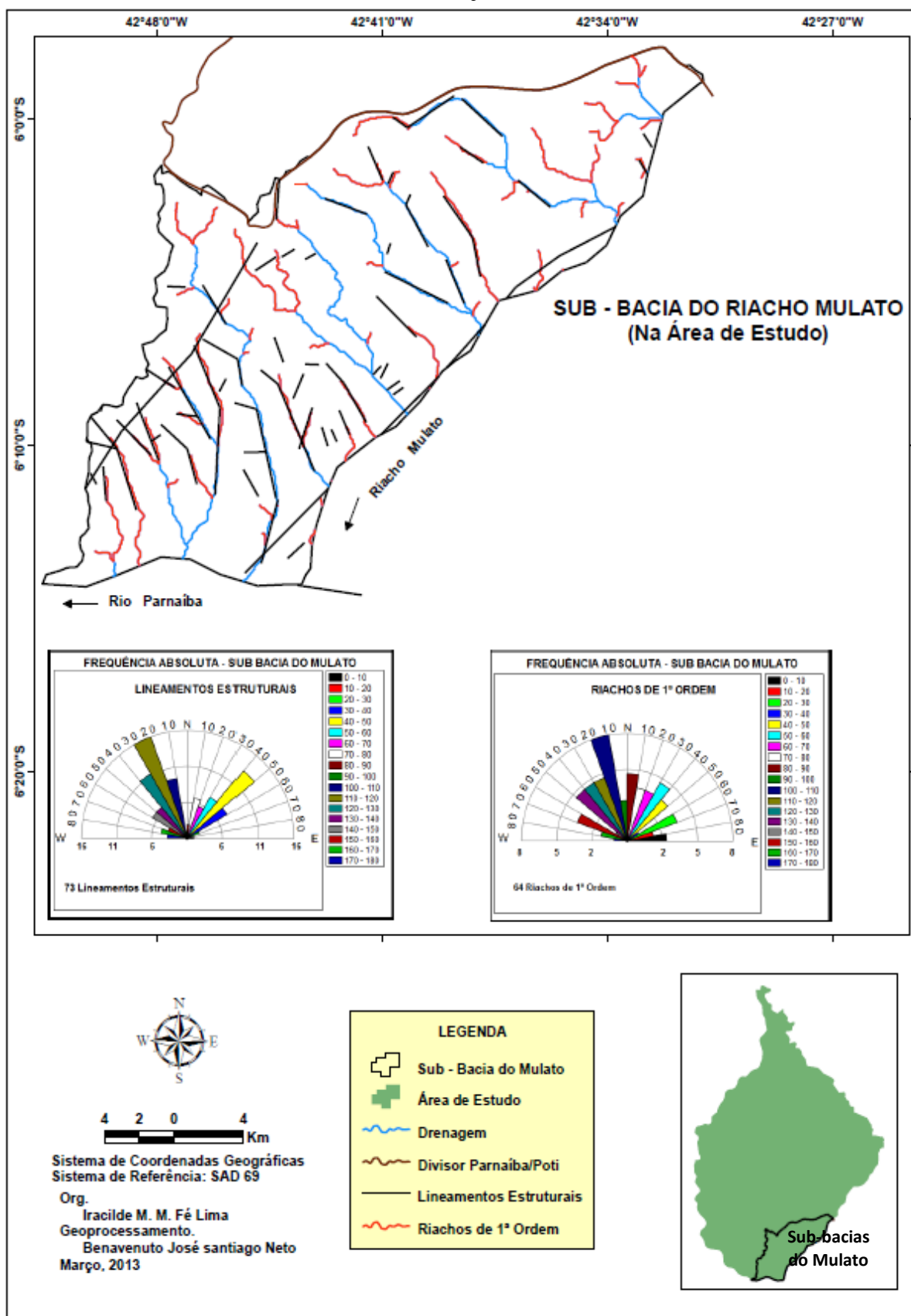


Figura 35 - Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do rio Berlegas.



Org. Lima (2013). Base de dados: SRTM/Topodata (INPE, 2010); BRASIL/CPRM (2006); Oliveira *et al.* (2009).

Figura 36 - Mapa da frequência absoluta da direção dos riachos de primeira ordem e dos lineamentos estruturais, na área do conjunto de sub-bacias do riacho Mulato.



Org. Lima (2013). Base de dados: SRTM/Topodata (INPE, 2010); CPRM (2006); Oliveira *et al.* (2009).

Com base na Fig. 33 verificou-se que na área das sub-bacias do rio Parnaíba, excluindo-se a sub-bacia do seu afluente Mulato, os lineamentos estruturais têm direções NE-SW e NW-SE predominantes e os riachos de primeira ordem seguem todas as direções, embora ainda ocorra uma predominância discreta para essas direções, que são as dos lineamentos regionais. Observou-se também que ocorre forte relação dessa direção com trechos da drenagem que apresentam extensão de 5 a 10 Km, aproximadamente. No entanto, não se encontra relação direta entre os lineamentos com extensão entre 10 e 90 Km e os maiores afluentes do rio Parnaíba, sendo que, em alguns casos, os rios cortam transversalmente essas falhas locais, seguem direções gerais para N, NW, W e SW nessa área.

Já no conjunto das sub-bacias do rio Poti, excluindo a sub-bacia do seu afluente Berlingas, os lineamentos têm uma direção NE-SW preferencial, direção esta que é ortogonal à direção geral do rio Poti no trecho da área de estudo, enquanto os riachos de primeira ordem ocorrem em todas as direções, com leve predominância para a direção NE e NW. Assim, embora se verifique controle estrutural relativamente baixo desses riachos de primeira ordem, através dos lineamentos, a análise visual do mapa permite afirmar que a direção geral dos afluentes do rio Poti, nesse trecho estudado, corresponde àquela dos lineamentos de maior frequência absoluta constante da roseta dessa figura, inclusive a dos trechos finais até a foz (NE-SW). Na Fig. 34, é possível observar também que os lineamentos que têm extensão superior a 10 Km apresentam a mesma direção do rio Poti, ou seja NW-SE, sendo, assim, cortados transversalmente pela drenagem local, sugerindo, à semelhança dos afluentes do rio Parnaíba, uma certa autonomia desses rios/riachos em relação ao controle geológico em alguns trechos de seus cursos.

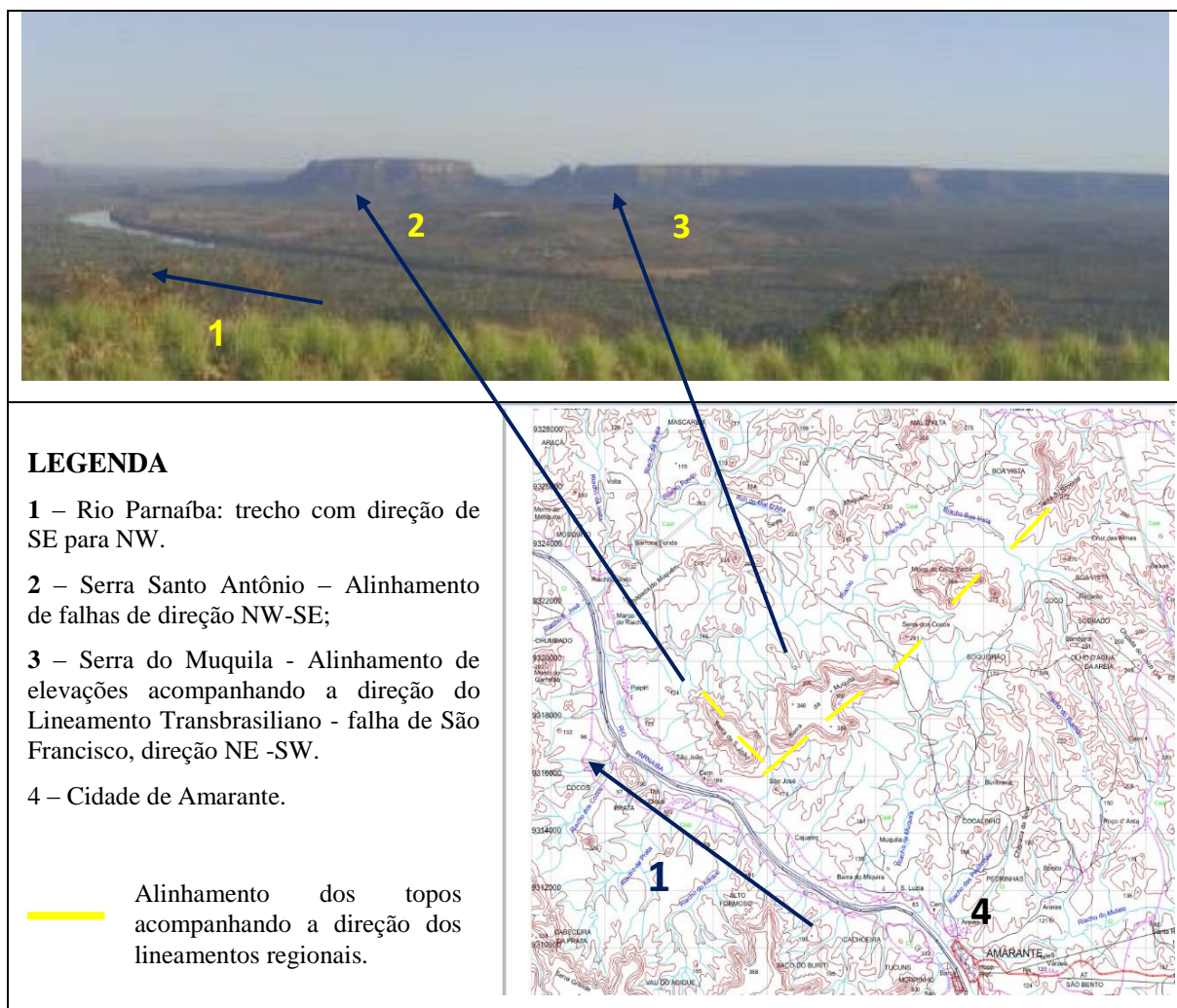
Na área da sub-bacia do rio Berlingas, afluente do Poti, assim como nos cursos de água da sub-bacia do riacho Mulato (afluente do rio Parnaíba), identificou-se que os lineamentos apresentam quase que totalmente as duas direções: NW-SE e da NE-SW, porém com predominância para NW-SE, enquanto nos rios de primeira ordem, predominam as direções dos lineamentos regionais, sendo que um pequeno número de riachos segue todas as direções da rosa-dos-ventos (Figs. 35 e 36).

5.1.3 Vestígios da atuação tectônica identificados na morfologia local

Os topos tabulares delimitados por encostas abruptas que formam altos planaltos, localmente chamados serras do Santo Antonio e do Muquila, apresentam um nítido alinhamento nas direções NW-SE e NE-SW, respectivamente, acompanhando falhamentos associados aos Lineamentos Transbrasiliano (falha de São Francisco) e Picos-Santa Inês (falha Canindé). Esses planaltos são considerados vestígios da reativação mesozoica desses lineamentos, com blocos que apresentam rejeitos de cerca de 200 m, segundo os estudos regionais do Projeto Radam (BRASIL, 1973) (Fig. 37).

No entanto, observando o gráfico B-B' (Figs. 30), esses planaltos são identificados como unidades topográficas elevadas formadas por pacotes residuais de rochas da formação Pedra de Fogo, sobreposta à Formação Piauí, indicando que resistiram aos processos desnudacionais cenozoicos. Observa-se, também, que para a direção noroeste o pacote de rochas da formação Pedra de Fogo se encontra entalhado pelo rio Parnaíba e que a nordeste se limita com os diques/derrames de rochas básicas que afloram ao longo do lineamento Transbrasiliano. Esse alinhamento certamente corresponde às linhas de fraqueza aos processos erosivos, porém não se identificou abatimento ou soergimento de blocos de rochas no trecho do perfil B-B'. Considera-se, assim, que esses fatores representem significativas influências sobre o alinhamento dos planaltos Santo Antônio e Muquila e que estudos em escala de maior detalhamento poderão ampliar o entendimento da evolução do relevo local.

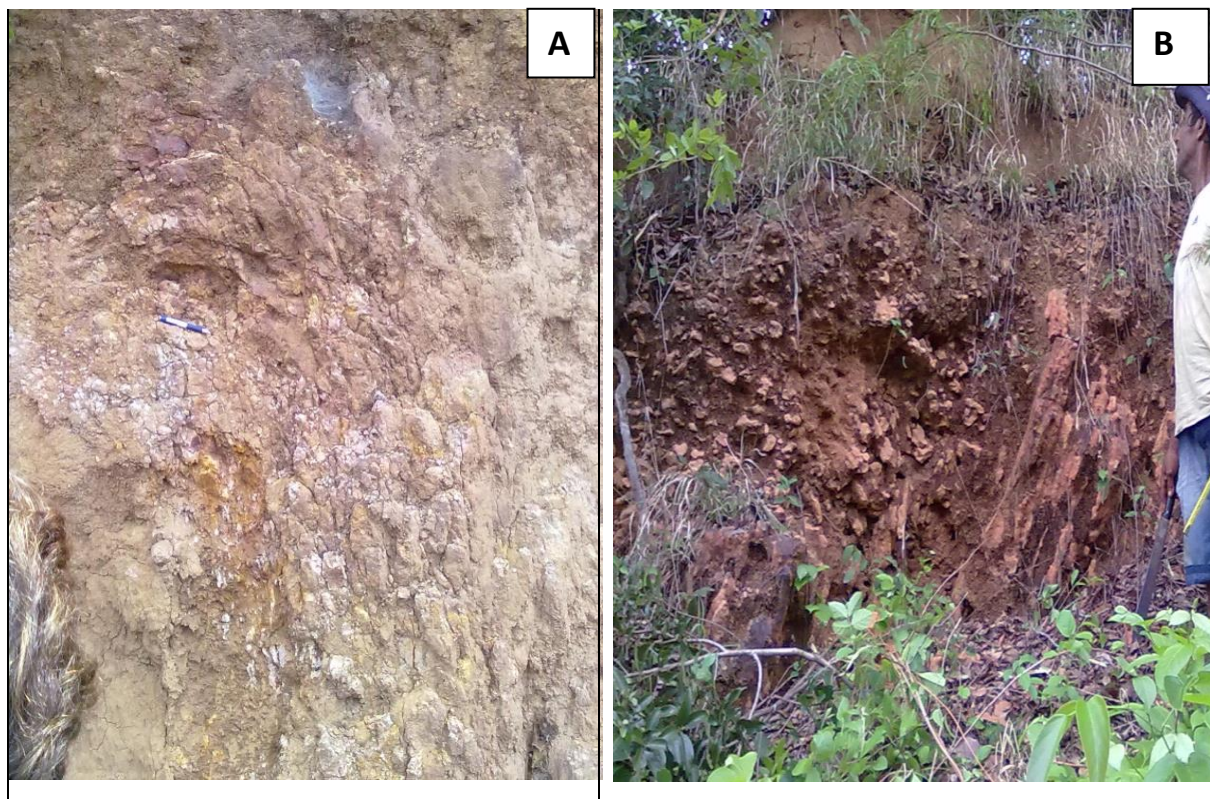
Figura 37 – Fotografia do rio Parnaíba e das serras Santo Antonio e Muquila, no município de Amarante-PI, formando o divisor topográfico entre pequenas bacias difusas e a bacia hidrográfica do Riacho Riachão, afluentes do rio Parnaíba



Org. Lima (2013). Baede de dados: Carta Amarante (DSG, 1973). Foto: Lira Filho (2011).

Foram identificadas, ainda, nos trabalhos de campo, algumas dobras de dimensões locais, bem como trechos de intensa movimentação de blocos de rochas, nas bacias do riacho Mulato e do rio Berlingas (Figs. 38 e 39), que parecem estar associadas aos falhamentos da faixa do lineamento Transbrasiliiano.

Figura 38 – Fotografias de vestígios da atuação tectônica mesozoica na faixa do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW), localizados no vale do riacho Mulato, afluente do rio Parnaíba.

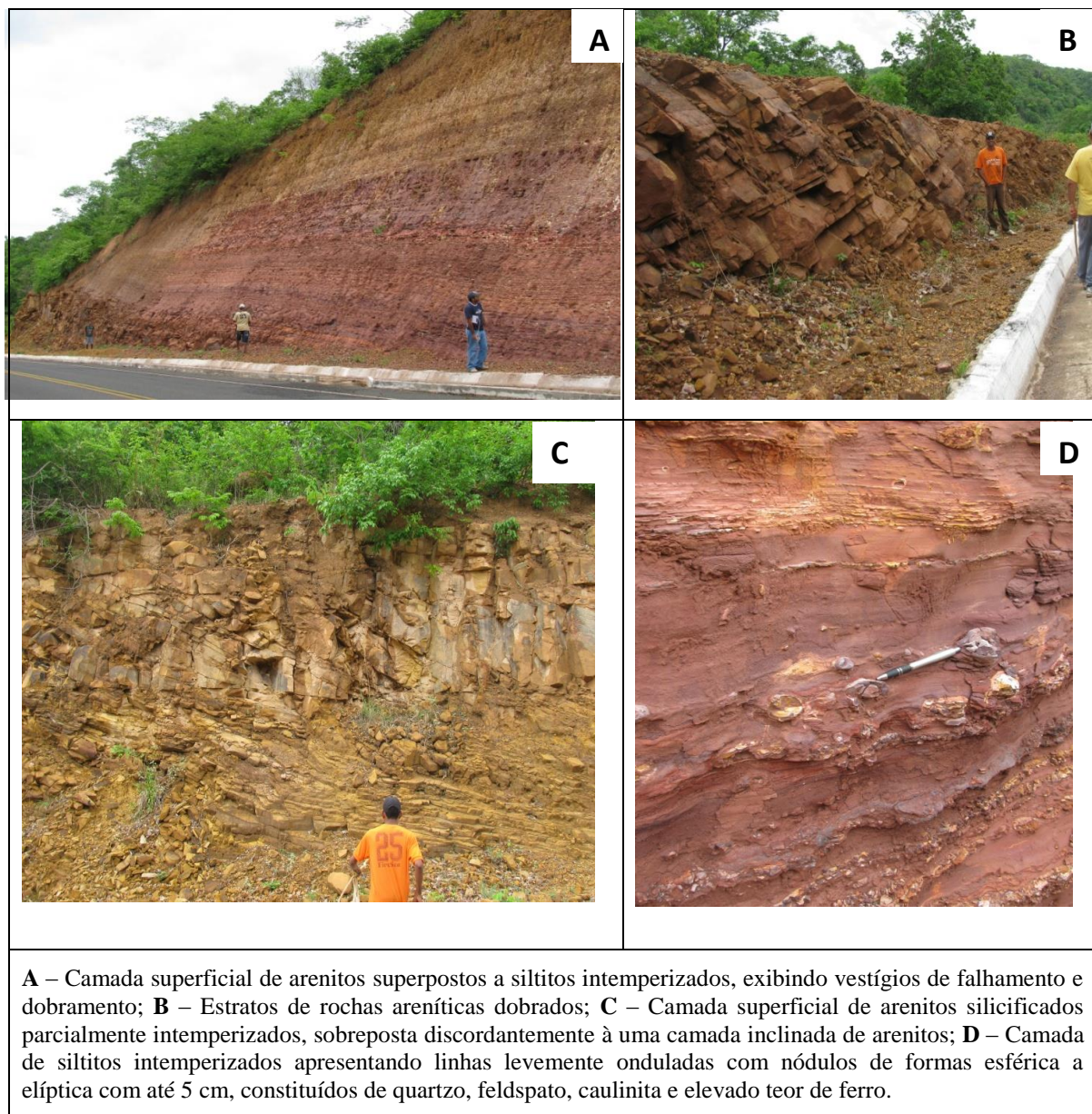


A - Dobra em arenito intemperizado, vale do riacho Mulato. Corte da rodovia PI-383, município de Jardim do Mulato (PI). **B** – Movimentação intensa de blocos de arenito, no vale do riacho Mulato. Corte da BR-343, próximo à cidade de Amarante (PI).

Fotos: Lima (nov. 2011).

Outra evidência da reativação tectônica mesozoica ocorrida na área de estudo corresponde à escarpa da falha de direção SE-NW, próximo ao povoado de Varjota, que colocou em contato e fez aflorar as Formações Poti, Pedra de Fogo e Pastos Bons na área do conjunto de sub-bacias do Poti. A posição estratigráfica e o afloramento dessas formações na área correspondem a um indicador da perturbação tectônica, que resultou em sistemas de falhas locais com direções predominantemente de NE-SW e de NW-SE, provocando deslocamentos verticais significativos de blocos rochosos dessas formações, onde se destacam o *Horst* e o *Graben* de Monsenhor Gil (Figs. 40 e 41), que apresentam formas de relevo já retrabalhas pela drenagem local.

Figura 39 – Fotografias de vestígios da atuação tectônica mesozoica na faixa do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW), localizados no vale do rio Berlengas, afluente do rio Poti, ao lado da rodovia PI-225.



Fotos: Lima (nov. 2011).

Figura 40 - Fotografia do riacho Melancia encaixado numa linha de falha do *Horst* de Monsenhor Gil, próximo ao povoado Varjota.

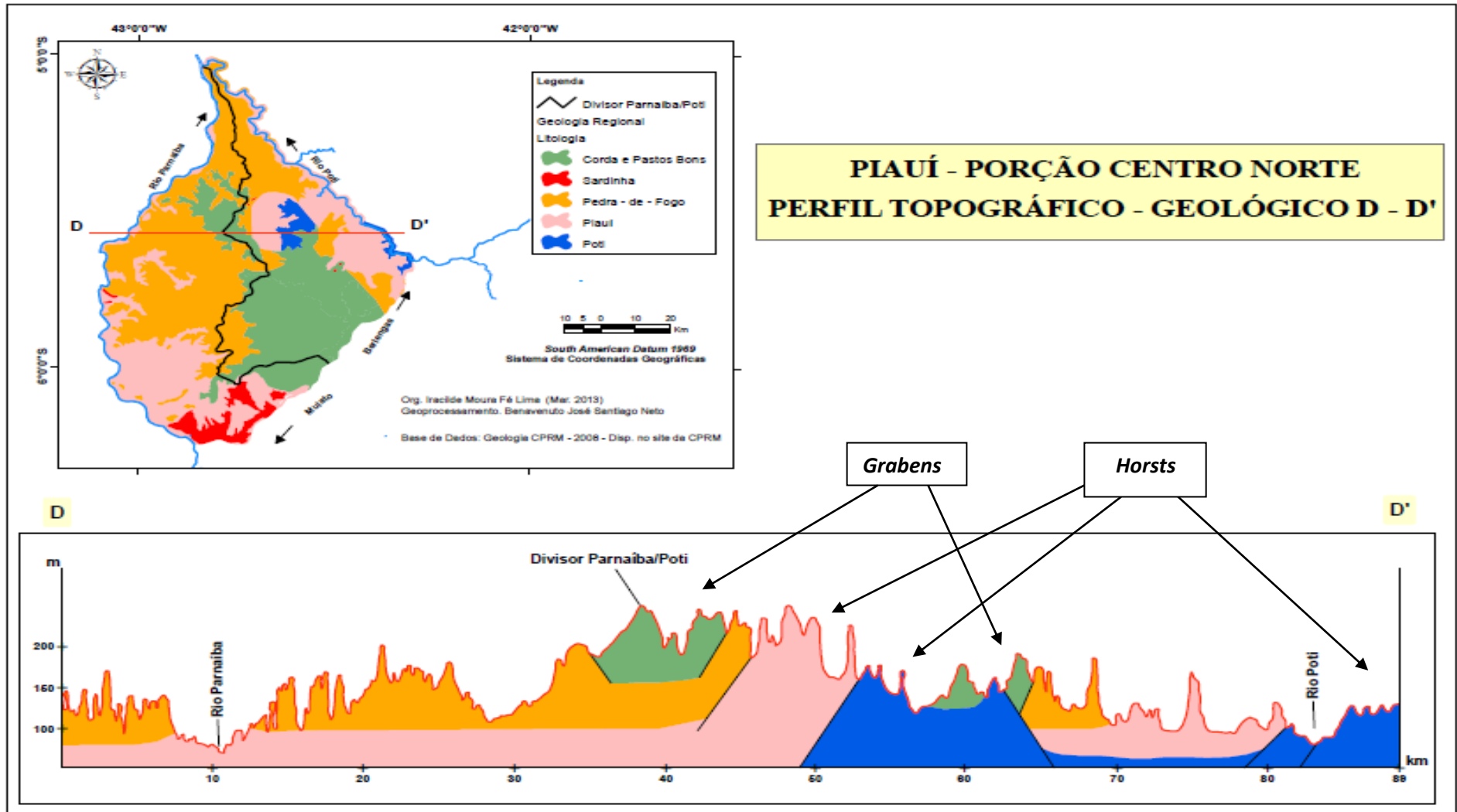


Foto: Lima (jan.2012).

A partir da Fig. 41, pode-se perceber também que, associado a esse conjunto de estruturas decorrentes do tectonismo, formaram outros *horsts/grabens* de dimensões bem mais reduzidas e altitudes mais modestas, em latitudes mais ao norte da estrutura do planalto/serra do Grajaú que apresenta maior extensão, sendo uma delas correspondente ao seccionamento desta (como continuidade do divisor topográfico Parnaíba/Poti) e a outra já na área do conjunto de sub-bacias do Poti, com altitudes também mais modestas. No entanto, todas essas estruturas de grabens apresentam a mesma composição litológica das Formações Pastos Bons e Corda, enquanto os *horsts* são compostos pela formação Poti e encontram-se atualmente em posições topográficas semelhantes aos pacotes de rochas mesozoicas que formavam *grabens* e hoje apresentam relevo invertido, indicando maior movimentação tectônica do final do mesozoico/início do cenozoico na área das sub-bacias do Poti, em relação à do Parnaíba.

Nas Figs. 40 e 41 pode-se observar também que o relevo se encontra intensamente dissecado pela rede de drenagem das sub-bacias dos riachos afluentes tanto do rio Poti como do rio Parnaíba. Estas, mesmo apresentando-se localmente controlada por esse sistema de fraturas/falhas principalmente na área do Poti, indica a ocorrência de retrabalhamento mais recente dessas morfoestruturas, principalmente pela erosão fluvial, resultando em significativas áreas de relevo invertido, vastos pedimentos (ou patamares estruturais no contato entre litologias diferentes), vales encaixados, planaltos e morros residuais.

Figura 41 – Perfil topográfico-geológico D-D' identificando a ocorrência de estruturas de *horsts e grabens* de menores extensões, na área das sub-bacias do Poti e no divisor topográfico Parnaíba/Poti, a norte e a leste do *graben* de maior extensão.



Org. Lima (2013). Base de dados: BRASIL/CPRM (2006).

Outros locais com vestígios de dobramentos de pequena extensão com arqueamentos suavizados, indicando a ocorrência de esforços tectônicos ou de subsidência das camadas de rochas sedimentares da Formação Pedra de Fogo, foram observados durante os trabalhos de campo no limite dos municípios de Mons. Gil e Olho D'Água do Piauí e na porção sul do município de Teresina: no limite com a área rural (Fig. 42) e na sua área urbana (Fig. 43),

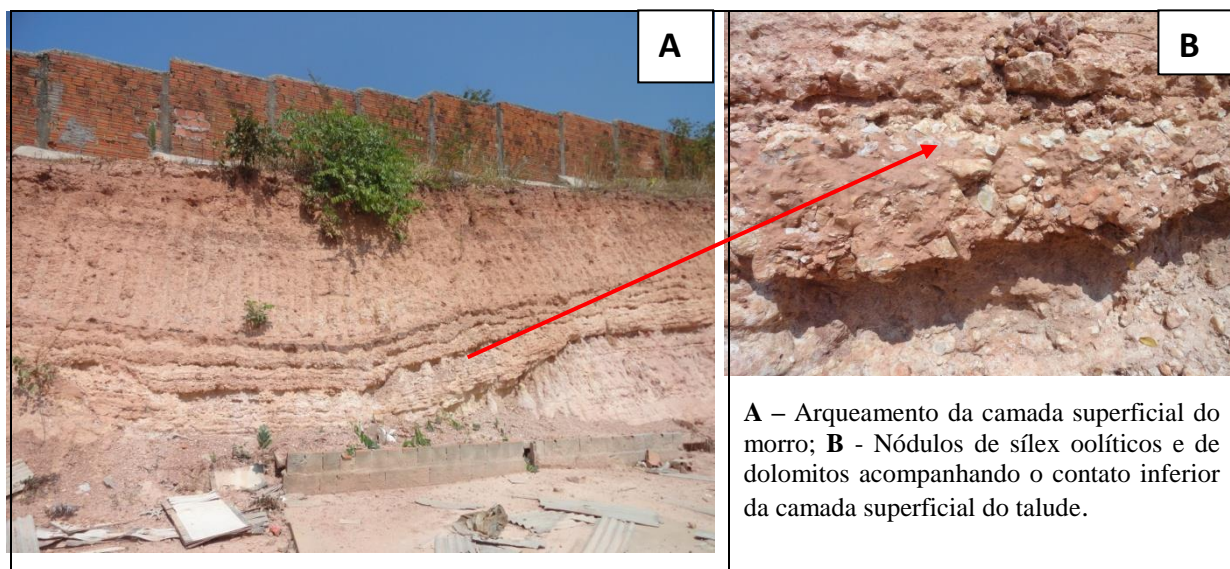
Figura 42 – Fotografias do arqueamento de rochas areníticas da Formação Pedra de Fogo, com camadas de seixos rolados de quartzo, indicando a atuação de tectonismo ou de subsidência local. Ambas no divisor topográfico Parnaíba/Poti, município de Teresina, Piauí.



A – Dobramento de camada de arenitos intemperizados (raio de cerca de 5 m), na área rural ao sul da cidade de Teresina; **B** - Dobramento de camada de arenitos intemperizados (raios de cerca de 2 e 4 m) em Corte no topo do morro da Esperança, na Alameda Parnaíba, Zona Norte da cidade de Teresina, PI.

Fotos: Lima (jan. 2012).

Figura 43 – Fotografias do arqueamento de camada de rochas da Formação Pedra de Fogo. Área do divisor topográfico Parnaíba/Poti, na Av. Duque de Caxias, Zona Norte, cidade de Teresina, Piauí.

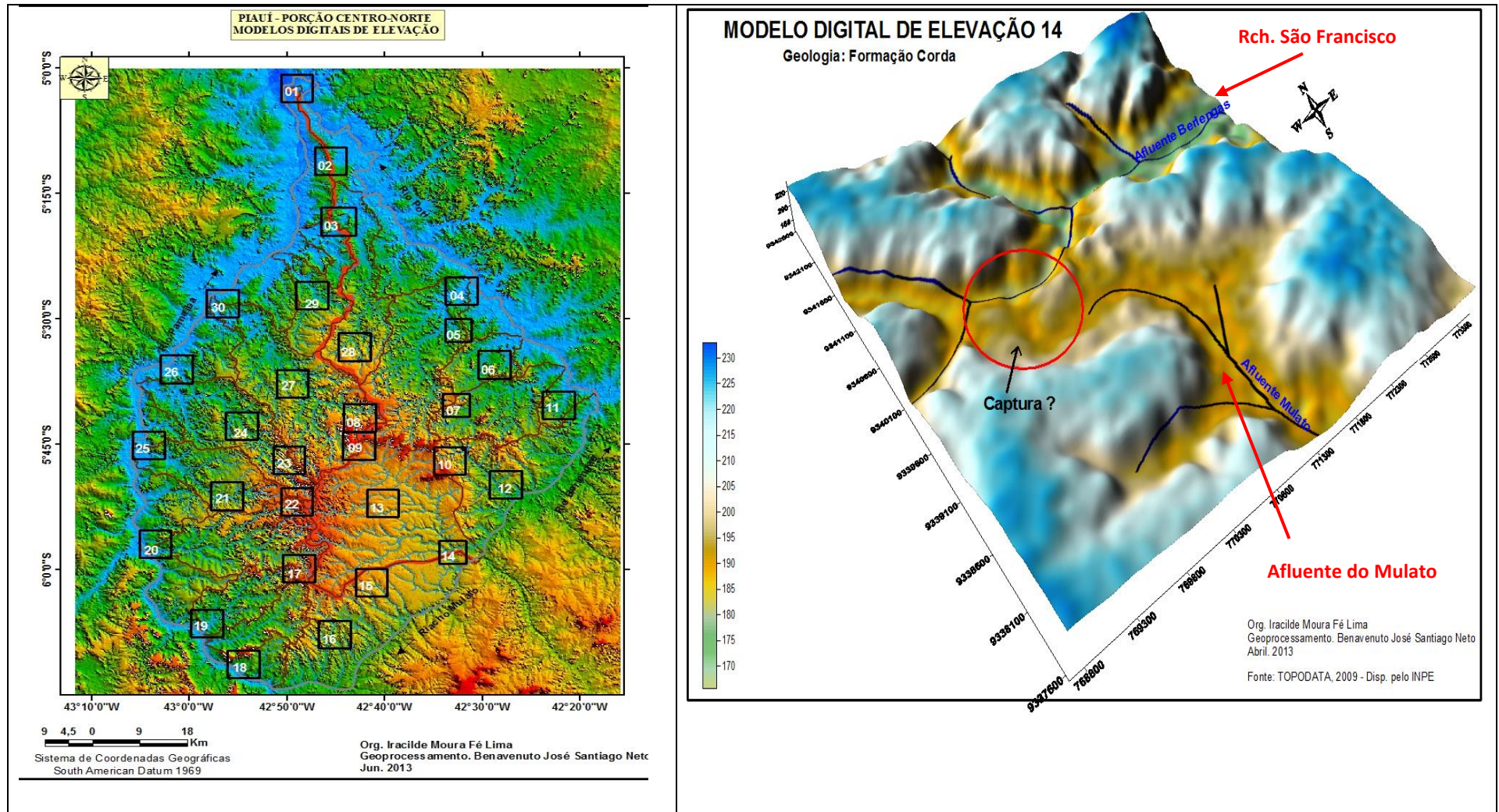


Fotos: Lima (jan.2013).

Como resultado de atuação neotectônica, em função da possibilidade de continuação da reativação tectônica cenozoica do lineamento transbrasiliiano, neste trabalho identificou-se um indício que pode ser considerado como resultante de uma captura de um afluente do riacho Mulato, o riacho São Francisco, por outro riacho afluente do rio Berlingas. Este corresponde à presença de um cotovelo formado pela mudança brusca de direção do riacho São Francisco, de NW-SE para E, e que antes devia seguir como afluente do riacho Mulato (Fig. 44).

Os principais indícios locais dessa possível captura são: 1 - O cotovelo da drenagem que se formou bem próximo, ou mesmo no contato da Formação Corda com a Formação Pastos Bons (BRASIL/CPRM, 2006), a cerca de 10 Km da foz do São Francisco no rio Berlingas; 2 – O fato de que a Formação Corda continua a aflorar em uma área significativa na vizinha bacia do riacho Mulato; 3 - Nesse cotovelo os vales “se cruzam” com morfologia e altitude semelhantes, encontrando-se bem próximo ao divisor topográfico das sub-bacias dos riachos São Francisco e Mulato (SRTM, INPE, 2010). Um fato que dificulta sua identificação local corresponde ao intenso uso agrícola de áreas do entorno desse cotovelo, nas margens dos riachos, inclusive com represamentos dos leitos, principalmente no município de Hugo Napoleão, nas áreas dessas duas bacias hidrográficas (GOOGLE EARTH, imagem de 08 jul.2010).

Figura 44 - MDE 14, com evidências de captura de um afluente do riacho Mulato pelo rio São Francisco, no seu baixo curso, e sua localização na área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

5.1.4 Condições do clima atual

Analisando os conjuntos de gráficos das precipitações médias anuais do período 1961-1990, referentes aos municípios que se encontram nos conjuntos de sub-bacias do rio Parnaíba (Fig. 45) e do rio Poti (Fig. 46), percebe-se que o período de maior precipitação corresponde a janeiro-abril, apresentando índices de pluviometria acima de 150 mm/mês. Exceção a esse padrão ocorre no município de Barro Duro, localizado no conjunto de sub-bacias do Poti, que apresenta um índice um pouco abaixo dessa média, mas acima de 100 mm. No entanto, ao se considerar o intervalo maior do que 100 e menor do que 150 mm/mês, todos os municípios atingem esse patamar, apontando para o fato de que esse período favorável de chuvas encontra-se ampliado para 5 meses, com o início do período chuvoso já em dezembro, para toda a área estudada, mesmo em áreas com pluviometria mais baixa. Nesse caso, a única exceção verificada ao se considerar a média mensal entre 100 e 150 mm de pluviosidade, corresponde ao município de Amarante, localizado no limite sul da área de estudo, onde o período chuvoso se estende para 6 meses, entre novembro e abril.

Os maiores índices pluviométricos mensais, em toda a área de estudo, ocorreram em março, com valores entre 270 e 330 mm. Os meses de menor precipitação foram junho, julho, agosto e setembro, com índices pluviométricos abaixo de 50 mm/mês.

É possível, observar, ainda, que a curva de temperatura praticamente não apresentou oscilação anual, com a média mensal permanecendo em torno de 27°C, e que fevereiro correspondeu ao mês de menor temperatura média: de 25°C. No período observado a média das máximas entre os meses de setembro e novembro foi de 29°C, enquanto a média das mínimas foi de 25°C e ocorreu em fevereiro. O único município que apresentou exceção a essas condições de temperatura no período mais quente do ano foi Hugo Napoleão que, mesmo apresentando uma pequena área territorial em relação aos demais municípios, registrou média de 25°C nos meses de agosto e setembro.

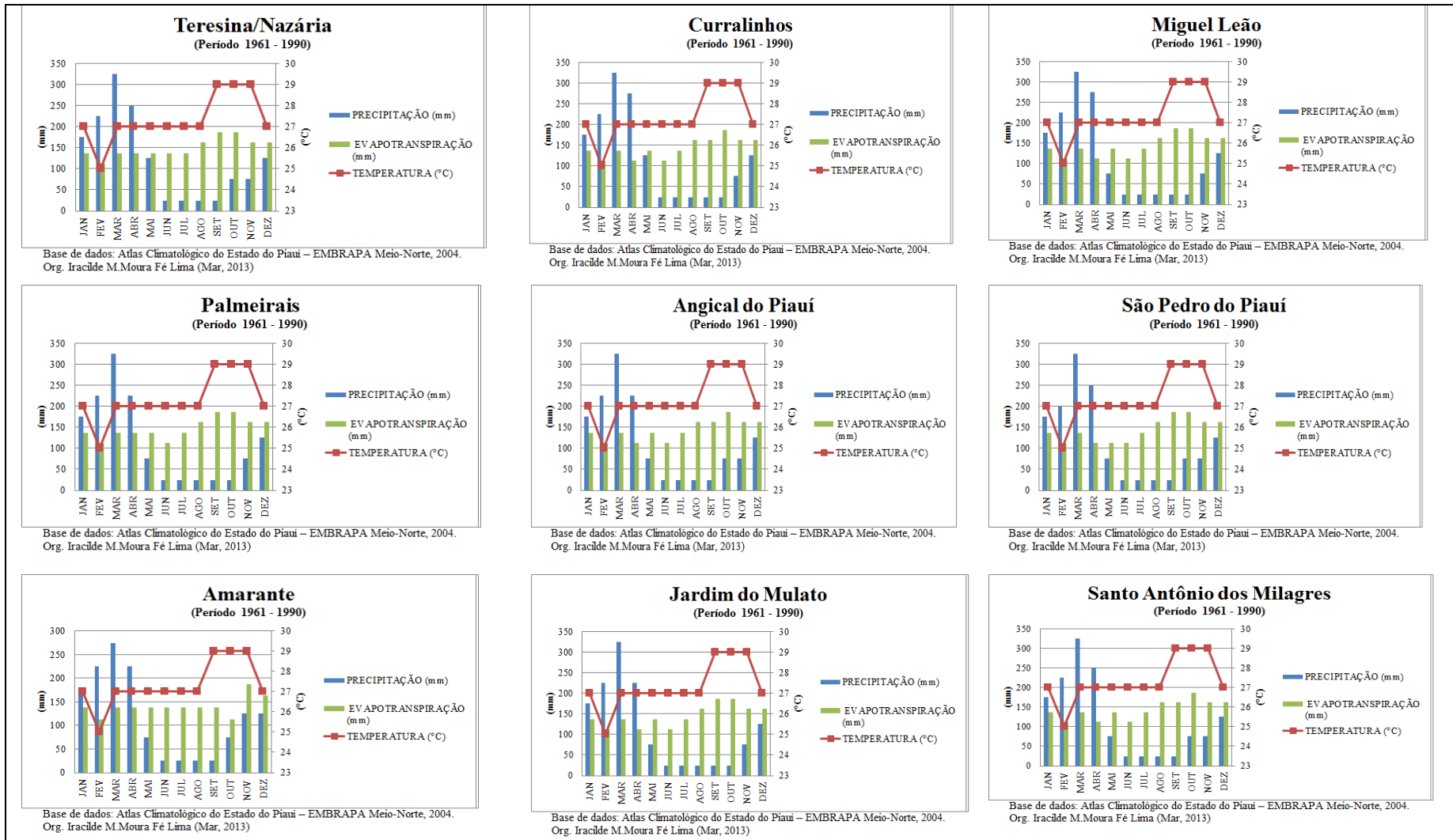
A evapotranspiração, refletindo as condições das altas temperaturas durante o ano todo, manteve-se elevada com valores mínimos em torno de 100 mm e máximos atingindo valores próximos de 200 mm nos meses de setembro e outubro, que historicamente correspondem aos mais quentes do ano na maioria dos municípios.

Com relação à distribuição espacial desses índices, a Fig. 47 demonstra que a variabilidade mensal das precipitações manteve uma certa semelhança de padrão para as áreas dos dois conjuntos de sub-bacias hidrográficas do Parnaíba e do Poti, corroborando os dados

constantes nas Figs. 45 e 46. Excetuando-se essa condição, há apenas um pequeno decréscimo nos municípios de Amarante e Palmeirais, na área do conjunto de sub-bacias do Parnaíba.

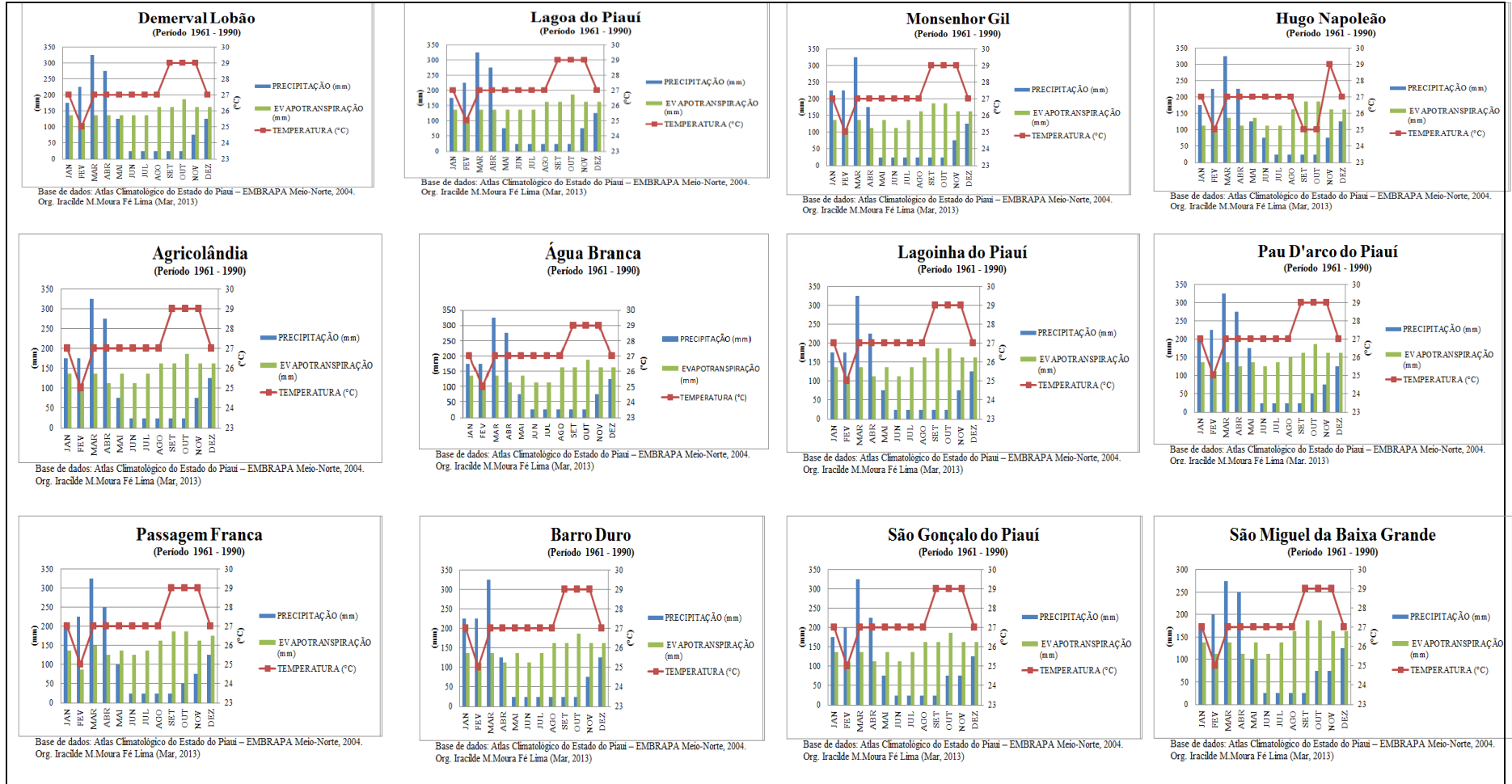
É possível observar, assim, que não existem diferenças significativas nos índices de pluviosidade, de temperatura e, por conseguinte, de evapotranspiração nas áreas dos municípios presentes nesses dois conjuntos de sub-bacias hidrográficas. Dessa forma, fica evidenciado o fato de que mesmo que esta área se encontre na faixa de transição para menores índices pluviométricos, na medida em que se afasta do leito do rio Parnaíba, ou seja, das condições de subumidade do Nordeste Ocidental para a semiaridez do Nordeste Oriental, em direção ao leste do Piauí (MEDEIROS, 2002), é possível afirmar que nessa faixa de longitude na qual a área de estudo está localizada, não ocorrem variações significativas dos indicadores climáticos que permitam fazer esta distinção de transição das condições climáticas.

Figura 45 – Conjunto de gráficos da distribuição da média anual da precipitação (mm), evapotranspiração (mm) e temperatura (°C) dos Municípios com áreas incluídas predominantemente no conjunto das Sub-bacias do Rio Parnaíba, entre 1961 e 1990.



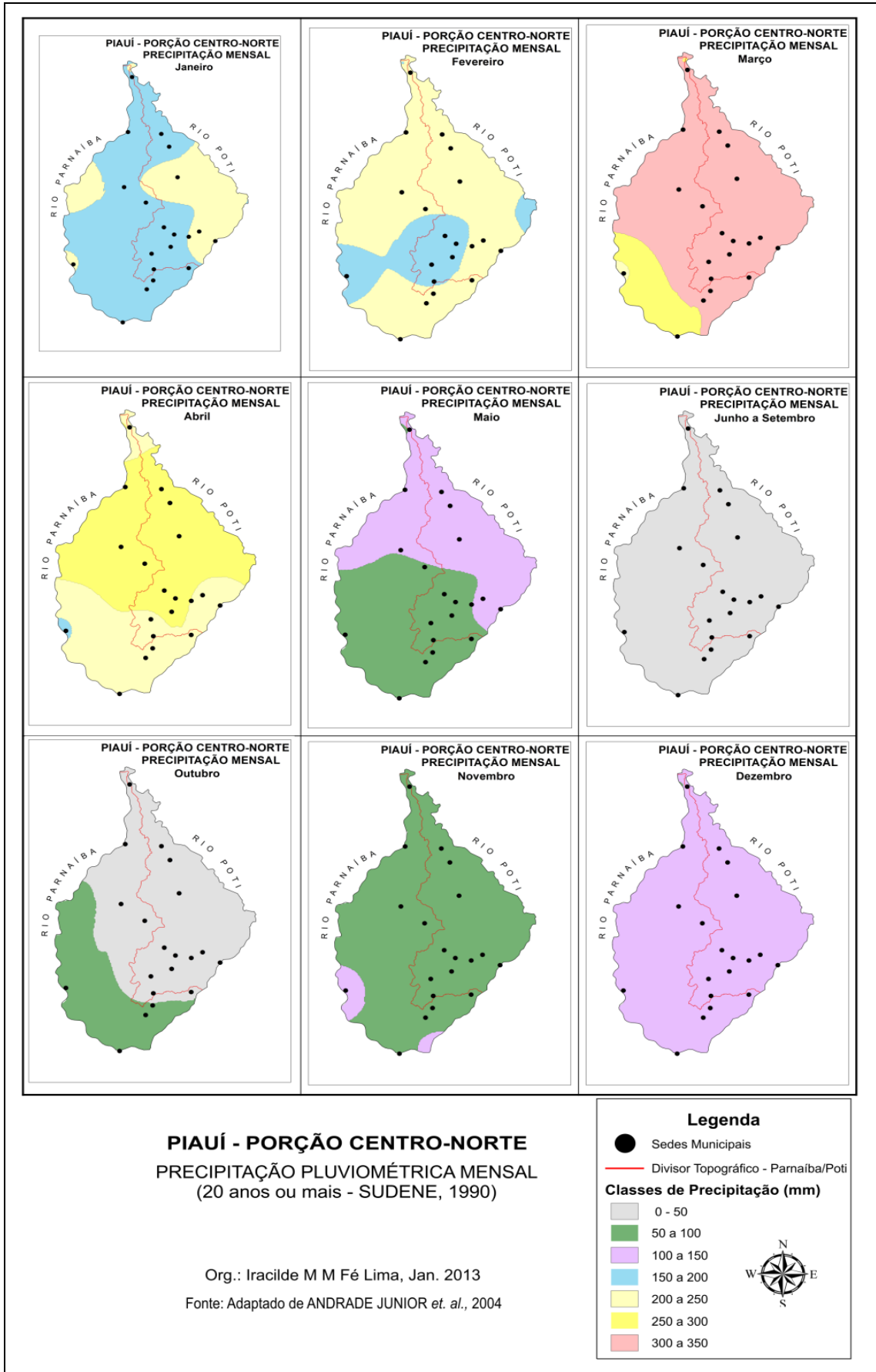
Org. Lima (2013). Base de dados: Base de dados: ANDRADE JÚNIOR *et al.* (2004).

Figura 46 – Conjunto de gráficos da distribuição da média anual da precipitação (mm), evapotranspiração (mm) e temperatura (°C) dos Municípios com maior parte de sua área incluída no conjunto das Sub-bacias do rio Poti, entre 1961 e 1990.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANDRADE JÚNIOR *et al.* (2004).

Figura. 47 – Mapa da distribuição espacial da precipitação mensal na área de estudo.

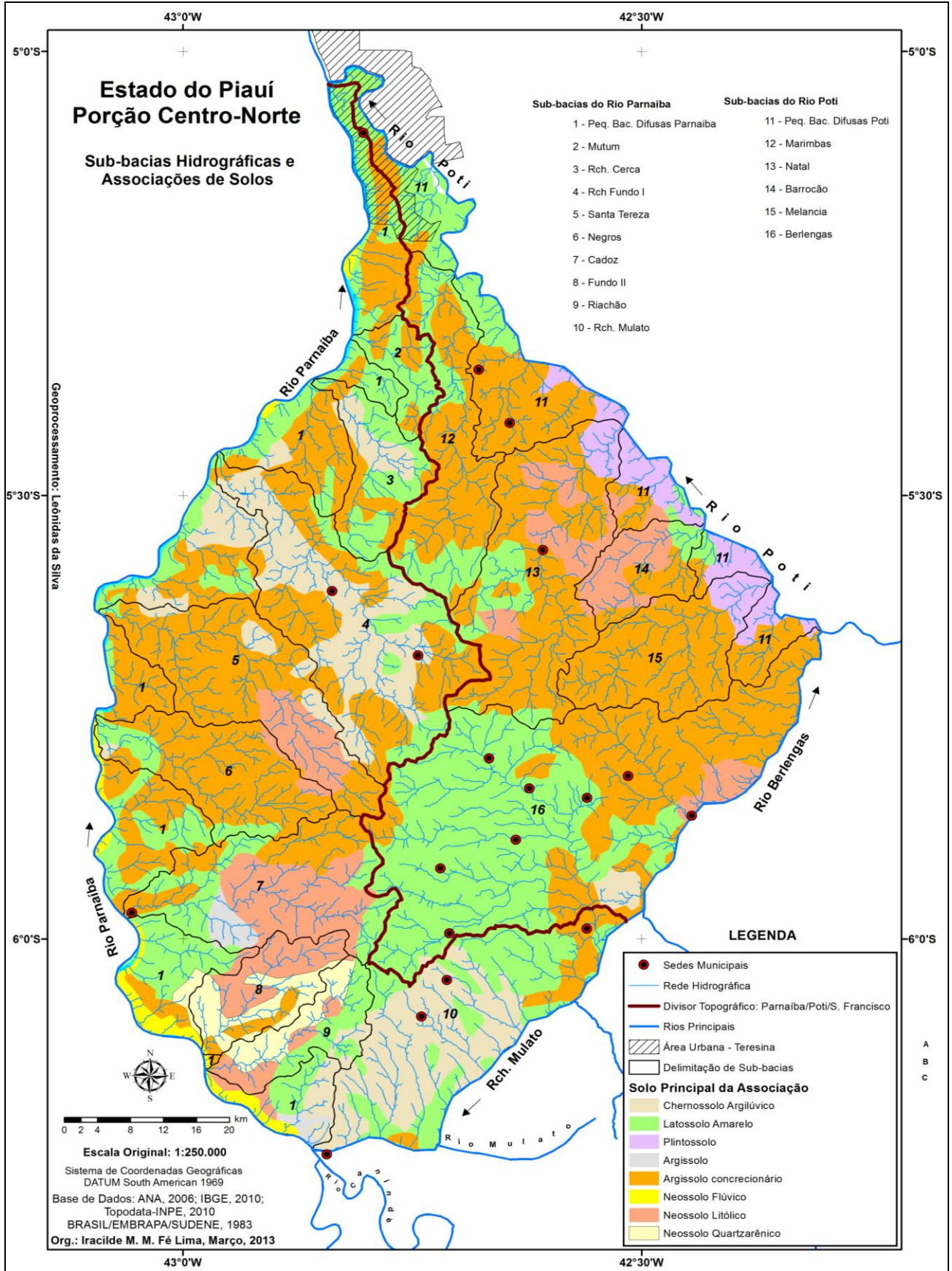


5.1.5 Os solos e a cobertura vegetal

Observando a distribuição das Associações de Solos da área de estudo (Fig. 48) e (Quadro 5) e das Unidades Fitoecológicas (Fig. 49) verifica-se a ocorrência de elevados níveis de relações entre esses elementos naturais (Fig. 50), destacando-se que:

- Há predominância dos Campos Cerrados nas áreas de ocorrência das associações de Solos em que predominam os Argissolos, que ocupam grandes áreas centrais da área de estudo, tanto no conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba, quanto nas do rio Poti, exceto na do seu subafluente: o riacho São Francisco.
- A Unidade de vegetação de Campo ocorre somente no conjunto de sub-bacias do rio Poti, com exceção da bacia do riacho São Francisco/Berlengas. Esse tipo de vegetação está relacionado às manchas de Associações de Solos nas quais predominam os Plintossolos, localizadas nas sub-bacias dos riachos Natal e Barroão, bem como onde ocorrem os Neossolos Litólicos, nos trechos superior e médio do curso do rio Poti da área de estudo.
- Na área das bacias dos riachos Fundo 2 e Riachão, afluentes do rio Parnaíba, onde predominam os Neossolos Quartzarênicos e Neossolos Litólicos, ocorrem os tipos vegetais Campo Cerrado e Floresta Secundária Mista, predominando este último na bacia do Riachão. Este fato provavelmente indica uma menor relação com os solos e maior relação com outros fatores a serem investigados.
- Há uma forte relação entre a ocorrência da unidade fitoecológica de Floresta Secundária Latifoliada e os Latossolos Amarelos, uma vez que ambos aparecem exclusivamente na área da bacia do riacho São Francisco, ora com porte arbóreo fechado nos topos das Chapadas, ora mais aberta, nos pedimentos de altitudes intermediárias entre os topos e os vales. Já as manchas de Latossolos Amarelos que ocorrem ao longo dos baixos planaltos que formam o divisor topográfico das bacias dos rios Parnaíba e Poti. Ocorrem, ainda, acompanhando os vales desses dois grandes rios e, onde aparecem alternados com manchas de Neossolos Flúvicos, são áreas ocupadas pela Floresta Secundária Mista de Palmeiras, com predominância de babaçu, manchas de carnaúba e mais raramente de tucuns.
- Nas bacias dos riachos Mulato e Fundo 1, afluentes do rio Parnaíba, predominam grandes manchas de solos do tipo Chernossolos Argilúvicos. À estes solos está relacionada a presença de basaltos/diabásios, sendo a vegetação correspondente ao Campo Cerrado, do tipo arbóreo, principalmente nas áreas mais elevadas, enquanto a Floresta Secundária Mista, com grande densidade de babaçu, encontra-se nas baixas encostas, terraços e planícies dos vales fluviais.

Figura 48 – Mapa de associações de solos e sub-bacias hidrográficas da área de estudo.



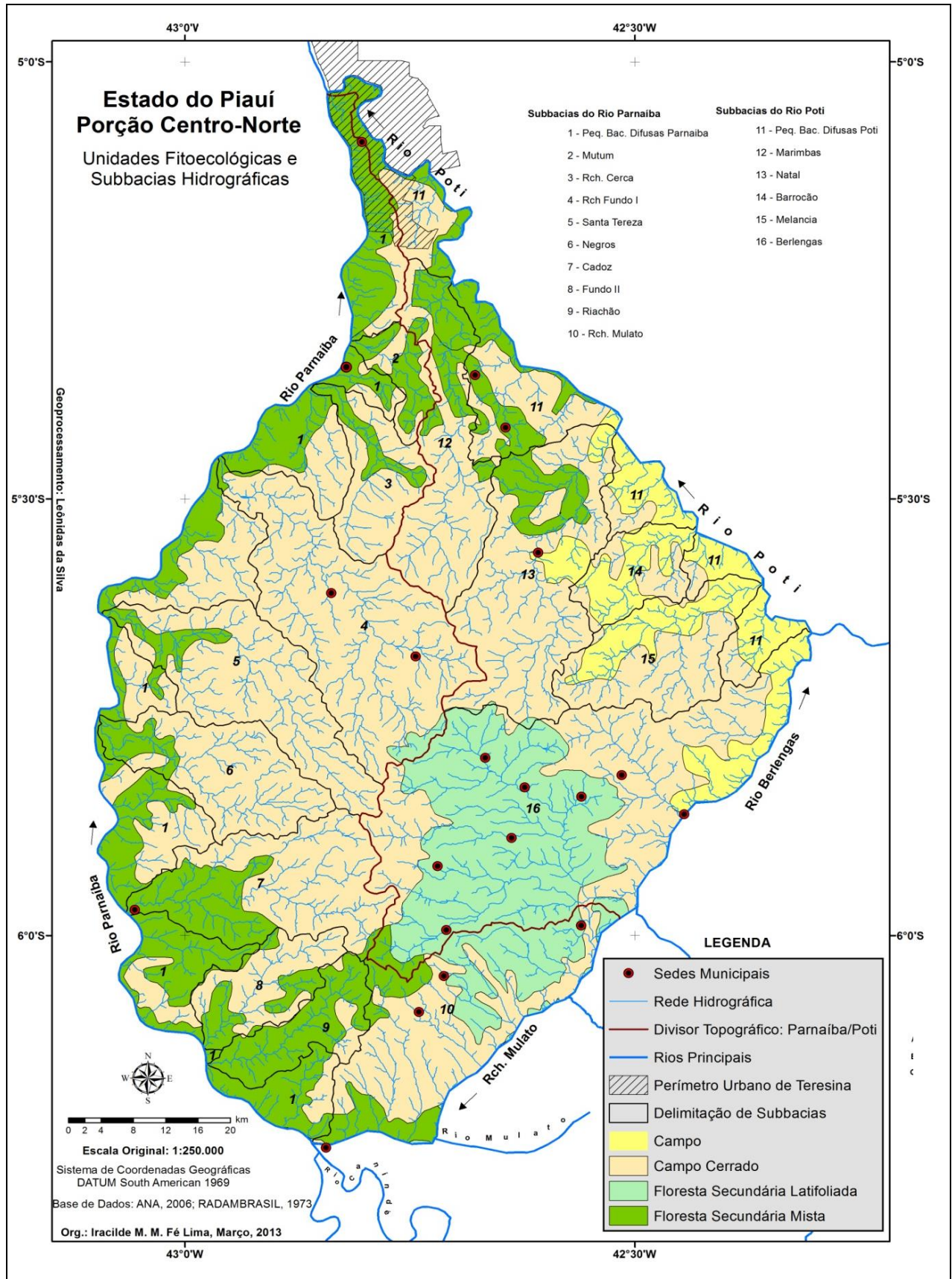
Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010); EMBRAPA/SUDENE (1983).

Quadro 5 – Solos presentes nas Associações de Solos que ocorrem na área de estudo.

Solo principal da Associação		Caracterização dos Solos presentes na Associação
Terminologia até 1996	Terminologia após 1996	
Podzólicos Vermelho Amarelo	Argisolos concrecionários	Ass. Podzólico Vermelho-Amarelo concrecionario plíntico e não plíntico textura médio e média argilosa fase floresta subcaducifólia com babaçu e floresta subcaducifólia cerrado com e sem babaçu + Solos Litólicos textura média fase pedregosa e rochosa floresta subcaducifolia e floresta subcaducifolia cerrado substrato sedimentar todos A proeminente fase relevo suave ondulado e forte ondulado + plintossolo tb A fraco e moderado text. med. e text. arenosa/méd. fase floresta subcaducifolia (com e sem babaçu) e floresta subcaducifolia/cerrado com e sem bab. cer. Relevo plano + Latossolo Amarelo A moderado text. med. fase cer. subc. fl. subc/cer. com e sem babaçu. relevo plano todos ál. e dist.
Latossolo Amarelo	Latossolo Amarelo	Ass. Latossolo Amarelo A moderado text. méd. fase cerrado subc. e cerrado subc/ floresta subcaducifolia relevo plano + Podzólico Vermelho-Amarelo concrecionario plíntico e não plíntico A moderado proeminente text. med./arg. fase floresta subcaducifolia /cerrado com e sem babaçu relevo suave ondulado td. ál. e dist.
Brunizen Avermelhado	Chernossolos Argilúvicos	Ass. Brunizen Avermelhado vert. e não vert. text. média arenosa/argilosa e média argilosa fase relevo suave ondulado + Podzólico Vermelho-Amarelo tb text. méd./argilosa e Terra Roxa Estruturada text. argilosa méd. argilosa ambos Eut. A moderado e chern. fase relevo suave ondulado e ondulado, todos fase ped. II e não ped. II subc e floresta/caatinga + Vertissoloso com e sem carnaúba A moderado fase fl./caat. com e sem carnaúba relevo plano.
Plintossolo	Plintossolo	Ass. Plintossolo+Podzólico Vermelho-Amarelo plíntico e não plíntico ambos tb. textura arenosa e média/média e argilosa fase relevo plano + Solos Litólicos textura média fase pedregosa e rochosa relevo plano e suave ondulado substrato em arenito todos álicos e distróficos horizonte A fraco e moderado fase complexo Campo Maior.
Solos Litólicos	Neossolos Litólicos	Ass. Solos Litólicos text. média e arenosa fase pedregosa rochosa + cambissolo tb. text. méd. ambos ál. e dist. A moderado fraco fase cerrado subcaducifólio e cerrado subcaducifólio /caatinga relevo plano e suave ondulado substrato arenoso + afloramento de rocha.
Areias Quartzosas	Neossolos Quartzarênicos	Ass. Areias Quartzosas fase relevo plano e ondulado + Solos Litólicos textura arenosa e média fase caducifólia substrato arenito todos álicos e distróficos A fraco e moderado fase cerrado subcaducifolia cerrado subcaducifolia caatinga.
Solos Aluviais	Neossolos Flúvicos	Ass. Solos Aluviais Eutróficos indiscriminados + Plintossolos Distrófico e Eutrófico textura arenosa e média + Cambissolo Eutrófico textura média argilosa e siltosa fase substrato sedimentos todos ta. e tb. A moderado fase floresta subcaducifolia com babaçu com e sem babaçu e floresta ciliar de cerrado e relevo plano.

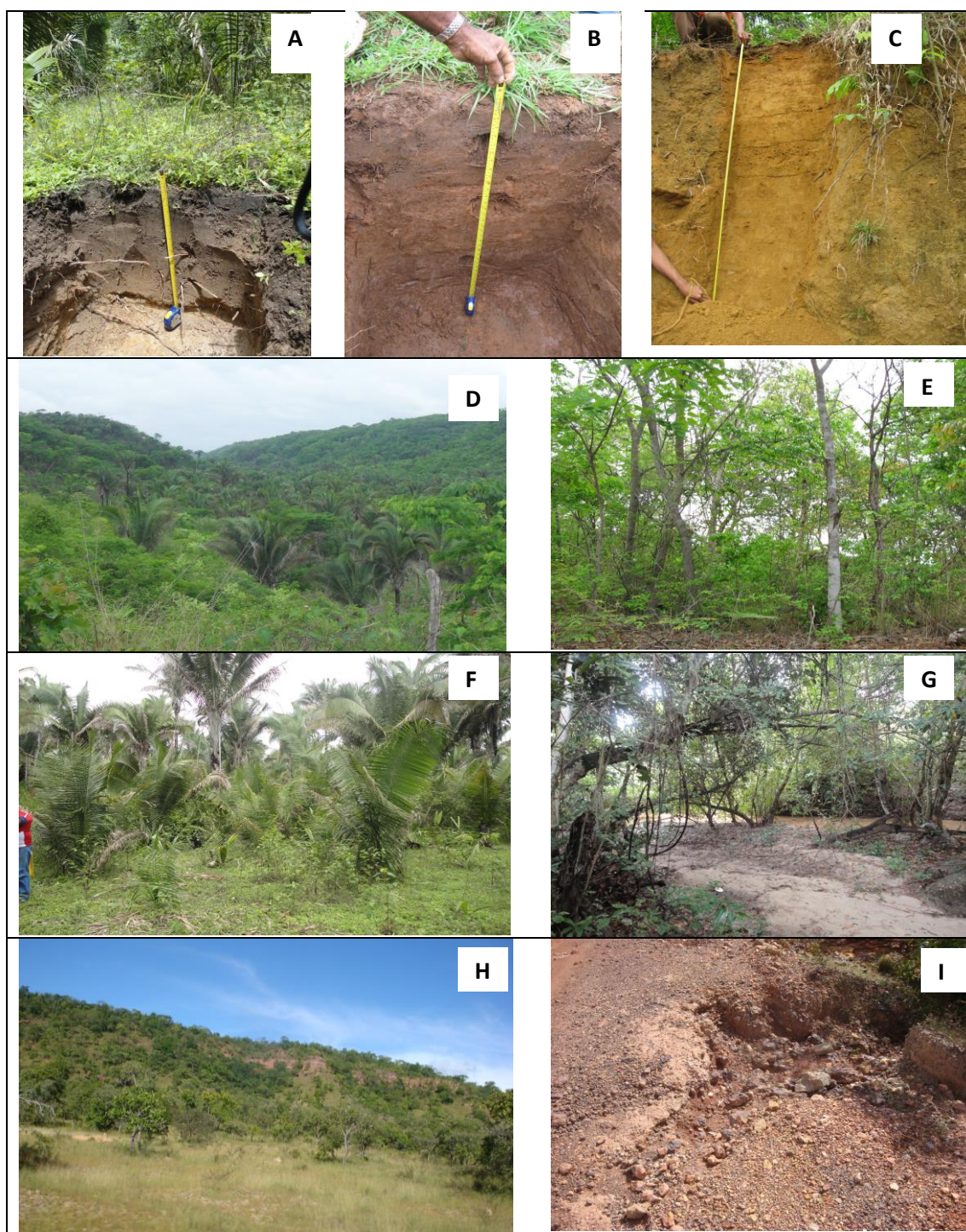
Fonte: Mapa de Solos do Estado do Piauí (BRASIL/EMBRAPA/SUDENE,1983). Adaptação: Lima (2013).

Figura 49 – Mapa de Unidades Fitoecológicas e sub-bacias hidrográficas da área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de Dados: ANA (2006); IBGE (2010); BRASIL/EMBRAPA/SUDENE (1983).

Figura 50 – Fotografias de aspectos dos solos, relevo e cobertura vegetal da área de estudo.



A – Neossolo Flúvico, planície do riacho dos Negros; **B**) Neossolo Flúvico, planície de afluente do riacho São Francisco/Berlengas; **C**) Latossolo Amarelo, bacia do riacho São Francisco/Berlengas; **D**) Floresta Latifoliada com babaçu, vale de afluente do riacho São Francisco/Berlengas; **E**) Floresta transição Cerrado, topo da Serra do Grajaú; **F**) Babaçal, planície do riacho Fundo 1; **G**) Mata Ciliar na Planície riacho dos Negros; **H**) Cerrado, Relevo Residual, Bacia do riacho Natal; **I**) Neossolo Litólico, com cobertura laterítica desagregada em seixos e blocos. Bacia do riacho do Natal.

Fotos: Lima (nov. 2011).

5.2 O papel da drenagem na morfodinâmica local

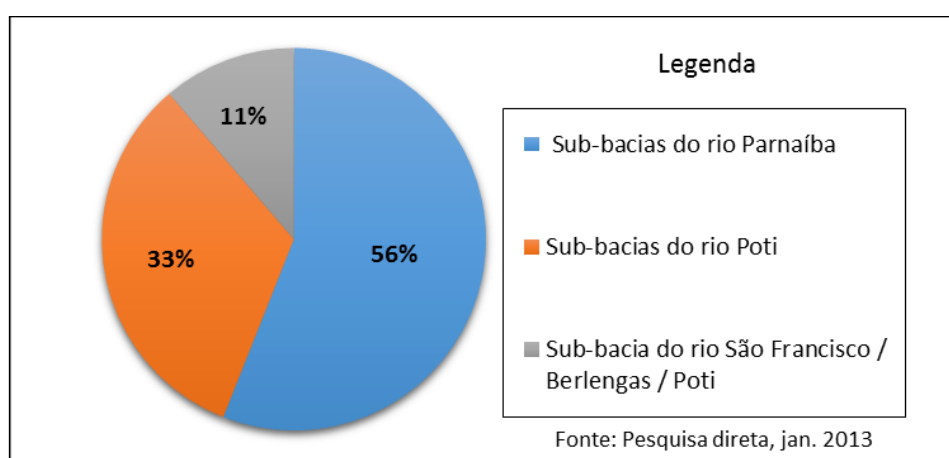
5.2.1 Caracterização dos conjuntos das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti e do riacho São Francisco/Berlengas.

A partir dos mapas analisados neste trabalho foi possível identificar que a área da bacia do riacho São Francisco, o maior afluente do rio Berlengas, apresenta-se como uma unidade de características próprias, diferenciando-se nitidamente das demais sub-bacias de toda a área de estudo, tanto nos aspectos da base geológica, da morfologia e altitudes do relevo, como também dos solos e da vegetação.

Com base nessas evidências, desmembrou-se essa sub-bacia do conjunto de sub-bacias do Poti, ampliando para três as unidades espaciais a serem analisadas: 1) conjunto da margem direita do Parnaíba, com uma área de 3.565,66 Km² (56% do total); 2) conjunto da margem esquerda do baixo Poti com uma área de 2.086,82Km² (33% do total); e 3) bacia do riacho São Francisco/Berlengas, com uma área de 715,52 Km², que corresponde a cerca de 11% do total da área estudada (Fig. 51).

Esses dados possibilitam identificar-se a proporção da área ocupada por cada conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba, sendo o de maior expressão o das sub-bacias do rio Parnaíba que representa um pouco mais da metade de toda a área de estudo. O conjunto que ocupa menor área é o da sub-bacia do São Francisco/Berlengas, correspondendo a cerca de um sétimo do total da área de estudo.

Figura 51 – Gráfico da participação relativa da área dos conjuntos de sub-bacias na área de estudo.



5.2.1.1 Conjunto de sub-bacias dos afluentes do rio Parnaíba

Conforme se observa na Tabela 15, são nove os rios/riachos afluentes do rio Parnaíba que neste trecho apresentam extensão acima de 20 Km, sendo os menores o Fundo 2 e o Mutum ou Sumaré, com extensão de 20 e 21 Km, e áreas das suas bacias variando de 161 e 78 Km², respectivamente. O maior rio que tem sua nascente e foz na área de estudo corresponde ao Fundo 1, com 64 Km de extensão, ou seja, o dobro da média da extensão dos demais, e uma bacia hidrográfica de cerca de 577 Km², apresentando uma declividade média de 4,82 m por quilômetro, o que corresponde a um valor elevado se comparado a maioria dos valores dos demais riachos desse conjunto de sub-bacias.

Entretanto, dentre esses rios o que apresenta maior amplitude altimétrica de seu curso (relação nascente/foz) corresponde ao Riachão (Tab.15) que, mesmo tendo extensão do canal principal e área da bacia de tamanhos medianos, quando comparados à dos demais rios/riachos, apresenta a maior declividade por quilômetro, correspondendo a praticamente o dobro da média dos demais riachos. A bacia hidrográfica do riacho Mulato também apresenta uma grande extensão e área, mesmo considerando-se somente a margem localizada na área de estudo. Ao mesmo tempo, é o rio o que apresenta menor queda na declividade longitudinal possivelmente por se encontrar fortemente encaixado em uma falha da faixa do lineamento Transbrasiliano.

O índice de circularidade das bacias hidrográficas desses rios (Tab.15) indica valores considerados baixos, igual ou menor que 0,50, para todas as sub-bacias estudadas, apontando que não estão sujeitas a inundações frequentes de seus vales em períodos de vazão máxima, uma vez que a forma dessas sub-bacias tende ao alongamento (ALVES; CASTRO, 2003).

Sobre o traçado dos canais principais dessas sub-bacias, com base na observação dos mapas e imagens utilizados nesta pesquisa e também em trabalhos de campo, constatou-se que, ao se aproximar da foz, ou seja, no trecho entre a foz do Mulato e a do riacho dos Negros, inclusive estes, os cinco rios/riachos que drenam a seção superior do rio Parnaíba apresentam traçado retilíneo e encaixado no terraço do rio Parnaíba, uma vez que o próprio Parnaíba encontra-se mais encaixado neste trecho, sendo que o seu leito menor apresenta aprofundando no seu próprio terraço. Os demais canais que têm sua foz no Parnaíba no trecho entre a foz do riacho Santa Teresa e a do Mutum, inclusive estes, apresentam canais relativamente mais estreitos, drenando a planície aluvial de forma sinuosa, dificultando sua identificação até nas imagens de satélite, principalmente onde é exuberante a vegetação nativa de Floresta Secundária Mista de Babaçu.

Tabela 15 – Características dos rios afluentes e de suas bacias da margem direita do Médio Parnaíba, na área de estudo*

Nº de ordem	Nome do Rio/Riacho	Área da Bacia** (Km ²)	Perímetro da Bacia** (Km)	Extensão Rio Principal*** (Km)	Altitude (m)		Amplitude Altimétrica (m)	Índice de Circularidade	Declividade Média (m/Km)
					Nascente***	Foz****			
1	Riacho Mutum/Sumaré	78,00	48,00	21	140	65	75	0,41	3,61
2	Riacho dos Macacos	162,00	68,00	28	200	64	136	0,44	4,85
3	Riacho Fundo 1	577,00	140,00	64	380	71	309	0,37	4,82
4	Riacho Santa Teresa	363,00	111,00	37	200	73	127	0,37	3,40
5	Riacho dos Negros	262,00	85,00	37	210	74	136	0,46	3,69
6	Rio Cadoz	348,00	98,00	38	240	82	168	0,50	4,42
7	Riacho Fundo 2	161,00	65,00	20	160	89	71	0,48	3,55
8	Riacho Riachão	146,00	73,00	30	320	90	230	0,34	7,66
9	Riacho Mulato (Margem Direita)	513,00	128,00	40	160	92	68	-	1,70
10	Conjunto das Sub-bacias Difusas	955,66	-	-	-	-	-	-	-
Total do conjunto das Sub-bacias		3.565,66	-	-	-	-	-	-	-

(*) – Não foi incluído na análise o resultado do cálculo do Índice de Densidade de Drenagem por terem sido encontrados valores semelhantes para todas as sub-bacias hidrográficas (Apêndice A).

Fonte: Pesquisa direta (2012). Base de Cálculo: (**) Programa ArcGis (2011); (***) Cartas DSG (1973); (****) Imagens *Google Earth Pro*.

5.2.1.2 Conjunto de sub-bacias dos afluentes do rio Poti

Observando-se a Tabela 16 verifica-se que o conjunto de sub-bacias do Poti é formado por cinco rios/riachos que têm extensão igual ou maior do que 20 Km. O menor deles é o Barrocão, cuja extensão do canal principal é de 28 Km, com uma área drenada de 129 Km², porém é o que apresenta maior declividade no seu percurso, com queda média de 5,20 m/Km. Os demais rios apresentam mais que o dobro dessa extensão, sendo o maior deles, o Riacho Riachão do Natal, com 51 Km de extensão e 547 Km² de área bacia de drenagem.

Dentre os afluentes do Poti desse trecho, o rio Berlingas é o que apresenta maior extensão, com 62 Km e uma área drenada de 407 Km², porém apresentando as nascentes principais e sua margem direita fora da área de estudo (Tab. 16). À semelhança do riacho Mulato, afluente do rio Parnaíba, é também o rio que apresenta menor amplitude altimétrica nascente/foz, em decorrência do forte encaixamento do seu médio curso em uma falha da faixa do lineamento Transbrasiliano.

Com relação aos índices de circularidade, à exceção do riacho Barrocão, cuja bacia apresentou o valor 5,3, as demais apresentaram valores menores do que 0,50, considerados baixos, indicando não estarem sujeitas a inundações de seus vales em período de cheias. Com relação a esse fator, o conjunto dessas sub-bacias também apresenta uma forma semelhante à das sub-bacias do rio Parnaíba, ou seja, com forma que tendem ao alongamento.

Através da análise de imagens do *Google Earth Pro* e de trabalhos de campo, verificou-se que nos trechos próximos da foz, os quatro rios/riachos que drenam as seções superior e média do rio Poti, ou seja, do Berlingas ao Natal, apresentam traçado retilíneo, encaixado em afloramentos rochosos ou em Neossolos Litólicos, trecho onde o rio Poti também se encontra encaixado. Somente o rio Marimbas, que deságua no trecho do Poti onde se inicia a formação de terraços e planícies aluviais, já no município de Teresina e logo a montante do povoado Cebola, faz curvas em área de mata ciliar arbórea, porém com menor densidade de babaçu em relação à margem do Parnaíba.

Tabela 16 - Características dos rios afluentes e de suas bacias da margem esquerda do Baixo Poti, na área de estudo*

Nº de ordem	Nome do Rio/Riacho	Área da bacia** (Km ²)	Perímetro da bacia** (Km)	Extensão do rio*** (Km)	Altitude (m)		Amplitude altimétrica (m)	Índice de circularidade	Declividade média (m/Km)
					Nascente***	Foz****			
1	Riacho Marimbas	311,00	127,00	45	240	67	173	0,24	3,80
2	Riacho Riachão do Natal	487,00	131,00	51	320	71	249	0,25	4,88
3	Riacho Barroçã	129,00	55,00	24	200	75	125	0,53	5,20
4	Riacho Melancia/Riachão	263,00	85,00	42	200	83	117	0,47	2,78
5	Rio Berlengas (excluindo o São Francisco)	407,00	200,00	62	180	84	96	-	1,54
6	Conjunto das Sub-bacias Difusas	1.389,85	-	-	-	-	-	-	-
Total da área		2.986,85		-	-	-	-	-	-

(*) – Não foi incluído na análise o resultado do cálculo do Índice de Densidade de Drenagem por terem sido encontrados valores semelhantes para todas as sub-bacias hidrográficas (Apêndice A).

Fonte: Pesquisa direta (2012). Cálculo: (**) Programa ArcGis (2011); (***) Cartas DSG (1973); (****) Imagens *Google Earth Pro*.

5.2.1.3 Sub-bacia do riacho São Francisco/Berlengas

O riacho São Francisco tem uma extensão de 43 Km, e sua bacia uma área de 715,52 Km², apresentando margens bem assimétricas em relação ao canal principal (Tabela 16). Mesmo tendo suas nascentes principais na porção mais elevada, e apresentando também a altitude da foz mais elevada em relação a todos os rios da área de estudo, apresenta amplitude altimétrica entre topo e foz relativamente modesta, com valor médio de 4,9 m/Km, ou seja, apenas um pouco acima da média da maioria dos demais rios dessa área de estudo.

O valor encontrado para o índice de circularidade da bacia hidrográfica desse rio foi de 0,49 indicando que, como a grande maioria, o riacho São Francisco não apresenta riscos de frequentes transbordamentos de sua calha no período chuvoso (Tab. 17).

Tabela 17 - Características do rio São Francisco/Berlengas e de sua bacia hidrográfica.

Nome do riacho	Área da bacia** (Km ²)	Perímetro da bacia** (Km)	Extensão do rio principal *** (Km)	Altitude (m)		Amplitude altimétrica (m)	Índice de circularidade	Declividade média (m/Km)
				Nascente ***	Foz ****			
São Francisco	715,50	148,37	43	360	160	200	0,49	4,9
Total	715,50	-	-	-	-	-	-	-

(*) – Não foi incluído na análise o resultado do cálculo do Índice de Densidade de Drenagem por terem sido encontrados valores semelhantes para todas as sub-bacias hidrográficas (Apêndice A).

Fonte: Pesquisa direta (2012). Cálculo: (**) Programa ArcGis (2011); (***) Cartas DSG (1973); (****) Imagens *Google Earth Pro*.

5.3 Dinâmica dos afluentes dos rios Parnaíba e Poti e do riacho São Francisco/Berlengas.

Considerando que a análise da rede de drenagem pode ser utilizada como um indicador da evolução do relevo, uma vez que esses sistemas estão diretamente associados tanto às variações do regime climático quanto às influências lito-estruturais (SILVA *et al*, 2003), buscou-se identificar como essa relação ocorre ao contrapor os dados do relevo com os da base geológica e da dinâmica dos maiores rios na área estudada.

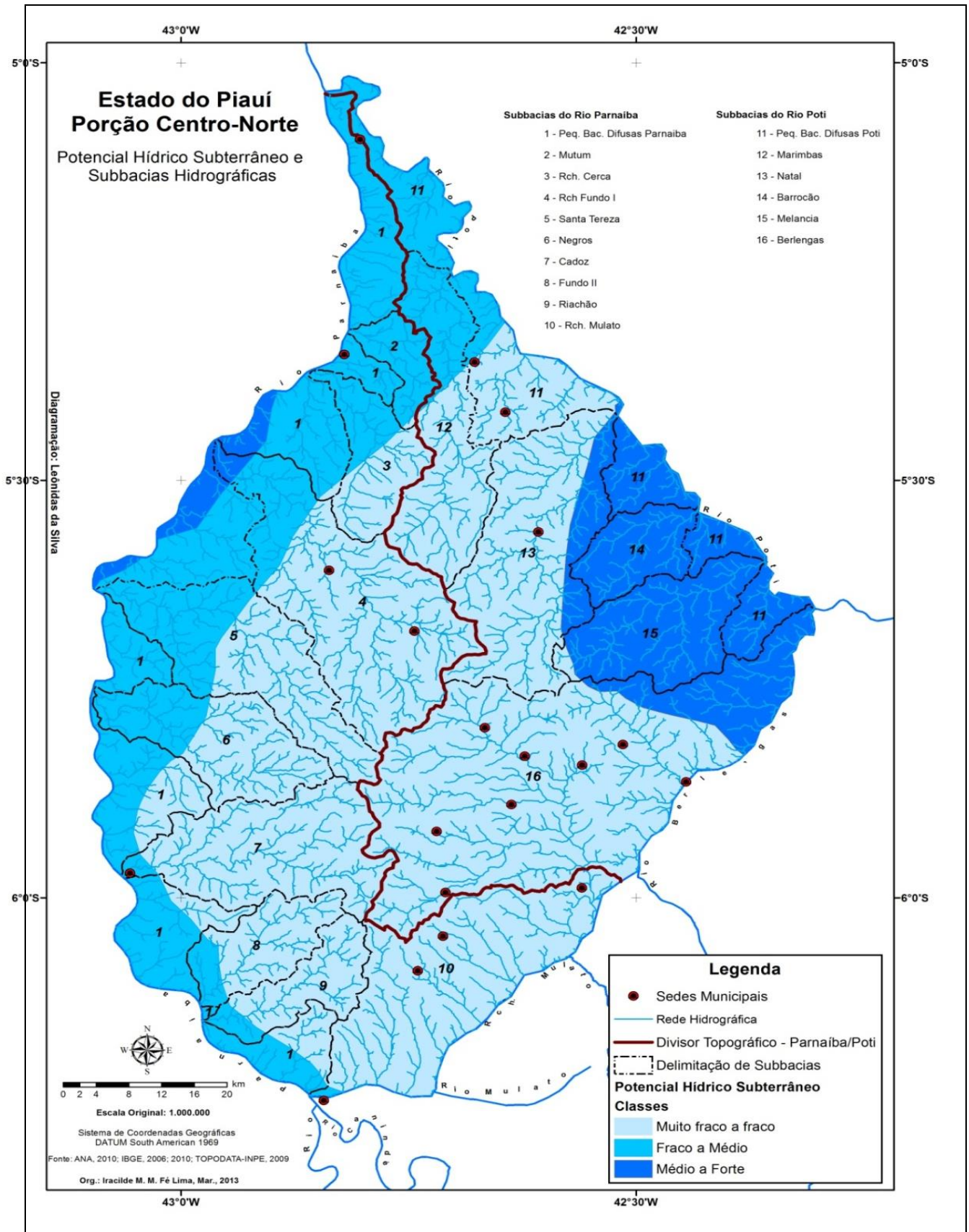
Na área do conjunto de sub-bacias do Poti verifica-se uma maior variação com relação aos tipos de rochas aflorantes mesmo não ocorrendo uma grande diferença litológica, uma vez que as formações presentes são constituídas praticamente pelas mesmas rochas. Elas apresentam alternância de posições de acamamento principalmente entre arenitos, siltitos e folhelhos e, em menor proporção, de calcários e silexitos, sempre com predominância dos arenitos, o que causa pequena variabilidade dos tipos de afloramentos (Figs. 27 e 53).

A maioria dos canais principais das bacias hidrográficas dos rios/riachos afluentes do Parnaíba encontra-se encaixado em longos trechos na mesma formação geológica, sem grande variação litológica no seu percurso. Assim, as variações existentes muitas vezes referem-se em grande parte à alternância de camadas da mesma formação geológica (Figs. 2 e 27).

Com base na análise dos perfis longitudinais desses rios (Fig. 54) e nas observações de campo foi possível fazer inferências a alguns aspectos da dinâmica atual, no que diz respeito ao trabalho de erosão e transporte e sua relação com a litologia de suas respectivas bacias de drenagem.

Tendo em vista que: a) não ocorrem diferenças significativas também na distribuição e quantidades das chuvas em toda a área de estudo (Figs. 45, 46 e 47); b) que são as águas das chuvas, concentradas em quatro ou cinco meses do ano que, predominantemente, alimentam os sistemas de drenagem local (Figs. 52 e 53); c) que, com certa frequência, ocorrem chuvas torrenciais, ou seja, em uma ou duas horas chega a chover 50 ou mais milímetros de água, a resposta dos rios a elas é de cheia seguida de vazante em questão de horas (PRESTES, 2012). Estas condições tendem a promover baixa taxa de infiltração, principalmente nas áreas do alto e do médio curso dos rios onde os solos são mais rasos e apresentam frequentes afloramentos rochosos. É possível observar, ainda, que o potencial de águas subterrâneas dessas áreas é muito fraco a fraco (Fig. 52), resultado da rápida saturação da camada superficial e de um escoamento com elevado poder de desagregação mecânica das encostas e dos leitos,

Figura 52 – Mapa do Potencial Hídrico Subterrâneo da área de estudo



Org. Lima (2013). Base de Dados: ANA (2006); IBGE (2006, 2010); Topodata (INPE, 2009); Rivas (1996).

refletindo-se no tipo de material transportado que é predominantemente grosseiro, formado por cascalhos, seixos e areia grossa.

Como consequência das condições citadas, os regimes hidrológicos são temporários e, após as chuvas, esses rios têm suas vazões aumentadas rapidamente e com grande volume de água (PRESTES, 2012). Considerando, ainda, que os rios Parnaíba e Poti têm seu período de cheias coincidente com o de seus afluentes, a maioria dos rios/riachos que deságuam nos trechos médio e superior da área de estudo têm seus cursos represados, mudando seus níveis de base e fazendo aumentar o poder erosivo remontante, dando-lhes, portanto, alta energia de desgaste e transporte nos períodos chuvosos (Fig. 54).

Essas condições foram constatadas em trabalhos de campo, tanto em relação aos afluentes do rio Parnaíba, quanto aos do rio Poti: rios/riachos com grande fluxo de água no período chuvoso e secos no período sem chuvas, ou com apenas trechos de “poças d’água” ou de baixo escoamento superficial. A maioria apresenta trechos com leitos estreitos e outros trechos largos e com grande quantidade de cargas de fundo formada por areias alternadas por seixos e cascalhos, sendo também frequentes trechos de leitos rochosos com formação de marmitas de várias dimensões (Figs. 53, 55).

Nos rios/riachos com extensão menor que 20 Km, ou seja, aqueles denominados neste trabalho de conjuntos de sub-bacias difusas, observou-se elevada frequência de leitos rochosos e pequeno fluxo de água, mesmo no período chuvoso (Fig. 53).

Figura 53 – Fotografias de leitos rochosos, fraturados, de riachos subafluentes dos rios Poti e Parnaíba



Fotos: Lima (jan.2012).

As mesmas condições, no entanto, não foram constatadas na bacia do rio São Francisco, apontando para a presença de dinâmica bem diferenciada das demais. Neste, observou-se evidências de menor desgaste mecânico, predominando o transporte fluvial em suspensão e em dissolução. Provavelmente, além do maior intemperismo químico e da ocorrência de solos mais profundos nessa bacia, contribui para isto a presença predominante dos litotipos da formação Pastos Bons com camada aflorante de siltitos e folhelho/argilito cinza a verdes, intercalados de arenito, e na camada superior, parte dela ainda presente, os arenitos finos vermelhos a cor-de-rosa, que gradam para siltitos com níveis de folhelho (VAZ *et al.*, 2007).

O traçado do perfil longitudinal desses rios corrobora essa inferência quanto a atuação dos processos fluviais, uma vez que, como apontado por Leopold *et al.* (1964), Howard (1967, 1973), Gregory e Walling (1983), Christofolletti (1981) e Penteadó (1983), o nível de base local de um rio forma o limite abaixo do qual não ocorre erosão fluvial na área por ele drenada.

De forma geral, os perfis dos rios afluentes do Parnaíba e do Poti (Figs. 54 e 55), elaborados com equidistância de curvas de níveis de 40 m, demonstram que nos seus leitos não se formam degraus estruturais como cachoeiras de grande expressão topográfica, ou seja, igual ou maior que 40 metros. Este fato poderá ser indicativo de que as falhas existentes onde os rios locais cortam as mesmas de forma transversal sejam do tipo transcorrente, ou que os rios apresentam, ou apresentaram no passado, competência suficiente para retrabalhar as rochas, rebaixando os níveis anteriores dos blocos soerguidos por falhas normais, uma vez que se observa que a dissecação do relevo já reduziu esses desníveis topográficos.

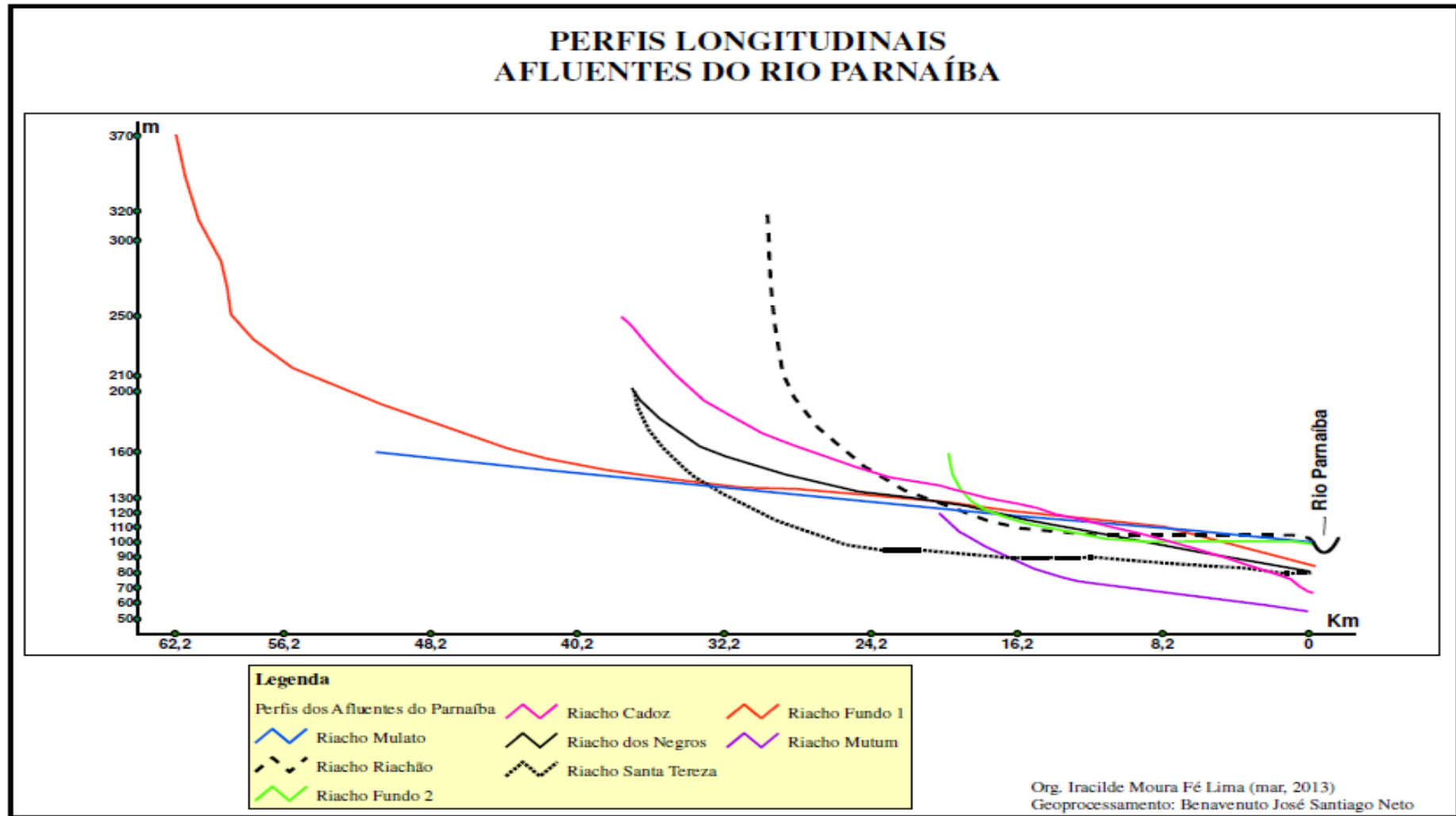
Durante os trabalhos de campo foi detectada a ocorrência de algumas corredeiras de cerca de 0,50 m, principalmente nos locais de afloramentos de diques de diabásio/basalto, como no baixo curso do riacho Fundo 1 e dos Negros (Fig. 54), afluentes do Parnaíba, e no alto curso do Marimbas, afluente do Poti. Elas certamente se constituem um indicador de que em alguns pontos de contato entre litologias diferentes ocorra uma resistência maior das rochas ao trabalho de erosão fluvial. Levando em consideração que os patamares transversais nas calhas fluviais que provocam o aparecimento dessas corredeiras, são formadas por matações de rochas básicas em expressiva fragmentação, é possível assumir que o trabalho atual desses rios apresenta relativa competência de desgaste se sobrepondo à resistência dessa litologia.

O traçado dos perfis longitudinais dos afluentes do rio Parnaíba (Fig. 54) indica que, entre todos, o Fundo 1 é o único que apresenta indícios de ocorrência de rupturas de declives próximos às suas nascentes principais, indicando um certo grau de resistência litológica ao trabalho erosivo do rio. No entanto, apresenta perfil com maior regularidade na concavidade da curvatura para o céu, indicando maior proximidade das condições do estágio de equilíbrio-dinâmico de seu canal principal, à semelhança do riacho Riachão, seguido do Santa Teresa. Já os demais riachos apresentam o traçado de seus perfis com curvas pouco acentuadas, o que sugere que ainda estejam em fase de aprofundamento dos seus canais, desde o alto curso, em busca desse equilíbrio-dinâmico (Fig. 54).

O Riachão, por exemplo, transporta uma grande carga de fundo formada por seixos e conglomerados, mesmo no baixo curso, indicando grande energia de seu fluxo (HACK, 1973), antes de se encaixar no terraço fluvial do rio Parnaíba, onde passa a transportar uma carga de fundo predominantemente arenosa. Conforme Prestes (2012), suas cheias são tipo “relâmpago”, ficando com alta vazão após as chuvas caírem nas cabeceiras e 3 a 4 horas depois baixar totalmente a sua vazão, episódios esses que se refletem no traçado do perfil longitudinal principalmente do riacho Riachão. A heterogeneidade da carga de sedimentos encontrada no seu leito varia em termos de litologia, com a presença de arenitos com grande frequência de incrustações de ferro e feldspatos; sendo sua granulometria formada por matações, cascalhos, seixos angulosos a subangulosos e areias. Essas observações indicam condições de média a curta proximidade da fonte dos sedimentos e, ainda, a presença predominante de afloramentos rochosos e de Neossolos Litólicos desde o alto curso dessa bacia hidrográfica (Fig. 55).

Os perfis longitudinais dos demais afluentes do Parnaíba: o Cadoz, o dos Negros, o Fundo 1 e o Mutum apresentam concavidade menos acentuadas desde suas cabeceiras, representando menor energia nos processos de erosão e de transporte de suas cargas detríticas, indicando que já venceram grande parte da resistência das rochas em todo o percurso e tendem a um estágio de equilíbrio-dinâmico (HACK, 1973; GREGORY; WALLING, 1983). A carga de fundo de seus leitos, observados durante os trabalhos de campo, também está relacionada à litologia e à textura das rochas, sendo que, enquanto o Cadoz e o Mutum apresentam uma camada de mais de 20 cm de areia acamada no leito, nos riachos Fundo 1, Fundo 2 e dos Negros predominam areias mais finas e maior carga suspensa, inferida pela maior turbidez de suas águas.

Figura 54 – Conjunto de perfis longitudinais dos afluentes da margem direita do médio curso do Rio Parnaíba



Org.: Lima (2013). Base de dados: Carta DSG (1973).

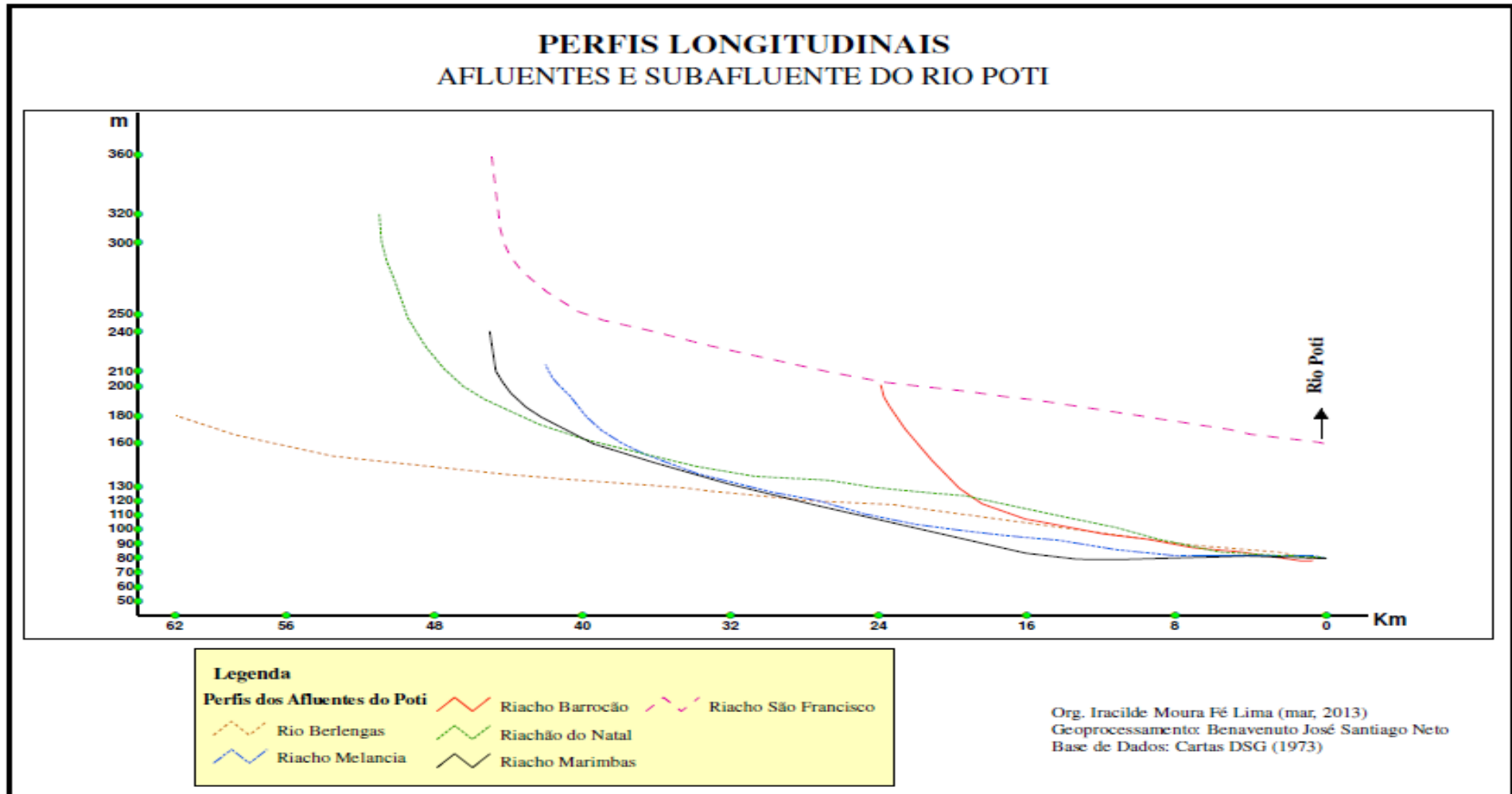
O traçado dos perfis longitudinais dos afluentes do Poti (Fig. 55) indica que, de maneira geral, todos os riachos apresentam elevada energia erosiva no período chuvoso. Isto pode ser inferido seja pelas concavidades pouco acentuadas, sem degraus que indiquem resistência ao trabalho erosivo, seja pela carga de fundo formada de areia grossa, seixos e cascalhos, ou ainda pelo encaixamento do leito cortando os afloramentos rochosos, nos trechos observados (Figs. 56 e 65).

O riacho Melancia, por exemplo, se encaixa e retrabalha a linha de falha do *Horst* de Monsenhor Gil e, à semelhança do riacho Natal, corre em grandes trechos sobre afloramentos rochosos (Fig. 40). Os riachos Barroço e Natal também apresentam trechos de leitos rochosos e grande quantidade de seixos e cascalhos angulares a subangulares como carga de fundo, indicando proximidade da área fonte desse material transportado (Fig. 56). Essas evidências indicam que esses três riachos apresentam grande competência durante os períodos de cheias. Já o rio Marimbas, mesmo apresentando grande extensão, encontra-se bastante encaixado, apresenta-se com regime perene no alto curso, porém torna-se temporário no médio e baixo curso com carga de fundo formada basicamente por material arenoso, em alguns trechos encontra-se totalmente descaracterizado pelo uso da terra, secando completamente. No entanto, nas proximidades de sua foz esse rio encaixa-se no terraço aluvial do rio Poti, próximo ao povoado Cebola, permanecendo com o leito bem estreito, porém com significativo fluxo de água (Figs. 59 e 60).

O perfil longitudinal do riacho São Francisco apresenta forte concavidade apenas na área de suas cabeceiras, passando a quase retilíneo e com pequena inclinação a partir da cidade de Agricolândia até sua foz no rio Berlingas. Esse rio se encontra numa posição topográfica “suspensa”, corroborando as demais evidências de sua singularidade em relação aos demais rios/riachos que drenam toda essa área de estudo (Fig. 55). Nos trechos visitados, observou-se que seu canal principal apresenta-se ora estreito e bem definido, ora descaracterizado em função da expansão urbana, como ocorre em Agricolândia, onde a população local não o reconhece como um canal fluvial.





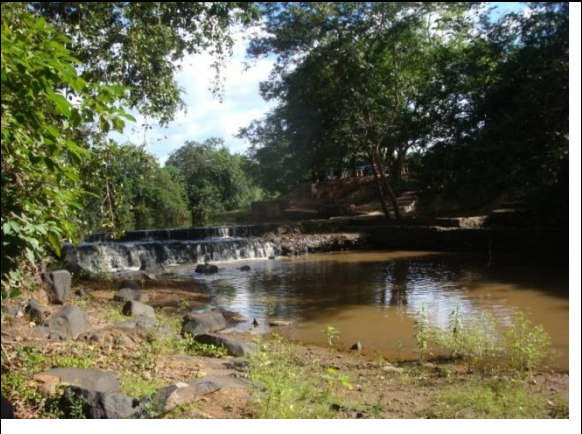

Dentre os afluentes do rio Poti, o rio Berlingas é o que apresenta o perfil longitudinal com um traçado mais atípico, praticamente retilíneo e com baixa declividade em todo o percurso da área de estudo, à semelhança do riacho Mulato, afluente do rio Parnaíba. Esse traçado reflete a condição de se encontrar totalmente encaixado em grandes falhamentos na faixa do Lineamento Transbrasiliano, com o predomínio de carga transportada de sedimentos finos, em suspensão e em solução.

Figura 55 – Perfis longitudinais dos afluentes e subafluente do rio Poti.



Org. Lima (2013). Base de dados: Cartas DSG (1973).

Figura 56 – Pannel de fotografias dos leitos dos rios e riachos afluentes do rio Poti.

<p>Riacho Melancia: leito rochoso.</p>	<p>Riacho Barroço: material transportado.</p>
	
<p>Riacho Natal: leito rochoso.</p>	<p>Rio Marimbas: cortando terraço aluvial do rio Poti, próximo a sua foz.</p>
	
<p>Rio Berlingas: soleiras de diabásio no leito, a montante da foz do S.Francisco, prox. à rodovia PI-225.</p>	<p>Rio Berlingas: encaixado em siltitos a jusante da foz do S. Francisco, próximo a ponte da BR-316.</p>
	

Fotos: Lima (jan.2012).

5.3.1 Dinâmica dos principais rios da área de estudo: Poti e Parnaíba.

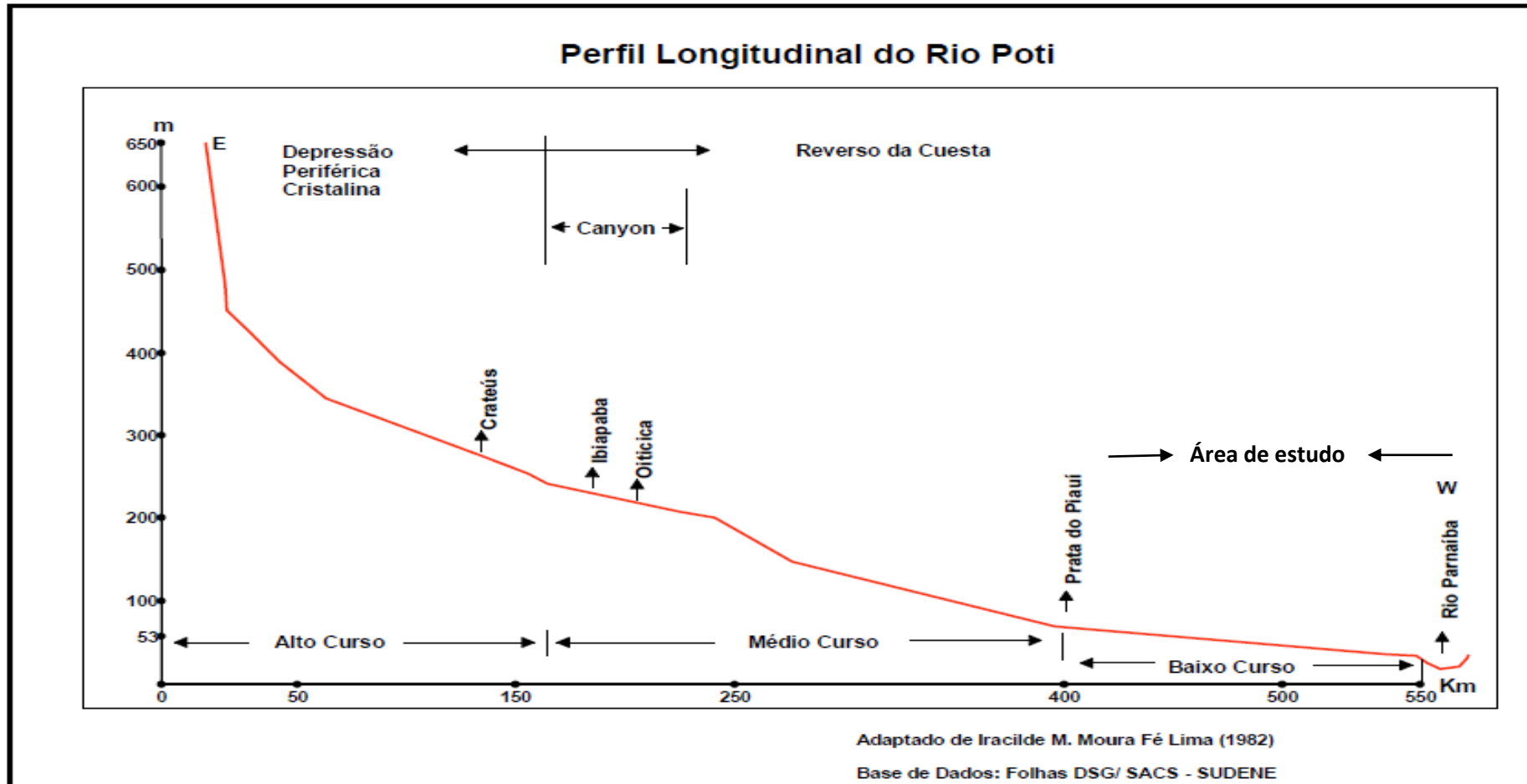
A dinâmica dos principais rios da área de estudo, o Poti e o Parnaíba, foi analisada a partir dos seguintes indicadores: o perfil longitudinal e o traçado dos leitos; a vazão de pontos a montante e a jusante do trecho percorrido por esses rios na área de estudo; o material transportado como carga de fundo; e o nível de encaixamento do rio Parnaíba na coluna estratigráfica e seus respectivos níveis topográficos identificados em perfis transversais topográficos e geológicos nas seções média e inferior do trecho de sua bacia hidrográfica na área de estudo.

5.3.1.1 Dinâmica do rio Poti

O rio Poti, de forma semelhante aos grandes afluentes dos rios Amazonas e Paraná, superou obstáculos tectonomorfológicos e conseguiu formar um grande boqueirão (*percée*) através do qual, saindo da Depressão de Circundesnudação pós-Cretácea Nordestina, penetrou na Bacia Sedimentar do Parnaíba, em processo que se estendeu até o final do período Pleistoceno (BARTORELLI, 2012). Adaptando-se, assim, ao contínuo soerguimento da borda leste dessa Bacia Sedimentar (planalto da Ibiapaba), organizou sua drenagem e foi aprofundando-se na busca de ajuste à estrutura geológica, como um rio consequente, por acompanhar o mergulho das formações geológicas, em direção ao centro da Província Parnaíba, e também se encaixando nos sistemas de falhamentos regionais de direções NE-SW e NW-SE (LIMA, 1982).

O traçado do perfil longitudinal do rio Poti (Fig. 57) reflete essas condições de adaptação à estrutura geológica, identificadas principalmente nos vários pontos de ruptura de declive de seu canal principal. No traçado desse perfil é possível observar que a cidade de Crateús, no Ceará, se localiza na Depressão Cristalina Periférica à Bacia Sedimentar, e que a montante do povoado Ibiapaba tem início a formação do boqueirão do rio Poti na borda da bacia sedimentar. Esta borda forma o *front* de um planalto do tipo *Cuesta* de dimensão sub-regional, cujo reverso se estende até a calha do rio Parnaíba, a oeste. Nesse reverso, já no espaço piauiense, o rio Poti encaixa-se num dos grandes falhamentos da faixa do Lineamento Transbrasiliiano até Prata do Piauí de onde, alguns quilômetros após, inflete para NW, encaixando-se em falhamentos associados ao Lineamento Picos-Santa Inês em todo o seu baixo curso até a foz (LIMA, 1982), trecho este que contorna a presente área de estudo.

Figura 57 – Perfil longitudinal do rio Poti.



Org. Lima (mar.2013). Adaptado de Lima (1982).

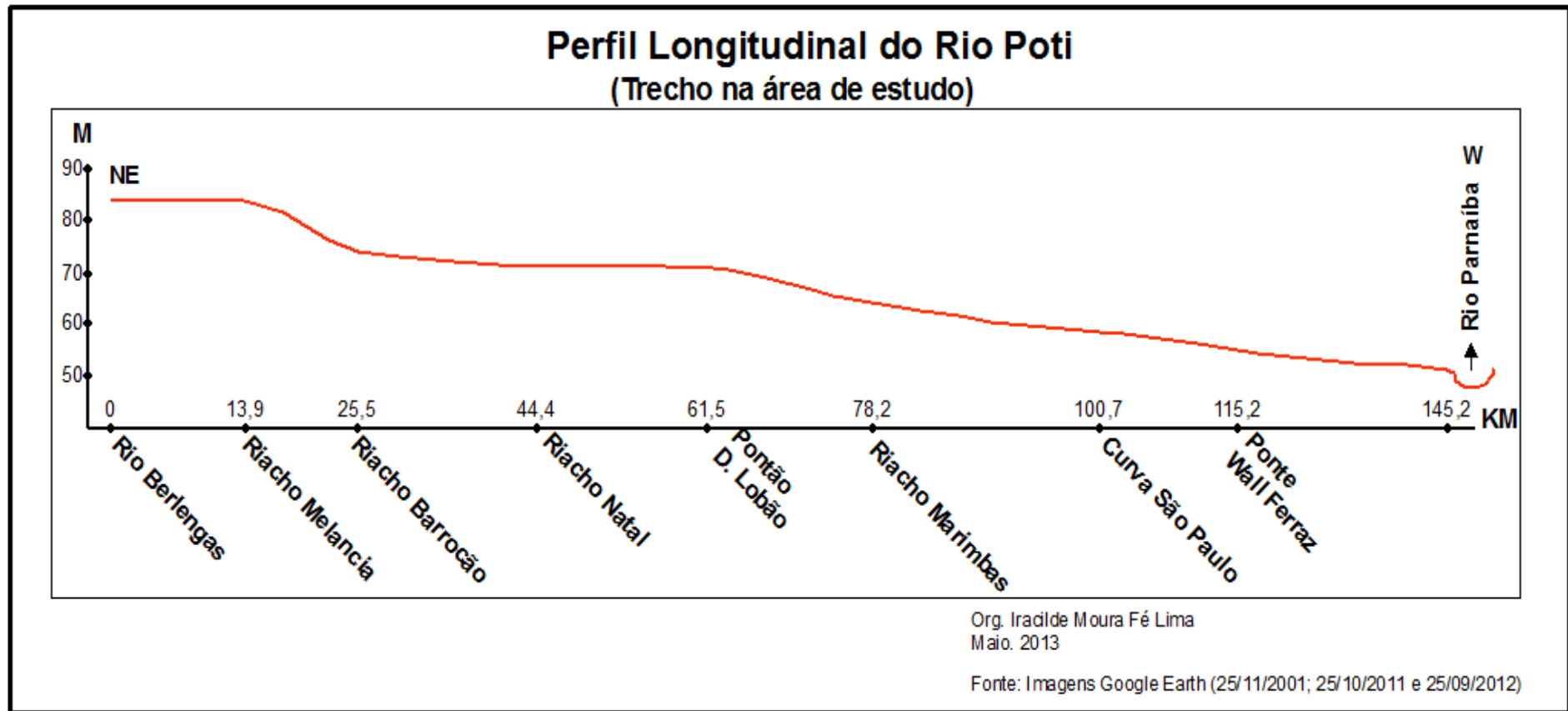
A seção do baixo curso expressa no perfil longitudinal do rio Poti, em escala ampliada (Fig. 58), mostra que a sua extensão no trecho da área de estudo, entre o ponto mais a montante: a foz do rio Berlingas, e o mais a jusante: a sua foz no rio Parnaíba, corresponde a cerca de 145,20 Km. Observou-se, ainda, que a cidade de Teresina ocupa suas margens por um trecho de cerca de 45 Km, considerando seu limite sul no conjunto habitacional São Paulo, na curva do rio Poti conhecida localmente como a “curva do São Paulo”.

A partir da análise deste perfil (Fig. 58), verifica-se que a declividade média apresentada pelo canal do rio Poti nesse percurso é de 0,21 m/Km. Essa relação varia de forma mais significativa na porção superior desse trecho, entre a foz de seus afluentes Melancia e Barroão, onde apresenta uma declividade de aproximadamente 0,73 m/Km. Volta a ter outra queda significativa (0,43 m/Km) a partir do ponto de travessia do rio por pontão em Demerval Lobão, até sua foz no Parnaíba.

Esses dados indicam que o rio Poti apresenta no seu baixo curso trechos de maior velocidade que outros, possivelmente porque ainda não conseguiu erodir as rochas do seu leito de maneira uniforme, ou seja, a resistência das rochas é superior à energia de desgaste nesses dois pontos do leito do rio Poti: nos quilômetros 13,9 e 61,5 de montante para jusante. Considerando todo o seu curso, no entanto, esse rio apresenta uma grande energia de desgaste por ter regime de chuvas concentrado, mesmo que em fluxo temporário, fazendo-o erodir as rochas em seu curso e aprofundar o seu leito (Fig. 59). Esse trabalho erosivo é potencializado por sua própria carga de fundo formada por areias e seixos, que atuam como instrumento abrasivo do seu leito, nos períodos de altas vazões (LEOPOLD *et al*, 1964; HACK, 1973; SCHUMM, 1993). Os cordões e bancos de sedimentos aluviais que o rio vai deixando ao longo de seu curso testemunham esse processo (Fig. 60).

Desta forma, as observações realizadas em mapas, nas cartas do DSG, em imagens do *Google Earth* e em trabalhos de campo permitem afirmar que o rio Poti encontra-se fortemente encaixado na estrutura geológica, seguindo a direção geral do Lineamento Picos-Santa Inês (NW-SE), mas que suas curvas angulosas alternam esse padrão em pequenos trechos, com a direção do Lineamento Transbrasiliano (NE-SW). Portanto, sem condições de migrar lateralmente em toda a extensão superior e média desse trecho do seu curso, só vai formar curvas meândricas nos terraços e planícies aluviais no seu trecho inferior, já nas proximidades da foz do seu afluente Marimbas até sua foz no rio Parnaíba.

Figura 58 - Perfil longitudinal do rio Poti no trecho da área de estudo.



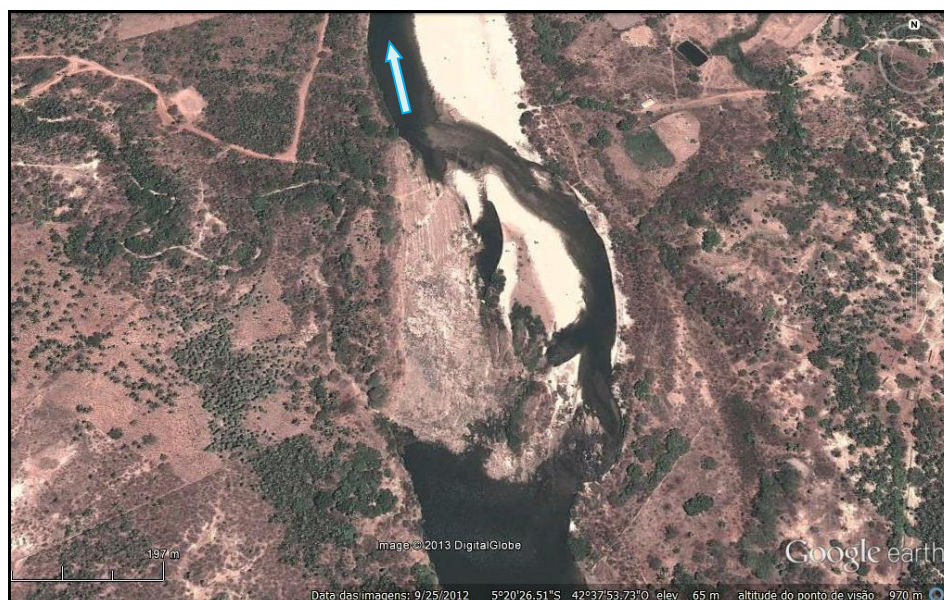
Org. Lima (2013). Base de dados: Pesquisa direta em Imagens *Google Earth* (imagens de 25 nov.2001; 25 out.2011; 25 set. 2012).

Figura 59 – Fotografia do leito do rio Poti encaixado nos arenitos da formação Piauí. Município de Demerval Lobão, a montante da travessia por pontão para a margem direita do rio.



Foto: Santos (set.2012).

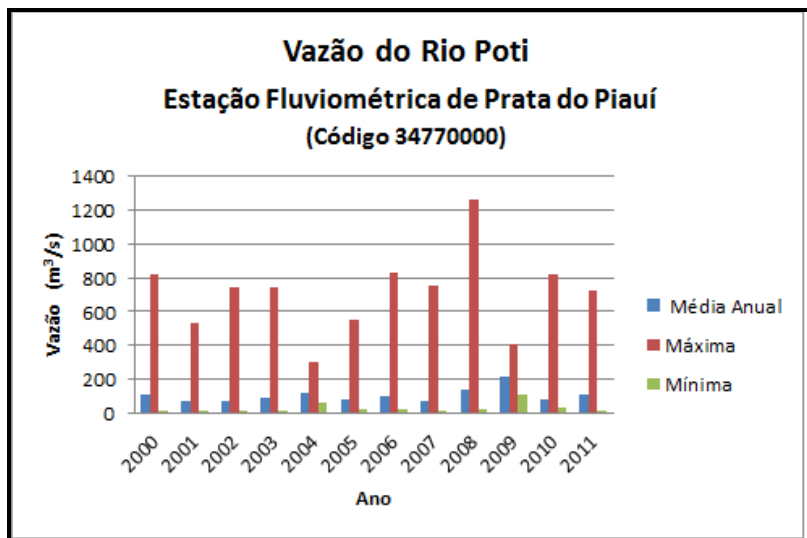
Figura 60 – Imagem de satélite do leito do rio Poti “cortando” extenso afloramento rochoso, com carga de fundo arenosa, à jusante da travessia do rio por pontão, no município de Demerval Lobão.



Fonte: Imagem Google Earth de 25.09.2012.

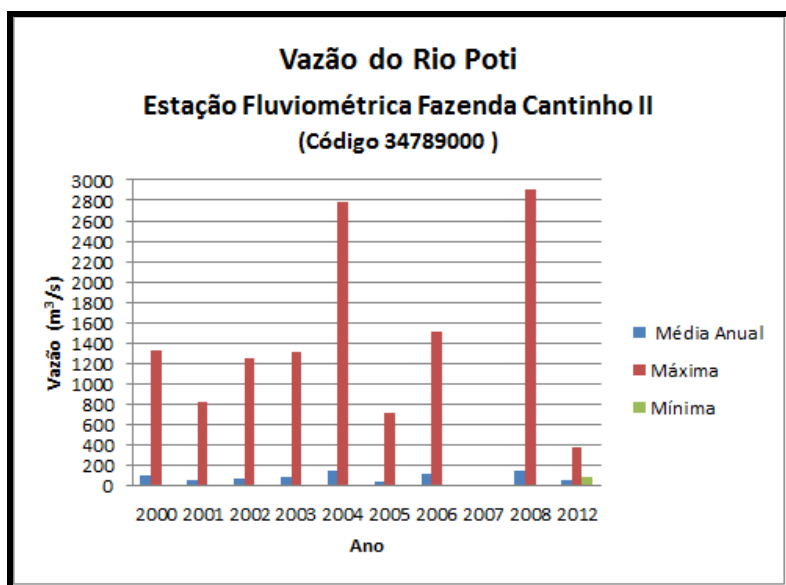
A vazão do rio Poti apresenta uma grande variação anual do volume e velocidade de suas águas, conforme se observa nas Figs. 61 e 62.

Figura 61 – Gráfico da vazão anual do rio Poti, na estação fluviométrica de Prata do Piauí, a montante da área de estudo, de 2000 a 2011.



Fonte: BRASIL/CPRM, abr.2013.

Figura 62 –Gráfico da vazão anual do rio Poti, na estação fluviométrica Fazenda Cantinho II, no trecho final da área de estudo de 2000 a 2006, 2008 e início de 2012.



Fonte: BRASIL/CPRM, abr.2013.

Comparando os valores de vazões máxima e mínima do rio Poti na década de 2000 (Figs. 61 e 62), referentes às estações localizadas logo a montante do seu trecho na área de estudo (Prata do Piauí) e com aqueles na fazenda Cantinho II, próximo do final desse curso (município de Teresina), observa-se que:

- 2008 foi o ano em que ocorreram as maiores vazões da década de 2000, tendo atingido o dobro da vazão na estação de Prata do Piauí e de Cantinho II (2.800 e 1.250 m³/s, respectivamente). Nos demais anos a variação das máximas ainda foi grande, ficando entre 300 e 800 m³/s para o ponto a montante e de 750 a 2700 m³/s para o ponto de jusante.
- Em todos os anos dessa década, os valores das vazões mínimas foram sempre abaixo de 100 m³/s, mas chegando, em alguns anos a valores próximos de zero, nas duas estações fluviométricas. Esses dados demonstram que o seu regime hidrológico nos trechos das duas estações pode ser caracterizado como torrencial, por apresentar amplitude/ano de vazão muito elevada.

Com relação ao material transportado na forma de carga de fundo, a partir das imagens do *Google Earth* e de trabalhos de campo, foi possível identificar que o Poti transporta um grande volume de sedimentos durante o período de maior vazão, composto por seixos e areias na porção a montante e aumentando gradativamente a proporção de areias em direção à jusante.

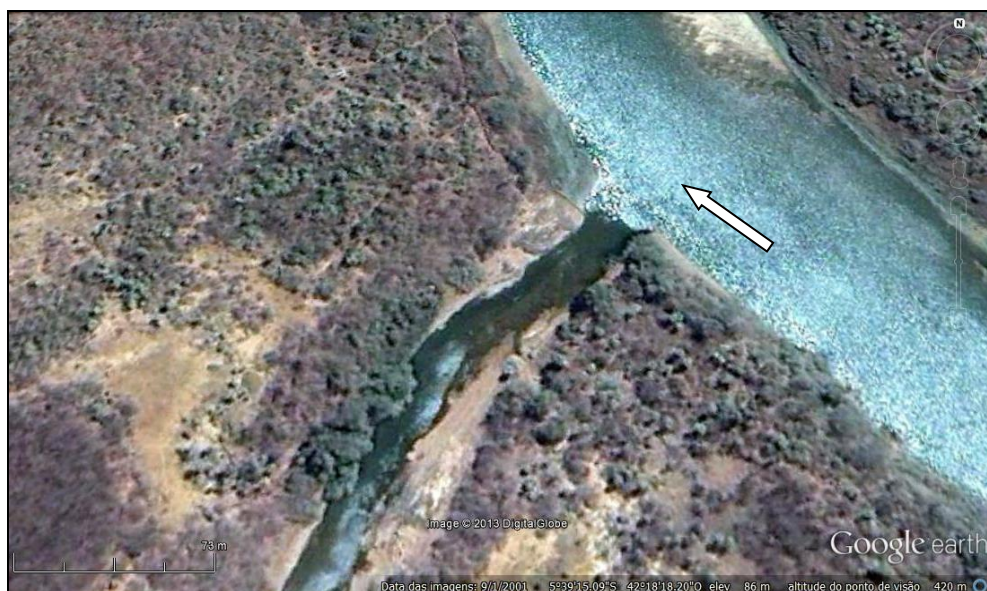
A variação no diâmetro da carga de fundo desses rios mostra que o rio perde energia de transporte logo após os eventos chuvosos concentrados e que esta fica acumulada em grandes trechos do seu leito no período de águas baixas, sob a forma de depósitos de canal ou de cordões aluviais. Estes últimos ocorrem localizados ora junto a uma de suas margens nos trechos sinuosos, ora por todo o leito em trechos retilíneos formando o padrão anastomosado (Figs. 63, 64, 65). Assim, esse material transportado, pelo atrito com o fundo e com as margens, somado à energia das altas vazões no período chuvoso, confere ao rio Poti um elevado poder erosivo.

A Fig. 63 mostra a confluência do rio Berlingas no Poti em trecho encaixado, de leve sinuosidade, numa área onde se observam afloramentos rochosos e cobertura vegetal rarefeita. Nota-se que os rios têm águas relativamente claras, indicando baixo transporte de partículas finas nesta época do ano, em função, entre outros fatores, da presença dos neossolos e afloramentos rochosos. Também é possível observar a formação de cordões arenosos em trecho mais a jusante, nas proximidades da foz do rio Marimbas, por exemplo, associada à acumulação de sedimentos arenosos no rio Poti (Fig. 64).

Logo a montante da travessia do rio Poti por Pontão no município de Demerval Lobão encontra-se um trecho do leito retilíneo com elevada carga de fundo arenosa formando padrão anastomosado (Fig. 65). A fig. 66 mostra um morador da área indicando os níveis da água do rio Poti em períodos de grandes cheias e, em segundo plano, a presença de uma das grandes

voçorocas formada na margem esquerda do rio Poti, que evolui principalmente durante essas cheias do rio.

Figura 63 - Imagem de satélite da foz do rio Berlenegas no rio Poti



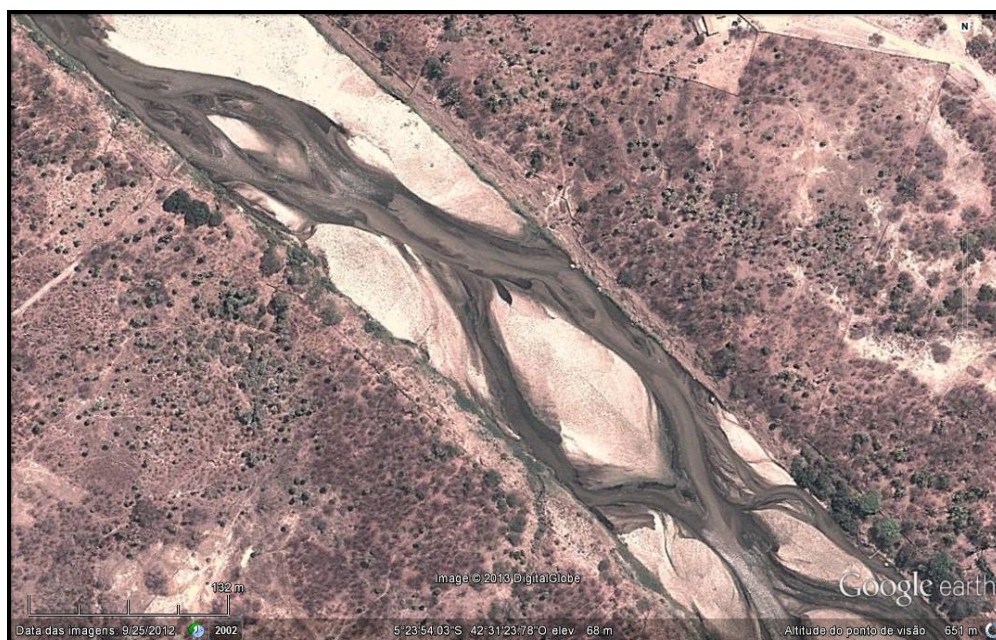
Fonte: Google Earth Pro (imagem de 01 set.2001).

Figura 64 - Imagem de satélite do rio Poti destacando-se depósitos arenosos laterais na margem direita e pequeno lóculo de sedimentos na foz do rio Marimbás, na sua margem esquerda.



Fonte: Imagem *Google Earth* Pro (imagem de 25 set.2012).

Figura 65 – Imagem de satélite do leito do rio Poti em um trecho de padrão anastomosado, entre a foz do riacho Natal e o pontão de travessia do rio em Demerval Lobão.



Fonte: Imagem *Google Earth Pro* (imagem de 25 set.2012).

Figura 66 – Fotografia de morador (à direita) mostrando os níveis da água do rio Poti durante grandes cheias e, em segundo plano, observa-se a presença de grande voçoroca.



Foto: Lima (abr.2012)

5.3.1.2 Dinâmica do rio Parnaíba

Observando o perfil longitudinal do rio Parnaíba, traçado com base nas imagens Google Earth (Fig. 67), identifica-se que o trecho percorrido por esse rio na área de estudo localiza-se a jusante da barragem de Boa Esperança, portanto, no médio curso do rio Parnaíba, logo após a foz do rio Canindé (outro grande afluente do rio Parnaíba) e a foz do rio Poti. A partir desse traçado encontrou-se a extensão total de 1.352 Km das nascentes até a cidade de Parnaíba, onde se inicia a formação do seu delta.

Nesse perfil (Fig. 67) observa-se também que as bordas do topo da Chapada das Mangabeiras, que formam os limites dos estados do Piauí, Bahia, Tocantins e Maranhão, tem parte de suas escarpas voltadas para o vale do rio Parnaíba, apresentando altitudes em torno de 780 m. Essa altitude é considerada como a nascente do riacho Água Quente, principal formador do rio Parnaíba (BAPTISTA, 1974). Entretanto, constatou-se em trabalhos de campo que é em um dos patamares estruturais de uma dessas escarpas, onde se formam veredas que alimentam vários riachos, que brotam os três olhos d'água que dão início a formação do riacho Água Quente, portanto, onde nasce o rio Parnaíba, numa altitude de cerca de 530 metros (LIMA, jul.2002) (Fig. 68).

Em termos da coluna estratigráfica, essas bordas e escarpas da Chapada das Mangabeiras são formadas pelas formações Urucuia e Areado, da Província São Francisco, enquanto o patamar estrutural onde nasce o riacho Água Quente é composto pela Formação Sambaíba (sotoposta à formação Areado) já na Província Parnaíba (LIMA, jul.2002).

Figura 67 – Perfil longitudinal do rio Parnaíba.

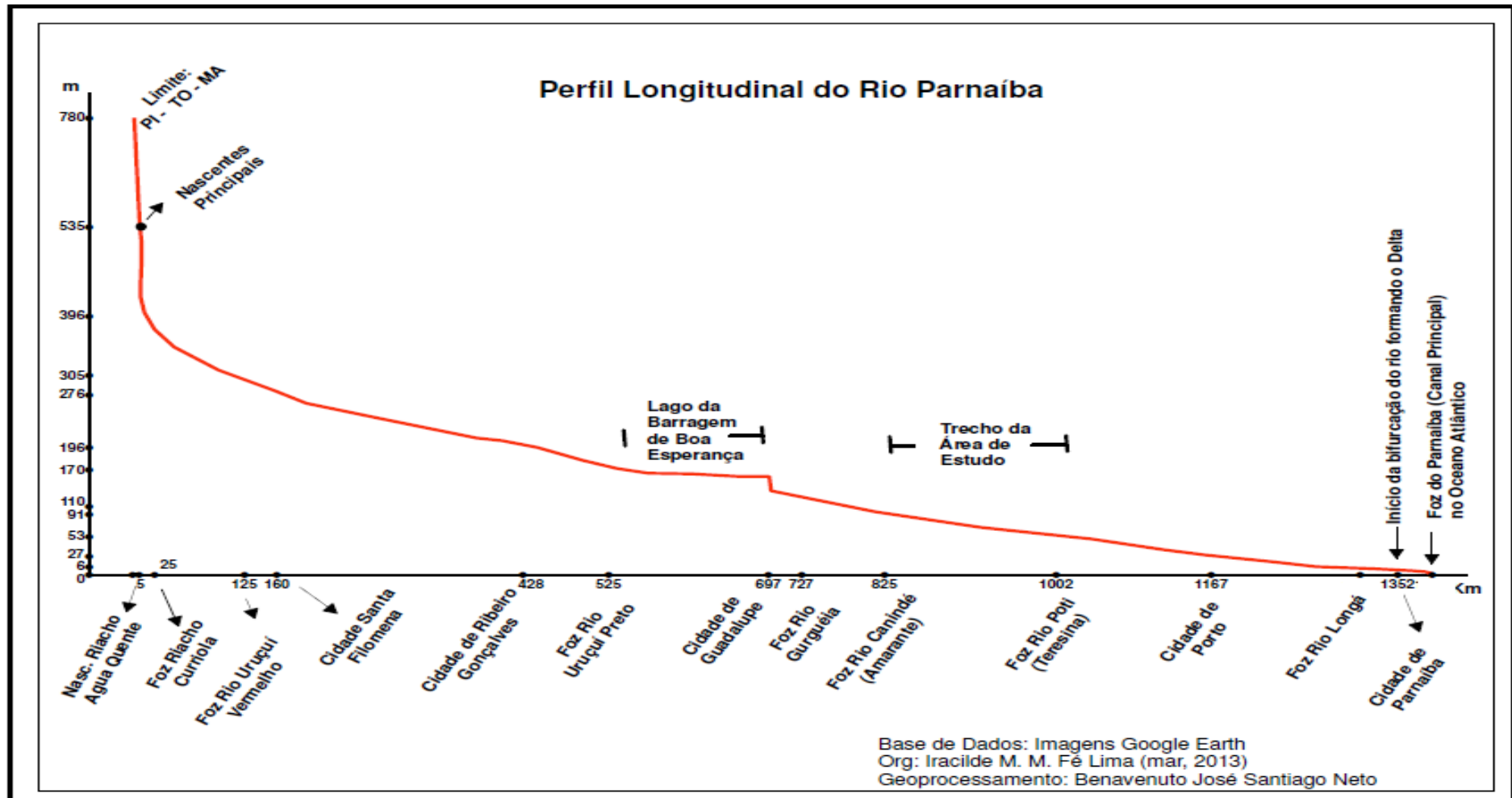


Figura 68 – Fotografias das nascentes principais do rio Parnaíba

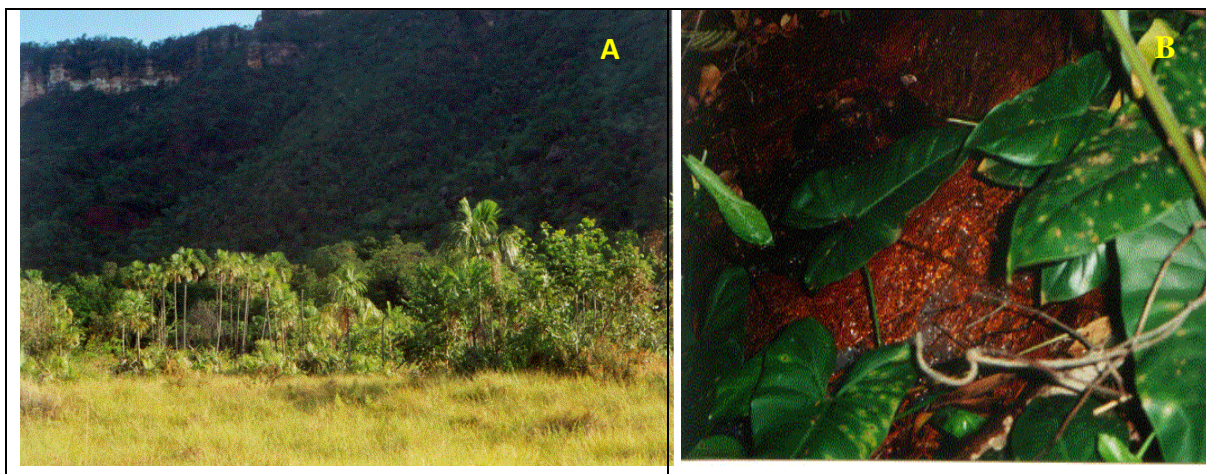


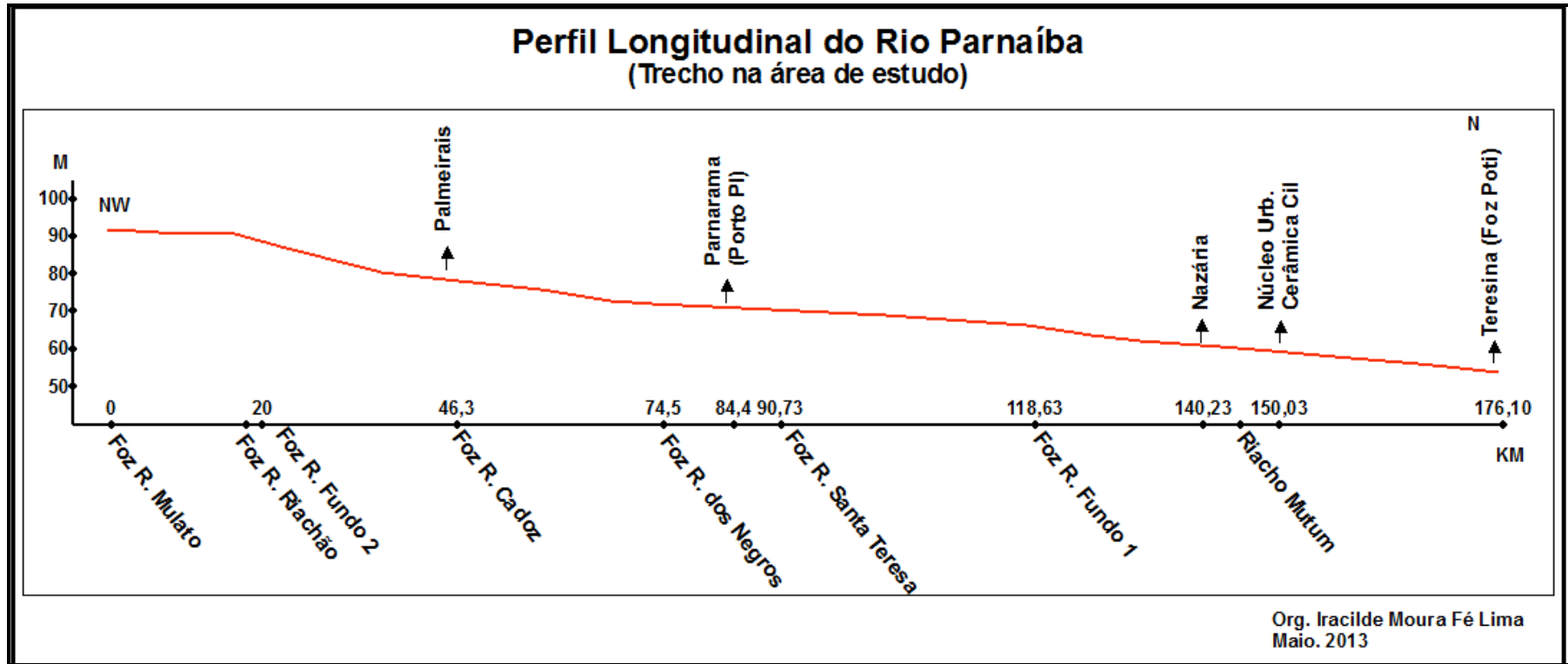
Foto A – Uma das escarpas e um patamar estrutural da Chapada das Mangabeiras; Foto B - Um dos olhos d'água formadores do riacho Água Quente, nesse patamar, no ponto de coordenadas: 10°13'02.31" L.S. e 45°57'18" W.Gr.

Fotos: Lima (jul. 2002).

A seção do médio curso do perfil longitudinal do rio Parnaíba, em escala ampliada (Fig. 69), mostra a sua extensão no trecho da área de estudo, entre o ponto mais a montante: a foz do rio Mulato e o mais a jusante: a foz do rio Poti. Nesse percurso apresenta uma extensão de cerca de 176 Km, no qual encontra-se a cidade de Teresina ocupando sua margem direita por um trecho de cerca de 26 Km. Com relação à declividade do rio, observa-se que a média é de 0,21 m/Km, mas que apresenta dois trechos com declividades mais acentuadas: entre a foz do Riachão e a do Cadoz, onde a queda é 0,28 m/Km; e entre a foz do riacho Fundo 1 e a foz do Poti, com amplitude de 0,31 m/Km. Esses dados indicam que nesse trecho do médio curso o rio Parnaíba apresenta maior velocidade e que, embora essas variações sejam relativamente pequenas, elas refletem os pontos de maior resistência das rochas ao trabalho da erosão fluvial, formando níveis de base locais/temporários, o que faz aumentar a velocidade das águas e a capacidade de transporte de sedimentos.

A análise dos mapas já citados, das cartas do DSG e das imagens do *Google Earth* possibilitou verificar que o rio Parnaíba, ao contrário do rio Poti, não se encontra encaixado na estrutura geológica em todo o percurso da área estudada, sendo esse controle identificado no segmento mais a montante, predominando para jusante as curvas sinuosas e os meandros, em relação às curvas angulosas (Fig. 70). Entretanto, nos trechos em que esse rio se encontra fortemente encaixado, ora forma soleiras “cortando” espessos pacotes de rochas paleozoicas das formações Pedra de Fogo e Piauí, ora se encaixa no seu próprio terraço (Fig. 70).

Figura 69 – Perfil Longitudinal do rio Parnaíba no trecho da área estudada.



Org. Lima (mai.2013). Base de Dados: Imagens Google Earth (25.out.2011, 25.set.2012).

Figura 70 – Fotografias de blocos residuais nas duas margens do rio Parnaíba resultantes do forte entalhamento do rio nas rochas da Formação Pedra de Fogo, cujo leito atinge a Formação Piauí.



Foto: Nunes (2013).

Foto: Lima (nov.2011).

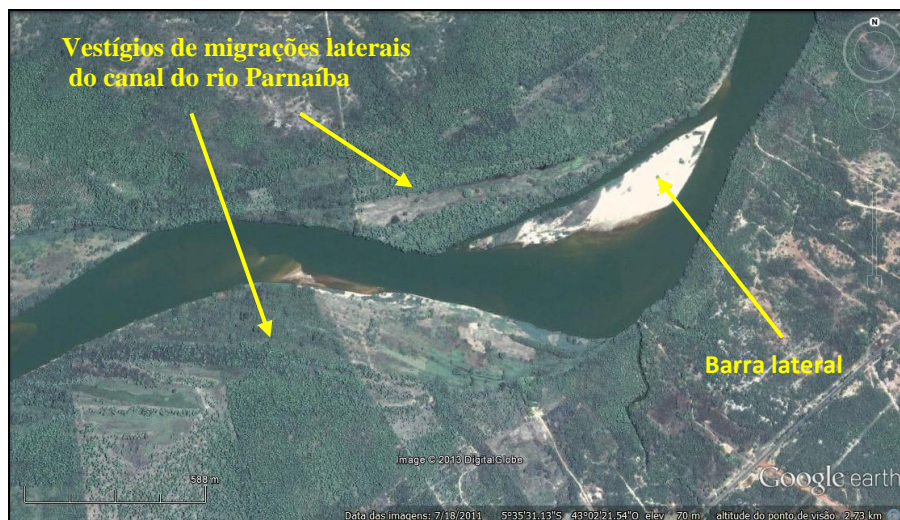
Em muitas curvas são encontrados vestígios de migração lateral do canal do rio, tanto para leste como para oeste, seja pela presença de cordões de sedimentos fluviais, seja por indícios de meandros abandonados, favorecendo a ampliação das planícies aluviais que se formam ao longo do Parnaíba (Figs. 71 e 72).

Figura 71 - Imagem de satélite de seção da planície aluvial do Parnaíba, vestígios da migração lateral do canal do rio e a foz do riacho dos Negros.



Fonte: Google Earth (imagem de 18.jul.2011).

Figura 72 - Imagem de satélite de seções das planícies aluviais do rio Parnaíba, com vestígios da migração lateral do canal do rio.



Fonte: *Google Earth* (imagem de 18 jul.2011).

Em outros trechos o rio Parnaíba encontra-se encaixado no seu próprio terraço, conforme se observa na Fig. 73.

Figura 73 - Fotografia de uma seção do terraço aluvial do rio Parnaíba, onde se encaixa o riacho Riachão, no município de Amarante.



Foto: Lima (nov. 2012).

Mesmo tendo o rio Parnaíba sua vazão controlada pela grande barragem de Boa Esperança a partir da década de 1960, localizada à montante da área de estudo, observa-se que durante o período chuvoso, quando aumenta o volume de seu fluxo, assim como ocorre com o rio Poti, o nível da água do seu leito sobe muito, ficando mais elevado do que a foz de vários de seus afluentes, represando-os e fazendo aumentar a energia erosiva remontante. O barramento do rio Parnaíba é visível na foz dos riachos Riachão, Fundo 2, dos Negros e Poti.

No caso do Poti, o maior afluente do rio Parnaíba deste trecho, o fenômeno do seu barramento pelo rio Parnaíba pode ser anualmente observado e identificado pela redução da velocidade das suas águas em Teresina, e também pelo contraste da cor das águas deste com as do rio Parnaíba, no encontro desses dois rios. Na sua foz, o leito do rio Poti apresenta profundidade em torno de 53 m de altitude, enquanto o rio Parnaíba apresenta cerca de 54m. Observa-se também que próximo a foz do Poti ocorrem no Parnaíba depósitos de sedimentos e a formação de uma grande ilha fluvial (Fig. 74); e que suas águas têm elevada turbidez, revelando uma carga de transporte formada por areias e também por sedimentos mais finos em suspensão, que têm como fonte os solos e as rochas intemperizadas. Já a ausência de depósitos aluviais e as águas límpidas do rio Poti nesse trecho indicam que sua carga de transporte é formada predominantemente por areias como carga de fundo e que no período sem chuvas os sedimentos finos são decantados para o fundo do leito, uma vez que a velocidade de suas águas tende a zero na área urbana de Teresina, passando a falsa idéia de ser um caudaloso e perene rio regional.

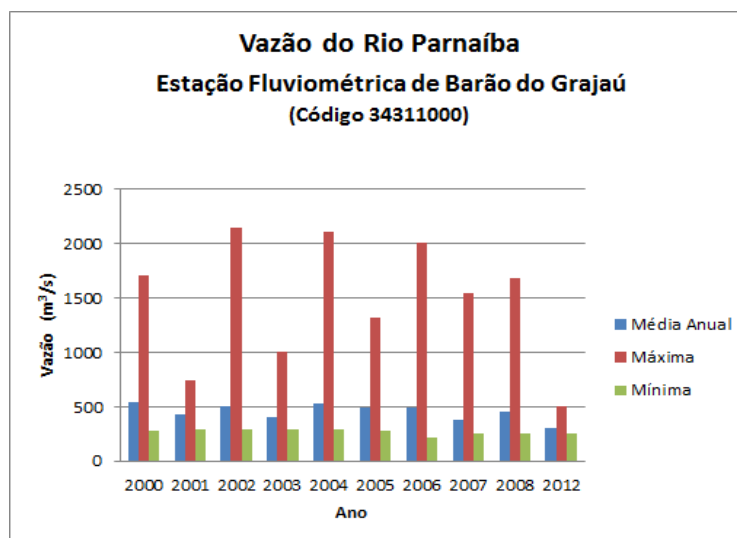
Figura 74 – Fotografia da foz do rio Poti no rio Parnaíba, caracterizando os contrastes decorrentes das diferentes dinâmicas desses dois rios, em Teresina.



Foto: Lima (out.2011).

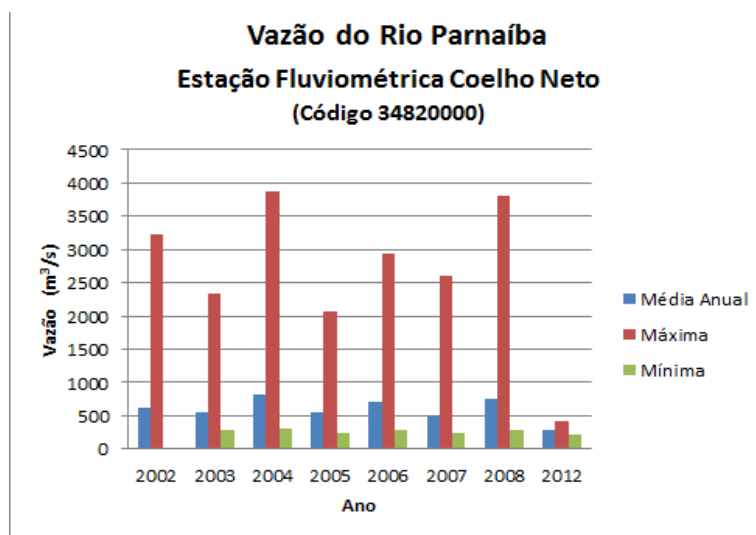
Os gráficos que representam os dados relativos à vazão do rio Parnaíba entre 2000 e 2012 permitiram comparar os totais e as variações anuais nos trechos a montante e a jusante da área de estudo (Fig.75 e 76).

Figura 75 – Gráfico da vazão anual do rio Parnaíba na estação fluviométrica de Barão de Grajaú, a montante da área de estudo, de 2000 a 2012.



Fonte: BRASIL/CPRM, abr.2013.

Figura 76 - Gráfico da vazão anual do rio Parnaíba, na estação fluviométrica Coelho Neto, após o trecho final da área de estudo, de 2000 a 2008 e início de 2012.



Fonte: BRASIL/CPRM, abr.2013.

Comparando-se os valores das vazões máxima, média e mínima do rio Parnaíba, na década de 2000, referentes às estações localizadas a montante da área de estudo e após o final desse trecho, ou seja, em Barão de Grajaú e em Coelho Neto (ambas localizadas na margem maranhense do rio), observou-se que:

- 2002, 2004, 2006, 2007 e 2008 foram os anos nos quais ocorreram as maiores vazões, com máximas entre 1.500 e 2.100 m³/s na estação Barão de Grajaú, enquanto na estação Coelho Neto, os valores máximos variaram entre 2.000 e 3.800 m³/s;
- Em todos os anos dessa década, não ocorreram variações significativas das vazões médias nos pontos das duas estações fluviométricas, com medidas um pouco mais baixas do que 500 m³/s em Barão de Grajaú, e um pouco acima em Coelho Neto.
- Os valores relativos às vazões mínimas também foram semelhantes nessas duas estações, sempre um pouco acima ou um pouco abaixo de 200 m³/s.

Mesmo com pequena variação, observou-se que os valores da vazão referentes ao ponto da estação a jusante da área de estudo foram um pouco superiores aos da estação a montante, portanto, depois que o Parnaíba recebe as águas do rio Poti (Fig. 76). No entanto, deve-se considerar também que o rio Parnaíba, além dos afluentes da área de estudo, recebe afluentes de sua margem esquerda, ampliando, assim, o volume de seu débito para além da contribuição da sua margem direita.

Outra observação importante, para o entendimento da existência da pequena variação da vazão do rio Parnaíba neste trecho, é que além desse rio percorrer a porção mais úmida do Piauí e ser alimentado também pelo escoamento de base, sua vazão é controlada pela barragem de Boa Esperança localizada a montante da estação fluviométrica de Barão de Grajaú.

O Parnaíba transporta um grande volume de sedimentos de composição arenosa, principalmente durante o período de maior vazão. Assim, ao perder parte da energia de transporte, formam-se no seu leito depósitos do tipo “barras arenosas”. Estas variam quanto a permanência e formato ao longo do tempo, dando origem às “praias fluviais” quando ficam emersas durante o período de vazante. No leito do rio Parnaíba são encontrados, ainda, emergindo no período de vazante os “depósitos em nível” que se formam no período de cheias por areias grossa e fina com estratificação cruzada, com aparência de ondas (ROCHA; SOUSA FILHO, 2005; GOOGLE EARTH, 2011, 2012, 2013).

O atrito desses sedimentos com o fundo e as margens do leito, contribui para ampliar o poder erosivo do Parnaíba que, ao alargar seu canal, aumenta também a sua carga de fundo e o número e/ou o volume desses depósitos que, somado à energia das altas vazões no período chuvoso, lhe confere elevado poder erosivo. Próximo do final do trecho estudado alguns desses depósitos aluviais já se consolidaram pela fixação da vegetação, transformando-as em ilhas fluviais (Fig.74).

5.4 O papel do rio Parnaíba na evolução do relevo

Ao confrontar a coluna estratigráfica e a posição atual do rio Parnaíba na latitude de 5°44'42" S, percebe-se que foi evacuado um volume muito grande das camadas de rochas nesse local, gerando um desnível topográfico de pelo menos 400 metros. Esse encaixamento do rio certamente envolveu processos desnudacionais, com forte erosão comandada pelo sistema fluvial do rio Parnaíba. Deve-se considerar, no entanto que aos processos erosivos, esse desnível topográfico poderá estar associado, também, à um possível componente tectônico de soerguimento ou de rebaixamento mais recente.

É possível inferir, assim, que houve um encaixamento vigoroso, resultado de processos desnudacionais que retiraram espessas camadas superiores de rochas que compõem as Formações Corda, Pastos Bons, Pedra de Fogo e Piauí, datadas do Jurássico ao Carbonífero, respectivamente. Hoje, o Parnaíba escava o seu leito nas rochas antigas da bacia deposicional, em função da atuação de intensos processos erosivos que ocorreram principalmente a partir do período Neógeno, quando se iniciou um amplo rebaixamento do continente Sul-Americano (BRAUN, 1971), identificado em regiões brasileiras como em Minas Gerais (BARBOSA *et al*, 1970) e nas demais bacias sedimentares Fanerozoicas brasileiras (BARTORELLI, 2012).

Com base nessas considerações e na presença de superfícies desnudadas, como os pediplanos, alguns com cobertura laterítica, em níveis intermediários de altitudes entre 300 a 423 metros, é possível identificar níveis topográficos com características correspondentes às descritas por King (1956) para o aplainamento denominado Superfície “Velhas”. Esse nível, desenvolvido a partir do Plio-Pleistoceno, segundo esse autor, seria compatível então com o nível mais alto da área de estudo, correspondendo hoje ao conjunto de modestos planaltos onde se destacam a Serra do Grajaú e outras menores no seu entorno na porção central e as serras Santo Antônio e Muquila, a sudeste, na área de estudo (Figs. 26, 28 e 37).

No entanto, os tipos de superfícies dissecadas desta área apresentam feições predominantemente tabulares, ou com topos levemente achatados mesmo quando convexos, nas porções mais baixas (Figs. 25, 26, 28 e 29), características essas de influência dos acamamentos horizontalizados de bacias sedimentares pouco deformadas. Isto aponta para a existência, ainda, de fortes relações com a estrutura geológica. Mesmo levando em consideração que a área se encontra em fase de “desmonte” de seus estratos geológicos, seu relevo demonstra que a superfície de erosão não se instalou truncando a estrutura, como ocorreu no sul do Piauí, em decorrência dos processos desnudacionais da bacia do São Francisco (VALADÃO, 1998), e sim acompanhando o acamamento das rochas sedimentares dessa área da bacia do Parnaíba.

Demonstra também que o rio Parnaíba corresponde ao eixo de comando desses processos erosivos, uma vez que ele se instalou no contato oeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba com a Bacia Sedimentar das Alpercatas. Esta, formada a partir do Jurássico na porção central da Província Parnaíba, encontra-se mais próxima e mais dissecada do que a terceira bacia, a do Grajaú, que se formou no Cenozoico Superior (Figs.1 e 3), no contato norte e nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba (GÓES, 1995). Corroborando esta interpretação da instalação da drenagem do rio Parnaíba e sua vigorosa energia desde o Plio-Pleistoceno, é encontrada uma citação em Ab’Saber (1960) ao se referir à dinâmica dos rios Parnaíba e seu afluente Longá, no processo de formação das ilhas do delta do Parnaíba, a partir desse Período.

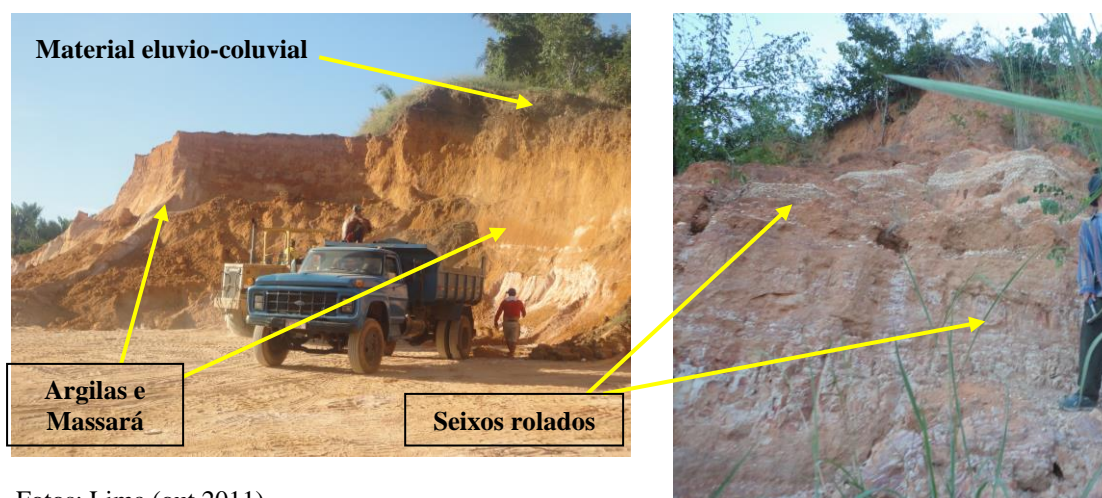
O perfil transversal C-C’ (Fig. 78) cortando a área de estudo no limite norte, entre o rio Parnaíba e o Poti, evidencia a intensidade crescente desses processos de rebaixamento do relevo, uma vez que, aliados à erosão fluvial, os processos desnudacionais atuaram mais intensamente na porção norte do interflúvio Parnaíba/Poti, onde este apresenta menor largura. O traçado desse perfil possibilitou identificar, ainda, que os topos dos planaltos e dos morros residuais se encontram recobertos por formações superficiais, correspondendo a material elúvio-coluvial, lateritas e cangas lateríticas, além de esparsas manchas de solos (Figs. 31, 79, 84-B). Os materiais mapeados como argilas, areias e cascalhos, barro e massará (Figs. 78), na verdade correspondem à camada aflorante da Formação Pedra de Fogo, uma vez que esses são materiais componentes dessa formação, que atualmente se encontra intensamente intemperizada em grande parte dessa área. A camada aflorante dessa formação geológica, formada por espessas linhas de seixos rolados são observadas principalmente no vale do rio

Parnaíba, em níveis de 90 a 106 metros de altitudes, no trecho entre Amarante e a cidade de Teresina, ao longo da PI-130. Esses materiais vêm sendo, inclusive, explorados comercialmente como materiais para a construção civil (CORREIA FILHO; MOITA, 1997).

As informações contidas nos relatórios de poços tubulares localizados em Teresina, onde foram identificados sedimentos aluviais com até 20m de profundidade (SOUSA; CASTRO, 1989; SOUSA; SANTOS,1976), corroboram as observações de campo sobre a posição dos sedimentos nos terraços e planícies aluviais e no próprio leito dos rios Parnaíba e Poti no município de Teresina. Nesse pacote de sedimentos que forma os terraços aluviais, nos quais se encontra encaixando o leito atual do rio Parnaíba, foram construídas as avenidas que margeiam esse rio, como a avenida Maranhão, na área central de Teresina e a avenida Piauí, na cidade de Timom, no lado maranhense.

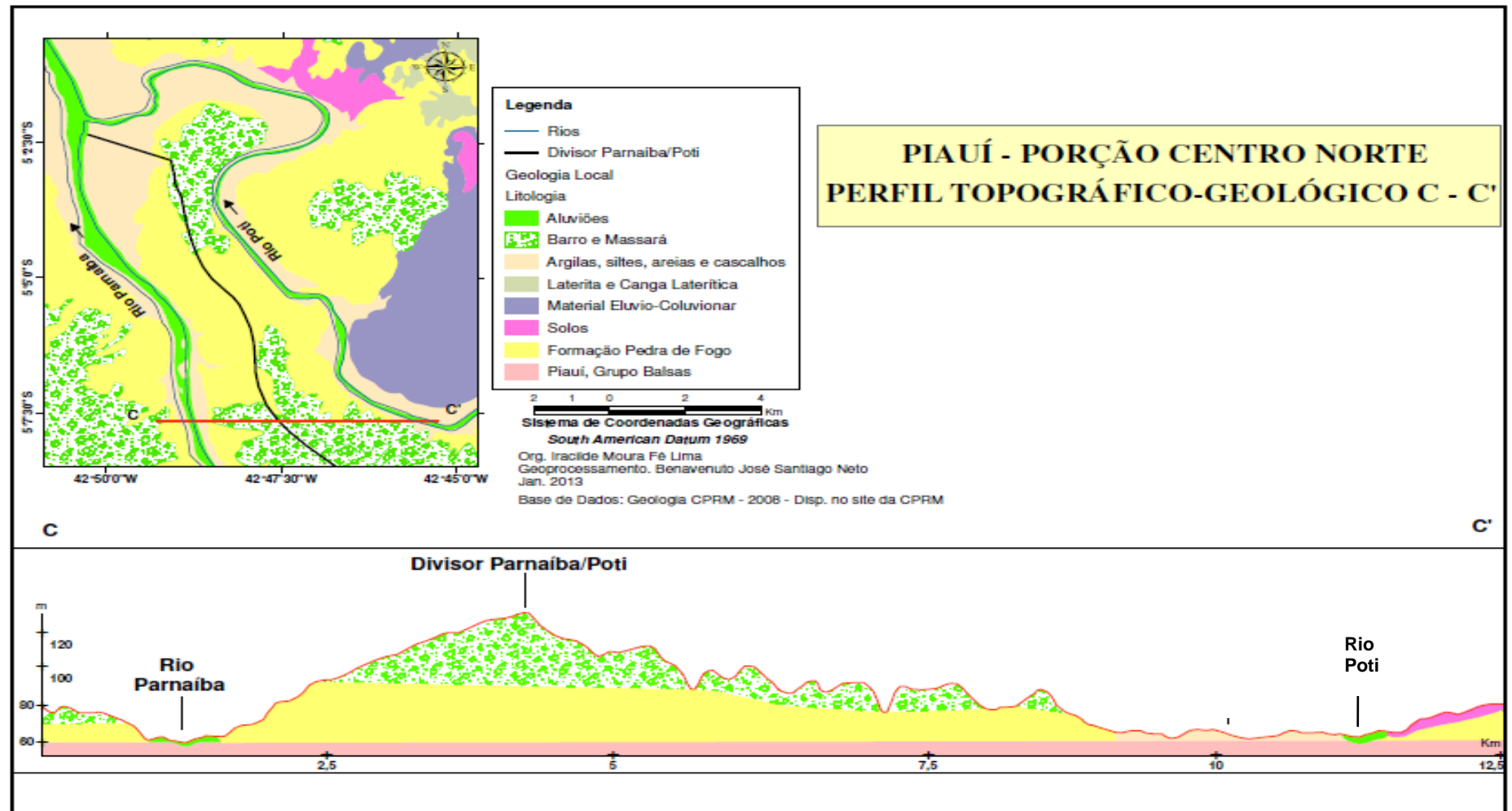
A partir da análise dos perfis topográficos-geológicos A-A', B-B' e C-C' e fotografias (Figs. 26, 30, 70 e 78) observa-se que, tanto com relação à topografia quanto à coluna estratigráfica, o sistema de drenagem comandado pelo rio Parnaíba promoveu e vem promovendo um significativo rebaixamento vertical e lateral do relevo na área de estudo. Funcionando como nível de base regional e local, o rio Parnaíba realizou seu próprio encaixamento, possivelmente desde o Plio-Pleistoceno, com o seu vale apresentando atualmente amplitudes altimétricas de cerca de 340 m no interflúvio Poti/Parnaíba de sua porção central, e variando de 100 a 40 m no limite norte da área de estudo, na cidade de Teresina.

Figura 77 – Fotografias da extração de argilas, massarás e seixos na área sul de Teresina.



Fotos: Lima (out.2011).

Figura 78 – Perfil topográfico-geológico C-C' cortando transversalmente a porção norte da área de estudo, entre os rios Parnaíba e Poti, no município de Teresina.



Org. Lima (2013). Base de Dados: BRASIL/CPRM (2008).

5.5 Compartimentação geomorfológica, meio ambiente e morfodinâmica

A área de estudo foi designada neste trabalho de Compartimento Inferior do Reverso da Cuesta da Ibiapaba no Interflúvio Médio Parnaíba/Baixo Poti, porque esse reverso - que se inicia na borda oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba e vai até a calha do rio Parnaíba, é seccionado por falhamentos associados aos Lineamentos Transbrasiliano e Picos Santa Inês (Fig. 1). Outros elementos estruturais, os *grabens* de Agricolândia e de Monsenhor Gil, que hoje se encontram como uma herança morfotectônica, se somam à essa estrutura sedimentar e aos falhamentos e, juntos, são responsáveis pela morfologia assumida por esse compartimento de dimensão sub-regional que se formou no limite oeste da unidade estrutural Bacia Sedimentar do Parnaíba da Província Parnaíba (Fig. 2).

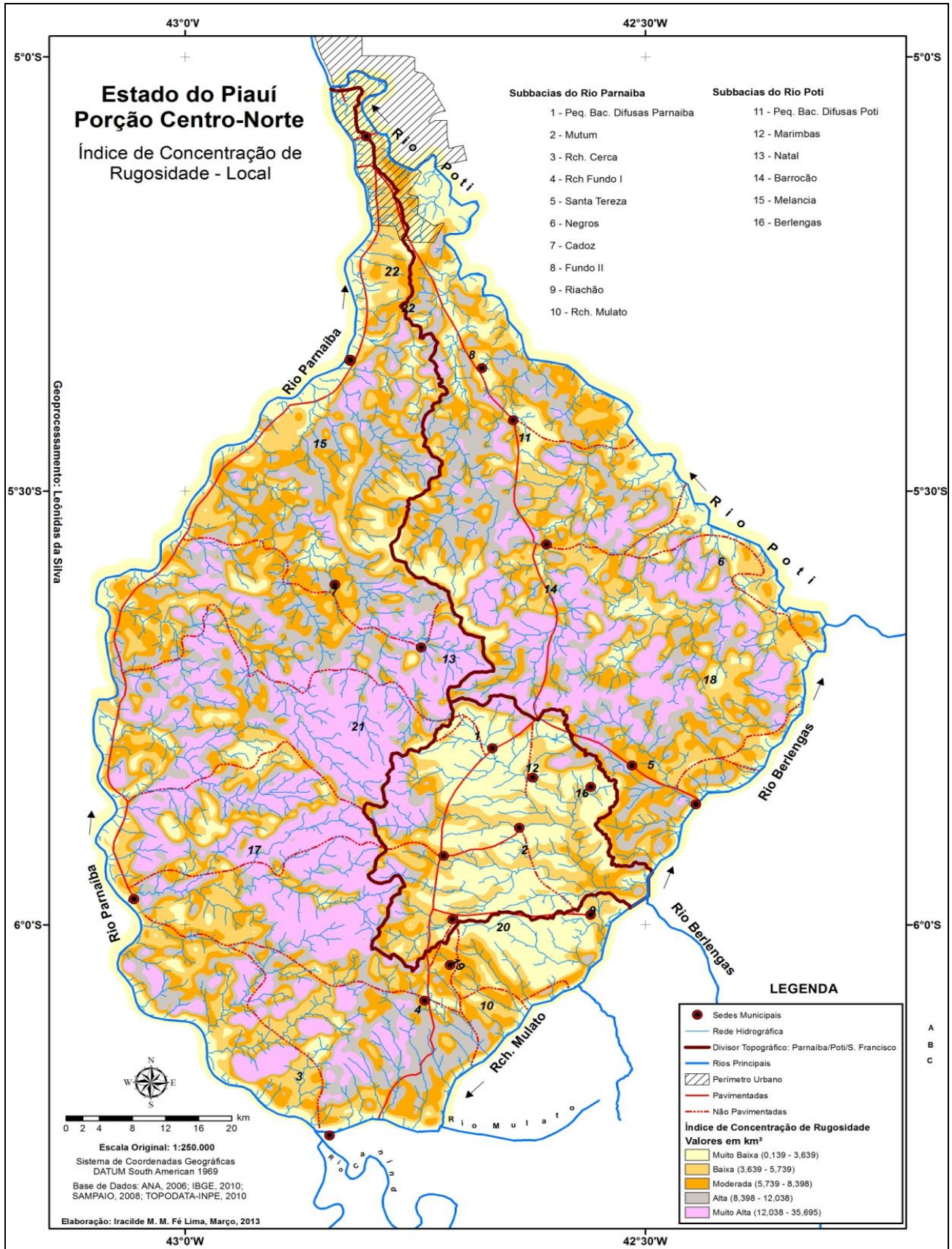
Nesse compartimento foram identificados cinco níveis de rugosidades que se refletem na dissecação do terreno, a partir da dinâmica comandada principalmente pelos sistemas fluviais. A partir da identificação e análise desses índices de rugosidade do relevo tornou-se possível a identificação das unidades e subunidades de relevo da área de estudo.

5.5.1 Rugosidade do relevo e morfodinâmica

A partir da observação do mapa dos índices de concentração de rugosidade do relevo (Fig. 79) identifica-se que a morfodinâmica na área de estudo se reflete em diferentes níveis de dissecação do terreno, em cada grupo de sub-bacias dos rios Parnaíba, Poti e São Francisco/Berlengas.

Desta forma, a partir do pressuposto de que toda dissecação ocorre de jusante para montante, pode-se inferir que o eixo condutor da evolução e desmonte do relevo da área estudada, que era condicionado primeira e inicialmente pela litoestrutura, passou a ser preferencialmente o rio Parnaíba. Isto quer dizer que os rios afluentes começaram a se organizar a partir desse nível de base, o rio Parnaíba, para o que é hoje a porção mais alta da Superfície Residual. E, assim, na medida que se recua para mais longe do rio Parnaíba, no entanto, a rugosidade aumenta, pois ela reflete, até certo ponto, a energia no sistema: quanto mais rugoso, maior o entalhe dos rios. Quanto menos rugoso, menor entalhe e predomínio dos processos erosivos dispersos, também associados à atuação dos processos de intemperismo predominantemente mecânicos, mas ainda auxiliados pela erosão dispersa da Superfície Residual mais elevada.

Figura 79 – Mapa de índices de Concentração de Rugosidade Local da área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010); Sampaio (2008).

Assim, observou-se que, nesse caso, não se aplica a premissa de que um alto residual seja mais antigo do ponto de vista geológico, uma vez que, do ponto de vista da dinâmica do rio Parnaíba, se ele ainda não foi totalmente incorporado ao processo de desmonte, significando que é mais recente, por ainda não ter sido significativamente dissecado. Aparentemente, as crostas lateríticas contribuem para esta preservação, embora devam ser considerados também outros fatores como os climáticos (principalmente porque essas crostas se encontram intensamente fragmentadas em blocos), entre as porções mais baixas e dissecadas (maiores índices médios de precipitação no passado recente) e essas mais altas e preservadas da dissecção (menores índices médios de precipitação no passado recente).

Outro fator considerado foi a distância do maciço residual, ou seja, ele ainda não foi “desmontado” porque está sendo retrabalhado mais lentamente, uma vez que está muito distante do eixo condutor da dissecção: o rio Parnaíba. Neste caso, o fator litologia, ou mesmo outros elementos da estrutura também contribuem para isto, uma vez que essa área foi atingida por falhas e fraturas associadas aos lineamentos regionais, sendo especificamente a porção central mais elevada a que se apresenta constituída por pacotes de rochas mais recentes e um relevo invertido em relação à estrutura de deposição original da bacia sedimentar resultante de movimentação tectônica, possivelmente do Paleogeno/Neogeno Inferior, formando um *graben* de significativa extensão nessa área do interflúvio Parnaíba/Poti, neste trabalho denominado de *graben* de Agricolândia (Figs. 26 e 41).

Desta forma, os valores de rugosidade mais elevadas correspondentes às áreas das sub-bacias dos afluentes mais a montante da calha do rio Parnaíba, assim como as altitudes tendem a ir aumentando na medida em que se afasta deste e de seus afluentes. Esses valores são mais altos nas áreas em que os rios do sistema de drenagem do Parnaíba têm, hoje, suas cabeceiras, que estão entalhando e aprofundando os seus vales, no limite com a superfície central mais elevada, que se comporta como residual, mais preservada da dissecção.

Isto decorre da ação de entalhe dos sistemas de drenagem do fundo do vale para a remontante, ou seja, a partir do eixo do rio, que articula e integra todo o sistema hídrico. Para que isto tenha acontecido, é provável que essa abertura possa ter começado há bastante tempo, possivelmente no Plio-Pleistoceno, como se refere Ab'Saber (1960) ao considerar esse período como o início da formação do delta do Parnaíba. Considerando, ainda, que nas áreas próximas ao Parnaíba estes índices estejam muito baixo, pode ser um indicador que o entalhe do rio não esteja ocorrendo muito rapidamente, principalmente nas seções mais inferiores do trecho estudado.

Dessa forma, as áreas com valores de rugosidade mais baixos são aquelas que ainda não foram realmente dissecadas pelo entalhe dos vales e que, portanto, ainda não foram aprofundados, ou onde a deposição de sedimentos nivela a superfície. Por causa disto, ou elas também ocupam algumas porções mais elevadas do relevo, ou as mais baixas. As mais elevadas correspondem aos topos e áreas com a ocorrência de escoamento intermitente da água de chuva e nas quais os rios não apresentam perenidade, limitando, assim, o trabalho das drenagens. Pode ser, como se mencionou acima, que a litoestrutura e as condições climáticas também contribuam para isto. Do ponto de vista do relevo, essas áreas permanecem como um relevo residual, testemunhando um passado, no qual, possivelmente, todo o entorno foi mais elevado e que pode remontar desde o Paleógeno ao Mioceno. Observou-se que as áreas mais elevadas também indicam a predominância da atuação de processos erosivos mecânicos e de escoamento disperso, em vários locais sem muita conexão, ainda, com a umidade e fluxo concentrado, dominantes nas outras áreas com índices mais elevados de rugosidade. As áreas de altitudes mais baixas, e também com baixa rugosidade, devem corresponder à zona de terraços e deposição dos rios, ou mesmo algumas áreas já totalmente rebaixadas próximas ao fundo dos vales, correspondendo às áreas de recuo das encostas e influência dos sistemas de drenagem conectados à calha do rio Parnaíba.

5.5.2 Mapeamento e caracterização das Unidades e Subunidades de Relevo, morfodinâmica e meio ambiente local.

A partir da interpretação da morfodinâmica associada aos níveis de rugosidade do terreno, foi possível identificar três Unidades e cinco Subunidades de Relevo na área de estudo, ou seja, no Compartimento Inferior do Reverso da Cuesta da Ibiapaba no Interflúvio Médio Parnaíba/Baixo Poti (Fig. 80):

UNIDADE I - Superfície Elevada de Relevo Residual, representada por três Subunidades:

SUBUNIDADE 1 - Topos Tabulares Limitados por Escarpas.

SUBUNIDADE 2 - Topos Laterizados Isolados.

SUBUNIDADE 3 - Domínio da Bacia do Riacho São Francisco/Berlengas.

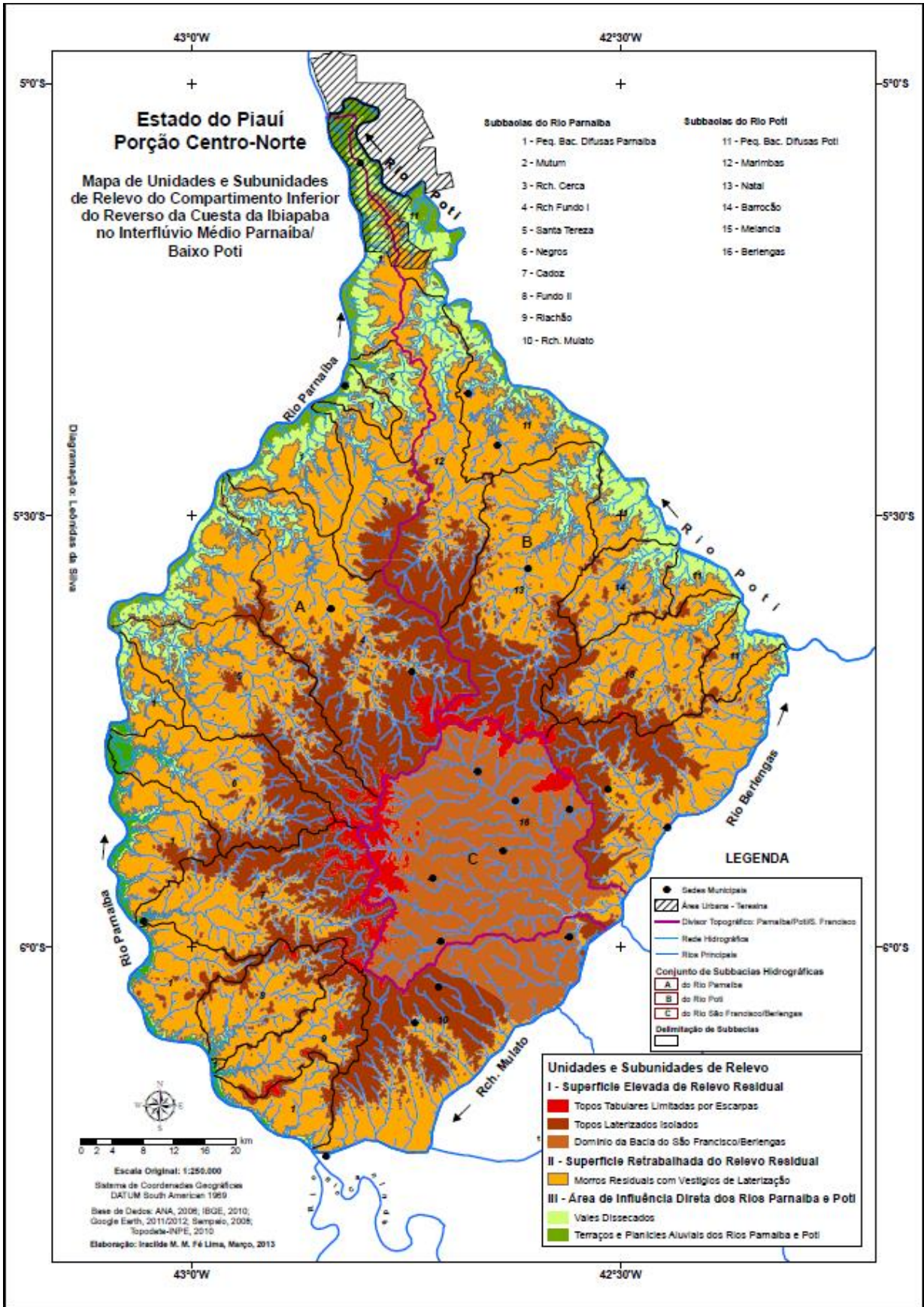
UNIDADE II – Superfície Retrabalhada do Relevo Residual.

UNIDADE III – Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti, compreendendo duas Subunidades:

SUBUNIDADE 1 - Vales Dissecados

SUBUNIDADE 2 - Terraços e Planícies Aluviais do Parnaíba e do Poti.

Figura 80 – Mapa de Unidades e Subunidades do Relevo da área de estudo.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010); Topodata (INPE, 2010); Sampaio (2008).

Em termos comparativos observa-se que a unidade de relevo que ocupa maior espaço é a Unidade II - Superfície Retrabalhada do Relevo Residual, com uma área de cerca de 3.309,9 Km², correspondendo praticamente à metade da área de estudo, ou seja, a 51,98 % do total. Em termos de participação percentual nos conjuntos de sub-bacias hidrográficas, observa-se que também é essa Unidade II que apresenta a maior participação na área das sub-bacias hidrográficas do Parnaíba, com cerca de 63,88% do total da área de estudo (Tab.18).

Em segundo lugar, encontra-se a Unidade I - Superfície Elevada de Relevo Residual, com uma área em torno de 2.404,40 Km², o que representa 37,7% do total da área, sendo maior sua participação também nas sub-bacias do rio Parnaíba, com cerca de 46,9% (Tab.18).

A Unidade III – a Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti, é a que ocupa menor espaço na área de estudo, com cerca de 653,70 Km², correspondendo a aproximadamente 10,3% do seu total. No entanto, em relação às sub-bacias apresenta uma proporção de áreas semelhante nas sub-bacias do Parnaíba e do Poti, com 49,3% e 50,7%, respectivamente, não tendo sido mapeada na sub-bacia do São Francisco/Berlingas (Tab.18).

5.5.2.1 UNIDADE I - Superfície Elevada de Relevo Residual

A Unidade de Relevo Superfície Elevada de Relevo Residual localiza-se na porção centro-sudeste da área de estudo, correspondendo aos divisores topográficos dos conjuntos de sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti e toda a área da sub-bacia do riacho São Francisco, afluente do Berlingas. Esta Unidade encontra-se subdividida em três Subunidades de Relevo, que são caracterizadas a seguir (Tab. 18):

- **SUBUNIDADE 1 - Topos Tabulares Limitados por Escarpas**

A Subunidade Topos Tabulares Limitados por Escarpas é a que apresenta menor área, com cerca de 250,78 Km², representando apenas 10,43 % da Unidade Superfície Elevada de Relevo Residual. Essa Subunidade é representada principalmente pelo planalto conhecido como Serra do Grajaú (Fig. 81), que se localiza no limite norte do município de Agricolândia com o de Miguel Leão, e outros de menor extensão que se estendem de forma descontínua, para o sul e para o leste, com a configuração aproximada de um semi-círculo.

Tabela 18 - Área e participação percentual das Unidades e Subunidades de Relevô da área de estudo, por conjunto de sub-bacias hidrográficas.

Unidades de Relevô	Subunidades de Relevô	Conjunto de Sub-bacias do rio Parnaíba		Conjunto de Sub-bacias do rio Poti		Sub-bacia do rio São Francisco/ Berlingas		Total		Classes de Altitudes
		Área (Km ²)	%	Área (Km ²)	%	Área (Km ²)	%	Área (Km ²)	%	m
I - Superfície Elevada de Relevô Residual	1) Topos Tabulares Limitados por Escarpas	103,20	41,16	69,30	27,63	78,28	31,21	250,78	10,43	320 a 423
	2) Topos Laterizados Isolados	1.026,20	67,05	499,50	32,65	4,70	0,30	1.530,40	63,65	200 a 380
	3) Domínio da bacia do São Francisco/ Berlingas.	-	-	-	-	623,22	100	623,22	25,92	160 a 380
SUB-TOTAL		1.129,40	46,97	568,80	23,65	706,20	29,38	2.404,40	37,76	-
II – Superfície Retrabalhada do Relevô Residual	-	2.114,50	63,88	1.186,00	35,84	9,30	0,28	3.309,80	100,0	80 a 200
SUB-TOTAL		2.114,50	63,88	1.186,00	35,84	9,30	0,28	3.309,80	51,98	-
III - Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti	1) Vales Dissecados	200,30	44,04	254,50	55,96	-	-	454,80	69,50	53 a 80 e 80 a 100
	2) Terraços e Planícies Aluviais dos Rios Parnaíba e Poti	121,40	60,73	78,50	39,27	-	-	199,90	30,50	80 a 160
SUB-TOTAL		321,70	49,30	332,00	50,70	-	-	653,70	10,26	-
TOTAL		3.565,60	56,00	2.086,80	33,00	715,50	11,00	6.368,00	100	-

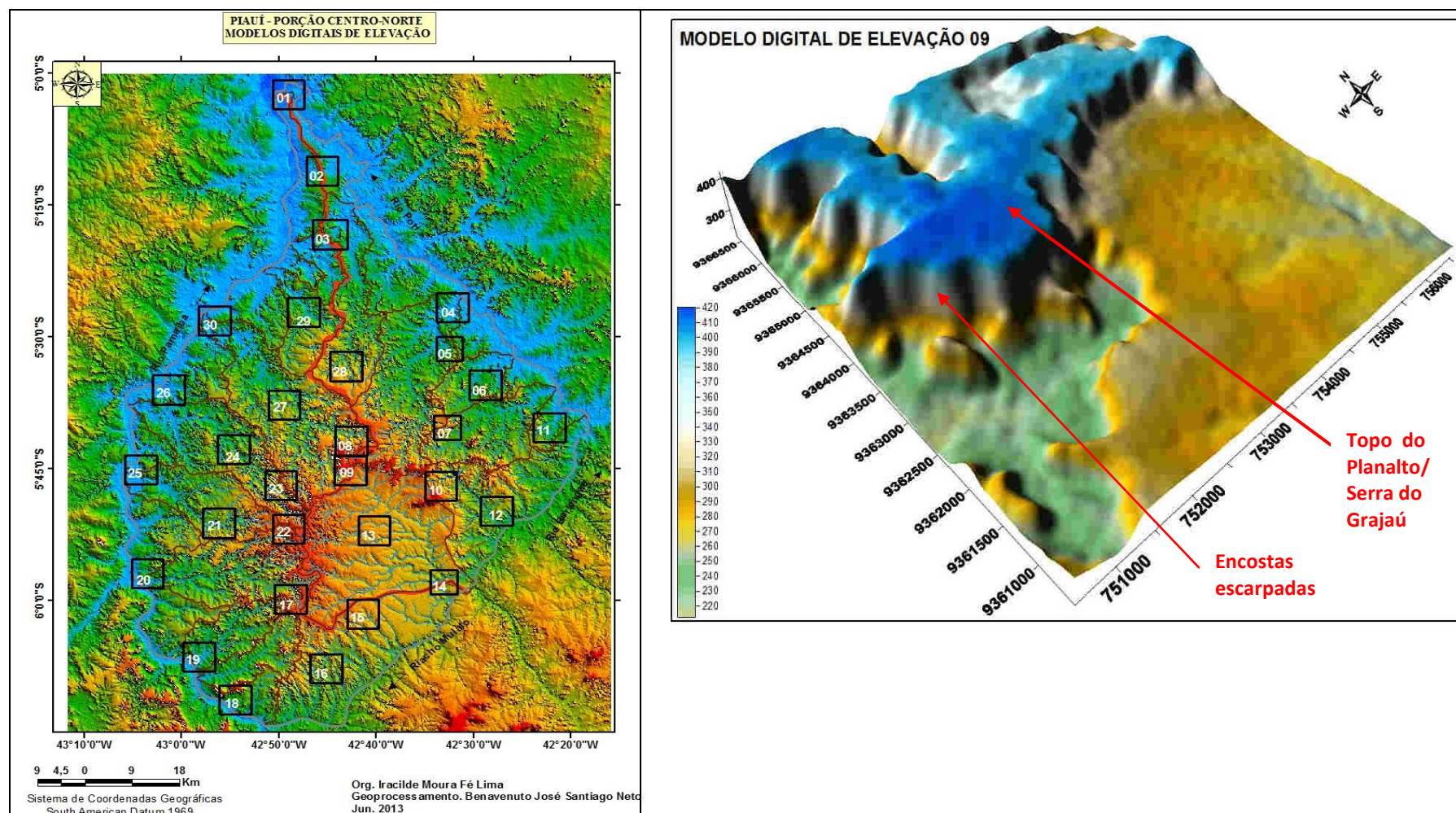
Fonte: Pesquisa direta (2013). FoFFonte: Pesquisa direta (2013).

Corresponde, localmente, a parte mais elevada do relevo que teve sua gênese a partir da ação tectônica que gerou um *graben*, possivelmente no Paleógeno. A partir desse período e durante o Pleistoceno os blocos do entorno desse *graben* foram sendo rebaixados por processos desnudacionais, nos quais se incluem paleodrenagens (BARTORELLI, 2012) e, por esta razão, a superfície que foi abatida, ficando mais baixa encontra-se atualmente em níveis topográficos mais elevados, conforme se observa no perfil A-A', já referido (Fig. 26).

Ocupa a parte mais central da área de estudo formando um conjunto de planaltos, tendo sua base geológica constituída pela formação Corda em 41,5 % dessa unidade de relevo, onde se destaca a serra do Grajaú. Os demais 58,5% da camada superficial dessa área é constituída por rochas da formação Pedra de Fogo, formando os planaltos localizados mais a oeste e ao sul, onde se encontram as serras Santo Antonio e Muquila, já referidas, comportando-se, assim, como planaltos residuais descontínuos (Apêndice B). Corresponde à porção mais elevada da área de estudo, estando totalmente incluída no compartimento topográfico de altitudes entre 241 e 420 metros (Apêndice C). Com topos predominantemente planos a suave inclinados, representa uma estrutura tabular horizontal elevada que ocupa cerca de 65,8% dessa área, delimitada quase exclusivamente por encostas fortemente inclinadas a escarpadas, que somam 25,7% da unidade de relevo (Apêndice D).

Essas características, associadas ao clima tropical subúmido, vão resultar na ocorrência dos Argissolos, na maior parte da área dessa subunidade (63,5%), com cobertura vegetal de Campo Cerrado, mas ainda mantendo o Latossolo Amarelo em cerca de 36,5% que têm como matriz principalmente as rochas da formação Corda (Apêndice E e F). Esses fatores, associando às demais coberturas superficiais elúvio-colúviais e a elevada permeabilidade das rochas da formação Corda, em relação às da formação Pedra de Fogo (AGUIAR; GOMES, 2004), caracterizam essa porção da subunidade como área de recarga das águas subterrâneas que vão alimentar a drenagem que começa a se instalar na segunda subunidade, formando os principais afluentes das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti e também do São Francisco/Berlengas.

Figura 81 - Imagem MDE 09 de uma seção da Serra do Grajaú, Subunidade Topos Tabulares Limitados por Escarpas da Superfície Elevada de Relevo Residual, no município de Agricolândia.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

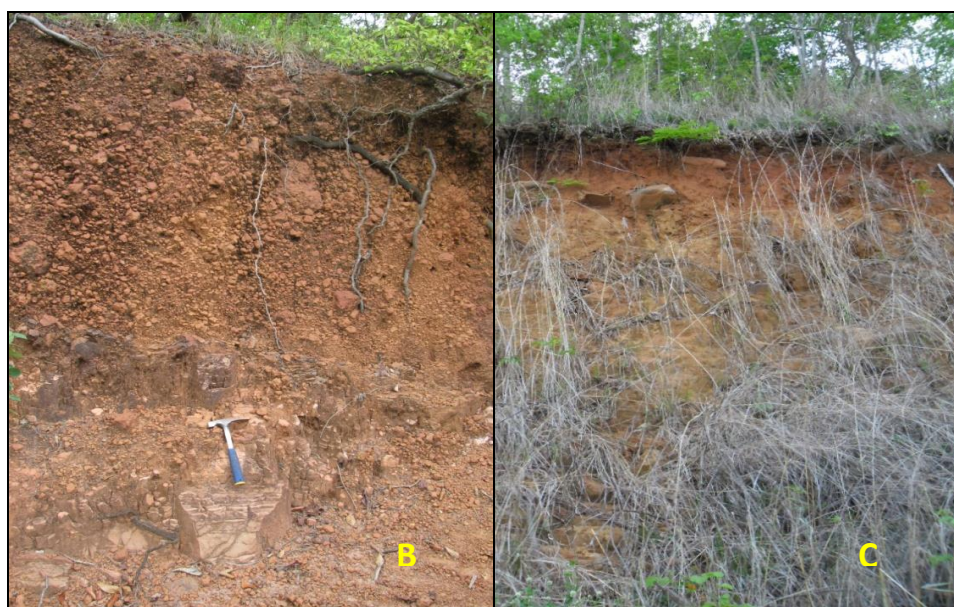
Sua dinâmica atual está representada pelos mais altos índices de rugosidade do relevo da área de estudo, na área de topos tabulares, dispostos em faixas alongadas e com bordas intensamente festonadas. Nesses topos predominam os processos erosivos laminares, enquanto nas vertentes voltadas para o norte, a partir de onde vão se formar as nascentes dos riachos Fundo 1 e Natal, ocorrem processos de intemperismo químico em maior intensidade do que nas encostas voltadas para o sul. A partir do contato destas com o degrau estrutural, ou pedimento, que se desenvolveu na sua base, vão se formar nascentes do riacho São Francisco/Berlengas, onde se observou a presença de grandes blocos de arenito tombados até a baixa vertente e na sua base, muitos dos quais já fixados pela vegetação arbórea que reveste essas encostas. Esses indicam a influência de intemperismo mecânico e a ocorrência de movimentos de massa, caracterizados pela queda desses blocos das vertentes superiores dessa unidade. Também foram encontrados vestígios da ocorrência de laterização formada em passado recente de clima mais úmido e que atualmente encontra-se em processo de desmantelamento, representado por blocos que compõem os mantos de alteração das encostas escarpadas dessa subunidade.

Com relação aos processos de intemperismo químico, mesmo aparentemente mais lentos, tornam-se perceptíveis através da presença de regolitos que, nos trechos observados, variam de 2 a 6 metros de espessura, aproximadamente (Fig. 82B e 82C). Este manto de alteração, ou de coberturas superficiais, certamente, vai ampliar a capacidade de recarga da formação Corda, contribuindo para a alimentação dos rios que têm suas nascentes a partir da base das encostas dessa Subunidade de Relevo, mesmo sendo esta área classificada pela literatura como tendo baixo potencial hídrico subterrâneo (Fig. 52).

Assim, o perfil do planalto de topo horizontal indica a influência da litoestrutura sobre o modelado, enquanto o leve abaulamento das bordas dessa estrutura tabular, em alguns locais, no entanto, aponta para a atuação do escoamento superficial da água de chuva, associado à atuação do intemperismo químico, mesmo que mais lento, e do mecânico mais acentuado (Fig. 82A).

Com relação à participação percentual dessa Subunidade nos conjuntos de sub-bacias hidrográficas estudadas, observa-se que é a tem maior participação nas sub-bacias dos afluentes do rio Parnaíba, em torno de 41%. Já a sub-bacia do riacho São Francisco/Berlengas apresenta-se com cerca de 31 % e o conjunto de sub-bacias dos afluentes do Poti corresponde a proximadamente 27% (Tab. 18).

Figura 82 – Fotografias da Serra do Grajaú, município de Agricolândia.



Legenda: **Foto A** – Perfil da Serra do Grajaú; **Foto B** - Vertente voltada para o Sul, no município de Agricolândia; **Foto C** – Vertente voltada para o Norte, no município de Miguel Leão.

Fotos: Lima (nov. 2011).

Os planaltos conhecidos como serras do Santo Antônio e do Muquila, localizadas no município de Amarante, foram classificadas neste trabalho como parte dessa Subunidade de Relevo, mesmo apresentando litologias diferentes (topos e altas encostas formados por rochas da formação Pedra de Fogo e baixas encostas por rochas da Formação Piauí) e estarem desconectadas do conjunto central representado pelo planalto/serra do Grajaú (Fig.37). Isto porque elas apresentam morfologia e altimetria semelhantes às deste planalto e também por terem sua gênese associada aos movimentos tectônicos contemporâneos ao da formação do

graben da área central, uma vez que se encontra na faixa entre as falhas de São Francisco e do Descanso (BRASIL, 1973), embora não se tenha observado indicativos de deslocamento de blocos rochosos especificamente nessa área representada nos mapas geológicos do Piauí (BRASIL, 1973; BRASIL/CPRM, 2006) e nas Figs. 27 e 30.

Nesses planaltos o intemperismo físico é predominante nos topos e nas encostas, onde ocorre grande extensão de afloramentos rochosos nas encostas escarpadas. Em alguns pequenos patamares estruturais de suas médias e baixas encostas observou-se, em trabalhos de campo, a existência de coberturas de colúvios formados por material inconsolidado, de textura bastante heterogênea, com grande quantidade de sedimentos que variam de blocos a conglomerados juntamente com seixos angulosos e areias.

Desta forma, utilizando-se a classificação de Tricart (1977) para caracterizar o estágio da dinâmica dos ambientes predominantes nessa subunidade, considerou-se que se encontram na categoria *estável* as áreas de topos onde ocorrem os latossolos e a cobertura vegetal arbórea-arbustiva densa, encontrando-se assim em fase de equilíbrio dinâmico. Para a classificação de Christofolletti (1980) se caracterizariam como um momento de biostasia, porque predomina a componente perpendicular. Já nas encostas, os ambientes estariam em condições *intergrades*, ou seja, de transição entre as condições de ambientes *estáveis* e *instáveis* (TRICART, 1977). Isto porque ocorrem áreas de rarefeita cobertura vegetal e também de afloramentos rochosos, onde a componente paralela se instala, tornando o processo de morfogênese dominante, portanto em desequilíbrio climático, fazendo-as recuar pela intensa erosividade caracterizando um estágio de resistasia, para Christofolletti (1980), que se alternam com outras áreas de ambiente de relativa *estabilidade*.

A agricultura praticada no município de Agricolândia é baseada na produção sazonal de arroz, feijão, milho e mandioca, sendo que o uso atual da terra na área dessa subunidade corresponde a esparsas roças de agricultura de subsistência sob regime de sequeiro (constatada pela presença de pequenas áreas cercadas) e à pequena exploração da madeira para confecção de cercas e como fonte de energia de uso doméstico (NASCIMENTO, 2011).

- **SUBUNIDADE 2 - Subunidade Topos Laterizados Isolados.**

A Subunidade Topos Laterizados Isolados é a que apresenta maior área na Unidade Superfície Elevada de Relevo Residual, com cerca de 1.530,40 Km², representando 63,65 % dessa unidade de relevo. Já em relação à sua participação na área das sub-bacias

hidrográficas, apresenta-se com cerca de 67,05% no conjunto das sub-bacias do rio Parnaíba, com 32,65% no conjunto de sub-bacias do Poti e apenas com 0,30% na bacia do riacho São Francisco/Berlengas (Tab. 18), na área das nascentes de seu maior afluente, o riacho São Pedro, no município de mesmo nome.

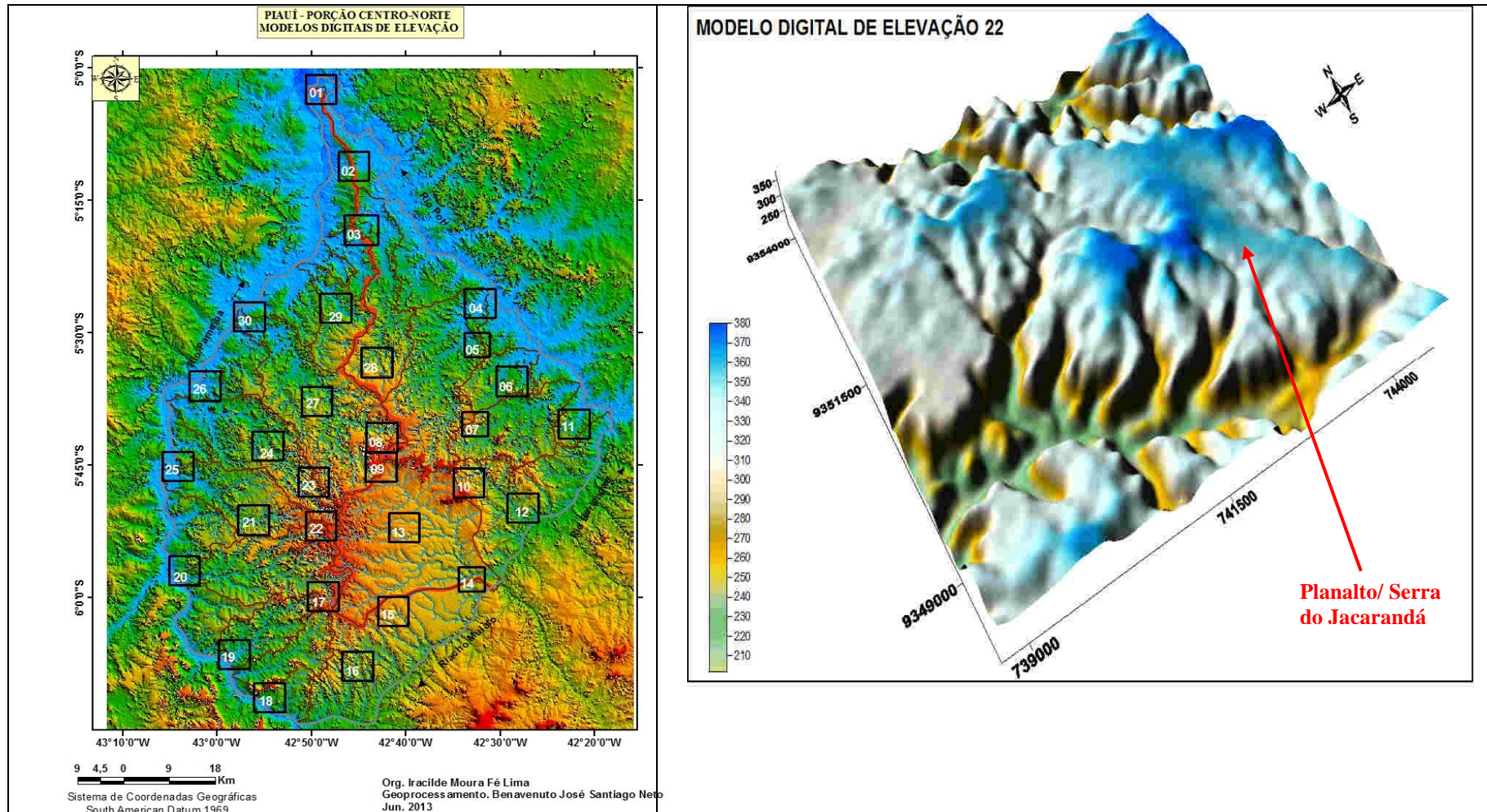
Essa Subunidade é representada principalmente pelos planaltos fortemente dissecados (localmente chamados de serras) que se localizam no contorno imediato da Subunidade Topos Tabulares Limitados por Escarpas, apresentando, assim, a configuração de um arco em volta do centro da área de estudo, ou seja, da primeira subunidade citada (Fig. 83).

Em termos topográficos, apresenta-se entre 200 e 380 metros de altitude, com elevados níveis de rugosidade e grande vigor dos processos erosivos fluviais. Essas condições resultam de intenso trabalho de aprofundamento dos vales e ampliação do festonamento das bordas dos topos mais elevados, levando ao isolamento dos mesmos na paisagem. Apresenta, assim, elevadas amplitudes altimétricas em função, principalmente, da maior resistência litológica pela presença de sílex na composição das rochas do estrato aflorante da formação Pedra de Fogo (OLIVEIRA; SANTOS, 1980).

De forma semelhante à subunidade Topos Tabulares Limitados por Escarpas, apresenta topos com coberturas formadas por sedimentos elúvio-colúviais relativamente espessos, considerando o clima subúmido, que variam de cerca de 2 a 5 metros de profundidade. Observou-se também que esse manto de intemperismo contém grande quantidade de seixos de quartzo angulosos a subangulosos e de nódulos de materiais laterizados envoltos, predominantemente, em material terroso (Fig. 84A).

Em alguns cortes de rodovias identificou-se, ainda, a presença de blocos angulosos e subangulosos de diabásio em meio a blocos de arenito. Mas, ao contrário da primeira subunidade, apresenta topos suave-ondulados a ondulados e vertentes com declividades que variam de onduladas, fortemente onduladas a escarpadas (Fig. 84B) formando vales bem alargados e de fundos chatos, observados no entorno da cidade de Miguel Leão e no espaço rural dos municípios de Palmeirais e São Pedro.

Figura 83 - Imagem MDE 22 de uma seção da subunidade do relevo Topos Laterizados Isolados, na área de cabeceiras do riacho Fundo 1, afluente do rio Parnaíba.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

Figura 84 – Fotografias de seções da Subunidade Topos Laterizados Isolados.

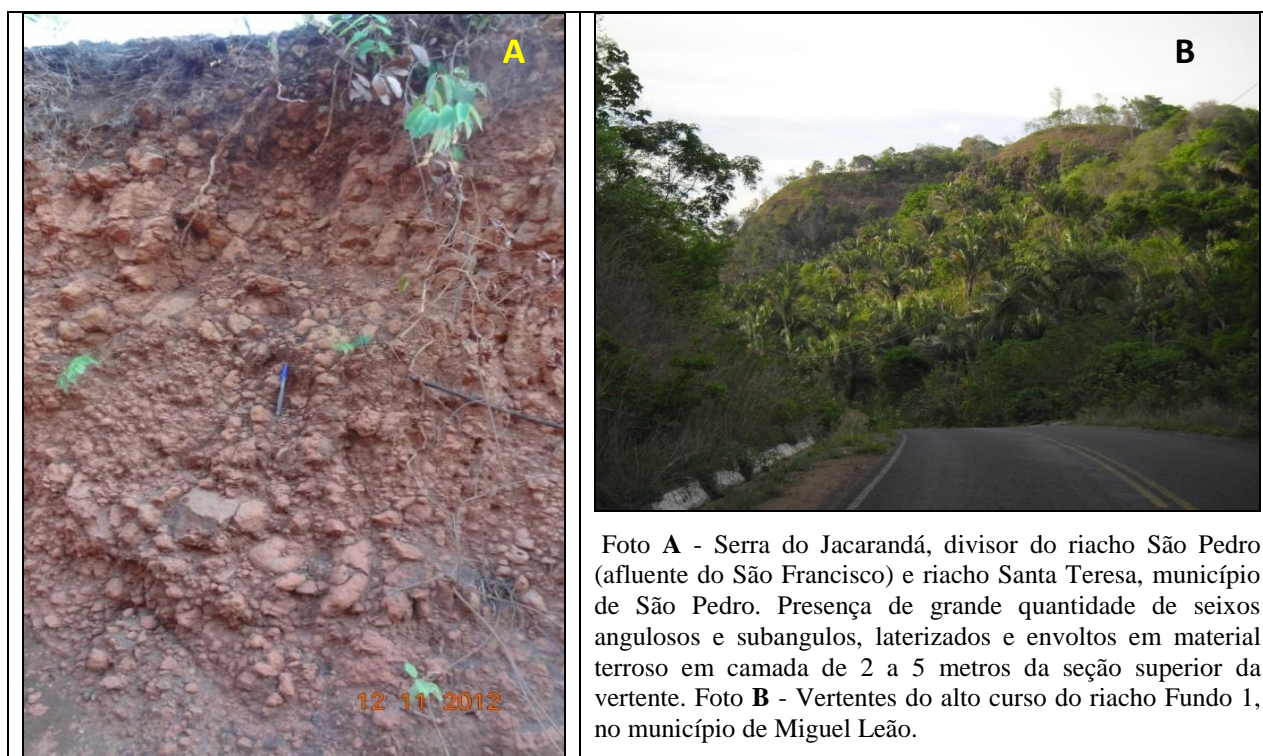


Foto A - Serra do Jacarandá, divisor do riacho São Pedro (afluente do São Francisco) e riacho Santa Teresa, município de São Pedro. Presença de grande quantidade de seixos angulosos e subangulos, laterizados e envoltos em material terroso em camada de 2 a 5 metros da seção superior da vertente. Foto B - Vertentes do alto curso do riacho Fundo 1, no município de Miguel Leão.

Fotos: Lima (nov.2012).

Essas características da evolução dessa subunidade permitem que ela seja classificada como uma superfície tabular morfoescultural, onde se localiza a maioria das nascentes e também grande parte dos altos cursos dos principais rios e riachos locais.

Esta segunda subunidade, os Topos Laterizados Isolados, é constituída predominantemente pela formação Pedra de Fogo, que aflora em cerca de 74,3% de sua área. Em 21,9% dessa área afloram as formações Corda e Pastos Bons, enquanto a formação Sardinha ocupa 3,8% da área dessa subunidade (Apêndice B). A distribuição espacial da área encontra-se circundando a primeira subunidade e mantendo cerca de 71% de sua área no compartimento topográfico de 241 a 420 metros de altitude e 29% na segunda classe de altitude, ou seja, no compartimento topográfico entre 161 a 240 metros (Apêndice C).

A dissecação do relevo reflete-se no percentual de 40% de declividade forte ondulado e 23,3% montanhoso a escarpado (Apêndice D), indicando que esses planaltos se encontram em intenso processo de seccionamento, com elevadas amplitudes altimétrica e variadas amplitudes interfluviais. Os topos dos seus planaltos estão representados com declividades do relevo suave ondulado em 21,9% de sua área, e apenas 6,3% na classe de relevo plano.

Essa condição das encostas é explicada principalmente porque é nessa subunidade onde se encontram os formadores e todo o alto curso dos maiores afluentes do Parnaíba e do Poti que drenam rochas pouco permáveis e mais resistentes à erosão pela existência de camadas argilosiltosas e intercalações de leitos de sílex, que compõem a formação Pedra de Fogo. É no conjunto de sub-bacias dos afluentes do Parnaíba que essa subunidade tem maior expressão, porque é nessa área onde se encontra maior afloramento da formação Pedra de Fogo, enquanto no conjunto de sub-bacias do Poti ocorre uma maior área de afloramento da formação Pastos Bons e porções de outras formações, além da Pedra de Fogo.

Todas essas características, associadas ao clima tropical subúmido, refletem-se na predominância de Argissolos, em cerca de 75,7%, e de manchas de outros tipos de solos como os Chernossolos em 9,8%, o Latossolo Amarelo em 8,3% e os Neossolos Litólicos em 6,2% de sua área (Apêndice E). Observou-se em campo que essa área apresenta além de Neossolos Litólicos, significativas áreas de afloramentos rochosos, principalmente no município de Palmeirais.

Essas condições refletem-se também nos tipos de cobertura vegetal predominantes nessa subunidade que é de Campo Cerrado (69,5%), principalmente nas áreas de Argissolos e Neossolos Litólicos. A Floresta Secundária Mista ocorre predominante nos vales, nas médias e baixas encostas ocupando uma área de 14,7%, onde é maior a disponibilidade de água. Já a Floresta Latifoliada se encontra em cerca de 15,8% dessa área, principalmente nos topos e nas altas e médias encostas dos planaltos (Apêndice F), onde os solos são mais desenvolvidos e os mantos de intemperismo são mais espessos, favorecendo a maior infiltração da água e a alimentação da drenagem.

Em relação à dinâmica dos ambientes dessa subunidade, considerou-se que se caracterizam predominantemente como *instáveis*, utilizando a classificação de Tricart (1977), ou em momentos de resistasia, conforme Christofolletti (1980).

Nessa área ocorre de forma mais significativa o uso da terra, em relação à primeira subunidade, voltado para a agricultura e a exploração da madeira para confecção de cercas e como fonte de energia para uso doméstico, além da pecuária em pequena escala de produção.

- **SUBUNIDADE 3 - Domínio da Bacia do Riacho São Francisco/Berlengas.**

A Subunidade de Relevo Domínio do Riacho São Francisco/Berlengas, encontra-se quase totalmente inserida na bacia hidrográfica do riacho que lhe dá o nome, apresentando uma área de cerca de 623,22 Km², ou seja 25,92% da Primeira Unidade de Relevo (Tab. 18).

Esta terceira Subunidade corresponde à continuidade do *graben* central da área de estudo, representando-se por um relevo invertido porque esse bloco de rochas que foi rebaixado em decorrência da movimentação tectônica do final do mesozoico/início do ceozoico, tornou-se mais elevado do que os blocos encaixantes. E estes, que tinham ficado mais elevados pela ação da tectônica, foram sendo rebaixados por processos desnudacionais. Assim, a drenagem que aí se instalou do Pleistoceno ao Holoceno formou uma bacia “suspensa” em termos topográficos, ao se considerar que corresponde à bacia de uma drenagem confinada no *graben*, ficando, assim, mais elevada do alto ao baixo curso, tendo apenas a área muito próxima de sua foz fora desse *graben*. Esta condição favoreceu que ficasse desconectada da ação erosiva comandada diretamente pelo rio Parnaíba, o que deve ter tornado sua evolução mais lenta, ao contrário das demais sub-bacias dessa área (Fig. 85).

Observando-se os mapas e gráficos organizados neste trabalho identificou-se que essa subunidade tem sua base geológica representada em cerca de 84,2% das formações Pastos Bons e Corda, correspondente ao bloco do *graben de Agricolândia*, e somente 15,8% na formação Pedra de Fogo (Apêndice B) que correspondem à pequenas áreas dos blocos encaixantes do *graben*. Como decorrência, toda a sua área encontra-se incluída nos compartimentos mais elevados da área de estudo, ou seja, entre 161 a 420 metros de altitude (Apêndice C). Observou-se também que praticamente dois terços de sua área apresenta relevo suave-ondulado e plano e que somente nas cabeceiras da drenagem é que o relevo se apresenta como ondulado, forte ondulado a escarpado (Apêndice D).

Embora o clima atual dessa área não apresente maior variação aparente nas condições de umidade e temperatura em relação às demais subunidades, as condições citadas de embasamento geológico apresentam-se com permeabilidade das rochas mais elevada do que as que compõem a formação Pedra de Fogo (AGUIAR; GOMES, 2004). Também as declividades planas a suave onduladas favorecem o processo de infiltração e à manutenção de água no sistema hidrológico local, com pequena profundidade do lençol freático, conforme se observou em campo, mesmo apresentando os cursos de água com baixos fluxos durante o período do ano sem chuvas.

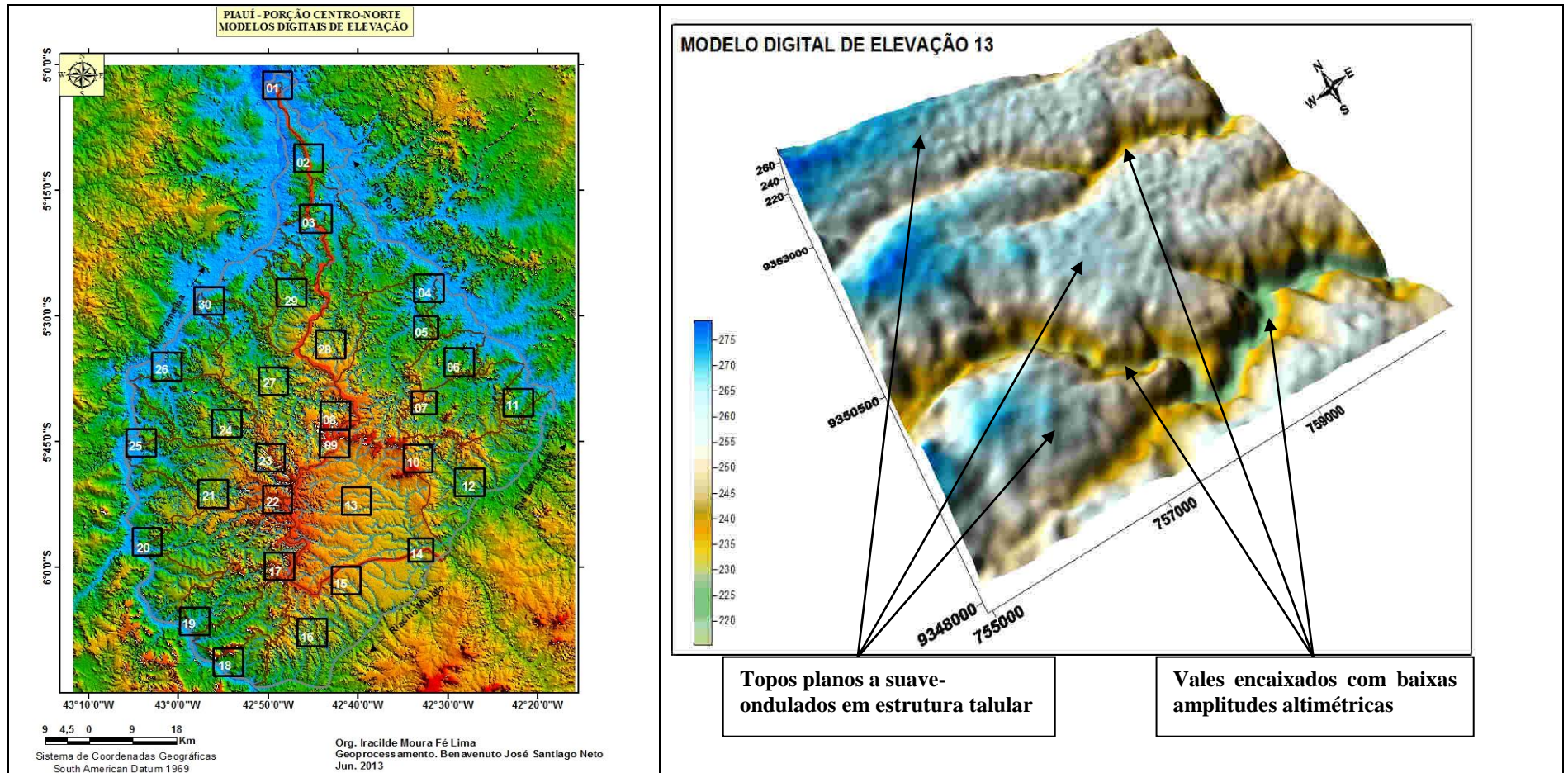
Já as condições de estabilidade do relevo favoreceram o desenvolvimento e a permanência do Latossolo Amarelo em grande parte da área (84,5%), enquanto solos mais jovens que esse, como os Argissolos, encontram-se somente em 15,5% da área (Apêndice E). Todos esses fatores se refletem na dominância da cobertura vegetal de Floresta Secundária Latifoliada (84,4%) e apenas 8% de Campo Cerrado e 7,6% de Floresta Secundária Mista (Apêndice F).

Estas, somadas à característica de drenagem atual de baixa competência, porém com leitos fluviais bem definidos, permitem inferir-se que essa subunidade foi submetida à intensa dissecação do relevo, fazendo-a apresentar-se de forma quase homogênea, com os mais baixos índices de rugosidade de relevo da unidade de relevo residual, baixas amplitudes altimétricas e topos predominantemente suave-ondulados (Figs. 50B, 50C e 85).

Sua morfodinâmica atual, portanto, se expressa principalmente nos processos de intemperismo geoquímico e erosão laminar, com baixa atuação dos processos de erosão fluvial, caracterizando os ambientes dessa subunidade como *estáveis*, segundo a classificação de Tricart (1977) ou em momento de biostasia, conforme classifica Christofolletti (1980).

Todas essas condições do ambiente natural, historicamente, têm facilitado maior intensidade de ocupação e uso das terras pelo homem. Isto vem se refletindo no desmembramento dos municípios locais, tornando-os proporcionalmente os de menor área e de maior produção agrícola desta porção do espaço piauiense (Fig. 23; Tabs. 7 e 8).

Figura 85 - Imagem MDE 13 de uma seção próxima à cidade Água Branca, na subunidade do Relevo Domínio do rio São Francisco/Berlengas, onde se destaca a calha do maior afluente do riacho São Francisco: o riacho São Pedro.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2006).

5.5.2.2 UNIDADE II - Superfície Retrabalhada do Relevo Residual.

A Unidade de Relevo Superfície Retrabalhada do Relevo Residual corresponde a praticamente metade de toda a área de estudo, ou seja, 3.309,80 Km², cerca 51,98% do seu total. Também ocupa proporcionalmente maior área no conjunto de sub-bacias do rio Parnaíba, com 63,88% do total, representando 35,84% das sub-bacias do Poti e apenas 0,28% da sub-bacia do riacho São Francisco (Tab.18).

Com relação ao embasamento geológico, observou-se que as formações Pedra de Fogo e Piauí afloram predominantemente nessa área, em cerca de 35,3% e 28,5%, respectivamente. Já a formação Poti aflora em 12% e a Pastos Bons em 11,5% da área, notadamente nas sub-bacias do Poti, enquanto a formação Sardinha ocorre em 12,7% principalmente na área das sub-bacias do Parnaíba (Apêndice B).

Observou-se também que essa unidade de relevo se encontra quase exclusivamente ocupando os compartimentos topográficos situados entre 81 e 240 metros de altitude, tendo apenas 0,8% de sua área em altitudes entre 65 e 80 metros, aproximadamente (Apêndice C), nas proximidades do limite norte da área de estudo. As elevações apresentam ora topos horizontais, formando planaltos e platôs, ora conjuntos de colinas ou colinas isoladas de topos convexos. A maioria dos riachos encontram-se nos seus médios e baixos cursos, ora apresentando leitos rochosos, ora arenosos, ora com expressivas cargas de fundo formadas por cascalheiras. Na área das sub-bacias do rio Poti encontra-se maior ocorrência de morros residuais isolados resultantes dos processos fluviais e de pedimentação mais intensos, em relação à área das sub-bacias do rio Parnaíba que se apresenta, assim, com planaltos e platôs de maior extensão. Assim, nessa subunidade o relevo encontra-se bastante dissecado, porém mantendo ainda de forma significativa as encostas dos planaltos e dos morros residuais com declividade classificadas como forte a forte-onduladas. Praticamente metade de sua área encontra-se com relevo suave-ondulado, representando os topos, os vales e demais espaços rebaixados pela dissecção (Apêndice D).

Essas condições refletem-se na predominância dos Argissolos (53,4%) e com significativa cobertura vegetal de Campo Cerrado (42,4%). Os Chernossolos ocorrem em cerca de 12,2%, principalmente na área das sub-bacias do Parnaíba onde é maior a área contínua de afloramento das rochas básicas. Já o Plintossolo ocorre nas áreas onde o lençol freático se encontra mais próximo da superfície, na área das sub-bacias do Poti, enquanto os Neossolos Litólicos e os afloramentos rochosos encontram-se principalmente nas encostas

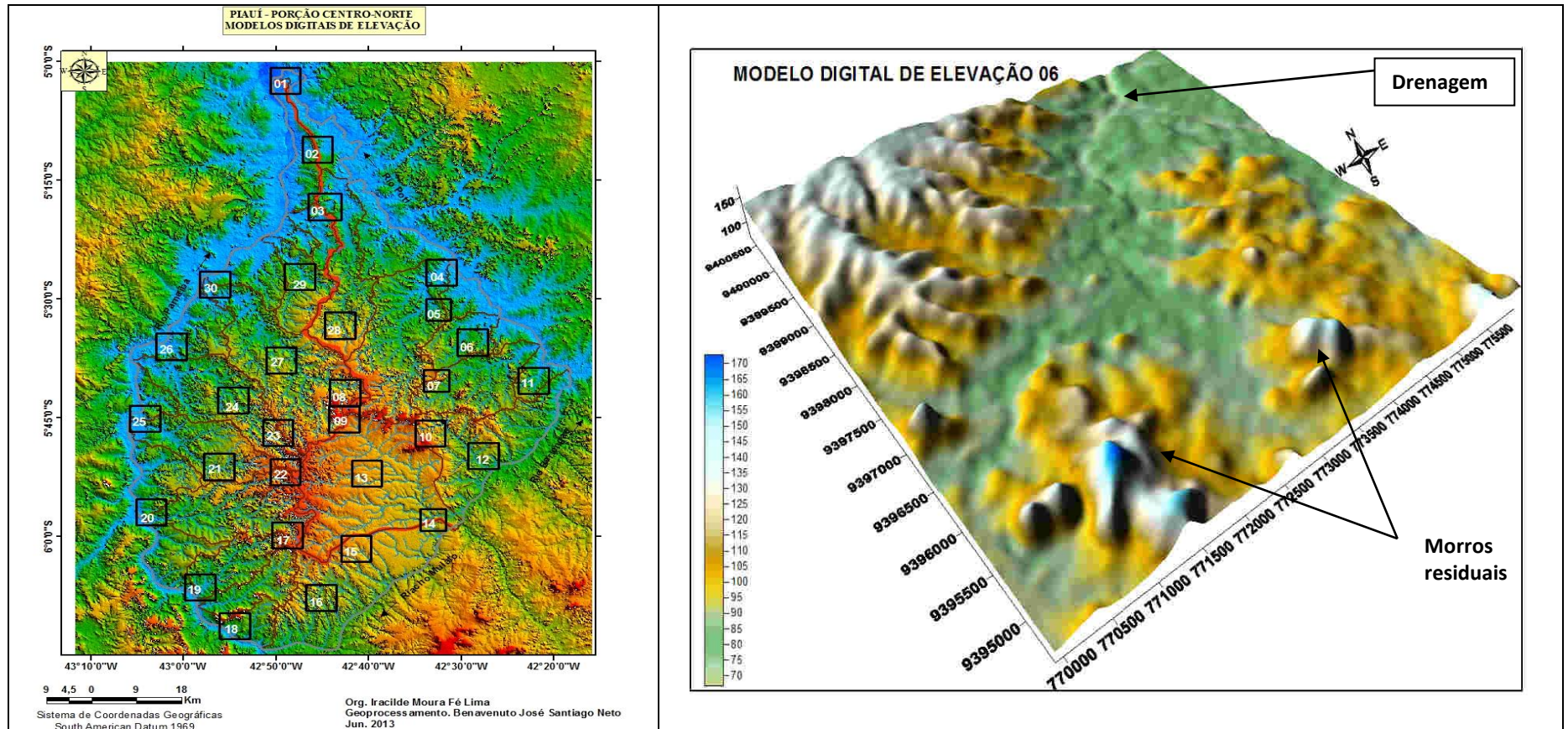
escarpadas e suave-onduladas a onduladas e em maior proporção nas sochas das formações Poti e Piauí. Onde ocorrem os Latossolos Amarelos a cobertura vegetal é geralmente arbórea, nos topos planos mais preservados da erosão, enquanto a vegetação do tipo Florestal Secundária Mista ocupa os vales e as meia-encostas, ocorrendo com maior densidade na área das sub-bacias do Parnaíba (Apêndices E e F). Todos esses fatores e ocorrências explicam as razões desta unidade de relevo apresentar-se como uma estrutura escultural, com altitudes mais modestas e com índices de concentração de rugosidade de médios a elevados. Esses dados representam medianas amplitudes altimétricas em relação à unidade Superfície Elevada de Relevo Residual, indicando maior dinamismo no trabalho da drenagem associado ao processo de evolução das encostas, nas proximidades do seu limite com a Superfície Elevada Residual. Já em direção aos limites com a Área de Influência Direta do Rio Parnaíba, a dissecação indica menores amplitudes altimétricas e maior rebaixamento interfluvial, principalmente na área do conjunto de sub-bacias do rio Poti (Fig. 86).

Com relação à morfodinâmica, observou-se a presença de processos erosivos físicos, como os que ocorrem nas encostas realçando as soleiras de arenito pela retirada dos folhelhos e/ou siltitos (Fig. 87). Esses processos estão representados também pela desagregação mecânica das coberturas lateríticas que se encontram em blocos e seixos de tamanhos variados, embutidas nos mantos de alteração e também formando camadas superficiais ora mais espessas, ora mais delgadas, e em alguns lugares sendo arrastadas pelas águas das chuvas, com maior frequência na área das sub-bacias do Poti (Fig. 88).

Nessa unidade, a efetiva ação da drenagem se sobrepondo à resistência litológica, especialmente dos silexitos (cherts) que compõem a formação Pedra de Fogo, pode ser identificada no seccionamento das formas de relevo circulares. Estas foram interpretadas inicialmente por Lima *et al* (1990) como uma *morfoestrutura do tipo anticlinal* ao norte de Teresina e que, a partir de seus trabalhos de campo, foram caracterizadas como feições erosivas. Observou-se a existência de uma dessas feições bem definida também ao sul de Teresina, no limite com Demerval Lobão, formando um significativo “arco” de encostas abruptas, que estão sendo retrabalhadas por canais fluviais de direções divergentes que se formam no seu interior já dissecado (Fig. 89).

Observou-se que também ocorrem movimentos de massa nessa unidade de relevo, como quedas de blocos na área das sub-bacias do Parnaíba, identificados na porção norte do município de Palmeirais, e também deslizamentos na área das sub-bacias do Poti, observados ao norte da cidade de Monsenhor Gil, próximo à BR-316.

Figura 86 - Imagem MDE 06 da Unidade de Relevo Superfície Retrabalhada do Relevo Residual, na área da sub-bacia do riacho Barroço, afluente do rio Poti.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

Figura 87 – Fotografias da morfologia do relevo, município de Monsenhor Gil, na Unidade do Relevo: Superfície Retrabalhada do Relevo Residual.

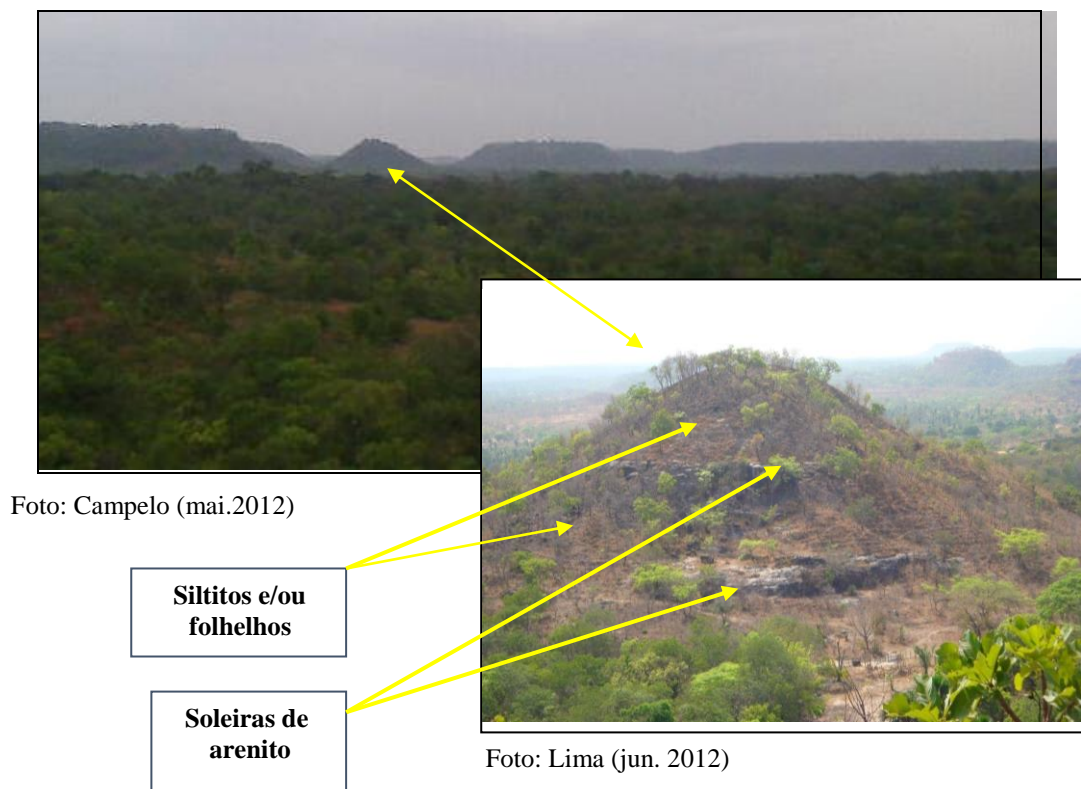
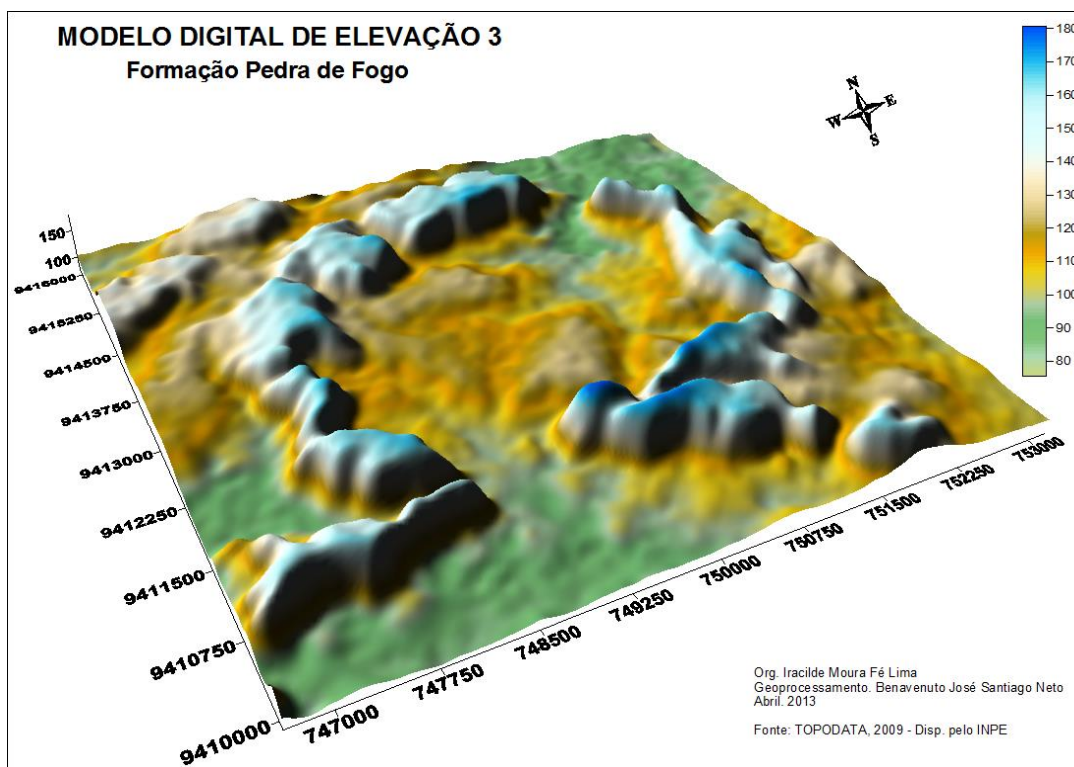


Figura 88 - Fotografia de um corte do relevo ao lado da BR-316, no baixo Marimbas, município de Demerval Lobão.



Foto: Lima (nov.2012).

Figura 89 – Forma de relevo circular esculpida em silexitos da formação Pedra de Fogo, apresentando bordas escarpadas e interior dissecado.



A morfodinâmica atual dessa subunidade, que se expressa a partir da atuação de todos esses processos citados de evolução das encostas, caracteriza os ambientes locais como *instáveis*, segundo a classificação de Tricart (1977) ou em momentos de resistasia, conforme Christofolletti (1980).

O uso da terra nessa subunidade é representado, de forma geral, pela agricultura e pecuária com prodomínio da média e pequena propriedade, com significativo emprego de moderna tecnologia, notadamente no município de Teresina. Neste município também se destaca a mineração, apresentando-se em escala comercial a exploração de massará, areias, argilas, além de seixos rolados, principalmente nas faixas de contato da zona urbana com a zona rural, cujas análises e mapeamento de jazidas vêm sendo realizados por órgão públicos há algumas décadas (Fig. 77) (CORREIA FILHO; MOITA, 1997; BRASIL/CPRM, 2004).

Em trabalhos de campo observou-se também a atividade mineradora em escala comercial nos municípios de Angical e Palmeirais, onde ocorre a exploração de diabásio (Fig. 90).

Figura 90 – Fotografias de uma área de mineração de diabásio, município de Angical, Piauí.



Fotos: Lima (mai. 2012)

5.5.2.3 UNIDADE III – Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti

A Unidade denominada Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti é a que ocupa menor espaço, com uma área de 653,7 Km², correspondendo a aproximadamente 10,26% do total da área de estudo. Esta unidade está representada por duas Subunidades: os Vales Dissecados e os Terraços e Planícies Aluviais dos Rios Parnaíba e Poti (Tab. 18). Embora essas duas Subunidades tenham sua gênese a partir da atuação de processos diferenciados, sendo a primeira modelada a partir de processos de dissecação e a segunda a partir dos processos de acumulação de sedimentos transportados e depositados pela drenagem, essas duas subunidades encontram-se agrupadas em uma mesma Unidade de Relevo, por terem sua dinâmica atual comandada pela influência direta desses dois grandes rios.

Essa unidade apresenta as mais baixas altitudes da área de estudo, que variam de 53 a 160 m, com declividades predominantemente planas a suave onduladas na subunidade dos Terraços e Planícies Fluviais, encontrando-se em maior expressão os Neossolos Flúvicos e Quartzarênicos (Apêndices C, D e E). Já a cobertura vegetal apresenta-se nessa subunidade com maior densidade e predominância da Floresta Secundária Mista, com intensa ocorrência de babaçu acompanhando o vale do rio Parnaíba enquanto acompanhando o vale do rio Poti

observa-se maior diversidade de palmeiras, onde se destacam o babaçu, a carnaúba e o tucum, além de manchas de Campo (Apêndice F e observações de campo).

- **SUBUNIDADE 1 - Vales Dissecados**

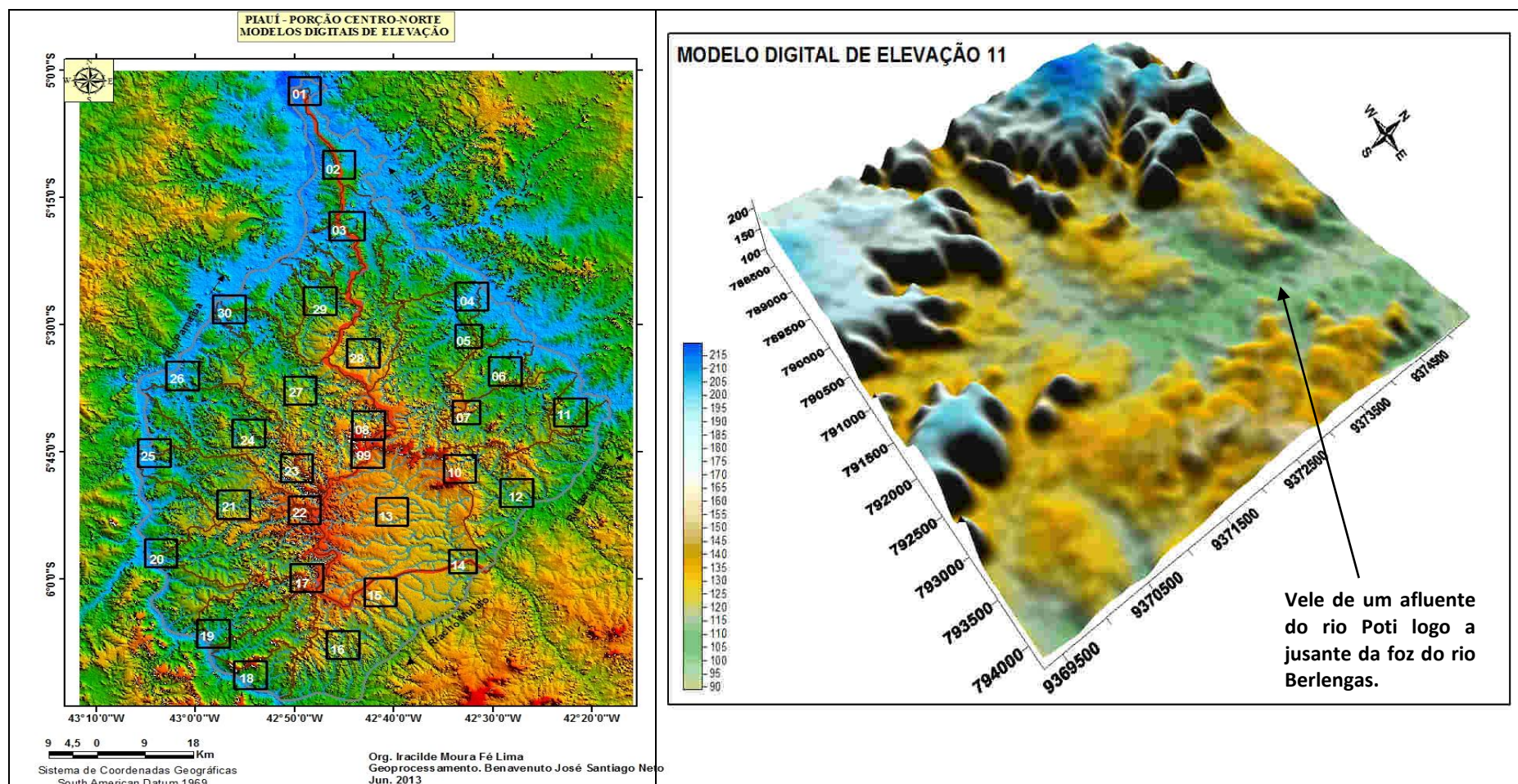
A Subunidade Vales Dissecados apresenta uma área de 454,8 Km², representando 69,5% da unidade de relevo Área de Influência dos Rios Parnaíba e Poti. Em relação à sua participação nas sub-bacias hidrográficas, apresenta-se com área proporcionalmente maior nas sub-bacias do Poti em relação à área que ocupa nas sub-bacias do Parnaíba, 55,96% e 44,04%, respectivamente (Tab. 18).

Como base geológica dessa área afloram as formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo (Apêndice B), atingindo altitudes de até cerca de 160 metros (Apêndice C), encontrando-se nas classes de declividades do relevo de suave-ondulado a forte-ondulado (Apêndice D). Como consequência dessas condições a predominância dos solos corresponde aos tipos Argissolos, Neossolos Litólicos e Neossolos Quartzarênicos e em menor proporção espacial os Plintossolos e os Latossolos Amarelos. Com cobertura vegetal predominante de Floresta Secundária Mista, principalmente nas sub-bacias do rio Parnaíba, e de Campo nas sub-bacias do Poti, nessa área ocorrem também significativas áreas de afloramentos rochosos (Apêndices E e F), conforme se verificou em trabalhos de campo.

Observando a Fig. 91 pode-se identificar que alguns aspectos da morfologia dessa subunidade resultam da atuação dos processos de dissecação dos vales, comandados principalmente pelos rios Parnaíba e Poti. Dessa forma, a morfodinâmica se dá por influência direta desses dois grandes rios sobre seus afluentes a partir da foz em direção a montante, fazendo recuar as vertentes, alargar os fundos dos vales e isolar pequenos morros residuais no seu interior. Assim, a evolução das encostas ocorre predominantemente por erosão regressiva, com incisão vertical e erosão lateral dos vales, além dos movimentos de massa, caracterizando-a como uma superfície morfoescultural, onde predominam ambientes ou meios *instáveis*, segundo a classificação de Tricart (1977) ou em momento de resistasia, conforme Christofletti (1980).

Dentre as formas atuais de ocupação e uso da terra, destacam-se a presença de chácaras e a fabricação comercial de cerâmicas a partir da exploração de argilas da formação Pedra de Fogo e de áreas de deposição fluvial.

Figura 91 - Imagem MDE 11 de uma seção da subunidade de relevo: Vales Dissecados, na área do conjunto de sub-bacias difusas do Poti, entre as sub-bacias do Berlengas e do Melancia



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

- **SUBUNIDADE 2 – Terraços e Planícies Aluviais**

A segunda Subunidade de Relevô, Terraços e Planícies Aluviais dos Rios Parnaíba e Poti, compreende a uma faixa de terrenos com cerca de 3,1% do total da área de estudo e 30,50% da unidade Área de Influência dos Rios Parnaíba e Poti (Tab. 18).

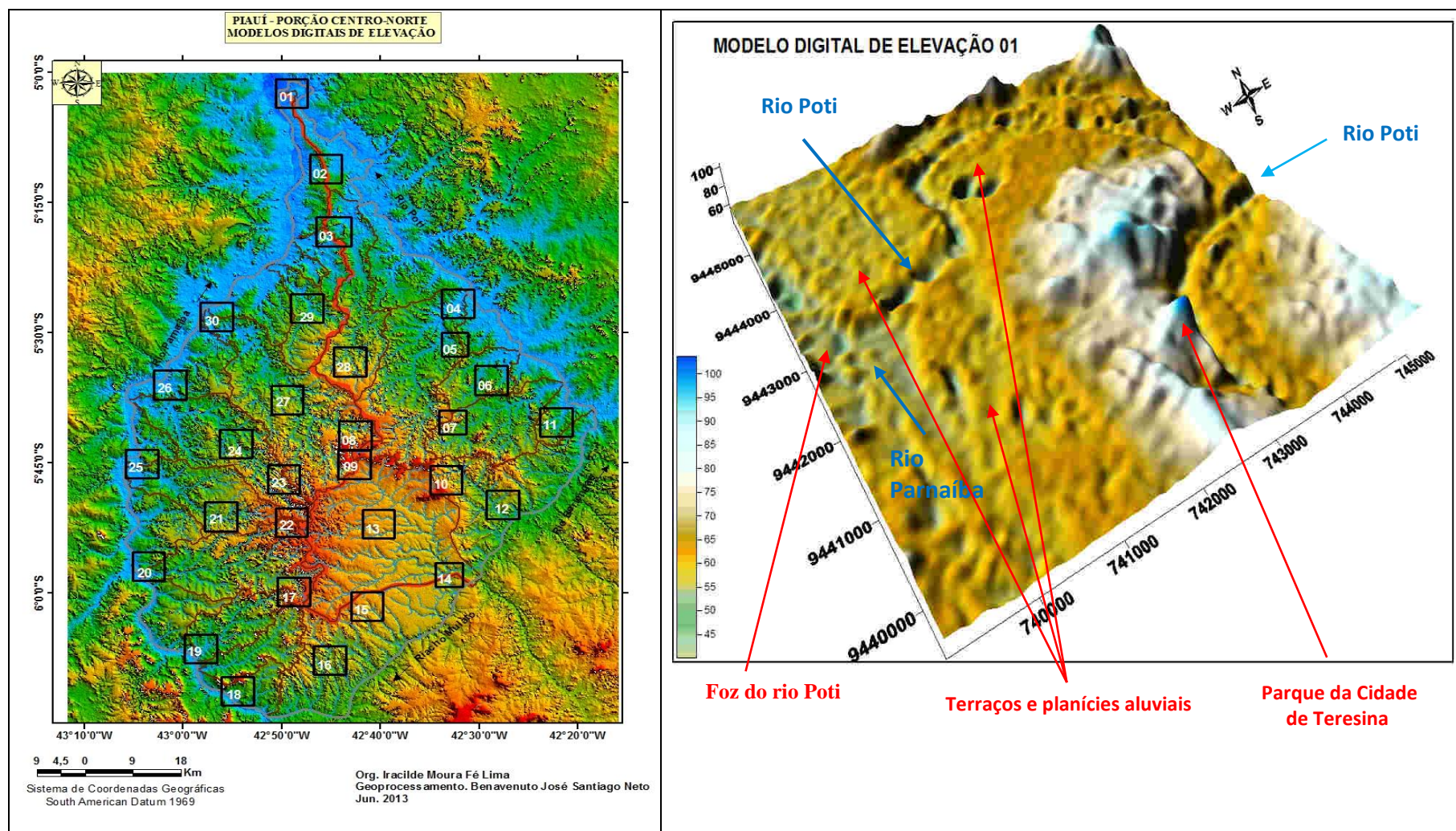
Essa subunidade apresenta-se com maior expressão margeando esses dois rios na porção norte da área de estudo, já no município de Teresina, com um percentual de cerca de 60,73% na margem direita do rio Parnaíba. Nesse trecho o Poti desenha meandros, com leito bem definido, em cujas margens direita e esquerda se formaram largos terraços e planícies aluviais que se estendem até a sua foz no rio Parnaíba, onde se confundem os limites dessas feições de relevo formados pelo Poti e pelo Parnaíba (Fig. 92).

Embora a gênese dos terraços e planícies aluviais esteja ligada aos processos de deposição decorrentes do trabalho dos rios, os terraços encontram-se na atualidade submetidos aos processos erosivos laminares, em decorrência da ação antrópica, seja pelo uso agrícola, seja pelo uso urbano (Figs. 73, 74, 93 e 94), mesmo sendo historicamente atingidos por inundações durante as cheias excepcionais desses rios, inclusive em áreas de ocupação de alto padrão social (Figs. 95A e 95B). As planícies aluviais ocupam faixas expressivas em alguns trechos das margens desses rios, encontrando-se em processo de formação, alimentadas frequentemente pelos processos de deposição fluvial nos períodos de elevada vazão e transbordamento dos seus leitos.

Além da intensa ocupação urbana nessa subunidade, representada pelo crescimento da cidade de Teresina, capital do Piauí, ao longo das margens dos rios Parnaíba e Poti, destacam-se um pequeno uso para lazer em balneários e a crescente instalação de tanques de piscicultura, principalmente nas margens do rio Parnaíba (Fig. 96).

Utilizando-se a classificação de Tricart (1977), essa subunidade de relevo pode ser considerada em duas categorias de ambientes, tendo sua dinâmica influenciada diretamente por processos naturais e antrópicos. Os ambientes que se encontram em fase *intergrade*, são aqueles onde a cobertura vegetal ainda se encontra densa (formada predominantemente por Floresta Secundária Mista de babaçu), com incipiente ocupação humana e a dinâmica dos rios se encontra em equilíbrio dinâmico. Já os ambientes *instáveis* correspondem às áreas onde a pressão antrópica é mais intensa, quebrando o equilíbrio dinâmico natural, principalmente porque a ocupação e o uso dessas áreas ocorrem sem o devido planejamento socioambiental.

Figura 92 – Imagem MDE 01 de uma seção dos terraços e planícies aluviais no entorno da foz do rio Poti no rio Parnaíba.



Org. Lima (2013). Base de dados: Imagem SRTM (INPE, 2010); ANA (2010).

Figura 93 – Fotografias de seções do terraço do rio Poti, por trás da EMBRAPA, bairro Mocambinho, cidade de Teresina.



Fotos: Lima (abr.2012).

Figura 94 – Fotografia das avenidas Raul Lopes e Marechal Castelo Branco construídas nos terraços fluviais das duas margens do rio Poti, na cidade de Teresina.



Foto Müller (nov. 2012).

Figura 95 – Fotografia da Av. Maranhão (Teresina) durante a cheia excepcional do rio Parnaíba no ano de 1985.



Foto: Müller, 1985.

Figura 96 – Fotografias de avenidas construídas no terraço da margem direita do rio Poti, em Teresina, durante a cheia excepcional do rio Poti no ano de 2009.



A – No primeiro plano a Av. Raul Lopes coberta pela água e em segundo o leito do rio Poti.

Foto: Lima (abr.2009).

B – Av. Ininga, a montante da Raul Lopes, também atingida pela água do transbordamento do rio Poti.

Foto: Lima (abr.2009).

Figura 97 – Imagem mostrando a utilização da terra predominantemente com a atividade de piscicultura em planície e terraço aluvial da margem direita do rio Parnaíba, município de Nazária-Piauí.



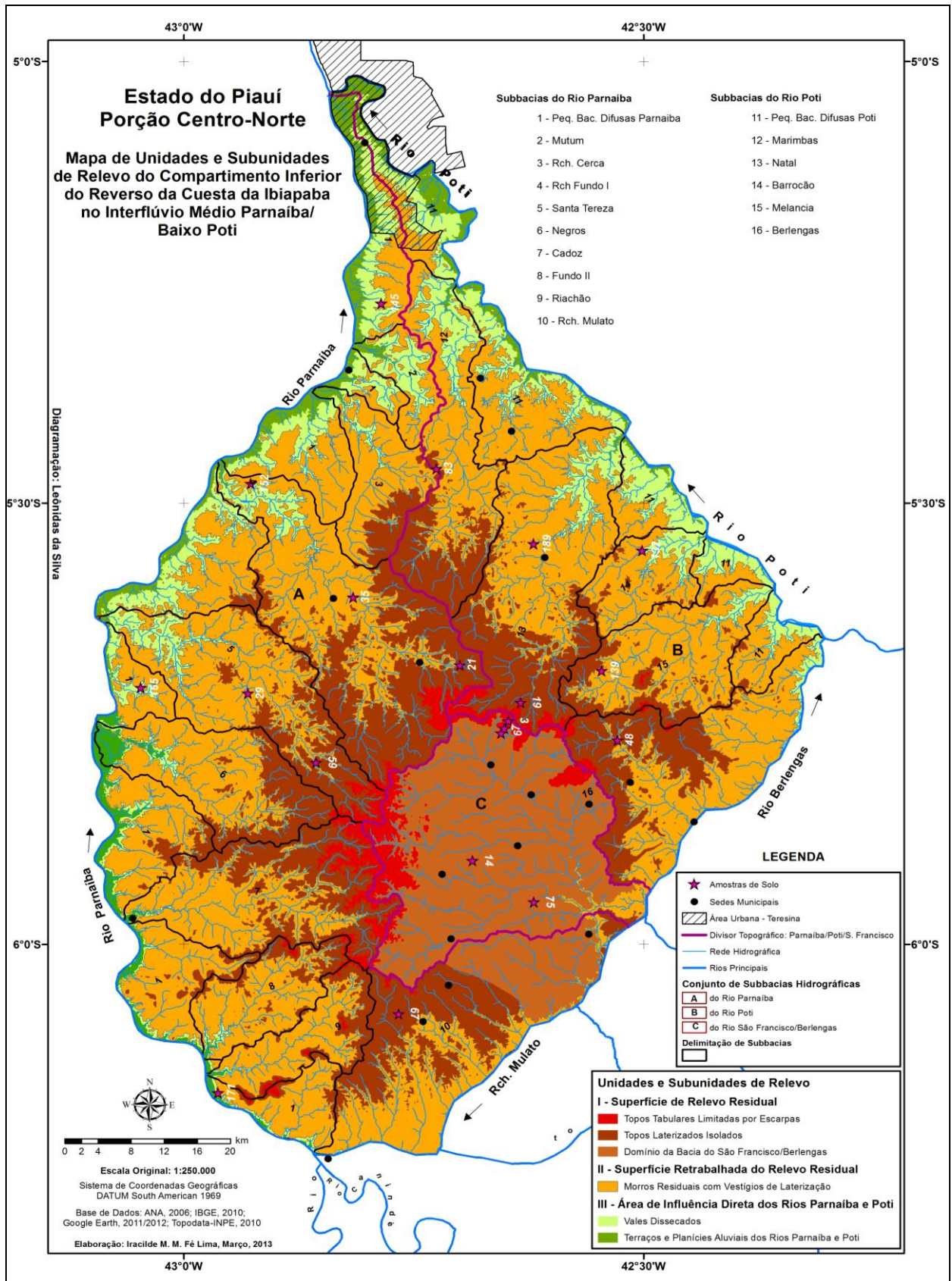
Fonte: Google Earth (imagem de 12.05.2013).

5.6 Dinâmica das Coberturas Superficiais e Morfogênese

Os resultados da análise de raio-X das argilas foram classificados em Grupos denominados de: I, II, III, IV e V, tendo como referência a similaridade desses resultados, como forma de caracterizar essas Unidades com relação aos seus materiais superficiais, ou regolitos, e de identificar evidências dos tipos de processos de vertente/fundo de vale a eles associados. As características das amostras de solos/regolitos encontram-se identificadas nas Tabs. 19, 20, 21, 22 e 23, e sua localização na Fig. 98.

A análise dos resultados do Grupo I formado pelas amostras 3, 7, 9, 14, 75 (Tab. 19) demonstra, de uma maneira geral, que na área topograficamente mais elevada há um conjunto de materiais nos quais predomina a caulinita, com 4 picos bem definidos, secundada pela gipsita e por 3 hematitas uma das quais acompanhada da goethita. Nos difratogramas correspondentes as três primeiras amostras (Apêndices G), a gipsita ainda é incipiente, indicando ambiente mais seco e/ou tempo insuficiente para sua completa transformação como argilosilicato.

Figura 98 – Mapa de localização das amostras de argila de solos submetidas à difratometria de raio – X.



Org. Lima (2013). Base de dados: ANA (2006); IBGE (2010); SAMPAIO (2008).

A área de coleta dessas amostras corresponde às porções mais elevadas do conjunto de serras, nas quais foi possível, no campo, identificar resíduos de laterização, possivelmente pela presença de crosta ferruginosa originada em clima subatual. Também está associada às porções mais elevadas da Superfície de Relevo Residual, corroborando sua identificação como relevo residual.

Nos difratogramas das amostras 14 e 75 desse mesmo conjunto (Apêndice H), o pico da gipsita aumenta, como também aumenta a presença de goethita, significando a ocorrência de maior umidade. De fato, embora essas amostras se encontrem na mesma Unidade de Relevo, correspondem à área topograficamente mais baixa com relação aos remanescentes da zona de serras e que, hoje, correspondem à bacia semicircular do rio São Francisco que drena para o Rio Berlengas, este último afluente do Poti.

O Grupo II dos difratogramas reúne as amostras 35, 67, 139, 165 e 171 (Tab. 20), que apresentam similaridades entre si, mas diferem das do primeiro grupo por causa da diminuição dos picos da caulinita para 3, ainda predominante, com a presença incipiente da gipsita. Também é identificável a presença da hematita com apenas um início de hidratação, indicado pela presença de goethita (Apêndice I). Esse conjunto corresponde ao material coletado principalmente nas áreas elevadas, nas quais estão localizadas as cabeceiras dos principais rios voltadas para as drenagens do Parnaíba e do Poti. São porções mais altas, próximas ao domínio das serras e, portanto, sendo influenciadas por essa condição, mostrando-se mais secas do que aquelas do relevo voltado para a bacia do rio São Francisco, porém mais úmidas do que aquelas condições das serras (Grupo I).

Exceção com relação a esta localização refere-se a uma das amostras (difratograma 67, Apêndice J), coletada próxima ao alto curso da bacia do Rio Mulato, em área já sob influência da drenagem do rio Parnaíba. Esta mostra evidências de maior umidade, por apresentar pico bem definido de gipsita e a presença de goethita associada à de hematita. A outra corresponde às amostras 165 e 171, localizadas nas áreas próximas ao fundo do canal e mais a montante, mostrando, contudo, que ocorre um aumento da umidade pela presença de gipsita e goethita.

O terceiro conjunto de difratogramas das amostras nº 21, 83 e 189, também mostra o predomínio de caulinita mas com um pico bem definido de 1 gipsita (Tab. 21; Apêndice K). O que mais chama a atenção, no entanto, é que, embora a goethita ocorra em picos bem definidos indicando aumento da umidade (hidratação), ainda é bem visível a presença de muita hematita, mostrando que se trata de ambiente de transição, no qual existem materiais residuais ainda não totalmente transformados. Essas amostras foram obtidas da área correspondentes a porções mais

elevadas da Unidade de Relevo Superfície Retrabalhada do Relevo Residual, em uma área de interflúvios que separam as drenagens do rio Poti e do rio Parnaíba, antes da confluência do Poti. Eles devem constituir relevos residuais, mas que não se encontram mais ligados espacialmente às serras, permanecendo como topos ou áreas mais elevadas da paisagem, embora mais baixos do que a região das serras. De certa forma, eles apresentam similitude com aqueles do grupo anterior, dos quais se diferem apenas pela não indicação de um pico mais definido de gipsita, apontando para um pouco mais de umidade.

Num quarto grupo, o das amostras n. 19, 29, 48, 59, 145, 152 (Tabela 22), pode-se observar que os difratogramas apresentam um pico bem marcante da gipsita, embora ainda predomine a caulinita (Apêndice L). No entanto, é a ocorrência marcante da goethita, que sobrepuja a hematita, típica de ambientes mais úmidos, o que leva à interpretação de que a hematita presente é residual, testemunhando a ocorrência em um passado recente de condições mais secas no relevo local. Possivelmente, uma maior umidificação do clima e do ambiente local e o recuo das cabeceiras tenham sido os fatores mais importantes associados à maior ocorrência de goethita e ao quase desaparecimento da hematita, tão frequente e constante nas amostras das áreas mais altas, próximas ao relevo das serras. Essa interpretação é reforçada pela posição das áreas de ocorrência desses materiais, já nas vertentes dos cursos médio e baixo do rio Parnaíba e de seus afluentes, no domínio da Superfície Retrabalhada do Relevo Residual.

Por fim, o difratograma 132 do grupo V (Tab.23), correspondente ao material coletado em uma área da subacia do Barroão, afluente do Rio Poti, demonstra a presença absoluta da caulinita acompanhada da goethita, com a ausência completa da hematita (Apêndice M). Esse material aponta para a existência de um pequeno paradoxo, pois se a goethita indica mais hidratação dos ambientes/clima, deveria ser esperada também a presença da gipsita, o que não ocorre. No entanto, essa associação nem sempre está presente, uma vez que a ocorrência de gipsita pode ser decorrente de um processo mais longo de intemperismo, enquanto a hidratação da hematita pode ser decorrente de condições locais de sua dissolução e re-precipitação como goethita.

Tabela 19 - Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo I.

Nº ponto GPS e Bacia Hidrográfica	CG e altitude	N. Am.	Profundidade (cm)	Unidade/Subunidade de Relevô	Posição no relevô	Granulometria %			pH		CE (mS/cm)	MO dag/kg)	Fomação Geológica
						Areia	Silte	Argila	Água	KCL			
47 Berlengas	05°44'49" 42°38'50" 387 m	3	30-60	Topos tabulares limitadas por escarpas	Topo da Serra do Grajaú.	31	17	52	4,6	4,1	19,2	2,14	Corda
Pt.50 Berlengas	05°19'32" 42°39'05" 361 m	7	27-50	Topos tabulares limitadas por escarpas	Vertente da Serra do Grajaú	20	18	62	4,5	4,0	31,2	2,36	Corda
Pt.186 Berlengas	05°45'38" 42°39'18" 298 m	9	30-57	Topos tabulares limitadas por escarpas	Pedimento Agrico-landia	47	13	40	4,5	4,0	14,6	1,8	Pastos Bons
Pt.197 Berlengas	05°54'19" 42°41'09" 270 m	14	135 +	Domínio da bacia do São Francisco/Berlengas	Pedimento	51	16	34	4,5	3,9	11,5	1,37	Pastos Bons
Pt.501 Berlengas/Poti	05°57'07" 42°37'09" 232 m	75	50 +	Domínio da bacia do São Francisco/Berlengas	Topo da chapada Hugo Napoleão	62	12	26	4,8	4,0	6,9	1,37	Pastos Bons

Fonte: Pesquisa direta (2012).

BH = Bacia Hidrográfica; CG = Coordenadas Geográficas; N. Am. = Número Amostra; pH = potencial Hidrogeniônico; CE = Condutividade Elétrica; MO = Matéria Orgânica.

Tabela 20 - Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo II.

N. ponto GPS e Bacia Hidrográfica	CG e altitude	N. amostra	Profundidade (cm)	Unidade/Subunidade de Relevo	Posição no relevo	Granulometria %			pH		CE (mS/cm)	M.O (dag/kg)	Formação Geológica
						Areia	Silte	Argila	Água	KCL			
Pt.152 Fundo1/ Parnaíba	05°36'25" 42°48'56" 140 m	35	40 +	Morros residuais com vestígios de laterização	Média Vertente	62	5	33	5,1	4,0	13,1	1,16	Pedra de Fogo
Pt.456 Mulato/ Parnaíba	06°04'43" 42°45'59" 257 m	67	10-40	Topos laterizados isolados	Topo de planalto	67	14	19	4,6	4,1	11,9	2,02	Sardinha
Pt.731 Melancia / Poti	5°41'25" 42°32'45" 243 m	139	60-140	Morros residuais com vestígios de laterização	Patamar de planalto	61	13	20	4,7	3,9	14,7	2,02	Pastos Bons
Pt.797 Difusas Parnaíba V	05°42'34" 43°02'49" 100 m	165	30-60	Vales dissecados	Baixa Vertente	86	9	5	5,7	4,3	10,9	1,16	Pedra de Fogo
Pt.820 Difusas	06°10'06" 42°57'47" 105 m	171	40 +	Vales dissecados	Baixa Vertente	32	23	45	4,9	3,9	11,1	1,27	Piauí

Fonte: Pesquisa direta (2012).

CG = Coordenadas Geográficas; pH = potencial Hidrogeniônico; CE = Condutividade Elétrica; M.O = Matéria Orgânica.

Tabela 21 - Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo III.

N. ponto GPS e Bacia Hidrográfica	CG e altitude	N. amostra	Profundidade (cm)	Unidade/Subunidade de Relevô	Posição no relevo	Granulometria %			pH		CE (mS/cm)	M.O (dag/kg)	Formação Geológica
						Areia	Silte	Argila	Água	KCL			
Pt. 65 Fundo 1 – Bacia do Parnaíba	05°41'01" 42°41'59" 195 m	21	30 – 60	Topos Laterizados Isolados	Vertente	24	31	46	5,3	4,0	11,6	0,96	Piauí/ /Pedra de Fogo
Pt.550 Divisor Parnaíba/ Poti	05°27'40" 42°43'32" 187 m	83	90 +	Topos laterizados isolados	Topo	60	12	28	4,9	4,0	7,6	1,06	Pastos Bons
Pt.13 Natal – Bacia do Poti	5°32'49" 42°36'50" Alt. 190 m	189	10 - 30	Morros Residuais com Vestígios de Laterização	Topo	31	30	39	5,4	4,1		1,51	Poti.

Fonte: Pesquisa direta (2012).

CG = Coordenadas Geográficas; pH = potencial Hidrogeniônico; CE = Condutividade Elétrica; M.O = Matéria Orgânica.

Tabela 22 - Resultados de difratometria de Raio-X de argilas, Grupo IV.

N. ponto GPS e Bacia Hidrográfica	CG e altitude	N. amostra	Profundidade (cm)	Unidade/ Subunidade de Relevô	Posição no relevo	Granulometria %			pH		CE (mS/cm))	M.O (dag/kg)	Formação Geológica
						Areia	Silte	Argila	Água	KCL			
Pt.62 Natal/Poti	05°43'34" 42°38'01" 270 m	19	40-200	Topos tabulares limitados por escarpas	Média Encosta	81	8	11	5,0	4,3	6,6	1,27	Pastos Bons
Pt.130 S. Teresa/Parnaíba	05°42'57" 42°55'49" 135 m	29	105 +	Morros residuais do São Francisco Berlingas	Baixa encosta.	85	6	9	5,7	4,7	6,9	1,06	Piauí
Pt.278 Berlingas/Poti	05°46'06" 42°31'41" 181 m	48	40-89	Topos laterizados isolados	Baixa encosta	62	26	12	6,1	5,2	10,3	1,06	Pastos Bons
Pt.394 S.Teresa/Parnaíba	05°47'38" 42°51'22" 204 m	59	40-120	Topos laterizados isolados	Vale aberto	79	16	5	6,5	5,5	14,7	1,48	Pedra de Fogo
Pt. 753 Difusas Parnaíba I	05°12'21" 42°48'03" 78 m	145	15-70	Morros residuais com vestígios de laterização	Topo rebaixado	54	23	23	5,1	4,3	21,3	1,06	Pedra de Fogo
Pt.770 Fundo 1/Parnaíba	05°28'04" 42°55'53" 130 m	152	10-30	Morros residuais com vestígios de laterização	Encosta suave	58	15	27	4,9	3,9	11,8	1,80	Pastos Bons e Pedra de Fogo

Fonte: Pesquisa Direta (2012).

BH = Bacia Hidrográfica; CG = Coordenadas Geográficas; N° Am. = Número Amostra; pH = potencial Hidrogeniônico; CE = Condutividade Elétrica; MO = Matéria Orgânica.

Tabela 23 - Resultados da difratometria de Raio-X de argilas, Grupo V.

N. do ponto GPS e BH	CG e altitude	N. Am	Prof. Horizonte (cm)	Unidade/ Subunidade de Relevo	Posição no relevo	Granulometria %			Textura	pH		CE mS/cm	M.O dag/kg	Formação geológica
						Areia	Silte	Argila		Água	KCL			
Pt. 709 Barroão/ Poti	05°33'14" 42°30'05" 102 m	132	90 +	Morros residuais com vestígios de laterização	Baixa vertente	86	11	3	Arenosa	6,0	4,7	4,0	1,06	Pedra de Fogo

Fonte: Pesquisa Direta (2012).

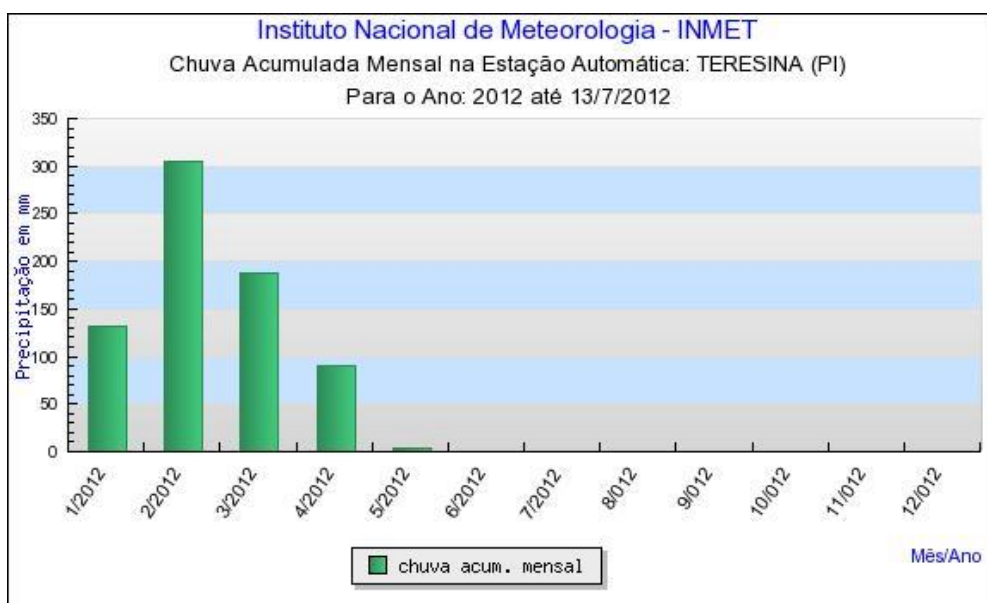
BH = Bacia Hidrográfica; CG = Coordenadas Geográficas; N. Am. = Número Amostra; PH = Profundidade do Horizonte; CE = Condutividade Elétrica; pH = potencial Hidrogeniônico; CE = Condutividade elétrica; MO = Matéria Orgânica.

5.7 Composição e qualidade das águas dos rios Poti e Parnaíba e de seus afluentes

As observações diretas e os registros pluviométricos do período chuvoso do ano de 2012, ano utilizado como referência para a coleta das amostras de águas dos rios e riachos da área de estudo, demonstraram um comportamento totalmente atípico em relação às médias das precipitações das séries históricas de pluviometria. Isto ocorreu tanto para a porção do extremo norte dessa área, ou seja, Teresina (Fig. 99), quanto para a porção central da área, em São Pedro do Piauí, onde essa irregularidade foi muito mais acentuada (Fig. 100), contribuindo, conseqüentemente, para os baixos níveis de escoamento superficial.

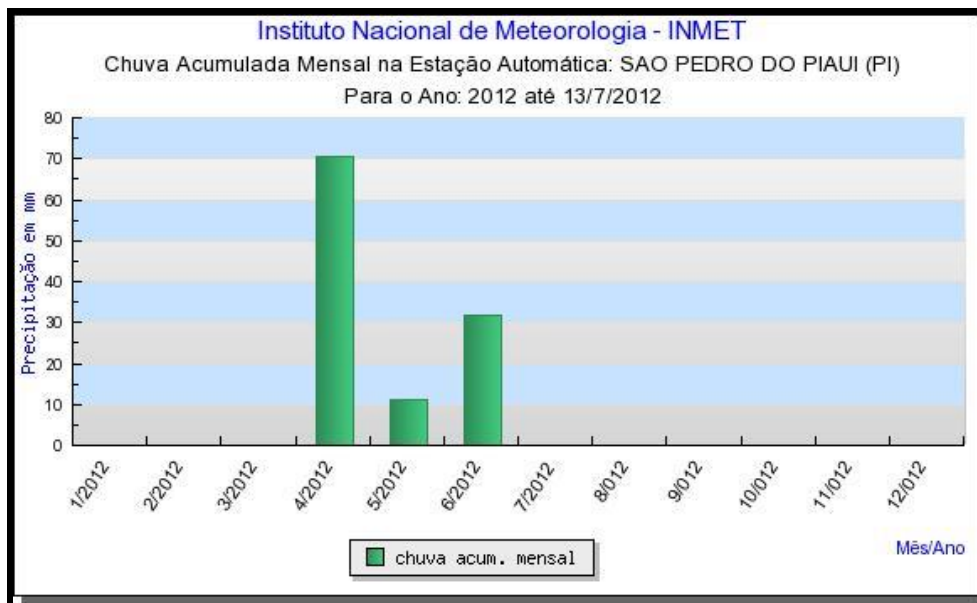
Mesmo representando um ano de irregularidades e baixos índices pluviométricos, considerou-se que os resultados das análises laboratoriais realizadas (Tabs. 24 e 25), podem constituir uma referência para estudos futuros das características das águas dessa rede de drenagem, uma vez que não existem estudos anteriores que identifiquem esses parâmetros para os afluentes dos rios Parnaíba e Poti estudados neste trabalho.

Figura 99 - Gráfico dos totais mensais acumulados de chuvas na estação automática de Teresina, de 01 de janeiro a 13 de julho de 2012.



Fonte: INMET (13. Jul. 2012).

Figura 100 – Gráfico dos totais mensais acumulados de chuvas na estação automática de São Pedro do Piauí, de 01 de janeiro a 13 de julho de 2012



Fonte: INMET (13 jul. 2012).

Os resultados das análises laboratoriais dos parâmetros físico-químicos e microbiológicos das amostras das águas coletadas em três pontos do rio Parnaíba e em oito pontos de seus afluentes, como também em três pontos do rio Poti e seis pontos de seus afluentes, em janeiro e em abril de 2012 (Tabs. 24 e 25), estão identificados a seguir:

- **Potencial Hidrogeniônico (pH)**

Os valores do pH de todas as amostras dos corpos d'água (Tabs. 24 e 25), mostram uma pequena variação nos períodos de janeiro e abril de 2012, sendo que todas as amostras analisadas encontram-se nos limites de variação mínima e máxima estabelecidos pela Resolução CONAMA, nº 357/05.

A ocorrência do pH mais baixo no mês de abril, observada nas amostras 4, do Rio dos Negros e 11 do Riacho Santa Tereza, afluentes do rio Parnaíba, caracteriza um meio levemente ácido das águas desses rios. Já as amostras 1, do Rio Mutum, afluente do Parnaíba e 15, do riacho Barroçã, afluente do rio Poti, apresentaram pH mais elevado (Fig. 101) evidenciando águas mais alcalinas nessas amostras nos dois meses em que foram realizadas as coletas.

Tabela 24 – Resultados das análises físico-químicas e microbiológicas nas amostras de água do rio Parnaíba e afluentes, segundo coleta em janeiro e em abril de 2012.

PARÂMETROS ANALISADOS	AMOSTRAS																					
	Nº 1		Nº 2		Nº 3		Nº 4		Nº 5		Nº 6		Nº 7		Nº 8		Nº 9		Nº 10		Nº 11	
	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr
Condutividade Elétrica (µS.cm ¹)	236,8	267	22,10	28,30	151,3	177	34,70	39,20	45,60	55,00	28,20	58,0	12,20	66,0	137,9	60,0	22,20	39,0	49,6	76,0	-	145
Temperatura (°C)	25,0	24,8	24,8	24,8	25,0	24,8	24,9	24,7	24,8	24,8	24,8	25,1	25,0	24,9	25,3	25,0	25,3	24,4	24,20	23,9	-	23,1
DBO ₅ (mg/L)	13,0	13,0	14,0	20,0	15,0	20,0	5,0	23,0	11,0	11,0	14,0	10,0	14,0	8,0	5,0	14,0	15,0	9,0	15,0	16,0	-	34,0
DQO (mg/L)	24,0	16,0	24,0	32,0	24,0	32,0	8,0	70,0	16,0	48,0	94,0	32,0	39,0	32,0	8,0	132,0	32,0	16,0	16,0	41,0	-	41,0
pH	8,0	7,2	7,8	7,2	7,7	7,4	6,9	6,4	7,0	6,7	7,1	6,9	6,7	7,3	6,8	7,3	7,6	7,2	7,4	6,9	-	6,3
STD (mg/L)	128,0	134,0	6,0	9,0	78,0	84,0	13,0	14,0	19,0	22,0	10,0	24,0	1,0	28,0	73,0	77,0	12,0	15,0	22,0	35,0	-	1,0
Turbidez (UNT)	24,8	13,10	41,10	27,40	7,60	16,10	13,80	9,60	132,0	7,10	161,0	25,3	159,0	7,50	12,40	5,30	187,0	68,40	81,30	45,30	-	234,0
Alumínio (mg/L)	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,07	0,04	0,06	0,03	0,04	0,00	0,10	0,06	0,00	0,02	0,10	0,01	0,00	0,02	-	0,10
Ferro (mg /L)	0,30	0,70	0,50	0,90	0,4	0,08	1,3	1,40	1,40	0,90	0,90	1,30	0,60	0,60	1,20	0,70	1,70	0,10	0,70	1,40	-	3,20
Manganês (mg /L)	2,10	0,10	1,80	0,10	1,20	0,01	0,40	0,00	2,90	0,00	5,30	0,20	4,10	0,00	1,80	0,30	11,70	0,20	1,90	0,20	-	0,50
Potássio (mg/L)	2,8	3,9	0,3	0,5	2,2	2,1	1,4	0,8	1,2	2,1	1,8	1,6	0,7	2,2	4,3	1,8	1,4	0,6	0,6	1,6	-	0,9
Sódio (mg/L)	3,7	5,4	0,8	1,5	4,4	7,9	4,1	4,2	3,0	5,2	2,2	3,8	6,0	4,7	7,4	7,5	1,6	2,3	2,4	7,0	-	3,1
Sílica (mg/L)	30,30	34,4	7,80	18,00	13,0	24,3	10,5	18,90	14,80	18,90	17,30	29,8	12,20	26,80	34,00	37,10	15,50	18,90	13,60	22,50	-	12,70
Dureza de Ca -mgCa/L	15,11	25,29	3,29	4,12	11,18	15,66	1,64	2,47	2,47	3,29	18,55	4,12	2,47	3,29	10,72	10,72	2,47	4,12	5,77	4,94	-	1,64
Dureza de Mg-mgMg/L	8,21	2,34	2,51	1,17	0,50	1,50	1,00	1,00	1,00	2,01	3,01	2,51	1,50	2,01	2,01	2,68	0,50	0,50	0,50	2,01	-	1,00
Dureza Total (mg CaCO ₃ /L)	71,47	72,16	18,55	15,12	40,54	45,36	8,24	10,30	10,30	16,49	18,55	20,61	12,37	16,49	35,05	38,48	8,24	12,37	18,55	20,61	-	8,25
Coliform. Totais (UFC)	>2400	69000	39000	7300	>2400	>2400	87000	>2400	140000	46000	170000	33000	>2400	240000	>2400	69000	98000	39000	69000	69000	-	100
Coliformes Fecais (UFC)	3100	200	300	100	27	27	200	960	1900	< 1	410	< 1	200	100	2000	1500	100	860	1200	630	-	< 1


Org. Lima (2012). Base de dados: Pesquisa direta, 2012. Análises: AGESPISA/ETE (2012) e IDEPI (2012).

Acima do valor de referência para água classe 2 (BRASIL/CONAMA, 2005); Acima do valor de referência (CETESB, 2009).

Tabela 25 – Resultados das análises físico-químicas e microbiológicas nas amostras de água dos afluentes do rio Poti: janeiro e abril de 2012.

PARÂMETROS ANALISADOS	AMOSTRAS																	
	Nº 12		Nº 13		Nº 14		Nº 15		Nº 16		Nº 17		Nº 18		Nº 19		Nº 20	
	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr	Jan	Abr
Cond. Elétrica ($\mu\text{S.cm}^1$)	98,2	64,0	98,7	94,0	104,0	121,0	117,6	145,0	76,8	100,0	-	69,0	-	78,0	-	41,0	-	100,0
Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	25,0	22,9	24,9	22,9	24,9	21,7	24,7	22,4	22,4	24,7	-	21,9	-	19,3	-	22,5	-	23,4
DBO ₅ (mg/L)	14,0	14,0	4,0	16,0	16,0	15,0	16,0	11,0	5,0	11,0	-	22,0	-	20,0	-	38,0	-	19,0
DQO (mg/L)	142,0	62,0	8,0	57,0	24,0	41,0	16,0	16,0	8,0	41,0	-	49,0	-	49,0	-	57,0	-	49,0
pH	7,6	7,3	7,5	7,4	7,5	7,3	8,4	8,0	6,8	7,1	-	7,5	-	7,5	-	7,2	-	7,1
STD (mg/L)	49,0	28,0	49,0	43,0	52,0	57,0	60,0	69,0	37,0	47,0	-	31,0	-	33,0	-	14,0	-	31,0
Turbidez (UNT)	4,5	26,8	2,3	9,5	123,0	6,0	39,0	18,0	40,9	3,4	-	3,3	-	3,3	-	245,0	-	34,80
Alumínio (mg/L)	0	0,04	0,0	0,02	0,0	0,04	0,05	0,03	0,0	0,04	-	0,01	-	0,06	-	0,16	-	0,03
Ferro (mg/L)	0,30	1,10	0,40	0,70	1,20	0,90	0,20	0,50	2,40	3,20	-	0,90	-	0,40	-	0,36	-	2,70
Manganês (mg/L)	1,10	0,10	0,60	0,10	4,20	0,10	2,40	0,10	1,5	0,0	-	0,10	-	0,10	-	0,70	-	0,20
Potássio (mg/L)	3,4	1,4	5,1	1,9	4,4	2,2	4,8	3,0	5,5	4,7	-	1,7	-	1,8	-	1,1	-	2,6
Sódio (mg/L)	7,4	5,0	5,2	4,2	6,6	5,4	3,5	3,1	6,6	9,9	-	6,4	-	6,9	-	4,6	-	6,6
Sílica (mg/L)	18,50	21,10	23,50	22,0	22,0	26,40	48,0	39,20	24,0	34,70	-	19,20	-	19,30	-	8,70	-	25,6
Dureza de Cálcio (mgCa/L)	6,31	3,29	4,12	5,77	8,24	7,42	9,07	13,19	3,84	2,47	-	5,77	-	-	-	-	-	-
Dureza de Mg (mgMg/L)	2,17	2,01	3,35	3,01	2,01	4,52	4,35	2,01	2,17	1,00	-	1,50	-	1,00	-	1,52	-	1,00
Dureza Total (mg CaCO ₃ /L)	24,74	16,49	24,05	26,80	28,86	37,11	40,54	41,23	8,55	10,33	-	20,71	-	18,55	-	14,58	-	16,49
Coliformes Totais (UFC)	>2400	>2400	>2400	>2400	>2400	>2400	52000	39000	>2400	>2400	-	2600	-	58000	-	190000	-	37000
Coliformes Fecais (UFC)	3	93	9,4	130	8,3	16	100	< 1	8,4	22	-	< 1	-	< 1	-	1600	-	37000

Org. Lima (2013). Base de dados: Pesquisa direta, 2012. Análises AGESPISA (2012) e IDEPI (2012).

 Acima do valor de referência para água classe 2 (BRASIL/ CONAMA; 2005).


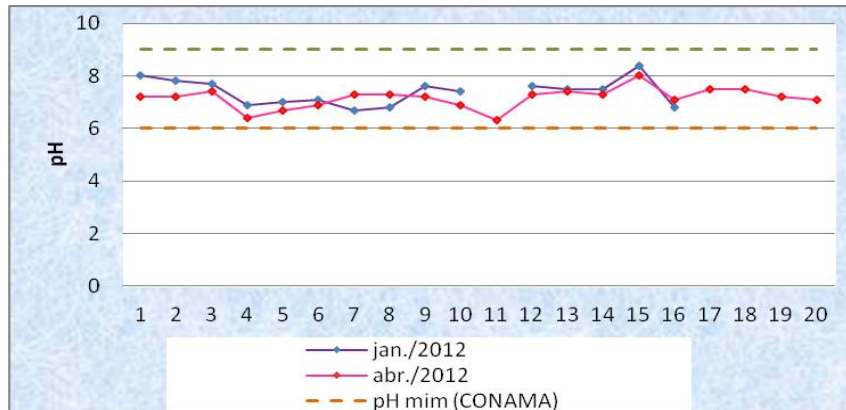
 Acima do valor de referência (CETESB, 2009).

Figura 101 - Gráfico dos valores de pH em amostras de água superficial do rio Parnaíba e afluentes e do rio Poti e seus afluentes, jan. e abr./2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

Os maiores valores de pH associados às amostras 1, do rio Mutum, 3, do rio Fundo I, e 15 do Barroão, podem estar associados principalmente ao tipo de solos e/ou rochas predominantes nas bacias analisadas do que propriamente aos processos biológicos fotossintéticos, visto que a coleta dessas amostras foi realizada em horário de menor insolação. Essa inferência se deve ao fato de que nos processos fotossintéticos, em horários de maior insolação, ocorre maior consumo de CO_2 , diminuindo a acidez, ou seja, aumentando o pH (CETESB, 2009).

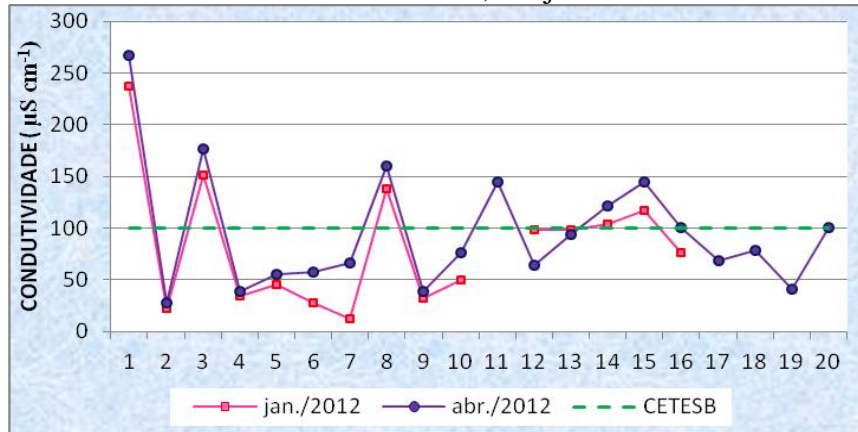
Os valores de pH encontrados na água do rio Parnaíba nesta pesquisa variaram entre 6,9 a 7,8 sendo os mais baixos em abril, enquanto os valores encontrados pela ANA para anos anteriores a 2010 ficaram entre 6,2 e 6,3 a montante e a jusante de Teresina, respectivamente. Já os rios maranhenses considerados apresentaram valores entre 6,1 e 7,6 com padrão sazonal semelhante para os três rios, semelhante aos valores encontrados nesta pesquisa para o rio Parnaíba. Todos esses valores encontram-se na faixa de valores limites estabelecidos pelo CONAMA para as classes 1 e 2 das águas doces.

• Condutividade Elétrica

Os valores da Condutividade Elétrica nos dois períodos do ano, ficaram abaixo do limite de referência de $100\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ estabelecido pela CETESB para a maioria das amostras de água dos rios Parnaíba e Poti e seus respectivos afluentes. Exceção foi verificada nas amostras da sub-bacia do Parnaíba: 1, do rio Mutum; a 3, do rio Fundo I; a 8, do rio Mulato; e a 11, do riacho Santa Tereza. No caso da sub-bacia do rio Poti, mostrou-se como exceção a amostra 15,

correspondente ao riacho Barroçã, que ficou acima desse valor de referência, nos dois meses do ano considerados, para a classe dois das águas doces (Fig. 102).

Figura 102 – Gráfico dos valores de condutividade elétrica nas amostras de águas dos rios Parnaíba e afluentes e do Poti e seus afluentes, em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

Os baixos valores encontrados nas amostras 5, do rio Cadoz, 6 do rio Fundo II e 7, do Riachão, evidenciam baixos teores de íons dissolvidos na água, possivelmente porque na maior parte das respectivas bacias hidrográficas ocorram afloramentos rochosos praticamente contínuos em grandes áreas, alternadas com manchas de Neossolos Litólicos, indicando baixo nível de intemperismo químico. Além desse fato, observou-se em campo, que as bacias dos rios Cadoz e Riachão apresentam baixíssimos índices de ocupação humana nas áreas de alto e médio curso e, assim, há ausência de esgotos domésticos, ou decorrentes de atividades humanas. Já a amostra 4, retirada do riacho dos Negros, ocorre em uma grande área de afloramentos de diabásio (basalto/diabásio) em mais de um trecho cortado pelo rio, ora com faixas de baixo intemperismo químico, ora com solos ocupados com cultivo de pastagens, o que pode responder por esses valores mais elevados detectados.

Os valores de Condutividade Elétrica para o rio Parnaíba, em Amarante-PI, apresentaram-se muito baixos no trecho inicial da área de estudo: 32,20 e 39,0, caindo ainda mais no trecho mediano: 22,10 e 28,30, a montante de Teresina. Os menores valores foram das amostras coletadas no início do período chuvoso. A jusante de Teresina, esses valores quase dobram, mas ainda permanecem relativamente baixos (49,6 e 76,0), sendo que os valores encontrados pelo estudo dos técnicos da ANA são semelhantes aos encontrados nesta pesquisa. Já os baixos valores encontrados na amostra 2 do rio Parnaíba em Nazária, e na amostra do rio Parnaíba em Amarante, a de n.9, correspondem a áreas de urbanização de pequeno porte, não

possuindo tratamento de esgoto. Junto com a amostra do rio Poti, de n. 19, no início da cidade de Teresina elas parecem indicar que esses trechos dos rios Parnaíba e Poti, pelo seu grande volume de águas, possuam a capacidade de diluir os íons, nesse limite de análise.

Dentre os rios maranhenses analisados, observou-se que o Itapecuru, cuja bacia hidrográfica faz limite com a do rio Parnaíba e apresenta condições climáticas semelhantes, é o rio que apresenta valores mais próximos aos do rio Parnaíba (40 e 90). Os rios Mearim e Pindaré, que também drenam a Província Geológica Parnaíba, mas, possivelmente, por se localizarem a oeste da bacia do Itapecuru, apresentaram valores bem mais elevados de Condutividade Elétrica, ultrapassando o valor máximo de 100 ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) estabelecido (CETESB, 2009; MACEDO, 2007) para a classe 2 das águas doces do espaço brasileiro.

- **Temperatura (°C)**

Os valores de temperatura registrados nas amostras de água do rio Parnaíba e no Poti e afluentes evidenciaram águas relativamente quentes, variando entre 20 e 25°C nos dois períodos de coleta (janeiro e abril de 2012) (Fig. 103).

Em termos gerais, os maiores valores de temperatura concentraram-se no mês de janeiro e as mais baixas no mês de abril, provavelmente indicando que a variação desses valores esteja associada aos horários de coleta, uma vez que no mês de abril foram realizadas nos períodos de maior insolação do dia, bem como à pequena precipitação de chuva no mês de abril se comparada a do mês de janeiro.

Figura 103 - Gráfico das medidas de temperatura da água dos rios Parnaíba e afluentes e do Poti e afluentes, em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012)

Nos três pontos de coleta desta pesquisa ao longo do rio Parnaíba, encontraram-se valores semelhantes e com pequena amplitude de variação (entre 23,9 e 25,3°C). Os valores mais baixos foram encontrados no ponto a jusante da foz do rio Poti, ou seja, após a área de estudo, sendo um pouco mais altos em janeiro (24,20°C) do que em abril (23,9°C).

Comparando esses dados com os da ANA (PIAUI/SEMAR, 2010) para esse mesmo rio, observou-se que as médias dos anos anteriores apresentaram dados também semelhantes entre si, com pequena variação para maior, porém não ultrapassando os 30°C e caindo para 28,4°C a jusante de Teresina. Desta forma, embora representem médias anuais, os dados encontrados nesta pesquisa são significativamente menores, tanto em janeiro quanto em abril, com a mesma tendência de queda de temperatura da água para jusante de Teresina.

Em relação aos três rios maranhenses Itapecuru, Mearim e Pindaré, observou-se que os valores da temperatura da água apresentaram-se elevados (entre 29,0 e 32,7°C), com pequena amplitude de variação para todos eles.

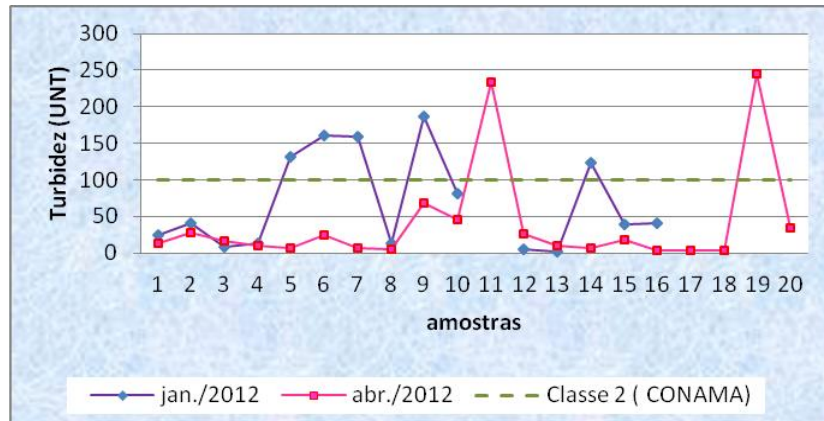
- **Turbidez**

Nas amostras de águas coletadas no rio Parnaíba e afluentes (1 a 11) ocorreram valores excepcionais nas amostras 5 (rio Cadoz), 6 (riacho Fundo II), 7 (riacho Riachão) e 9 (rio Parnaíba em Amarante), realizadas no mês de janeiro, sendo superiores aos de referência estabelecidos para classe 2 e 3 de águas doces da resolução CONAMA 357/05. As amostras 5 e 9 localizam-se em áreas urbanas de pequeno porte e a amostra 7 foi coletada nas proximidades de um balneário.

Quanto aos resultados da turbidez do rio Poti e seus afluentes (amostras de 12 a 20) observa-se, em geral, valores abaixo do parâmetro máximo para a classe 2 de águas doce, com exceção das amostras 14 (rio Berlingas, na periferia da cidade de Passagem Franca) no mês de janeiro e amostra 19 (rio Poti, na periferia da cidade de Prata do Piauí) no mês de abril.

Os valores de turbidez superiores ao limite estabelecido pelo CONAMA para as amostras supracitadas podem estar relacionados ao baixo nível da água nesses corpos d'água, tendo em vista a baixa taxa de pluviosidade ocorrida no ano de 2012, em especial no período das coletas das amostras, conforme se observa na Fig. 104. Esses elevados valores de turbidez podem indicar que nesses pontos amostrados os rios recebam influência das áreas urbanas com despejo de efluentes não tratados ou, ainda, que transportem elevados teores de materiais em suspensão.

Figura 104 - Gráfico dos valores de turbidez nas amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes e do Poti e seus afluentes, em janeiro e abril de 2012.

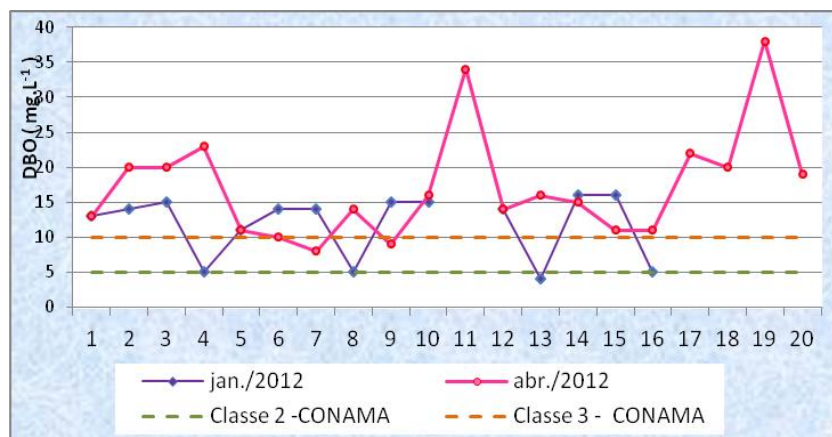


Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

• A Demanda Bioquímica de Oxigênio - DBO

A Fig. 105 mostra que os valores de DBO no mês de abril foram maiores na sub-bacia do Parnaíba, correspondendo as amostras: 2, do rio Parnaíba I; 3, do rio Fundo I; 4, do rio dos Negros; 8 do rio Mulato e 11 do riacho Santa Tereza. Na sub-bacia do Poti, os maiores valores foram verificados nas amostras 12, do riacho Natal; 13, do riacho Melancia; e 17, 18 e 19 em pontos diferentes do rio Poti; e das amostras 14 e 20, na sub-bacia do rio Berlangas. Esses valores caracterizam a presença de quantidades consideráveis de matéria orgânica nessas amostras por ocasião da coleta.

Figura 105 - Gráfico dos valores de demanda bioquímica de oxigênio (DBO) das águas dos rios Parnaíba e seus afluentes e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



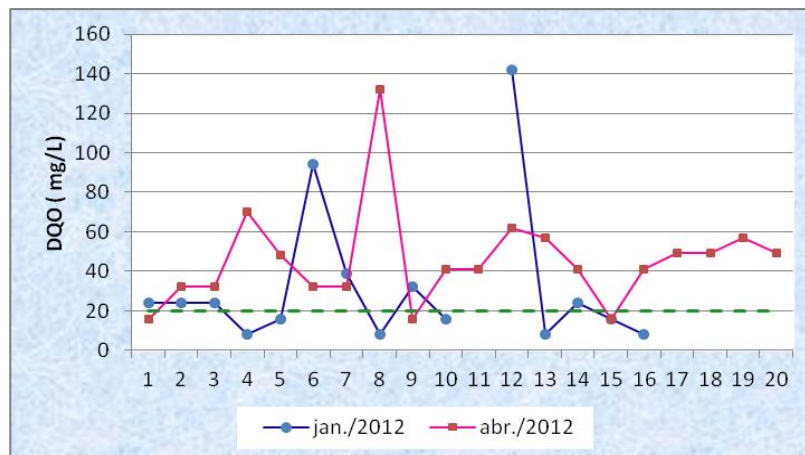
Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

Em geral, os resultados de DBO nas amostras de água das sub-bacias do Parnaíba, Poti e Berlingas foram mais baixos no mês de janeiro em relação ao mês de abril. Esse fato pode ser decorrente de uma maior precipitação média no mês de janeiro em Teresina (Fig.99), em relação aos dados de precipitação ocorrida no mês de abril o que conseqüentemente reduziu temporariamente a concentração de DBO no mês de janeiro. Esse fator, entretanto, não explica essa condição para os rios que recebem água da área central (São Pedro do Piauí), onde os maiores índices de precipitação registradas ocorreram no mês de abril (Fig.100).

- **Demanda Química de Oxigênio - DQO**

Como se observa na Fig 106, os valores de DQO para a maioria das amostras analisadas extrapolam o limite estabelecido pelo CONAMA, que é na faixa de 0 a 20 mg/L. Isto indica certa quantidade de matéria orgânica nos dois momentos da coleta. Esses valores indicam também que no mês de janeiro os valores de DQO estiveram inferiores ao limite máximo preconizado na legislação para as amostras 4, do rio dos Negros; 5 (rio Cadoz); 8 (rio Mulato); e 10 (rio Parnaíba III) da sub-bacia do rio Parnaíba e nas amostras 13 (riacho Melancia); e 16 (rio Marimbas) da sub-bacia do rio Poti.

Figura 106 - Gráfico dos valores de demanda química de oxigênio (DQO) de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

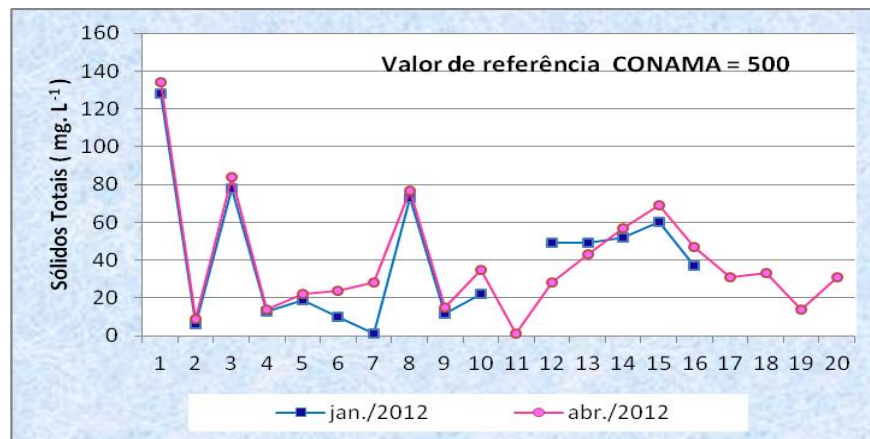
- **Sólidos Totais Dissolvidos - STD**

Os valores relativos à concentração de Sólidos Totais nos rios e afluentes das sub-bacias pesquisadas (Fig. 107) indicam que se encontram abaixo do valor estabelecido pela Resolução

CONAMA 357/05 para águas classe 2, que é de 500 mg/L, apresentando comportamento bastante próximo nos dois momentos da coleta, ou seja, nos meses de janeiro e abril.

Observando-se os valores encontrados nas amostras de águas do rio Parnaíba, em relação aos valores de concentrações médias dos principais elementos químicos encontrados nas águas dos rios mundiais, verificou-se que os Sólidos Totais dissolvidos nas águas do Parnaíba representam apenas cerca de 10% de média mundial. Esta, por sua vez, apresenta-se com quase um quinto do limite definido pela legislação brasileira para a classe 2 das águas doces, que é de 500 mg.L⁻¹.

Figura 107 - Gráfico da concentração de sólidos totais dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012)

- **Coliformes totais e termotolerantes (ou fecais)**


A Tab. 26 apresenta os valores de Coliformes Totais e Termotolerantes (ou fecais) encontrados nas amostras de água dos rios Parnaíba e Poti, bem como de seus afluentes. As análises revelaram que, em geral, as águas desses conjuntos de sub-bacias não apresentam contaminação por coliformes termotolerantes (fecais), com exceção das amostras 5 (rio Cadoz, na área urbana de Palmeirais), 8 (rio Mulato, na área urbana de Amarante), 10 (rio Parnaíba, na área urbana de Amarante) no mês de janeiro, nas quais foram evidenciados valores acima do estabelecido pelo CONAMA. Também foram identificados valores superiores ao recomendado pela legislação nas amostras 9 (rio Parnaíba, na área urbana de Amarante), 19 (rio Poti III, na área urbana sul de Teresina) e 20 (rio Berlingas II, prox. a um balneário, a montante da foz do riacho São Francisco), no mês de abril.

Esses valores de coliformes fecais mais elevados devem-se certamente ao fato dessas amostras de água estarem localizadas em áreas urbanas, onde ocorrem lançamentos de esgotos domésticos diretamente na rede de drenagem, conforme se observou em campo.

Tabela 26 – Quantidades de coliformes totais e fecais em amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.

Amostras rio/riacho	Coliformes Totais		Coliformes Fecais ou Termotolerantes	
	Janeiro	Abril	Janeiro	Abril
1 - Rio Mutum/ Sumaré	>2400	69.000	310	200
2 - Rio Parnaíba I	39.000	73.000	300	100
3 - Riacho Fundo I	>2.400	>2.400	27	27
4 - Riacho dos Negros	87.000	>2.400	200	960
5 - Rio Cadoz	140.000	46.000	1.900	< 1
6 - Riacho Fundo II	170.000	33.000	410	< 1
7 - Riacho Riachão	>2400	240.000	200	100
8 - Riacho Mulato	>2400	69.000	2.000	1.500
9 - Rio Parnaíba II	98.000	39.000	100	860
10 - Rio Parnaíba III	69.000	69.000	1.200	630
11 - Riacho Sta. Tereza	-	100	-	< 1
12 - Riacho Natal	>2.400	>2.400	3,0	93
13 - Riacho Melancia	>2.400	>2.400	9,4	130
14 - Rio Berlengas I	>2.400	>2.400	83	16
15 - Riacho Barroco	52.000	39.000	100	< 1
16 - Rio Marimbas	>2.400	>2.400	8,4	22
17 - Rio Poti I	-	2.600	-	< 1
18 - Rio Poti II	-	58.000	-	< 1
19 - Rio Poti III	-	190.000	-	1.600
20 - Rio Berlengas II	-	37.000	-	3.700

Org. Lima (2013). Base de dados: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

 Valor superior ao de referência CONAMA para água Classe 2.

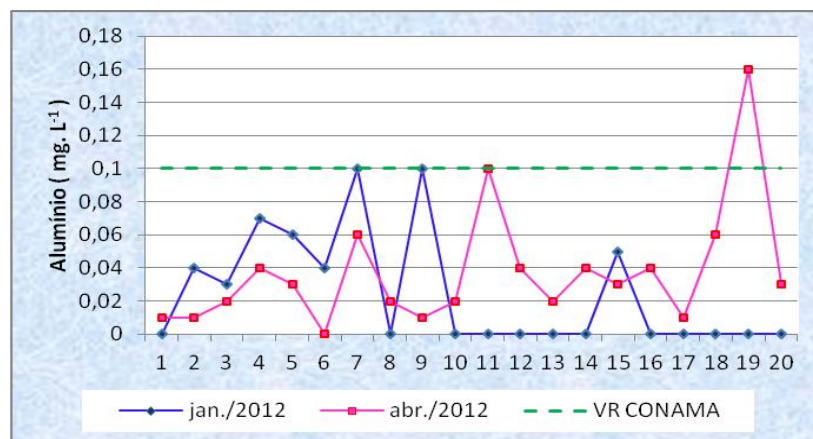
Mesmo identificando-se valores superiores de coliformes fecais nos corpos hídricos supracitados, há a necessidade de que se realizem análises com maior periodicidade para o

estabelecimento de um diagnóstico definitivo quanto à contaminação fecal desses mananciais. Isto porque a Resolução 357/05 do CONAMA estabelece no seu artigo 15 que as águas de classe 2 não devem exceder o limite de 1000 coliformes termotolerantes (fecais) por 100 mililitros em 80%, ou mais, em um mínimo de seis amostras coletadas durante o período de um ano.

- **Alumínio (Al)**

Os resultados das análises da água em relação ao alumínio (Fig.108), demonstram que todas as amostras atendem aos limites da resolução CONAMA 357/05 no que se refere ao enquadramento de um corpo d'água superficial para classe 2, com exceção da amostra 19 (rio Poti III) na qual se verificou um valor superior ao limite estabelecido pela legislação.

Figura 108 - Gráfico da concentração de alumínio dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



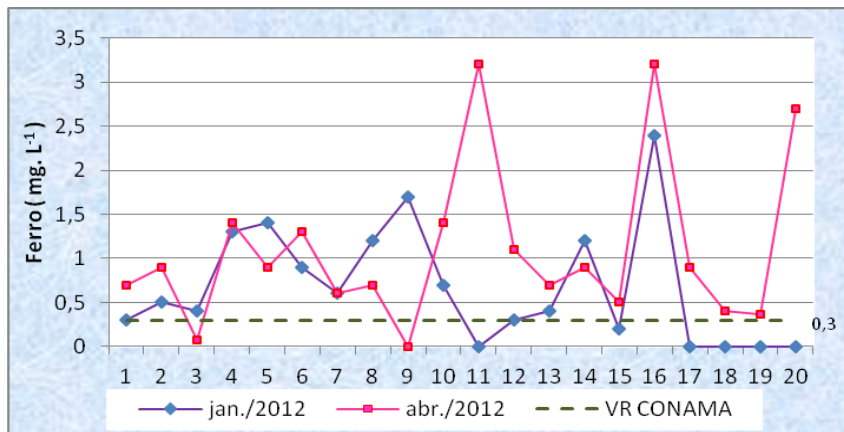
Fonte: Pesquisa direta e Laboratório IDEPI (2012)

Mesmo considerando que o alumínio geralmente apresenta baixa solubilidade em água, as águas do rio Parnaíba apresentaram valores muito baixos, variando de 0,01 a 0,04 mg.L⁻¹, sendo mais elevados em janeiro em relação a abril para os trechos do início e meio da área de estudo e maior em abril em relação a janeiro, a jusante de Teresina. Para os rios mundiais o valor médio encontrado foi de 0,39 mg.L⁻¹, o que indica que os rios mundiais encontram-se acima do limite estabelecido pela legislação brasileira para a potabilidade das águas doces e que somente o rio Poti apresentou essa condição, para a amostra coletada ao sul da cidade de Teresina, no mês de abril.

- **Ferro (Fe)**

Na Fig. 109 são apresentados os teores de ferro solúvel nas amostras de águas dos rios Parnaíba e Poti bem como dos afluentes desses rios, indicando concentrações de ferro nas águas desses conjuntos de sub-bacias superiores ao limite estabelecido pela legislação. Isto indica, possivelmente, um elevado processo de lixiviação de óxido e hidróxido de ferro proveniente de rochas sedimentares que são liberados através do processo de intemperismo químico.

Figura 109 - Gráfico da concentração de ferro dissolvidos nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório IDEPI (2012)

Os valores de Ferro encontrados nas águas do rio Parnaíba nesta pesquisa variaram entre 0,10 e 1,70 mg.L⁻¹, enquanto a média dos rios mundiais varia de 0,40 a 0,67 e a da América do Sul é de 1,40 mg.L⁻¹. Já o limite definido pela legislação brasileira para a classe 2 das águas doces é de 0,30 mg.L⁻¹. Isto indica que tanto as águas do rio Parnaíba quanto a dos demais rios mundiais encontram-se com teor de ferro acima do limite estabelecido pela legislação brasileira para potabilidade das águas doces.

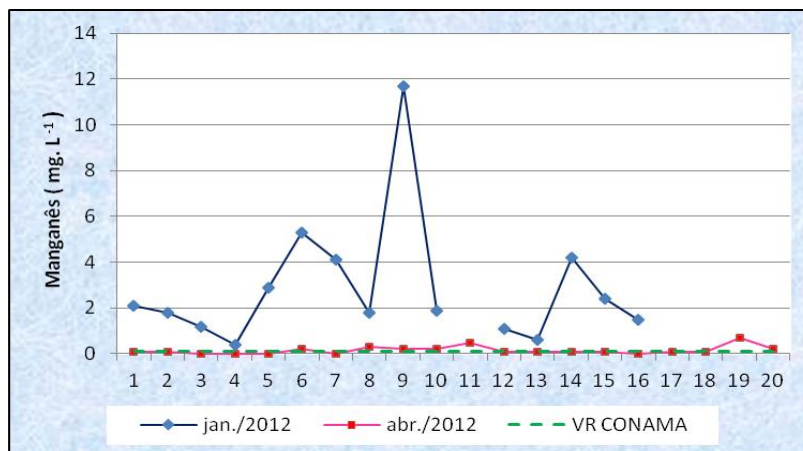
- **Manganês (Mn)**

Conforme expressa a Fig. 110, os teores de manganês em todas as amostras coletadas no mês de janeiro foram superiores ao limite estabelecido pelo CONAMA (valor de referência 0,1 mg. Mn/ L), quando comparados com os teores encontrados no mês de abril. Os níveis superiores de manganês no mês de janeiro podem ser decorrentes da pluviometria mais elevada

nesse período, o que pode ter contribuído para o processo de maior carreamento de materiais intemperizados.

Em relação especificamente às águas do rio Parnaíba, esses valores variaram de 0,50 a 2,01 mg.L⁻¹, sendo mais elevados em abril em relação a janeiro a jusante de Teresina, enquanto para os rios mundiais os valores médios variam de 3,80 a 4,10 mg.L⁻¹ e para a América do Sul a média é de 1,50 mg.L⁻¹. Desta forma, todos esses rios encontram-se acima do valor de referência estabelecido para as águas doces pela legislação brasileira para esse parâmetro.

Figura 110 - Gráfico da concentração de manganês total nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório IDEPI (2012).

- **Sódio (Na)**

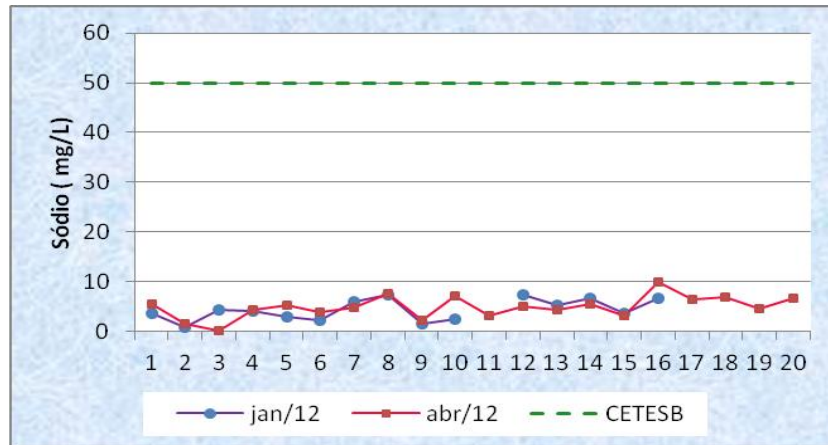
Verifica-se que todas as amostras de água analisadas apresentaram valores inferiores de sódio (Tabs. 24 e 25) com relação ao limite máximo de 50 mg.Na/L estabelecido pelo CETESB para águas doces.

A partir das concentrações de sódio mostradas na Fig. 111, pode-se observar que foi muito pequena a variação dos valores encontrados tanto para o rio Parnaíba e seus afluentes (amostras de 1 a 11) como para o rio Poti e seus afluentes (amostras de 12 a 20). Também não se observou uma diferença significativa nas concentrações de sódio detectadas nos dois períodos de coleta (janeiro e abril de 2012).

Os valores de Sódio encontrados nas águas do rio Parnaíba, nesta pesquisa, ficaram ainda mais baixos do que os de sílica, variando entre 0,8 e 7,0 mg.L⁻¹ sendo praticamente o dobro dos valores no mês de abril em relação ao de janeiro. Os maiores valores encontraram-se a jusante de Teresina, depois do Parnaíba receber as águas do rio Poti. Comparando esses

resultados com a média dos rios mundiais, verificou-se que essa é bem mais elevada, variando de 5,10 a 6,30, enquanto nos rios da América do Sul, a média é de 4,0 mg.L⁻¹ estando, portanto, todos bem abaixo do limite definido para a classe 2 das águas doces, pela legislação brasileira, que é de 50,0 mg.L⁻¹

Figura 111 - Gráfico da concentração de sódio dissolvido nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



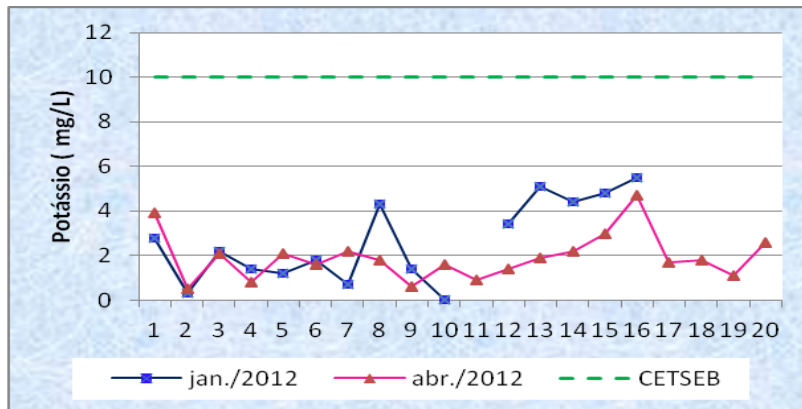
Fonte: Pesquisa direta e Laboratório IDEPI (2012)

- **Potássio (K)**

Os teores do potássio dissolvido encontrados nas amostras de água do conjunto dos afluentes e dos rios Parnaíba e Poti, em todas as amostras analisadas, encontram-se abaixo do valor limite de referência estabelecido pelo CETESB (2009), que é de 10 mg./L. Observou-se, também, que as maiores concentrações de potássio das amostras de água da sub-bacia do Poti ocorreram no mês de janeiro. Já nas águas da sub-bacia do Parnaíba as maiores concentrações foram identificadas nas amostras 1, 5, 7 e 10 no mês de abril e nas amostras 3, 4, 8 e 9 no mês de janeiro (Fig. 112).

Com relação especificamente às águas do rio Parnaíba, os valores variaram de 0,3 a 1,6 mg.L⁻¹, sendo mais elevados em abril em relação a janeiro a jusante de Teresina, enquanto para os rios mundiais o valor médio é de 2,30 mg.L⁻¹ e para a América do Sul a média é de 2,0 mg.L⁻¹. Nas águas do rio Parnaíba, o potássio encontrado ficou bem abaixo dos valores dos rios mundiais, que estão também abaixo do limite definido pela legislação brasileira para a classe 2 das águas doces, que é de 10,0 mg.L⁻¹.

Figura 112 - Gráfico da concentração de potássio dissolvido nas águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório IDEPI (2012).

- **Cálcio (Ca)**

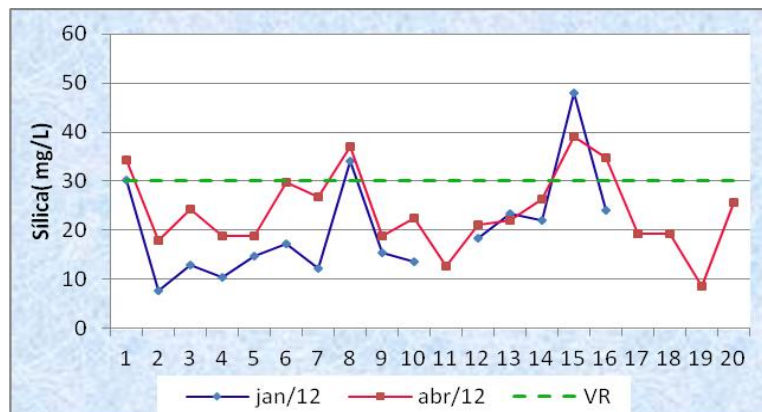
O cálcio, que aparece em terceiro lugar dos valores de concentrações médias dos elementos dissolvidos nos rios mundiais (entre 14 e 15 mg.L⁻¹), nesta pesquisa apresentou teores variando entre 3,29 e 5,77 mg.L⁻¹ para as águas do rio Parnaíba, portanto, com concentração cerca de três vezes menores que a dos rios mundiais.

- **Sílica (Si)**

A sílica é um mineral abundante na natureza, porém se encontra dissolvida em pequenas quantidades em águas de rios, lagos e lençóis freáticos. A sílica encontrada em mananciais superficiais é proveniente, essencialmente, da decomposição de minerais de silicato de alumínio frequentes em rochas sedimentares (WETZEL, 1993). Os valores de sílica detectados nas amostras de água analisadas estão representados na Fig. 113.

Como se observa nesse gráfico, as concentrações de Sílica dissolvida nas amostras de águas analisadas exibiram uma marcante diferença entre os meses de janeiro e abril, sendo em geral, maiores no mês de abril.

Figura 113 – Gráfico da concentração de sílica solúvel em amostras de águas dos rios Parnaíba e seus afluentes (1 a 11) e do Poti e seus afluentes (12 a 20), em janeiro e abril de 2012.



Fonte: Pesquisa direta e Laboratório do ETE/AGESPISA (2012).

As águas do rio Parnaíba apresentaram valores de 7 a 22,50 mg.L⁻¹, mais elevados em abril em relação a janeiro, enquanto a média encontrada nos rios mundiais e da América do Sul é de 11,60 a 13,10 mg.L⁻¹, todos se encontrando, portanto, abaixo do limite definido pela legislação brasileira para a classe 2 das águas doces que é de 30,0 mg.L⁻¹.

6 CONCLUSÃO

As análises das observações e dos dados levantados e gerados nesta pesquisa permitiram que se chegasse às seguintes conclusões sobre a morfodinâmica da porção centro-norte do estado do Piauí:

- A análise comparativa das áreas das sub-bacias hidrográficas, com relação aos processos morfogenéticos e morfodinâmicos, evidenciou que é nas sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti onde esses processos vêm ocorrendo com intensa atividade, refletindo-se na dissecação atual do relevo, comandada principalmente pelo sistema fluvial do rio Parnaíba. Já na sub-bacia do riacho São Francisco/Berlengas os processos erosivos ocorrem com menor intensidade, evidenciados pela menor energia de desgaste atual do seu relevo, através do intemperismo geoquímico e de erosão laminar, principalmente porque essa área se encontra praticamente desconectada da dinâmica do sistema fluvial do rio Parnaíba.
- Os níveis de dissecação e a morfologia do relevo, identificados através do cálculo de Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR) com o apoio do geoprocessamento, orientaram a elaboração da compartimentação geomorfológica da área de estudo, levando à definição e mapeamento de três grandes Unidades de Relevo Locais: I - Superfície Elevada de Relevo Residual representada por três subunidades: Topos Tabulares Limitados por Escarpas, Topos Laterizados Isolados e Domínio da Bacia do São Francisco/Berlengas; II - Superfície Retrabalhada do Relevo Residual e III - Área de influência direta dos rios Parnaíba e Poti representada por duas subunidades: Vales Dissecados e Terraços e Planícies Fluviais dos Rios Parnaíba e Poti.
- A análise difratométrica da fração argila presente nos solos/manto de intemperismo dessas áreas permitiu a identificação de diferentes tipos de ambientes associados ao relevo, o que reforça os resultados das análises dos mapeamentos realizados. De um modo geral, esses dados apontam para a existência de um gradiente mais seco das partes mais elevadas para as mais baixas do relevo, permitindo a identificação da presença de um relevo residual, na porção mais elevada, dos planaltos, dentre os quais se destaca o planalto/serra do Grajaú. Este relevo residual corresponde a um conjunto de formas que pertence à Unidade Superfície Elevada de Topos Residuais e, predominantemente, ao domínio do riacho São Francisco/Berlengas. Outros resultados se destacaram por apresentar indícios de material residual, com a presença bem

definida de hematita e pouca ocorrência de gipsita, associada a condições de maior umidade. Trata-se de relevos residuais isolados, em geral localizados nas partes altas, mas imediatamente mais baixos do que a Unidade dos Topos Residuais. Um terceiro resultado, que apresentou aumento da gipsita e da goethita, pode ser associado às áreas mais dissecadas que se localizam nos médios e baixos cursos das bacias de drenagem voltadas para os rios Parnaíba e Poti. Estes resultados demonstram a ocorrência de ambientes associados a maior presença/circulação de água, que afeta o intemperismo químico, fazendo com que haja a predominância de argilas mais alteradas, típicas desses ambientes.

- As subunidades de relevo representadas pelos Topos Tabulares Limitados por Escarpas e Domínio do riacho São Francisco/Berlengas individualizaram-se como uma área diferenciada das demais por ser uma herança morfotectônica - o grande *graben* central da área de estudo. Assim sua gênese está associada à movimentação tectônica que fez se abater um bloco das formações Pastos Bons e Corda confinado entre falhamentos, mas que, a partir da evolução do relevo dos blocos encaixantes (principalmente da formação Pedra de Fogo) por processos desnudacionais, foram sendo rebaixados e o *graben*, antes deprimido, passou a formar um compartimento topográfico mais elevado, portanto de relevo invertido, onde se instalou a bacia do riacho São Francisco. Estas condições lhe conferem características de uma superfície residual de relevo topograficamente suspenso porque a dissecação que ela exhibe atualmente deve-se à atuação de processos subatuais, uma vez que os processos mais recentes/atuais vêm lhe proporcionando um estado de equilíbrio no sentido geomorfológico, no qual o relevo corresponde ao produto do ajustamento entre materiais e processos, como resposta às condições do ambiente. Esses fatores contribuíram para essa subunidade ficar “isolada” ou desconectada da dinâmica que ocorre nas demais subunidades do seu entorno, as quais funcionam como um “paredão semicircular” que contorna a área de cabeceiras da sua drenagem, correspondente às Subunidades Topos Tabulares Limitados por Escarpas e Topos Laterizados Isolados. Essas condições, provavelmente, induzem a atenuação da dinâmica dos processos erosivos mantendo-a como uma área do relevo residual elevado com drenagem atual pouco efetiva.

- Com relação à espacialização dos atributos ambientais, o Domínio do riacho São Francisco/Berlengas também se apresenta com características singulares, uma vez que ocorrem exclusivamente nessa subunidade as relações predominantes entre os elementos do ambiente natural: a litologia das formações de idade mesozoica *versus* compartimento topográfico mais

elevado *versus* solos do tipo Latossolo *versus* Floresta Secundária Latifoliada. Estas relações lhe conferem condições ambientais marcadamente diferenciadas dos conjuntos de sub-bacias dos rios Poti e Parnaíba, o que tem favorecido historicamente maior intensidade de ocupação e uso da terra e que se reflete no grande desmembramento municipal e na maior produção agrícola dessa área de estudo.

- A dinâmica decorrente do sistema de drenagem do rio Parnaíba se reflete diretamente na reesculturação do relevo do conjunto de sub-bacias de seus afluentes, embora ainda não tenha conseguido desmontar parte da estrutura remanescente representada pela unidade de relevo Superfície Elevada Residual, mesmo tendo algum impacto sobre ela, na medida em que promove o retrabalhamento do seu entorno através do entalhe do sistema de drenagem dos seus afluentes. Isto pode ser verificado pela ocorrência de uma zona de recuo das cabeceiras dos rios que drenam a subunidade de relevo Topos Laterizados Isolados, recuo este que, possivelmente, encontre resistências de fatores litoestruturais e climáticos, além do processo de laterização. Os vestígios deste processo indicam a atuação predominante de processos de erosão mecânica, uma vez que as camadas lateríticas encontram-se fragmentadas em blocos e seixos, ora envoltos em material terroso compondo regolitos, ora aflorando em formações superficiais;
- O menor espaço ocupado pela Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti, por outro lado, decorre do fato desta área estar ligada aos processos fluviais mais recentes, resultantes de alterações do seu nível de base e dos seus afluentes mais próximos, e que ainda não tiveram como ser reabsorvidas à remontante, ou seja, em direção às partes mais elevadas do relevo, que são também as mais distantes.
- Na área das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti parece existir uma certa unidade evolutiva, caracterizando uma dinâmica associada principalmente ao eixo do rio Parnaíba, onde se incluem as unidades de relevo Superfície Retrabalhada do Relevo Residual e Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti. Estas se encontram submetidas a condições de maior umidade e influência dos sistemas de drenagem organizados, incluindo o recuo das cabeceiras a remontante, denotando uma certa homogeneidade na sua evolução, diferente da área de domínio da Superfície Elevada de Relevo Residual. Assim, em função do processo de entalhe fluvial e de organização e recuo das cabeceiras, independente dos domínios geológicos, climáticos, de solos e cobertura vegetal, há claramente uma zona de retrabalhamento por processo erosivos de encostas e dos rios a partir do eixo do rio Parnaíba, nos dois conjuntos de

sub-bacias do Parnaíba e do Poti, ao contrário do que ocorre na área do domínio do riacho São Francisco/Berlengas.

- Com relação à dinâmica da drenagem dos conjuntos de sub-bacias, verificou-se que é na área das sub-bacias do rio Poti que ocorre um maior controle geológico sobre a drenagem, identificado tanto na direção geral desse rio e nas curvas angulares dos trechos das porções superior e média de seu baixo curso, como pela ausência de terraços e planícies fluviais nesses trechos e, ainda, pelo encaixamento dos trechos próximos da foz da maioria dos seus afluentes. Os fatores que contribuem para isto correspondem ao maior número de elementos tectônicos presentes nesta área, como *grabens e horsts*, além das falhas, fraturas e intrusões de rochas básicas, datados pela literatura do período Mesozoico. Já no conjunto de sub-bacias dos afluentes do rio Parnaíba, excetuando-se a a área da sub-bacia de seu afluente Mulato, esse controle geológico ocorre em menor proporção, em relação à área das sub-bacias do rio Poti. Esse menor controle é inferido com base na ausência de *horsts e grabens* nessa área e menor controle na direção dos seus maiores afluentes que geralmente apresentam-se cortando de forma transversal as falhas de extensão mediana presentes nessa área. Já no Domínio do riacho São Francisco/Berlengas não foram encontrados vestígios de intrusão de diabásio/basalto, porém foi nessa área que se detectou a presença de uma captura fluvial, possivelmente associada à existência da atuação de neotectonismo, ou seja, da continuidade da reativação tectônica da faixa do lineamento Transbrasiliiano, durante o Cenozoico.

- Especificamente sobre o rio Parnaíba, identificou-se que suas nascentes principais se encontram no contato da Formação Areado, da Província São Francisco, com a Formação Sambaíba, da Província Parnaíba, numa altitude de cerca de 530 metros, ao invés de 780 metros indicados pela literatura. Já a dinâmica de seu canal principal, inferida a partir dos perfis longitudinais traçados neste trabalho, permitiu a identificação de que esse rio não se encontra em estágio de equilíbrio no trecho do médio curso, tendo em vista que as formas do seu canal refletem dinâmicas distintas em dois segmentos do trecho estudado. O primeiro segmento, mais a montante, se caracteriza por maior energia erosiva e também pelo transporte de sedimentos em suspensão durante todo o ano, principalmente nos períodos de elevada vazão. Isto resulta no encaixamento de parte do seu curso em uma falha de direção SE-NW da faixa do Lineamento Picos-Santa Inês e em parte no seu próprio terraço fluvial e, ainda, cortando soleiras/afloramentos de rochas que compõem a formação Piauí da Bacia Sedimentar do

Parnaíba. No segundo segmento, a jusante do primeiro, são identificados: uma redução das amplitudes dos degraus litoestruturais; vestígios de migração lateral recente do rio; o aumento da sinuosidade do canal com a formação de curvas sinuosas e meândricas e a formação de planícies fluviais e de barras de sedimentos laterais e centrais, porém com predominância dos depósitos de níveis, indicando que o rio Parnaíba ainda conserva uma certa energia de transporte na maior parte do trecho estudado.

- Em relação à dinâmica do eixo do rio Poti identificou-se que apresenta intensa energia de desgaste e de transporte somente nos períodos de elevada vazão, uma vez que esta tende a zero nos períodos sem chuvas por ser um rio temporário, mesmo estando fortemente encaixado nas falhas regionais subatuais das faixas do lineamento Picos-Santa Inês, predominantemente, e do Transbrasiliano, secundariamente. Como consequência, a morfologia do seu leito, no trecho estudado, caracteriza-se por apresentar direção geral SE-NW, desenhando, no entanto, curvas angulosas em pequenos trechos de direção NE-SW alternados com outros de canal retilíneo nas porções superior e média do baixo curso, onde apresenta segmentos anastomosados. Em vários desses trechos ocorrem também afloramentos rochosos no seu leito, como também depósitos aluviais de seixos a areias que vão se tornando mais finos em direção a jusante, observados nos períodos de baixa vazão. A maior velocidade de seu fluxo em pequenos trechos em relação a outros, decorre da formação de soleiras por não ter ainda conseguido erodir completamente as rochas do seu leito, ou seja, em alguns trechos a resistência litológica é superior à sua energia de desgaste, formando-se níveis de base locais/temporários para a erosão regressiva. É na seção inferior do rio, já no município de Teresina, que se formam curvas meândricas e depósitos aluviais que, ao serem colonizados por vegetação, são fixados formando algumas ilhas fluviais. No entanto, observa-se que esse rio apresenta uma grande energia de desgaste nos períodos de alta vazão por ter regime de chuvas concentradas, fazendo-o erodir as rochas em seu curso e aprofundar o seu leito utilizando sua própria carga de fundo de areias e seixos como instrumento abrasivo. A grande quantidade de cordões e bancos de sedimentos aluviais que o rio Poti vai deixando ao longo de seu curso, durante o período anual de baixa vazão, testemunha esse processo.

- Considerou-se aceita a hipótese levantada no início do trabalho para a área dos conjuntos de sub-bacias dos rios Poti e Parnaíba, excetuando-se a área residual representada pelas subunidades de relevo Topos Tabulares Limitados por Escarpas e Domínio do Riacho São

Francisco porque apresentam outras características evolutivas, principalmente relacionadas à herança morfotectônica, estando a salvo das influências diretas da dinâmica do sistema fluvial do rio Parnaíba. Assim, considerou-se que nas demais subunidades de relevo os processos erosivos vêm retrabalhando os elementos estruturais e litológicos e a sua dinâmica recente reafeiçoando, de forma crescente, os sistemas herdados da movimentação tectônica e as formas de relevo a eles associadas, tendo no rio Parnaíba o eixo principal da morfogênese, nas áreas das sub-bacias dos rios Parnaíba e Poti. Como consequência, nessas áreas se estabelece uma configuração que tende a definir um novo padrão de formas, na medida em que ocorre uma reestruturação da dinâmica superficial, resultante dessa recente e crescente dissociação do relevo com a estrutura geológica e, ao mesmo tempo, ampliando-se a associação do relevo com a drenagem e seus efeitos sobre as encostas.

- Essas relações da drenagem com o relevo são evidenciadas através do sistema fluvial do Parnaíba uma vez que, ao comandar o trabalho de entalhamento de seu vale, exhibe atualmente cerca de 350 metros de amplitude altimétrica entre o seu leito e o topo do planalto/serra do Grajaú - o principal divisor topográfico de seus maiores afluentes, dentre eles o próprio Poti. Sua posição, seccionando os pacotes de rochas representados na coluna estratigráfica da Província do Parnaíba, faz aflorar nas encostas do seu vale a sequência de rochas que compõem as formações geológicas da Província Parnaíba, datadas desde o Carbonífero até o Jurássico, no limite entre a Bacia das Alpercatas e a Bacia Sedimentar do Parnaíba. Isto demonstra a grande intensidade dos processos da morfogênese Cenozoica dessa área que se expressa, sobretudo, na competência hidrológica do rio Parnaíba, que forma o nível de base regional da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Conclui-se, assim, que este processo de entalhamento do rio Parnaíba pode ser inferido como contemporâneo ao realizado pelo rio Poti, que culminou na formação do seu boqueirão (*percée*) na borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba e, ainda, que grande parte dos sedimentos resultantes desse entalhe foi sendo transportado até sua foz no oceano Atlântico, com maior intensidade durante o Plio-Pleistoceno como afirmou Ab'Saber (1960), onde foi formando o seu delta, o delta do rio Parnaíba.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Regiões de Circundesnudação pós-Cretacea, no Planalto Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo, n. 1, p.1-21, 1949. In: MODENESI-GAUTTIERE, M. C.; BARTORELLI, A.; MANTESSO-NETO, V.; CARNEIRO, C. del R.; LISBOA, K. B. de A. L. (Org.). A Obra de Aziz Nacib Ab'Saber. São Paulo: Beca-BALL edições, 2010, p. 72-81.
- AB'SABER, A. N. Contribuição à Geomorfologia do Estado do Maranhão. **Notícia Geomorfológica**. São Paulo: Instituto de Geociências. Universidade de Campinas, v.3, n.5, p.35-45, abr. 1960.
- _____. Participação das Superfícies Aplainadas nas Paisagens do Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**. São Paulo: Inst. de Geociências. USP, n.19, 1969.
- ABREU, A. de A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, n. 2, p. 51-67, 2003.
- AGUIAR, R. B. de; GOMES, J. R. de C. (Org.). **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea, Estado do Piauí: diagnóstico do município de Agricolândia**. Fortaleza: CPRM, Mar, 2004. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/rehi/atlas/piaui/relatorios/002.pdf>. Acesso em: 30 set.2012.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, n.7, p. 349-364, 1977.
- ALVES, J. M. P; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análises de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v.33, n.2, p. 117-127, jun. 2003.
- ANDRADE JÚNIOR, A. S. de; BASTOS, E. A.; SILVA, C. O. da; GOMES, A. A. N.; FIGUEREDO JÚNIOR, L. G. M. de. **Atlas Climatológico do Estado do Piauí**. Documentos 101. Teresina (PI): EMBRAPA-Meio Norte, 2004.
- ARGENTO, M. S. F. Mapeamento Geomorfológico. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil,1998, p.365-391.
- ASSUMPÇÃO, H. C. P.; HADLICH, G. M. Mapeamento geomorfológico preliminar da Folha Seabra (SD24-V-A-I), Bahia, com o uso de imagem SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14, 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3487-3494. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.17.13.28>>. Acesso em: 15 fev. 2011.
- ASTARAS, T.; LAMBRINOS, N. A. Land Classification of Part of Thrace (East Rhodope) by Visual Interpretation of MSS Images of First and Second Generation Landsat Images. University of Thessaloniki. Department of Geology and Physical Geography. Thessaloniki, Greece. **Geojournal by Kluwer Academic Publishers**, p.357-363, 1988.

AUGUSTIN, C. H. R. R. **A preliminary integrated survey of the natural resources near Alcantarilla, Southeast Spain**. Master of Science Thesis. 1979. 243f. Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, UK, 1979.

_____. **A Geografia Física: O levantamento Integrado e Avaliação de Recursos Naturais. Boletim de Geografia Teorética**, v.15, n. 29-30, p. 141-153, 1985.

_____. **Geoökologische Studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonder Berücksichtigung der Landschaftsentwicklung**. 1995. 294p. Tese de Doutorado. Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt a. Main, Alemanha, 1995.

BAPTISTA, J. G. **Geografia Física do Piauí**. Teresina: COMEPI, 1974.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. **Geologia da Região do Triângulo Mineiro**. B. Div. Form. Prod. Min., Rio de Janeiro, n. 36, 1970.

BARTORELLI, A. Contexto Geológico da Rede Hidrográfica do Brasil. In: HASUÍ, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. de; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: BECA/Patrocínio PETROBRÁS, 2012, p. 574-610.

BARTORELLI, A.; HARALYI, N. Geologia do Brasil. In: OLIVEIRA, A. M. dos S.; BRITO, S. N. A. de (Ed.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo, SP: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio físico de bacias hidrográficas: modelos e aplicação**. Florianópolis: UFSC, 1994.

BERTOLANI, F. C.; VIEIRA, S. R. Variabilidade espacial da taxa de infiltração de água e da espessura do horizonte A, em um Argissolo Vermelho-Amarelo, sob diferentes usos. **Viçosa. Revista Brasileira de Ciência do Solo**, n. 25, p. 987-995, 2001.

BERTRAND, G. Paisagem e Geografia Física Global: esboço metodológico. **Cadernos de Ciências da Terra**. São Paulo: Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, n. 13, 1972. Tradução de Olga Cruz. *Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique*. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, v. 39, n. 3, p. 249-272, 1968.

_____; BERTRAND, C. **Uma geografia transversal e de travessias: o meio ambiente através dos territórios e das temporalidades**. Org. Messias Modesto Passos, Maringá: Massoni, 2007.

BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21. Curitiba, 1967. **Anais...** Curitiba, SBG, p. 151-158, 1976.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V.P.; LIMA Filho, F.P. Sismitos: origem, critérios de reconhecimento e exemplos no Quaternário do Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 8, MariluzImbé. **Anais...** Recife: ABEQUA, p. 311-312, 2001.

BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K.; BECKER, R. D. **Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação, sua interpretação e importância.** Ed. da Universidade Federal do Paraná/ Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1979.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** 2. ed., Florianópolis: Ed. UFSC, 2007. v.3.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. **Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras).** Recife: Universidade de Recife, Arq. Inst. Ciênc. Terra, 1964, n. 2, p.2-14.

BIRKELAND, P. **Soils and Geomorphology.** Oxford: Oxford University Press. 1984.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Org.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Texto, Mapas & SIG. Brasília: CPRM, 2003.

BOCCO, G.; MENDOZA, M.; VELÁZQUEZ, A. **Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping a tool for land use planning in developing countries.** Geomorphology, Elsevier, v. 39, n. 3-4, p. 211–219, Augus. 2001. Disponível em: [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00027-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00027-7). Acesso em: 29 ago. 2012.

BRANCO, S. M. **Ecossistêmica: uma abordagem integrada dos problemas do meio ambiente.** São Paulo: Edgard Blücher, 1989.

BRASIL. Agência Nacional de Águas (ANA). **Rede de Drenagem,** escala de 1:250.000, 2006. Disponível em: <http://www.snirh.gov.br>. Acessos de 10.03.2011 a 15.03.2013.

_____. Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e do Parnaíba (CODEVASF). **Plano de Ação para o Desenvolvimento Integrado da Bacia do Parnaíba – PLANAP.** Brasília, DF: TDA Desenho & Arte Ltda., 2006.

_____. Conselho Nacional do Meio Ambiente - CONAMA. Resolução Nº 357, de 17 de março de 2005. Alterada pelas Resoluções nº 370, de 2006, nº 397, de 2008, nº 410, de 2009, e nº 430, de 2011. Complementada pela Resolução nº 393, de 2009. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. **Diário Oficial da União,** Brasília, DF, 18 mar. 2005.

_____. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solos.** 2. ed. rev. atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997.

_____. _____. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos.** Rio de Janeiro, 1979. EMBRAPA-SNLCS. Miscelânea, 1.

_____. _____. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** Brasília: EMBRAPA-SPI, 1999.

_____. Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE). **Banco de dados geomorfométricos do Brasil** – Topodata/INPE, 2010. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Acessos de: 10 nov. 2010 a 06 mar. 2013.

_____. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. **Mapas digitais**, 2010. Disponível em: http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/default_prod.shtm#TERRIT. Acessos de: 10 nov.2010 a 06 mar.2013.

_____. _____. **Manual Técnico de Geomorfologia** / Série: Manuais técnicos em geociências, n. 5. IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2. ed., Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

_____. _____. **Mapas digitais, 2010**. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 24 maio 2011.

_____. Instituto Brasileiro de Meteorologia (INMET). **Dados climáticos, 2012**. Disponível em: http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede_estacoes_auto_graf. Acesso em: 17 jul.2012.

_____. Ministério das Minas e Energia. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), **Projeto Monsenhor Gil**. Relatório Final. Texto e Mapa. Fortaleza: CPRM, 1980. (v. 1).

_____. _____. Diagnóstico e Diretrizes para o Setor Mineral do Piauí – parte II. Governo do Estado do Piauí/CEPRO, 2004.

_____. _____. **Dados fluviométricos dos rios Parnaíba, Poti e Berlingas**. Teresina: CPRM, abr., 2013.

_____. _____. CPRM/Governo do estado do Piauí. **Mapa Geológico do Estado do Piauí**, 1:1.000.000. Teresina: CPRM, versão 2006.

_____. _____. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM. **Folha SB.23 Teresina e parte da folha SB.24 Jaguaribe**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. (Levantamento de Recursos Naturais, 2).

_____. Resolução N° 357, de 17 de março de 2005. Alterada pelas Resoluções n° 370, de 2006, n° 397, de 2008, n° 410, de 2009, e n° 430, de 2011. Complementada pela Resolução n° 393, de 2009. Dispõe sobre a classificação dos corpos de água e diretrizes ambientais para o seu enquadramento, bem como estabelece as condições e padrões de lançamento de efluentes, e dá outras providências. **Diário Oficial da União**, Brasília, DF, 18 mar. 2005.

_____. SUDENE. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste**, folha n. 13 (Teresina-SE). Recife: SUDENE-Div.Reprografia. Série Hidrogeologia, n.57, 1978.

_____. _____. **Levantamento dos recursos naturais da bacia do rio Parnaíba nos estados do Piauí, Ceará e Maranhão**. Recife: SERETE, 1975.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p. 3-39, 1971.

_____. Algumas considerações geotectônicas sobre eventos vulcânicos Mesozoico-Cenozoicos no Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3, 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais...**, Cabo Frio, 2005, p. 393-398.

CABALEIRO, S. M. de O. L. **Investigação geoquímica como instrumento de gestão ambiental- sub-bacia do córrego Sarandi, Minas Gerais**. 2010, 185 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2010.

CÂMARA, F. de M. M. **Avaliação da Qualidade da Água do Rio Poti na Cidade de Teresina, Piauí**. 2011, 153f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho- UNESP, *Campus* de Rio Claro, Rio Claro, SP, 2011.

CAMPBELL, D. F. **Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin**. Rio de Janeiro, Petrobrás, Relatório 93, 1949, 117 p.

CAMPELO, K. **1 fotografia color digitais**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2012.

CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. de; HASÚÍ, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J.B.G. Estágios Evolutivos do Brasil no Fanerozoico. In: HASÚÍ, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F.F.; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca/PETROBRÁS, 2012.

CARVALHO, I. G. **Fundamentos da geoquímica dos processos exógenos**. Salvador: Bureau Gráfica e Editora Ltda., 1995.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. 2005. Disponível em:
<http://www.funape.org.br/geomorfologia/pdf/index.php>. Acesso em: 20 jan.2010.

CAVALCANTI, L. C. S.; SANTANA, L. C.; CORRÊA, A. C. B. Análise morfométrica da bacia hidrográfica do Orá, Pernambuco: resultados iniciais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7; ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 2., 2008, Belo Horizonte. **Anais...**, Belo Horizonte, 2008.

CELLIGOI, A. Considerações sobre análises químicas de águas subterrâneas. In: **Geografia**. Londrina, v. 8, n. 1, p. 83-90, jan. / jun. 1999. Disponível em:
<http://www.uel.br/revistas/geografia/v8n1.pdf>. Acesso em: 10.out.2012.

CHRISTOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981, v.1.

_____. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CLAUDINO-SALES, V. de; PEULVAST, J. P. Evolução Morfoestrutural do Relevo da Margem Continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. In: **Caminhos da Geografia (revista on line)**. v.7, n. 20, p.1-21, fev. 2007. Disponível em:
<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/view/15469>. Acesso: 20 fev. 2011.

CHURCH, M. **The trajectory of Geomorphology**. Progress in Physical Geography, v. 34, no.3, p. 265-286, 2010.

COELHO, M. G. A.; LIMA, C. C. U. Análise Tectônica Preliminar do Grupo Barreiras no Litoral Norte do Estado de Sergipe. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6., Goiânia, 2006, **Anais...**, Goiânia, set. 2006, p.1-7.

COOKE, R. U.; DOORNKAMP, J. C. **Geomorphology in Environmental Management. An Introduction**. 2 ed. Oxford: Claredon Press, 1974.

CORRÊA, A. C. de. B; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. de A.; CAVALCANTI, L.C.S.; LIRA, D.R.de. Megageomorfologia e Morfoestruturas do Planalto da Borborema. In: **Revista do Instituto Geológico. São Paulo**, v. 3, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

CORREIA FILHO, F. L.; MOITA, J. H. A. **Projeto Avaliação de Depósitos Minerais para Construção Civil PI/MA**. Teresina: CPRM, 1997. 2 v.

_____. **Projeto Teresina**. CPRM: Teresina, PI. 2008. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br>. Acesso em 20 set.2012.

COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H. L. S.; HASUI, Y. Aspectos da Evolução Tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Pré-Cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro (SP), 1991, **Boletim...**, Rio Claro (SP), 1991, p.96-98.

_____; HASUI, Y. O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro (SP), 1991, **Boletim...**, Rio Claro (SP), 1991, p.142-145.

_____; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. In: **GEONOMOS**, v. 6, n. 2, 1997, p. 23-44.

CUNHA, C. M. L.; MENDES, I. A.; SANCHEZ, M. C. A Cartografia do Relevo: Uma Análise Comparativa de Técnicas para a Gestão Ambiental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, n. 1, p. 01-09, 2003.

CUNHA, F. M. B. da. **Evolução Paleozoica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986, 107f. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1986.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, p. 211-252.

FERNANDES, R. F. **Estudo da Evolução Termomecânica da Bacia do Parnaíba**. 2011, 116 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.

FLORENZANO, T. C. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FONSECA, B.M. **O uso do Sistema de Informações Geográficas na análise morfométrica e morfológica de bacias de drenagem na Serra do Espinhaço Meridional** – MG. 2010. 93f. Dissertação de Mestrado em Análise Ambiental, programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG.

FONSECA, B.M; AUGUSTIN, C.H.R.R. Use of GIS to calculate Hack Index as a basis for comparative geomorphologic analysis between two drainage basins: a case study from SE-Brazil. In: International Geographic Union Regional Geographic Conference - UGI 2011, 2011, Santiago. **Abstracts International Geographic Union Regional Geographic Conference – UGI 2011**. Santiago: Military Geographic *Institute of Chile* (IGM), vol. 1, p. 1-12, 2011.

FONSECA, B. M.; CARVALHO, G. A.; MOURA, A. C. M.; RAMOS, V. D. V. A difusão de novas tecnologias de mensuração e dados do relevo como apoio ao ensino da representação topográfica. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. Florianópolis, Brasil, INPE, 2007, **Anais...** Florianópolis, 2007, p.1473-1479. Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.14.22.22.41>>. Acesso: 21 mar. 2011.

FORTES, F.P. Geologia Estrutural e Tectônica da Bacia Sedimentar do Meio Norte do Brasil (uma síntese com implicações metalogenéticas). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978, **Anais...**, Recife: SBG, 1978. v.1, p.321-336.

FUJITA, R.H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos**. Maringá, 2009. 98f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2009.

GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995, 180f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 1995.

GOÉS, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, v.8, n.1, p. 57-67. 1994.

GOMES, C. **Argilas: o que são e para que servem**. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1988.

GOOGLE EARTH PROFESSIONAL. **Imagens**. License key: JCPMTNZCSM1VZC2. (mar. 2012 a mar. 2013).

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. **Drainage Basin, Form and Process**. London: ed Edward Arnold, 1983. 458p.

_____. SHUMM, S. The effect of active tectonics on alluvial river morphology. In: RICHARDS, K. (ed.). **River Channel: environment and processes**. Oxford: Blakwell, p. 41-48, 1987.

GUSTAVSSON, M. **Development of a Detailed Geomorphological Mapping System and GIS Geodata-base in Sweden Dissertation**: Uppsala Universitet Sweden, 2006. Disponível em: <uu.se/theses/abstract.xsql?dibid=7222>. Acesso em: 30 jan. 2011.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **Geological survey professional paper**. Washington, v. 249, p.45-97, 1957.

_____. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, no. 4, p. 421-429, 1973.

HAYDEN, R. S. **Geomorphology From Space: A Global Overview of Regional Landforms**, Chapter 11: Mapping. NASA, 1986. Disponível em: http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_11/index.shtml. Acesso: 10 jan.2012.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. **Anais...** Salvador, SBG, 1982, v. 1, p. 374-385.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO NEOCENOZOICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte, 1990. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1990, p. 1-131.

_____. Compartimentação Geológica do Brasil. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M. de; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**. São Paulo: BECA/Patrocínio PETROBRÁS, 2012, p. 112-130.

_____; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; ASSIS, J. F. P.; PINHEIRO, R. V. L.; BARTORELLI, A.; PIRES NETO, A. G.; MIOTO, J. A. A Borda Sul da Bacia do Parnaíba no Mesozoico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro (SP), 1991, **Boletim...**, Rio Claro (SP), 1991, p.93-95.

HERMES, L. C; SILVA, A. de S. **Avaliação da qualidade das águas: manual prático**. Brasília DF: Embrapa Informação Tecnológica, 2004.

HYPÓLITO, R.; ANDRADE, S.; EZAKI, S. **Geoquímica da interação água/rocha/solo: estudos preliminares**. São Paulo: All Print Editora, 2011.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America** n. 56, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin of Amer. Assoc. of Petr. Geol.** vol. 51, p. 2246-2259, 1967.

_____. Equilíbrio e dinâmica dos sistemas geomorfológicos. **Notícia Geomorfológica**. v.13, n. 26, Campinas, 1973.

KELLERHALS, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and analysis of river processes. **Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers**, n.102, July, 1976, p. 813-829.

KING, L. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. v.18, n. 2, p.147-266, 1956.

LAGE, C. S. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO CURSO SUPERIOR DO VAZABARRIS. In: **Cadernos de Geociências**, nº 5, 1996. Disponível em: www.cadernosdegeociencias.igeo.ufba.br. Acesso em 10.ago.2012

LANA, C. E.; CASTRO, P.T.A. Níveis de base fluvial: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research médium**. Uberlândia, v.3, n.1, p.102-122, jan./jun. 2012.

LANZA, D.A.; LADEIRA, F.S.B. Mapeamento, caracterização e correlação de superfícies de aplainamento no leste de Goiás, norte de Minas Gerais e oeste da Bahia. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, 2013, Foz do Iguaçu- PR, Brasil. **Anais...** Foz do Iguaçu: INPE, 2013, p. 3550-3556.

LAUT, P.; PAINE, T. A. A step towards an objective procedure for land classification and mapping. **Applied Geography**. CSIRO - Division of Land Use Research, Canberra, ACT2601, Australia, n. 2, p.109-126, 1982.

LEAL, J. de M. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste**, folha n. 8 (Teresina-NE). Recife: SUDENE-Div. Reprografia. Série Hidrogeologia, n.52, 1977 (texto e mapa na escala de 1:500.000).

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River patterns, braided, meandering and straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, 282-B, p.1-85, 1957.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman, 1964.

LEPRUN, J. C. Primeira avaliação das águas superficiais do Nordeste. **Relatório de fim de convênio de manejo e conservação de solos do Nordeste brasileiro**. Recife: SUDENE, 1983. p.91-141.

LIMA, C. C. U. de. O Neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**. n. 15, p. 91-101, 2000.

_____; BARBOSA, L. M. O Neotectonismo e a origem dos depósitos pleistocênicos na Planície Costeira do rio São Francisco. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, 2003. **Anais...** Recife: ABEQUA, 2003, 1 CDROM.

LIMA, E. de A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração Geológico-Metalogenética**. Etapa III. Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, 1978.

LIMA, M. I. C.; MONTEIRO, N.; SILVA, L. L. da; MARINHO, D. A. Identificação de Morfoestruturas Anômalas na Porção Centro-Oriental da Bacia do Maranhão (Brasil), através de imagens Slar e Landsat-Tm. Simpósio Brasileiro de Sensoramento remoto, 6, 1990, Manaus. **Anais...** Manaus: INPE, 1990, v.3, p.663-670.

LIMA, I. M. M. F. Relevo do Piauí: uma proposta de classificação. **CARTA Cepro**. Teresina. v.12, n.2, p.55-84, ago/dez. 1987.

_____. **Caracterização geomorfológica da bacia hidrográfica do Poti**. 1982, 150f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1982.

_____. Elementos Naturais da Paisagem. In: ARAÚJO, J. L. L. (Coord.). **Atlas Escolar do Piauí**. João Pessoa (PB): Grafset, 2006, p.39-84.

_____. (Coord.). Plano estratégico de desenvolvimento sustentável: meio ambiente. In: **Teresina Agenda 2015** - diagnóstico preliminar. Teresina: PMT, 2002.

_____. Relatório de práticas de campo na área das nascentes dos rios Parnaíba e Gurguéia. Municípios de Barreiras do Piauí, São Gonçalo do Gurguéia, Corrente e Cristalândia. Apoio UFPI/IBAMA, jul, 2002.

_____. **2 fotografias color digitais**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2009.

_____. **22 fotografias color digitais**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2011.

_____. **24 fotografias color digitais**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2012.

_____. **2 fotografias color digitais**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2013.

_____; AUGUSTIN, C. H. R. R. O relevo do espaço piauiense: aspectos de sua estruturação e evolução. SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 8, Sensitividade de paisagens: geomorfologia e as mudanças ambientais, Recife, 2010, **Anais...**, Recife, 2010.

_____; _____. Dissecção do Relevo na Área de Teresina e Nazária, PI. SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9. Rio de Janeiro, 2012. **Anais...**, Rio de Janeiro, 2012.

LINS, R. C. **Bacia do Parnaíba: Aspectos Fisiográficos**. Recife (PE): Instituto Joaquim Nabuco de Pesquisas Sociais, 1978.

LIRA FILHO, M. A. da S.; LIMA, I. M. de M. F. Parâmetros morfométricos da rede de drenagem e suas principais influências na dinâmica das paisagens da bacia hidrográfica do rio Mulato Piauí-Brasil. CONGRESSO INTERNACIONAL DE HISTÓRIA E PATRIMÔNIO CULTURAL, 3. Patrimônio, sociedade, museus (Geonordeste). Parnaíba, PI, 2012. **Caderno de resumos**. Parnaíba, PI: EDUFPI, 2012. 1 CD ROOM.

_____. **1 fotografia color digital**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2011.

LISBOA, M.A.R. The Permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, v. 4, n.37, 1914, p. 425–443.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 3, p. 5-35, 1975.

_____.; ROLIM, J. L. Quaternário do Nordeste Oriental Brasileiro. **Estudos Sedimentológicos**. Natal, v.3/4, p.89-130, 1973/74.

MACÊDO, J. A. B. de. **Métodos laboratoriais de análises Físico-químicas e microbiológicas**. 2. ed., Belo Horizonte, MG: CRQ-MG, 2003.

_____. **Introdução à Química ambiental: Química & Meio ambiente & Sociedade**. 2. ed. atualizada e revisada. Belo Horizonte, MG: CRQ-MG, 2006.

_____. **Águas e águas**. 3. ed. atualizada e revisada. Belo Horizonte, MG: CRQ-MG, 2007.

MACHADO, P. J. de O.; TORRES, F.T.P. **Introdução à Hidrogeografia**. São Paulo: Cengage Learning, 2012.

MAIA, R. P. **Geomorfologia e Neotectônica no vale do rio Apodi-Mossoró-RN**. 2012, 218f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.

_____. Vales Fluviais do Nordeste: considerações geomorfológicas. In: **Revista OKARA: Geografia em Debate**. João Pessoa: DGEOC/CCEN//UFPB. v.2, n.2, 2008, p.177-189. Disponível: < <http://www.okara.ufpb.br>>. Acesso: 20 mar. 2012.

_____.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: Concepções Clássicas e Atuais acerca das Superfícies de Aplainamento Nordestinas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p.1-19. Set. 2010.

_____.; _____. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: uma Análise Preliminar do Contexto Nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.12, n.3, p.37-46, 2011.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.; MOREIRA, P. de F. Eventos de “Desequilíbrio Morfodinâmico” na Evolução Geomorfológica de Minas Gerais – o caso de Teófilo Otoni/Caraí – Região Nordeste do Estado. In: **GEONOMOS**, v. 6, n. 2, 1999, p. 23-32.

MANAHAN, Stanley E. **Química ambiental**. 9. ed., Porto Alegre: Bookman, 2013.

MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. de F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n.1, p. 02-13, mar. 2009. Disponível em: http://www.dsr.inpe.br/marajo/significado_tectonico.pdf. Acesso: 05 mar. 2012.

MARMOS, J. L. **Diagnóstico Hidrogeoquímico do Distrito Agropecuário da SUFRAMA, municípios de Manaus e Preto da Eva (AM)**. 2007.153f. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Amazonas, Manaus, Amazonas, 2007.

- MARQUES NETO, R. A abordagem sistêmica e os estudos geomorfológicos: algumas interpretações. **Geografia**. Londrina, v. 17, n. 2, jul/dez. 2008. Disponível em: <http://www.uel.br/revista/geografia>. Acesso em: 03 mai.2012.
- MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E. H.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. Índice RDE como indicador de anomalias no perfil longitudinal do rio Pirapó. **Geociências**. São Paulo. V.30, n.1, 2011.
- MARTIN-SERRANO, A. **Mapa geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000**. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid: Ed. Martin-Serrano, A., 2005.
- MEDEIROS, M. **Dados climatológicos do Piauí**. Teresina (mimeo), 2002.
- MEIS, M. R. M.; MOURA, J.R.S. **Upper Quaternary Sedimentation and Hillslope Evolution: SE Brazilian Palteau**. Am. J. Sci., 1984, p. 241-254.
- MELO, M. S. de; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. **Processos e Produtos Morfogenéticos Continentais**. In: SOUZA, C. R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Ed., 2005, p. 258-275.
- MENDES, Josué C. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro, INL, 1971.
- MIALL, A.D. Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series. **American Association of Petroleum Geologists**, n. 20, p.1-75, 1981.
- MILTON, E. J.; GILVEAR, D. J.; HOPPER I, D. Investigating change in fluvial systems using remotely sensed data. In: GURNELL, A.; PETTS, G. **Changing river channel**. John Wiley & Sons, p. 277 – 301. 1995.
- MIRANDA, E. E. de (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <http://www.relevobr.cprm.embrapa.br>. Acesso em: 08 out. 2010.
- MOREIRA, A. A. N. **Geografia do Brasil - Região Nordeste**, Rio de Janeiro: IBGE, v. 2, 1977.
- MÜLLER, A. **1 fotografia color digital**. Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 1985.
- _____. **1 fotografia color digital**. Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, nov. 2012.
- NASCIMENTO, J. **Entrevista concedida à autora**. Morador do município de Agricolândia, 65 anos, 16 nov. 2011.
- NASCIMENTO, E. R. do; REIS NETO, J. M. dos; REBELO, A. M. de A. Parâmetros Geomorfométricos do Relevo no entendimento do nível de exposição dos sistemas cársticos na região limítrofe das bacias hidrográficas do Alto Iguaçú e do Alto Ribeira - Região norte do município de Curitiba, PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 2, p.61-68, 2010.

NEVES, B. B. B. Os Dois “Brasis” geotectônicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, Recife, 1991, **Anais...** Recife, 1991, p. 6-8.

NEVES, M. A.; MORALES, N.; SAAD, A. R. Coberturas sedimentares cenozoica da bacia do rio Jundiá-SP. São Paulo: UNESP, **Geociências**, v. 24, n.3, 2005, p.289-303, 2005.

NOVO, E. M. M. Ambientes Fluviais. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, 2008, p. 219-246.

NUNES, M. D. **1 fotografia color digital**. Rio Parnaíba, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí. Disponível em: Imagem Google Earth. Acesso em: 10.02.2013.

OLIVEIRA, C. A. Lineamentos estruturais a partir de imagens Landsat TM e dados SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSOREAMENTO REMOTO, 14. Natal, 2009, **Anais...** Natal: INPE, 2009, p.3151-3158.

OLIVEIRA, D. de. Capturas Fluviais como evidências da Evolução do Relevo: uma revisão bibliográfica. In: **Revista do Departamento de Geografia**, n. 20, p. 37-50, 2010.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magnetismo Cenozoico da Província Borborema e de sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)**. 2008, 411 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OLIVEIRA, P. C. A. de; RODRIGUES, S. C. Cartografia do Relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.8, n.2, p.37-44, 2007.

OLIVEIRA, J. C. de; SANTOS, J. C. dos. **Projeto Monsenhor Gil**. Relatório Final. v. 1 Fortaleza: CPRM, 1980.

PAIVA, G.S.P.de. **Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema**. 2012, 189 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.

PARRON, L. M.; MUNIZ, D. H. de F.; PEREIRA, C. M. **Manual de procedimentos de amostragem e análise físico-química de água**. Colombo, PR: Embrapa Florestas, 2011.

PAZZAGLIA, F.J.; GARDENER T.W.; MERRITTS, D.J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scale determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K.J. & WOHL, E.E. (Eds.), **River over rocks**. Washington: American Geophysical Union, p. 207-235, 1998.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3. ed., Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

PEREIRA NETO, M. C. Concentração de Rugosidade Topográfica: Subsídios ao Estudo de Fragilidade Potencial da Bacia Hidrográfica do Rio Seridó. **Revista GEONORTE**, Ed. Especial, v.2, n.4, p.1396 - 1405, 2012.

PEREZ FILHO, A.; CHRISTOFOLETTI, A. Relacionamento entre ordem e largura de planície de inundação em bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 17, n. 34, 1977, p.112-119.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. **Dispositivos Morfo-Estruturais e Evolução Morfotectônica da Margem Passiva Transformante do Nordeste Brasileiro**. III Simpósio Nacional de Geomorfologia, Campinas, SP., 2000.

_____; _____. Aplainamento e Geodinâmica: Revisitando um Problema Clássico em Geomorfologia. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, Ano 1, n.1, 2002.

PFALTZGRAFF, P. A. dos S.; TORRES, F. S. de M.; BRANDÃO, R. de L. (Org.). **Geodiversidade do Estado do Piauí**. Recife: CPRM, 2010.

PIAUI. Secretaria do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos - SEMAR. Gerência de Hidrometeorologia. **Banco de dados pluviométricos**. Teresina, jan, 2013.

_____. _____. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Relatório Síntese**. Teresina: SEMAR, 2010.

_____. Fundação CEPRO. **Piauí em números**. 8ª. Ed. CEPRO, 2010. Disponível em: http://www.cepro.pi.gov.br/download/201104/CEPRO06_aff9b5f5a6.pdf. Acesso em: 10 out.2012.

PINTO, M. N. Unidades Geomorfológicas e Análise Ambiental. **Boletim de Geografia Teorética**. Rio Claro: Associação de Geografia Teorética, n.16-17, 352-360, 1986-1987.

PINTO, R. C; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Eventos Depositionais Cenozoicos no Médio Vale do Rio das Velhas: Paleoníveis Depositionais e Dinâmica Fluvial. **Geografias**. Belo Horizonte: IGC-UFMG, v.5, n.2, p. 126- 135. Jul/dez, 2009.

PISSINATI, M. C.; ARCHELA, R. S. Geossistema, Território e Paisagem – método de estudo da paisagem rural sob a ótica bertrandiana. **Geografia**, Londrina, v. 18, n. 1, jan/jun. 2009, p. 5-31. Disponível em <http://www.uel.br/revistas/uel/index.php/geografia/>. Acesso em: 12 nov. 2011.

PHILIPPE, M.; AUGUSTIN, C. H. R. R.; FERNANDES, G. W. Brazil's Semiarid Cerrado: A Remote Sensing Perspective. In: Fernandez-Bernal, De La Rosa, M.A. (Org.). **Arid Environments**. 1ª ed. New York: Nova Science Publishers, chapter 1, 2010, p. 1-46.

PITTY, A. F. **The nature of Geomorphology**. London: Methuen.1982.

PLUMMER, F. B. **Relatório apresentado ao Conselho Nacional de Petróleo**. Cons. Nac. do Petróleo, 1946, p.87-134.

POMPÊO, M. L. M.; MOSCHINI-CARLOS, V.; SILVA-FILHO, C. G. **Transporte de nitrogênio, fósforo e seston em três rios pré-amazônicos**. Estado do Maranhão, Brasil, Bioikos, v. 16, n.1/2, p. 29-39, 2002. Disponível em: http://ecologia.ib.usp.br/portal/index.php?option=com_content&view=article&id=74&Itemid=413. Acesso em: 10 jan.2013.

PRESTES, A. A. **Entrevista concedida à autora**. Morador do município de Amarante e proprietário do balneário da margem do riacho Riachão. 60 anos. 12 nov. 2012.

PROJETEC Projetos Técnicos. **Estudos de Impacto Ambiental – EIA**. Aproveitamento Hidrelétrico Castelhana-Rio Parnaíba. Estudos Preliminares, v. 1, Curitiba, PR, 2009.

QUEIROZ NETO, J. P. Relações entre as Vertentes e os Solos: revisão de conceitos. **Revista Brasileira de Geomorfologia-RGB/União de Geomorfologia Brasileira**, v.12, Número Especial, p.15-24, 2011.

_____; PELLERIN, J. Solos e relevo no alto vale do Rio do Peixe – Oscar Bressane. São Paulo, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, São Paulo, n. 7, p. 25-34, 1994.

RESENDE, M.; CURTI, N.; S. B. de; KER, J. C. **Mineralogia dos Solos Brasileiros**: interpretações e aplicações. Lavras: Ed. UFLA, 2005.

RIVAS, M. P. (Coord.). **Macrozoneamento geoambiental da bacia hidrográfica do rio Parnaíba**. Rio de Janeiro: IBGE, 1996. (Série Estudos e Pesquisas em Geociências, n.4).

ROCHA, P. C.; SOUSA FILHO, E. E. Interações dinâmicas entre os materiais do leito de um canal secundário com o canal principal no multicanal do Alto Rio Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.6, n.1, p.19-32, 2005.

RODRIGUES, S. C. Cartografia e Simbologia Geomorfológica: evoluindo da Cartografia tradicional para o uso de simbologia digital. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.2, 2009, p.107-114.

ROSS, J. L.S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a Questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo: USP, v. 6, 1992.

_____. **Ecogeografia do Brasil**: subsídios para planejamento ambiental. S Paulo: Oficina de Textos, 2006.

_____.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, FAPESP, 1997.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. In: **Revista GEONOMOS**. Belo Horizonte: ICG-UFMG, v.1, n.1 e 2, 1993, p. 1-15.

_____; TORQUATO, J. R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista de Geologia da UFC**, v. 5, 1992, p.5-38.

_____; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, R. D. da; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C. R. de G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. dos; OLIVEIRA, P. E. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Ed., 2005, p. 211-234.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem – uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente–ES**. 2008. 147f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-

Graduação em Geografia do Instituto de Geociências. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

_____. **Índice de Concentração de Rugosidade (ICR):** uma proposta para o mapeamento morfométrico via emprego de geotecnologias. 2009. Disponível em: <www.geo.ufv.br/simposio/trabalhos_completos/eixo_1/094.pdf>. Acesso em: 10 abr. 2011.

_____; AUGUSTIN, C. H. R. R. Análise das Incongruências dos Índices de Dissecação e Rugosidade. In: SIMPOSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 7, Belo Horizonte, 2008, **Anais...** Belo Horizonte, 2008.

_____; _____. **Índice de Concentração de Rugosidade (ICR):** nova proposta metodológica de quantificação do relevo. Inédito.

SANTOS, L. A. dos. **1 fotografia color digital**, Porção Centro-Norte do Estado do Piauí, 2012.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C. T. da; SILVA, J. M. F. da; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 7, n.2, p.3-12, 2006.

SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. de. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM – DGM/DIPALE, 2009.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D. A. A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS FILHO, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:250.000**. Brasília: DNPM, 1984. p. 9-49.(cap.1).

SHELLMANN, W. **The Laterite Story: An Introduction in Laterite**. Disponível em www.laterite.de/. Acesso em 02. fev.2012.

SCHUMM, S. A. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. **Geological Society of America Bulletin**, v. 79, n. 11, p.1573-1588, nov, 1968. Disponível em: <<http://gsabulletin.gsapubs.org/content/79/11.autho-index>>. Acesso em 02 fev. 2012.

_____. **Meander wavelength of alluvial rivers**, n. 157, 1967, p. 1549-1550.

_____.River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, 101, n. 2, p. 279-294, 1993.

SELBY, M. J. **Earth's Changing Surface**. Oxford: Clarendon Press, 1985.

SILVA, A. M. da; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. de. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos: RIMA, 2003.

SILVA, C. E. da; MORAIS, R. C. de S.; OLIVEIRA, L. N. de; FREITAS, W. A.; ALMEIDA, K. S. de. Variabilidade espaço-temporal da qualidade da água do rio Poti em Teresina-PI. X Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. Fortaleza, 2010, **Anais...** Fortaleza-CE, 2010.

SILVEIRA, R.M.; SILVEIRA, C. T.; OKA-FIORI, C. Análise Digital do Relevo Empregada no Mapeamento de Unidades Geomorfológicas. **Revista Geografar**. Curitiba, v.7, n.2, p.43-68, dez. 2012.

SOUSA, P. C. de; CASTRO, P. N. S. **Relatório de perfuração do poço tubular: 4TE-41-PI**. Teresina: CPRM, 1989.

_____.; SANTOS, A. F. D. **Relatórios de perfuração dos poços tubulares: 4TE-16-PI; 4TE-17-PI; 4TE-18-PI**. Teresina: CPRM, 1976.

SOUSA, L. F.; SAMPAIO, T. V. M. Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à Identificação de Classes de Dissecação do Relevo: uma proposta de quantificação e automatização em ambiente SIG. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS GEODÉSICAS E TECNOLOGIAS DA GEOINFORMAÇÃO, 3, Recife - PE, 2010. **Anais...** Recife - PE, 2010.

SOUZA, P. A. de; MATZEMBACHER, L.T.; ABELHA, M.; BORGHI, L. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: Biocronoestratigrafia de Intervalo Selecionado do Poço 1-UN-09-PI (CAXIAS, MA, BRASIL). **Revista Brasileira de Paleontologia**. v. 13, n.1, p. 57-66, jan/abr. 2010.

SUGUIO, K. **Água**. Ribeirão Preto: Holos Ed., 2006.

_____. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SUMMERFIELD, M.A.; HULTON, N.J. Natural Controls of Fluvial Denudation Rates in major world drainage basins. **Journal of Geophysical Research**. V.99, N.B7, p.13, 871-13,883, July, 10, 1994. Disponível em:

<http://srv2.lemig.umontreal.ca/donnees/geo3162/References/Summerfield,%20Hulton_1994_Natural%20controls%20of%20fluvial%20denudation%20rates%20in%20major%20world%20drainage%20basins.pdf>. Acesso em: 20 abr. 2012.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la géomorphologie**. Paris: Masson e Cie, 1965.

_____. **Landforms of the humid tropics, forests and savannas**. London: Longmans, 1972.

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE/SUPREN, 1977.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the the tropics**. New York: John Wiley & Sons, 1994.

TUNDISI, J. E. M. Indicadores da qualidade da bacia hidrográfica para gestão integrada dos recursos hídricos. Estudo de caso: Bacia hidrográfica do Médio Tocantins. São Carlos: UFSCar, 2006.

VALADÃO, R. C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfície de aplainamento e soerguimentos crustais)**. 242 p. 1998. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal da Bahia. Salvador, 1998.

VAZ, P. T.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. A. S. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p.253-263, 2007.

VEIGA JUNIOR, J. P. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estados do Maranhão e Piauí**. Brasília: CPRM, 2000.

VILELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: Mc Graw Hill do Brasil, 1975.

VITTE, A. C. **Por uma Geografia Híbrida**: ensaios sobre os mundos, as naturezas e as culturas. Curitiba (PR): CRV, 2011.

WACK, G. V. Small-Scale Geomorphological Mapping of P.D.R. Yemen: An Approach to Landscape Evaluation. Rowan, J. **Land Systems of Victoria**. Department of Conservation and Environment and Land Conservation Council, 1990.

WETZEL, R. G. **Limnologia**. Editora da Fundação Alouste Gulbenkian: Lisboa, 1993.

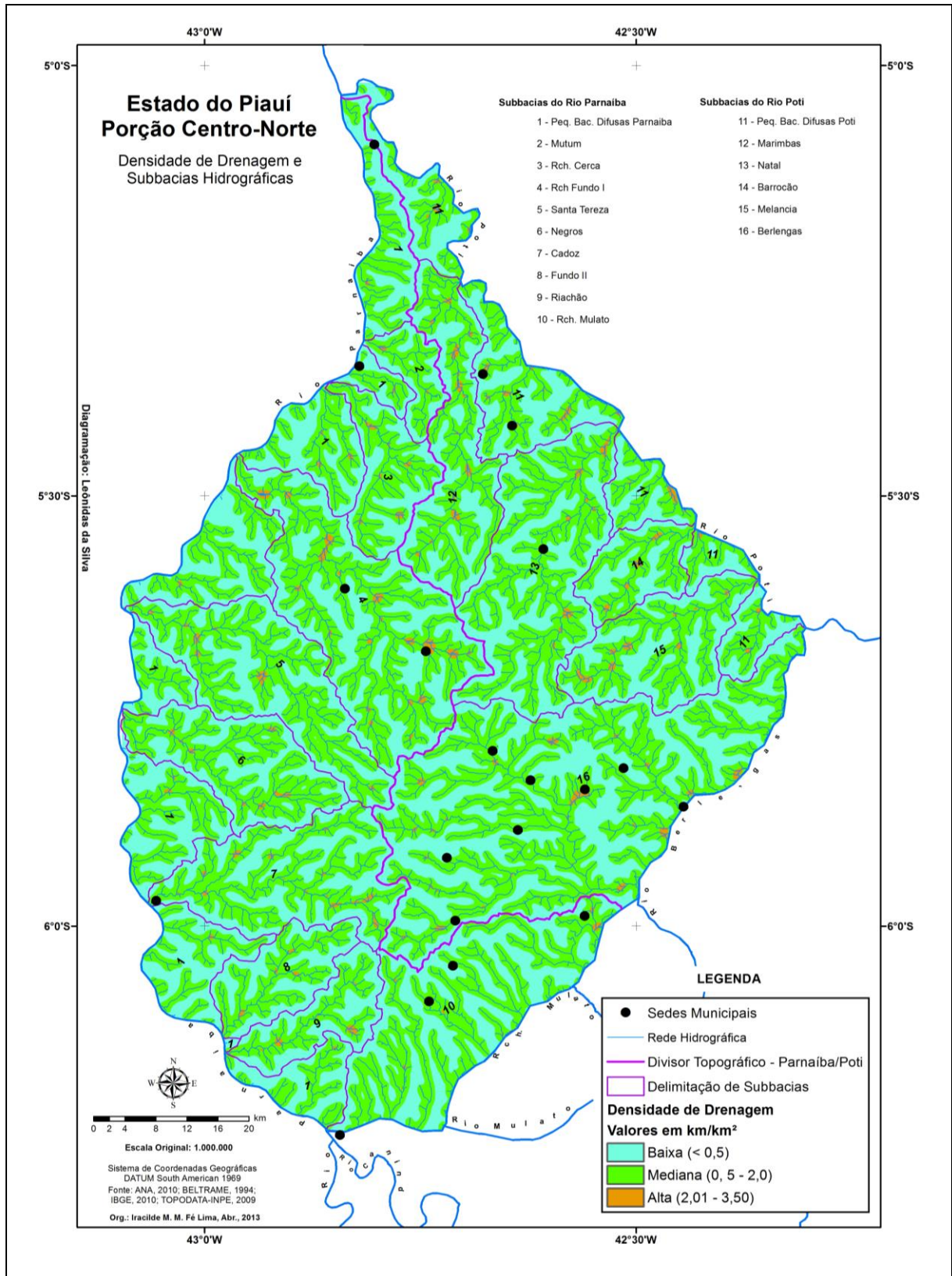
WRIGHT, R. L. An examination of the value of site analysis in field studies in tropical Australia. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, n.17, p. 157-183, 1973.

ZANCOPÉ, M. H. de C.; PEREZ FILHO, A. Considerações a respeito da distribuição das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n. 1, p. 65-71, 2006.

APÊNDICES

Apêndice A

Mapa de Densidade de Drenagem da Porção Centro-Norte do Piauí



Base de dados: ANA (2010); IBGE (2010); INPE (2009). Org. Lima (2013).

Apêndice B

Área e participação percentual das Formações Geológicas nas Unidades e Subunidades de Relevo.

Formações Geológicas	Abrangência na área de estudo		Unidades e Subunidades de Relevo											
			Área de Influência Direta dos Rios Parnaíba e Poti				Superfície Retrabalhada do Relevo Residual		Superfície Elevada de Relevo Residual					
	Terraços e Planícies Aluviais dos Rios Parnaíba e Poti		Vales Dissecados		Topos Tabulares Limitados por Escarpas				Topos Laterizados Isolados		Domínio do Rio São Francisco			
	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%
Sedimentos aluviais	199,90	3,1	199,90	100,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Formações Pastos Bons e Corda	1.388,38	21,8	-	-	-	-	381,24	11,5	146,71	41,5	335,70	21,9	524,73	84,2
Formação Sardinha	479,01	7,5	-	-	-	-	420,56	12,7	-	-	58,45	3,8	-	-
Formação Pedra de Fogo	2.683,64	41,8	-	-	161,70	35,5	1.166,11	35,3	104,07	58,5	1.136,27	74,3	98,49	15,8
Formação Piauí	1.086,55	17,1	-	-	140,90	30,9	945,65	28,5	-	-	-	-	-	-
Formação Poti	548,52	8,7	-	-	152,20	33,6	396,32	12,0	-	-	-	-	-	-
TOTAL	6.368,00	100	199,90	100,0	454,80	100,0	3.309,88	100,0	250,78	100,0	1.530,42	100,0	623,22	100,0

Fonte: Pesquisa direta (2013).

Apêndice C

Área participação percentual dos Compartimentos Topográficos nas Unidades e Subunidades de Relevô.

Compartimen- tos Topográficos	Abrangência na Área de Estudo		Unidades e Subunidades de Relevô											
			Área de Influência Direta dos rios Parnaíba e Poti				Superfície Retrabalhada do Relevô Residual		Superfície Elevada de Relevô Residual					
			Terraços e Planícies Aluviais dos rios Parnaíba e Poti		Vales Dissecados				Topos Tabulares Limitados por Escarpas		Topos Laterizados Isolados		Domínio do Rio São Francisco	
			Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%
50 – 80	203,77	3,1	163,35	81,8	12,50	2,7	27,92	0,8	-	-	-	-	-	-
81 – 160	2.442,57	38,4	36,55	18,2	442,30	97,3	1.964,02	59,3	-	-	-	-	-	-
161 - 240	1.954,50	30,7	-	-	-	-	1.317,94	39,9	-	-	440,04	28,7	196,52	31,5
241 - 420	1.767,16	27,8	-	-	-	-	-	-	250,78	100,0	1.090,38	71,3	426,70	68,5
TOTAL	6.368,00	100	199,90	100,0	454,80	100,0	3.309,88	100,0	250,78	100,0	1.530,42	100,0	623,22	100,0

Fonte: Pesquisa direta (2013).

Apêndice D

Área e participação percentual das classes de declividade nas Unidades e Subunidades de Relevo.

Classes de Declividade do Relevo	Abrangência na Área de Estudo		Unidades e Subunidades de Relevo											
			Área de Influência Direta dos rios Parnaíba e Poti				Superfície Retrabalhada do Relevo Residual		Superfície Elevada de Relevo Residual					
			Terraços e Planícies Aluviais dos rios Parnaíba e Poti		Vales Dissecados				Topos Tabulares Limitados por Escarpas		Topos Laterizados Isolados		Domínio do Rio São Francisco	
			Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%
Plano	840,50	10,0	108,5	54,3	39,5	8,7	288,5	5,7	165,2	65,8	99,5	6,3	139,3	24,3
Suave ondulado	2.471,40	40,7	91,4	45,7	146,4	32,2	1.554,9	50,0	21,3	8,5	337,6	21,9	320,1	51,1
Ondulado	626,00	10,9	-	-	78,8	17,3	374,6	11,3	-	-	130,2	8,5	42,4	6,7
Forte ondulado	1.732,00	25,6	-	-	172,8	37,3	861,4	26,0	22,0	8,7	605,0	40,0	70,8	9,8
Montanhoso/escarpado	698,10	12,8	-	-	17,4	4,5	230,4	7,0	42,2	17,0	358,1	23,3	50,6	8,1
TOTAL	6.368,00	100,0	199,9	100,0	454,8	100,0	3.309,8	100,0	250,7	100,0	1.530,4	100,0	623,2	100,0

Fonte: Pesquisa direta (2013).

Apêndice E

Área participação percentual das Associações de Solos nas Unidades e Subunidades de Relevô.

Solo principal da Associação	Abrangência na Área de Estudo		Unidades e Subunidades de Relevô											
			Área de Influência Direta dos rios Parnaíba e Poti				Superfície Retrabalhada do Relevô Residual		Superfície Elevada de Relevô Residual					
			Terraços e Planícies Aluviais dos rios Parnaíba e Poti		Vales Dissecados				Topos Tabulares Limitados por Escarpas		Topos Laterizados Isolados		Domínio do Rio São Francisco	
			Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%	Área Km ²	%
Argissolos	3.270,14	41,2	-	-	134,25	29,3	1.767,47	53,5	159,22	63,5	1.112,61	72,7	96,59	15,5
Latossolo Amarelo	1.077,68	25,6	-	-	57,75	12,7	274,72	8,3	91,56	36,5	127,02	8,3	526,63	84,5
Chernossolos	548,06	8,0	-	-	40,20	8,8	403,80	12,2	-	-	104,06	6,8	-	-
Plintossolo	374,53	4,4	-	-	56,83	12,3	317,70	9,6	-	-	-	-	-	-
Neossolo Flúvico	132,50	2,1	132,50	66,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Neossolo Litólico	635,13	15,4	-	-	94,27	20,4	354,15	10,6	-	-	186,71	12,2	-	-
Neossolo Quartzarênico	330,90	3,3	67,40	33,7	71,50	15,5	192,00	5,8	-	-	-	-	-	-
TOTAL	6.368,00	100,0	199,90	100,0	454,80	100,0	3.309,88	100,0	250,78	100,0	1.530,42	100,0	623,22	100,0

Fonte: Pesquisa direta (2013).

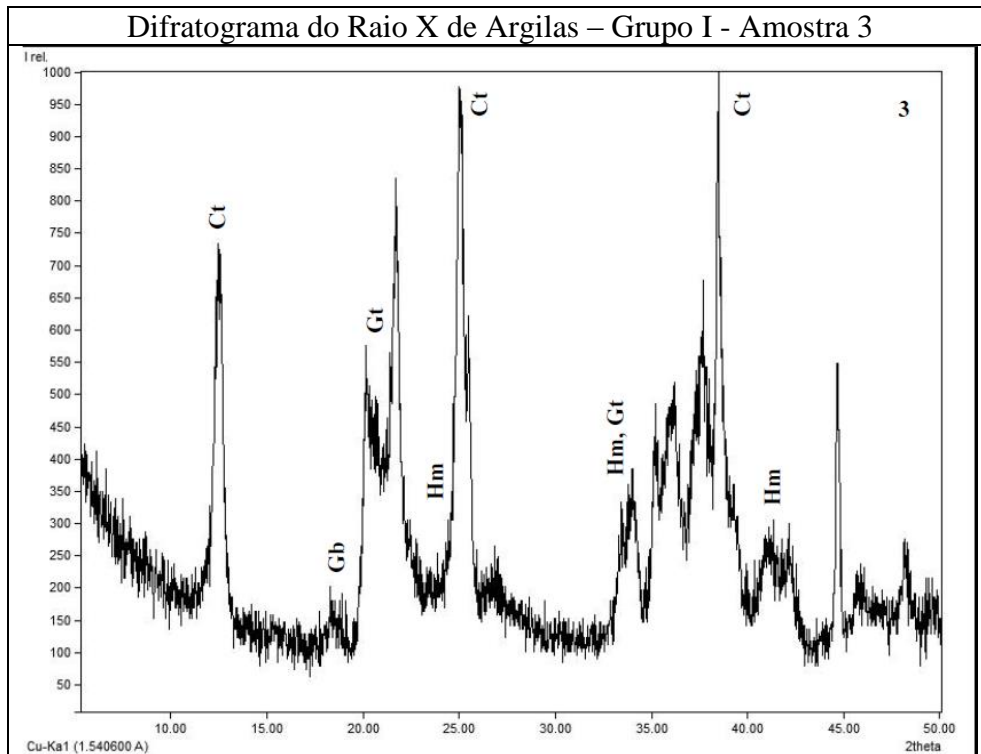
Apêndice F

Área e participação percentual das Unidades Fitoecológicas nas Unidades de Relevo.

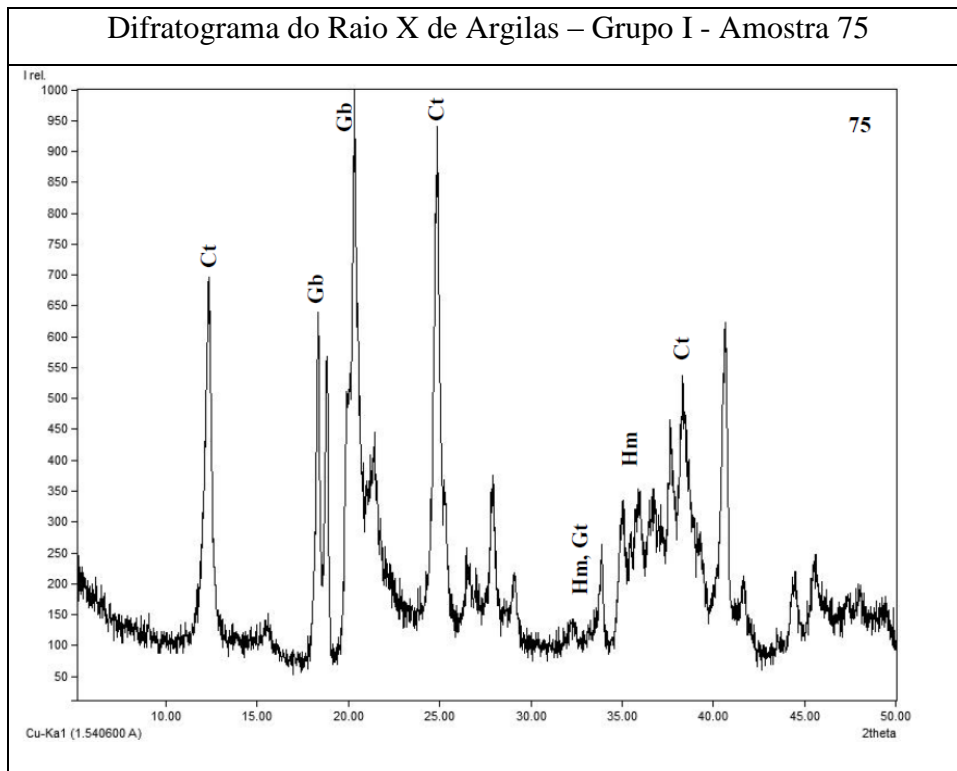
Tipos de Vegetação	Abrangência na Área de Estudo		Unidades e Subunidades de Relevo											
			Área de Influência Direta dos rios Parnaíba e Poti				Superfície Retrabalhada do Relevo Residual		Superfície Elevada de Relevo Residual					
	Terraços e Planícies Aluviais dos Rios Parnaíba e Poti		Vales Dissecados		Topos Tabulares Limitados por Escarpas				Topos Laterizados Isolados		Domínio do Rio São Francisco			
	Área km ²	%	Área km ²	%	Área km ²	%	Área km ²	%	Área km ²	%	Área km ²	%	Área km ²	%
Floresta Secundária Mista	1.872,9	29,5	165,2	82,6	246,4	54,2	1.182,3	35,8	-	-	225,2	14,7	53,8	7,6
Floresta Secundária Latifoliada	1.244,8	19,5	-	-	-	-	297,8	9,0	190,4	75,9	243,1	15,8	604,5	84,4
Campo Cerrado	2.781,2	43,7	34,7	17,4	124,8	27,5	1.444,2	43,6	60,3	24,1	1.062,1	69,5	57,2	8,0
Campo	469,1	7,3	-	-	83,6	18,3	385,5	11,6	-	-	-	-	-	-
TOTAL	6.368,0	100,0	199,9	100,0	454,8	100,0	3.309,8	100,0	250,7	100,0	1.530,4	100,0	715,5	100,0

Fonte: Pesquisa direta (2013)

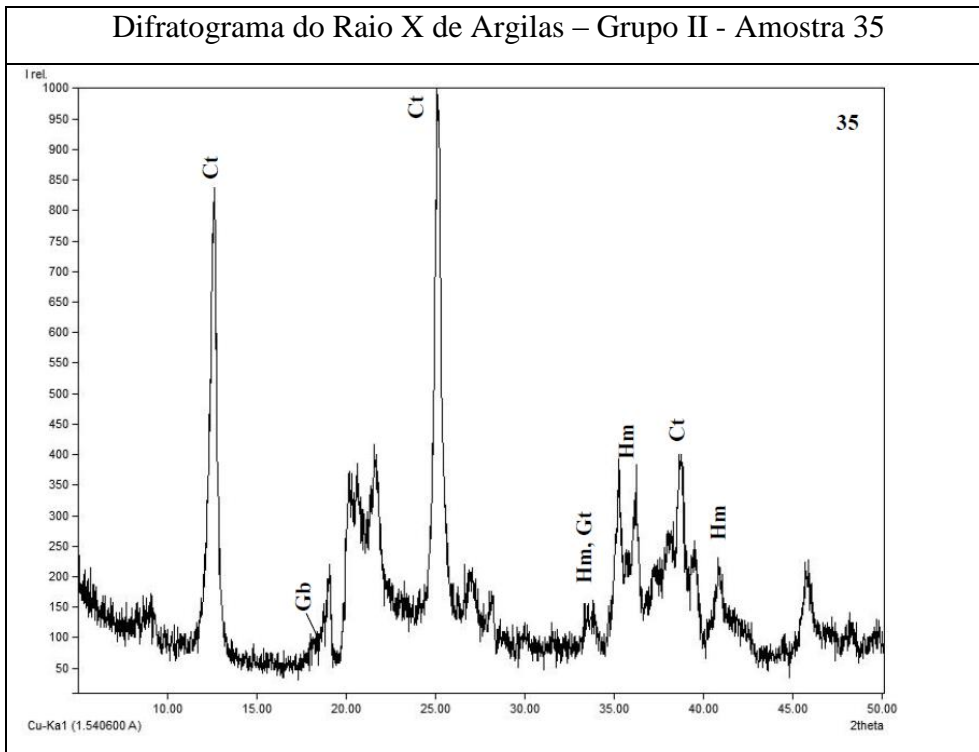
Apêndice G



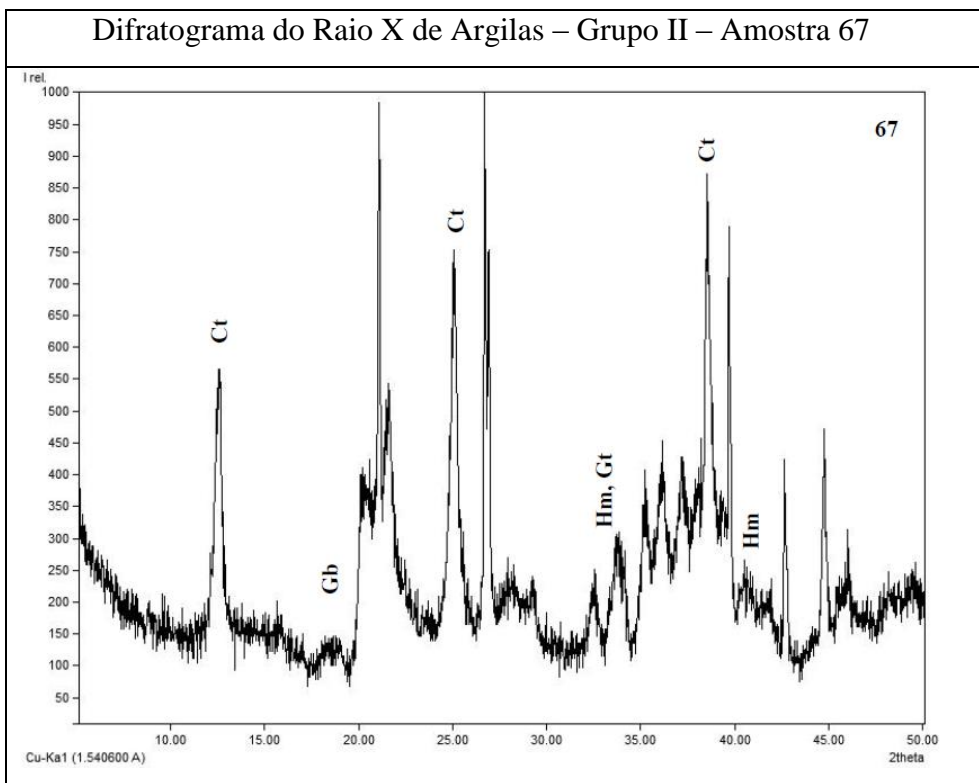
Apêndice H



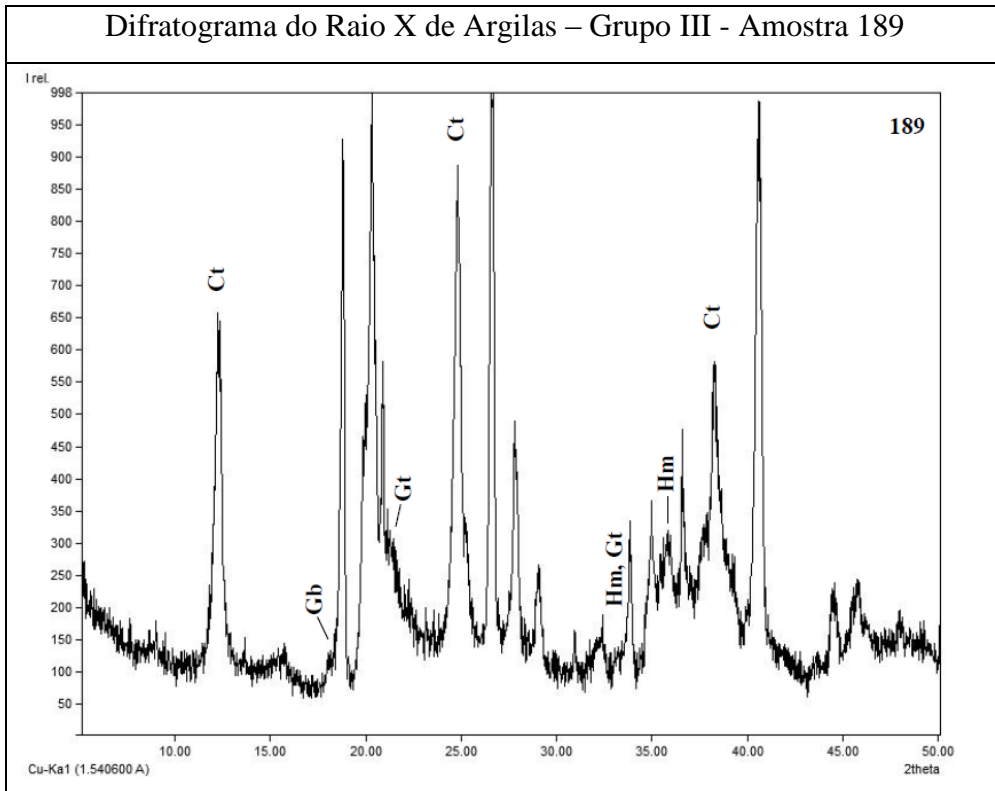
Apêndice I



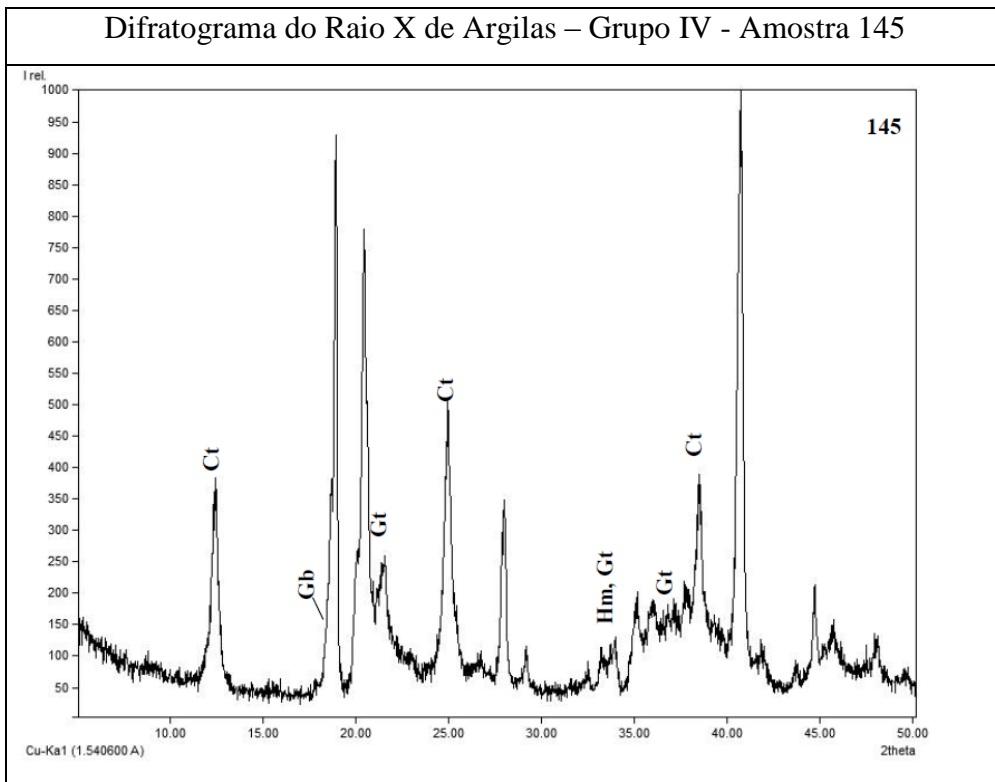
Apêndice J



Apêndice K



Apêndice L



Apêndice M