



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16717-TDI/1655

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA PORÇÃO
CENTRAL DA BACIA PARAÍBA (PB) A PARTIR DE
DADOS MDE-SRTM E ALOS-PALSAR FBD**

Clódís de Oliveira Andrades Filho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 28 de abril de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37A6Q4S>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTARIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16717-TDI/1655

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA PORÇÃO
CENTRAL DA BACIA PARAÍBA (PB) A PARTIR DE
DADOS MDE-SRTM E ALOS-PALSAR FBD**

Clódís de Oliveira Andrades Filho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,
orientada pela Dra. Dilce de Fátima Rossetti, aprovada em 28 de abril de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37A6Q4S>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

El91es Andrades Filho, Clódis de Oliveira.
Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD / Clódis de Oliveira Andrades Filho. – São José dos Campos : INPE, 2010.
xxiii + 150 p. ; (INPE-16717-TDI/1655)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
Orientadora : Dra. Dilce de Fátima Rossetti.

1. MDE-SRTM. 2. ALOS-PALSAR. 3. Lineamentos morfoestruturais. 4. Índices morfométricos. 5. Bacia Paraíba (PB). I.Título.

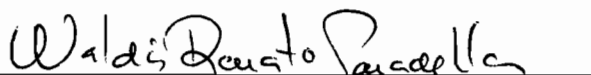
CDU 528.88

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

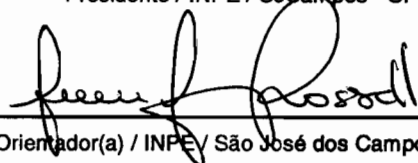
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Mestre em
Sensoriamento Remoto

Dr. Waldir Renato Paradella



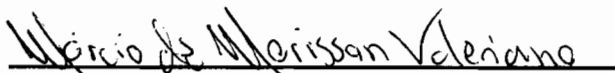
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Dilce de Fátima Rossetti



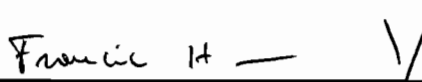
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Márcio de Morisson Valeriano



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra



Convidado(a) / UFRN / Natal - RN

Aluno (a): Clódis de Oliveira Andrades Filho

São José dos Campos, 28 de abril de 2010

“Para entender o presente e planejar o futuro, é preciso começar conhecendo o passado”.

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

Durante o período de elaboração deste trabalho, familiares, amigos e colegas tiveram fundamental contribuição.

Agradeço a meus pais, Neusa e Clódis, e minhas irmãs, Débora e Denise, pelo apoio incondicional, tanto antes de decidir prestar este mestrado, quanto na fase final deste período.

Agradeço a minha orientadora de mestrado, Dilce Rossetti, por todo apoio, paciência e críticas, que contribuíram diretamente para conclusão desta pesquisa.

Agradeço aos pesquisadores Márcio Valeriano, Waldir Paradella e Francisco Hilário Bezerra, por conselhos e sugestões que enriqueceram este trabalho em diversos âmbitos.

Aos colegas da turma de 2008 do INPE agradeço, pois, além de excelentes colegas, hoje se mostram como grandes amigos, e que contribuíram diretamente nas rotinas diárias de elaboração deste trabalho. Alguns se fazem necessário citar, como: Bernard, Ludmila, Matheus, Bárbara, Eduardo, Thiago Gonçalves e Luiz.

Agradeço aos colegas “irmãos” Ericson e Hiran, importantes conselheiros e incentivadores em cada etapa deste trabalho.

Além destes, outros colegas se destacam em contribuições generalizadas, como: Viviana, Gustavo, Guilherme e Denílson.

Agradeço à instituição de fomento CAPES pela bolsa de mestrado e auxílio financeiro à participação de eventos científicos. Adicionalmente, agradeço à FAPESP, que no âmbito do projeto FAPESP#06/04687-7 contribuiu com auxílios financeiros para participação em eventos científicos e trabalhos de campo.

Por fim, agradeço a toda equipe de trabalho de campo, que contribuiu com conhecimentos em diversas abordagens científicas, bem como com as experiências de trabalho na Bacia Paraíba.

RESUMO

A presente pesquisa objetivou a análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB), por meio da integração de informações qualitativas (i.e., densidade e direcionamento de lineamentos morfoestruturais; padrões e anomalias de drenagem) e quantitativas (i.e., índices morfométricos), a fim de verificar se a evolução da drenagem e do relevo ocorreu sob influência tectônica. A investigação incluiu dados de sensoriamento remoto derivados do MDE (modelo digital de elevação)-SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e do sistema radar ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*)-PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture*), além de base de drenagem digital extraídos de cartas topográficas da DSG (Diretoria de Serviço Geográfico). Além de auxiliar na extração de lineamentos morfoestruturais, o MDE-SRTM serviu, também, de suporte à análise da rede de drenagem e à aplicação de índices morfométricos. Os resultados revelaram que o MDE-SRTM foi mais eficiente para salientar lineamentos morfoestruturais do que o PALSAR. Características geométricas de obtenção das imagens PALSAR e a interferência da cobertura do solo contribuíram para ocultar ou suavizar as morfoestruturas neste produto. Os lineamentos morfoestruturais extraídos do MDE-SRTM tiveram boa correspondência com estruturas tectônicas registradas na área de estudo. Outros indícios de influência tectônica incluem: elevada frequência de padrões de drenagem treliça (e suas variações); ocorrência de padrão retangular angular; e abundância de anomalias de drenagem, principalmente, em áreas dominadas por cobertura sedimentar. Adicionalmente, os índices morfométricos mostraram, em geral, valores condizentes com influência tectônica. Os índices também indicaram que a porção nordeste da área com domínio de cobertura sedimentar e o setor norte da área com domínio do embasamento cristalino foram os que registraram maior intensidade de atividade tectônica em tempos geológicos mais recentes. Os dados qualitativos e quantitativos derivados do MDE-SRTM forneceram evidências em suporte à influência tectônica na área de estudo. Deformação rúptil e dúctil decorrente da reativação de falhas tectônicas precambrianas durante o Mesozóico e Cenozóico e geração de novas estruturas durante estes períodos, foram fundamentais na definição da paisagem e no controle dos padrões de sedimentação na parte central da Bacia Paraíba.

MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS ON THE CENTRAL PORTION OF PARAÍBA BASIN (PB) USING DEM-SRTM AND ALOS-PALSAR FBD DATA

ABSTRACT

The present study aimed the morphostructural analysis of the central portion of the Paraíba Basin (PB) through integration of qualitative (i.e., density and direction of morphostructural lineaments; drainage patterns and anomalies) and quantitative morphometric indices) information in order to test if drainage and relief evolved under the influence of tectonics. The investigation included remote sensing data derived from both DEM (digital elevation model)-SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) and ALOS (Advanced Land Observing Satellite)-PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture) radar system, as well as digital drainage data extracted from DSG (Department of Geographical Service) topographic maps. In addition to help extracting the morphostructural lineaments, the DEM-SRTM also provided the basis to analyse the drainage network and to apply the morphometric indexes. The results revealed that the DEM-SRTM was more efficient to enhance the morphostructural lineaments than the PALSAR. Geometric characteristics during acquisition of PALSAR data and land cover interference contributed to obliterate or mask the morphostructures in this product. The morphostructural lineaments derived from the DEM-SRTM had good correspondence with tectonic structures recorded in the study area. Other evidence of tectonic influence include: high frequency of trellis drainage patterns (and their variations); occurrence of angular-rectangular pattern; and abundance of drainage anomalies, mainly in areas dominated by sedimentary cover. Additionally, the morphometric indexes showed, in general, values consistent with tectonic influence. The indexes also indicated that the northeast area with dominance of sedimentary cover and the northern sector of the area with dominance of crystalline basement were the ones with the greatest intensity in tectonic activity in more recent geological times. The qualitative and quantitative information derived from the DEM-SRTM provided evidence in support of tectonic influence in the study area. Both brittle and ductile deformations related to reactivation of Precambrian tectonic faults during the Mesozoic and the Cenozoic, added to creation of new features during these periods, were crucial to define the landscape and to control sedimentation patterns in the central Paraíba Basin.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 - Representações de dobras (a) e falhas geológicas (b).....	8
Figura 3.2 - Representações de relevo associado às falhas geológicas.	9
Figura 3.3 - Principais propriedades de drenagem.	11
Figura 3.4 - Tipos de canais em relação à forma, carga e estabilidade.	12
Figura 3.5 - Padrões de drenagem básicos.	13
Figura 3.6 - Padrões dendríticos modificados.	14
Figura 3.7 - Padrão retangular modificado.	14
Figura 3.8 - Padrões treliça modificados.	15
Figura 3.9 - Padrões paralelos modificados.....	16
Figura 3.10 - Anomalias de drenagem.	17
Figura 3.11 - Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subseqüentes.....	18
Figura 3.12 - Geometria básica de imageamento do sistema radar.	22
Figura 3.13 - Geometria de imageamento de radar.	22
Figura 3.14 - Distorções geométricas em imagem de radar.	23
Figura 3.15 - Exemplos de variáveis geomorfométricas disponíveis pelo TOPODATA. 25	
Figura 4.1 - Localização geográfica da área de estudo sobre altimetria (A) e mapa político (B).....	32
Figura 4.2 - Sub-bacias da Bacia Paraíba e terrenos do embasamento cristalino.	34
Figura 4.3 - Coluna estratigráfica referente à Sub-bacia Alhandra.	35
Figura 4.4 - Mapa geológico da área de estudo.....	37
Figura 5.1 - MDE-SRTM com indicação das cenas correspondentes às imagens ALOS- PALSAR utilizadas neste estudo.	43
Figura 6.1 - Exemplos de lineamentos morfoestruturais de expressão em baixos e altos topográficos.	52
Figura 6.2 - Lineamentos morfoestruturais, classes de densidade e compartimentos morfoestruturais da área de estudo.	53
Figura 6.3 - Mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais para a área de estudo. 54	
Figura 6.4 - Diagramas em roseta derivados do direcionamento dos lineamentos morfoestruturais da área de estudo (A a C).	56

Figura 6.5 - Diagramas em roseta (A – I) com orientação dos lineamentos morfoestruturais correspondentes aos compartimentos definidos na área de estudo, considerando-se frequência e comprimento absoluto.	58
Figura 6.6 - Setores estabelecidos para definição de lineamentos morfoestruturais com produtos PALSAR.	59
Figura 6.7 - Imagens PALSAR.	60
Figura 6.8 - Lineamentos do setor 1.	62
Figura 6.9 - Lineamentos do setor 2.	63
Figura 6.10 - Lineamentos do setor 3.	64
Figura 6.11 - Lineamentos do setor 4.	65
Figura 6.12 - Lineamentos do setor 5.	66
Figura 6.13 - Lineamentos do setor 6.	67
Figura 6.14 - Lineamentos do setor 7.	68
Figura 6.15 - Lineamentos do setor 8.	69
Figura 6.16 - Lineamentos do setor 9.	70
Figura 6.17 - Diagramas em roseta (A a I) de comprimento absoluto dos lineamentos morfoestruturais, comparando resultados do PALSAR e SRTM.	71
Figura 6.18 - Rede de drenagem com base em cartas topográficas 1:100.000 provenientes da DSG.	72
Figura 6.19 - Classes de densidade de drenagem da área de estudo.	73
Figura 6.20 - Distribuição dos padrões de drenagem na área de estudo.	74
Figura 6.21 - Conjuntos de bacias hidrográficas da área de estudo.	75
Figura 6.23 - Sub-bacias hidrográficas do rio Dois Rios.	78
Figura 6.24 - Sub-bacias hidrográficas do rio Gramame.	80
Figura 6.25 - Sub-bacias hidrográficas da margem direita do Baixo rio Paraíba.	81
Figura 6.26 - Sub-bacias hidrográficas litorâneas.	83
Figura 6.27 - Mapa-índice das sub-bacias hidrográficas consideradas na aplicação dos índices morfométricos.	84
Figura 6.28 - Segmentos de rio anômalos e não-anômalos segundo o índice RDE, representados sobre produto de orientação de vertentes.	87
Figura 6.29 - Fator de assimetria (A_f) para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.	91
Figura 6.30 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias hidrográficas pertencentes à bacia do rio Goiana, Dois Rios, Gramame e bacias da margem direita do baixo rio Paraíba.	93

Figura 6.31 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias hidrográficas da margem direita do baixo rio Paraíba e as bacias litorâneas.	94
Figura 6.32 - Sub-bacias hidrográficas representadas sobre MDE-SRTM.	95
Figura 6.33 - Setores de cálculo do índice de razão de largura do fundo do vale e sua elevação (V_f), sobre dados de MDE-SRTM.	96
Figura 6.34 - Exemplos de vales avaliados pelo índice V_f e perfis topográficos correspondentes.	96
Figura 6.35 - Setores de cálculo do índice Smf na porção leste da área de estudo sobre a base de declividade.	98
Figura 6.36 - Setores de cálculo do índice Smf na porção oeste da área de estudo sobre a base de declividade.	99
Figura 6.37 - Representação espacial das variáveis do cálculo de Smf sobre a base de declividade nos setores dos rios Ferreiras B (A) e Popocas B (B).	101
Figura 6.38 - Classes de Iat definidas para a porção central da bacia Paraíba.	103
Figura 6.39 - Padrões de morfologias referentes a unidades litológicas predominantes na área de estudo.	105
Figura 6.40 - Localização de registros fotográficos ilustrativos de feições do relevo e afloramentos característicos na área de estudo.	106
Figura 6.41 - Morfoestruturas do embasamento proterozóico.	107
Figura 6.42 - Morfoestrutura dômica.	108
Figura 6.43 - Morfoestrutura expressa em Sedimentos Pós-Barreiras.	109
Figura 6.44 - Morfoestrutura no setor do Baixo rio Paraíba.	110
Figura 6.45 - Tabuleiros costeiros na porção leste da área de estudo.	111
Figura 6.46 - Falésias da praia de Tambaba.	111
Figura 6.47 - Feições de deformação rúptil no embasamento cristalino.	112
Figura 6.48 - Indícios de deformação nas unidades sedimentares.	113
Figura 6.49 - Indícios de deformação nas unidades sedimentares Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras.	114
Figura 6.50 - Feição de dobra na unidade litológica da Formação Barreiras.	114
Figura 7.1 - Compartimentos morfoestruturais sobre as litologias da área de estudo.	121
Figura 7.2 - Sub-bacias hidrográficas e rios principais sobre tipos litológicos da área de estudo.	122
Figura 7.3 - Sub-bacias hidrográficas consideradas na aplicação de índices morfométricos, sobre tipos litológicos da área de estudo.	126

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 6.1 - Valores de densidade de lineamentos morfoestruturais, em ordem decrescente e por compartimento morfoestrutural.	55
Tabela 6.2 - Valores da relação RDE segmento/RDE total, por segmento de drenagem de cada rio e categorias de intensidade tectônica (Cit). Os valores sombreados correspondem aos segmentos anômalos.	86
Tabela 6.3 - Índice Af e variáveis consideradas no seu cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.	89
Tabela 6.4 - Índice Vf e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo, onde Vf = razão entre a largura do fundo de vale e sua elevação.	97
Tabela 6.5 - Índice Smf e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.	100
Tabela 6.6 - Índice de intensidade tectônica relativa (Iat) para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.	102
Tabela A. 1 - Valores da relação declividade-extensão total para sub-bacias da porção central da Bacia Paraíba.	148
Tabela A. 2 - Variáveis incluídas no cálculo do índice RDE. Valores na relação entre RDEs (segmento) e RDEt (total) e demais variáveis extraídas para o cálculo desta relação.	149

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Af	<i>Asymmetric factor</i>
ALOS	<i>Advanced Land Observing Satellite</i>
ASI	Agência Espacial Italiana
CCRS	<i>Canada Centre for Remote Sensing</i>
Cit	Categoria de intensidade tectônica
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
DL	Densidade de lineamentos
DNAEE	Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
DLR	Centro Aeroespacial Alemão
DSG	Diretoria de Serviço Geográfico
DSR	Divisão de Sensoriamento Remoto
EGM	<i>Earth Gravitational Model</i>
ENVI	<i>Environment for Visualizing Images</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
ETM	<i>Enhanced Thematic Mapper</i>
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FBD	<i>Fine Beam Dual Polarization</i>
FBS	<i>Fine Beam Single Polarization</i>
HH	Polarização do tipo horizontal - horizontal
Hi	<i>Hypsometric integral</i>
HN	Curvatura horizontal na forma numérica
HV	Polarização do tipo horizontal - vertical
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
Iat	<i>Index activity tectonic</i>
IHS	<i>Intensity Hue Saturation</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
InSAR	<i>Interferometric Synthetic Aperture Radar</i>

JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JERS	<i>Japanese Earth Resources Satellite</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
ON	Orientação de vertentes na forma numérica
PALSAR	<i>Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar</i>
PB	Pós-Barreiras
PLR	<i>Polarimetric Mode</i>
RADAR	<i>Radio Detection And Ranging</i>
RDE	Relação Declividade-Extensão
RGB	<i>Red Green Blue</i>
SAGA	<i>System for Automated Geoscientific Analyses</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SIG	<i>Sistema de Informações Geográficas</i>
SLAR	<i>Sideways-Looking Airborne Radar</i>
SN	Declividade na forma numérica
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
Smf	<i>Sinuosity mountain front</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTM	<i>Universal Transverse Mercator</i>
Vf	<i>Valley floor</i>
VH	Polarização do tipo vertical – horizontal
VV	Polarização do tipo vertical – vertical
WB	<i>Wide Beam ScanSAR Mode</i>
WGS 84	<i>World Geodetic System 1984</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	5
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
3.1 Feições morfoestruturais	7
3.1.1 Lineamentos morfoestruturais e deformações geológicas	7
3.1.2 Drenagem	9
3.1.2.1 Extração automática	10
3.1.2.2 Análise qualitativa	10
3.1.2.3 Análise quantitativa	17
3.1.2.3.1 Índice RDE	18
3.1.2.3.2 Fator assimétrico (<i>Af</i>)	19
3.1.2.3.3 Índice hipsométrico (<i>Hi</i>).....	19
3.1.2.3.4 Razão entre a largura do fundo do vale e sua elevação (<i>Vf</i>).....	20
3.1.2.3.5 Sinuosidade de frente de montanha (<i>Smf</i>)	20
3.1.2.3.6 Índice de atividade tectônica relativa (<i>Iat</i>)	21
3.2 Sensoriamento remoto.....	21
3.2.1 Características geométricas de imagens de radar	21
3.2.1.1 Distorções Geométricas	23
3.2.2 SRTM.....	24
3.2.3 ALOS - PALSAR.....	26
3.2.4 Extração de feições morfoestruturais	26
3.3 Definição de morfoestruturas no Nordeste do Brasil.....	28
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	31
4.1 Generalidades.....	31
4.2 Arcabouço geológico	32
4.2.1 Contexto tectônico.....	33
4.2.2 Preenchimento sedimentar da Sub-bacia Alhandra.....	35
4.2.3 Aspectos topográficos e geomorfológicos	37
5 MATERIAL E MÉTODOS.....	41
5.1 Extração e análise de lineamentos morfoestruturais	41
5.1.1 MDE-SRTM.....	41
5.1.2 ALOS-PALSAR.....	42
5.2 Elaboração e análise do mapa de drenagem.....	45
5.3 Índices morfométricos.....	46

5.3.1	Índice RDE.....	46
5.3.2	Fator assimétrico (<i>Af</i>).....	48
5.3.3	Índice hipsométrico (<i>Hi</i>).....	48
5.3.4	Razão entre largura do fundo do vale e elevação (<i>Vf</i>).....	49
5.3.5	Sinuosidade de frente de montanha (<i>Smf</i>).....	49
5.3.6	Índice de atividade tectônica relativa (<i>Iat</i>).....	50
5.4	Trabalho de campo.....	50
6	RESULTADOS.....	51
6.1	Lineamentos morfoestruturais.....	51
6.1.1	Lineamentos morfoestruturais extraídos do MDE-SRTM.....	51
6.1.2	Lineamentos morfoestruturais extraídos dos dados ALOS-PALSAR e sua comparação com MDE-SRTM.....	59
6.2	Caracterização qualitativa da rede de drenagem.....	72
6.2.1	Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Goiana.....	75
6.2.2	Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Dois Rios.....	78
6.2.3	Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Gramame.....	79
6.2.4	Conjunto de sub-bacias hidrográficas da margem direita do baixo rio Paraíba....	80
6.2.5	Conjunto de sub-bacias hidrográficas litorâneas.....	82
6.3	Caracterização da rede de drenagem por índices morfométricos.....	84
6.3.1	Índice RDE.....	85
6.3.2	Fator assimétrico (<i>Af</i>).....	89
6.3.3	Índice hipsométrico (<i>Hi</i>).....	91
6.3.4	Razão entre largura do fundo do vale e elevação (<i>Vf</i>).....	95
6.3.5	Sinuosidade de frente de montanha (<i>Smf</i>).....	97
6.3.6	Índice de atividade tectônica relativa (<i>Iat</i>).....	101
6.4	Registro geomorfológico e geológico em campo.....	104
7	DISCUSSÕES.....	115
7.1	Comparação do ALOS-PALSAR com MDE-SRTM na extração de lineamentos morfoestruturais.....	115
7.2	Evidência de influência tectônica.....	118
7.2.1	Lineamentos morfoestruturais.....	118
7.2.2	Análise da rede de drenagem.....	121
7.2.3	Índices morfométricos.....	125
7.2.3.1	Índice <i>Iat</i>	127
7.2.3.2	Índice RDE.....	127
7.2.3.3	Índice <i>Af</i>	128
7.2.3.4	Índice <i>Hi</i>	129

7.2.3.5	Índice V_f	130
7.2.3.6	Índice de sinuosidade de frente de montanha.....	131
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	133
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
	APÊNDICE A - VARIÁVEIS DO CÁLCULO DO ÍNDICE RDE.....	148

1 INTRODUÇÃO

Há um número crescente de trabalhos ilustrando as vantagens na utilização de produtos de sensoriamento remoto visando o reconhecimento de lineamentos morfoestruturais em uma variedade de assentamentos geológicos do globo (p.e., EL HAMDOUNI et al., 2008; GROHMANN, 2004; JORDAN et al., 2005; MALIK; MOHANTY, 2007). Este tipo de investigação, baseada na caracterização de formas de relevo e de bacias de drenagem, auxilia na reconstituição do arcabouço estrutural, por permitir o reconhecimento de estruturas tectônicas, como falhas, fraturas e dobras, desenvolvidas em diferentes momentos do passado geológico. Ferramentas de sensoriamento remoto favorecem a detecção de estruturas muitas vezes imperceptíveis em campo, particularmente em áreas com carência de exposições de rochas, possibilitando sua caracterização em amplas faixas de terreno. Além de investigação qualitativa, dados de sensoriamento remoto podem otimizar a análise morfoestrutural quantitativa. Por exemplo, a derivação de vários índices morfométricos (p.e., relação declividade e extensão, fator assimétrico, integral hipsométrica, razão entre a largura do fundo do vale e sua elevação e sinuosidade de faces de montanha) tem tido grande aplicação na análise morfoestrutural (p.e., BULL; MCFADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008; ETCHEBEHERE et al., 2006; KELLER; PINTER, 2002; TROIANI; DELLA SETA, 2008).

A escolha do produto de sensoriamento remoto a ser utilizado em análises morfoestruturais depende da disponibilidade de dados e das características fisiográficas, climáticas e geológicas da área de estudo. A crescente disponibilidade de novos produtos de sensoriamento remoto tem motivado a análise morfoestrutural até mesmo em áreas tropicais, comumente com cobertura vegetal densa e nuvens frequentes. Investigações geológicas em áreas apresentando essas características têm sido fortemente beneficiadas pelo uso de radares de abertura sintética (SAR-*Synthetic Aperture Radar*). Em especial, destaca-se o radar interferométrico (InSAR-*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) utilizado na geração de modelo digital de elevação (MDE) pela *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), e o ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*)-PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic*

Aperture), que opera na banda L (23,6 cm) gerando imagens em diferentes modos de polarização. Apesar do elevado potencial de aplicação destes produtos na análise morfoestrutural, a disponibilização relativamente recente não permitiu, ainda, sua exploração nos diferentes contextos geológicos. Portanto, é importante que áreas tectonicamente ativas sejam investigadas utilizando-se estes produtos, afim de melhor testar seu potencial na análise morfoestrutural.

Um número crescente de publicações tem demonstrado que a costa nordeste brasileira, apesar de ocorrer em uma margem passiva, permaneceu em relativa atividade tectônica após o estabelecimento do *rift* intercontinental que deu origem às bacias marginais no Juro-Cretáceo (p.e., BARRETO et al., 2002; BEZERRA, 1998; BEZERRA et al., 2001, 1998, 2008; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BRITO NEVES et al., 2004; MORAIS NETO; ALKMIN, 2001; NOGUEIRA et al., 2006). De acordo com estes autores, muitas estruturas tectônicas precambrianas e cretáceas foram reativadas e, possivelmente, outras feições se formaram durante o Neógeno e o Quaternário. Além disto, abalos sísmicos, provavelmente relacionados à reativação de falhas, têm sido cada vez mais freqüentes na região (FERREIRA et al., 1998). A Bacia Paraíba merece destaque por ter permanecido tectonicamente ativa por mais tempo relativamente às demais bacias marginais do nordeste brasileiro, representando a última ponte de ligação das placas sulamericana e africana (OLIVEIRA; GOMES, 1996; FRANÇOLIN et al., 1994; MATOS, 1992). Estudos geomorfológicos prévios nessa área evidenciaram que instabilidades tectônicas ao longo do Cenozóico tiveram forte influência no desenvolvimento da paisagem atual, tendo controlado o aparecimento de terrenos soerguidos e rebaixados, bem como a distribuição da drenagem atual (ARAÚJO, 1993; FURRIER et al., 2006). Porém, um grande esforço tem ainda de ser despendido na aquisição de novas informações que possibilitem o reconhecimento mais completo de lineamentos tectônicos nessa área, de forma a contribuir para a reconstituição de sua evolução tectono-sedimentar durante o Cenozóico tardio.

Dada a ocorrência em tempos geológicos relativamente recentes, é esperado que os eventos neotectônicos que estão sendo registrados no Nordeste do Brasil, e em especial na Bacia Paraíba, sejam passíveis de reconhecimento por meio da análise de relevo e de

sistemas de drenagem. Essas tarefas são significativamente facilitadas pelo uso de técnicas de sensoriamento remoto. Apesar disto, poucas publicações têm explorado esta ferramenta visando melhorar o reconhecimento de feições tectônicas em áreas de cobertura sedimentar neogênica e quaternária nesta região. Análises qualitativa e quantitativa utilizando novos produtos de sensoriamento remoto, como MDE-SRTM e ALOS-PALSAR, podem contribuir para a caracterização morfoestrutural em áreas com evidência de neotectônica no Nordeste do Brasil, como é o caso da Bacia Paraíba, onde a eficácia destes produtos pode ser avaliada.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo foi reunir evidências de deformação tectônica em depósitos sedimentares cenozóicos tardios da porção central da Bacia Paraíba (Sub-bacia de Alhandra), bem como em terrenos do embasamento cristalino adjacente, explorando análise qualitativa e quantitativa a partir de produtos de sensoriamento remoto (MDE-SRTM e ALOS-PALSAR).

Objetivos específicos incluíram:

a) verificação da eficiência de dados ALOS-PALSAR na identificação de lineamentos morfoestruturais, fazendo comparações com lineamentos extraídos a partir de produtos derivados do MDE-SRTM;

b) análise de lineamentos morfoestruturais e propriedades da rede de drenagem, buscando a identificação de arranjos morfoestruturais que manifestem padrões de comportamento tectônico da área de estudo;

c) detecção de anomalias geomórficas como suporte à identificação de deformações tectônicas nas sub-bacias hidrográficas da área de estudo, pela aplicação de índices morfométricos;

d) determinação, tanto quanto possível, da relação temporal entre eventos tectônicos, tomando-se por base informações litológicas e o relacionamento dos sistemas de lineamentos morfoestruturais.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O estudo de morfologias do terreno visando o reconhecimento de lineamentos morfoestruturais, bem como a interpretação de seus agentes causadores, é fortemente alicerçado na caracterização e análise qualitativa e quantitativa de redes de drenagem. Este tema pode ser explorado em produtos de sensoriamento remoto de fácil aquisição, como é o caso do MDE-SRTM. A identificação de lineamentos morfoestruturais é, também, possível pela utilização de imagens SAR. O presente capítulo visa fornecer uma síntese dos conceitos necessários à realização deste tipo de investigação.

3.1 Feições morfoestruturais

3.1.1 Lineamentos morfoestruturais e deformações geológicas

Lineamento morfoestrutural corresponde à expressão espacial de feições morfológicas da paisagem que possam ter relação com feições geológicas, podendo revelar seu comportamento tectônico. Esses lineamentos são, em geral, expressos por (HOBBS, 1904, 1912): 1) cristas de cordilheiras ou limites de áreas elevadas; 2) linhas de drenagem; 3) linhas de costa; e 4) linhas representativas de contatos litológicos. Com o avanço das pesquisas geológicas e, principalmente, com a tecnologia de obtenção de dados geofísicos, o termo lineamento recebeu definição mais abrangente, caracterizando feições lineares de âmbito regional que se expressam na topografia pela morfologia de vales, cristas, segmentos de drenagem e anomalias tonais, controladas estruturalmente por foliações, juntas/fraturas e falhas (O'LEARY et al., 1976; SABINS, 1978).

A caracterização de estruturas tectônicas tem sido amplamente apresentada na literatura geológica e geomorfológica clássica (p.e., COTTON, 1949; CHORLEY et al., 1984; DOMINGUES, 1959; HOBBS et al., 1976; LOCZY; LADEIRA, 1976; LYELL, 1830). A deformação de rochas é desencadeada por esforços compressivos e/ou distensivos, podendo ter natureza rúptil, quando geram quebras, ou dúctil, quando a deformação é apenas plástica. Deformações dúcteis geram dobras, mais comuns em rochas acamadadas e que podem ser reveladas por feições encurvadas suaves ou pronunciadas. Deformações rúpteis geram falhas, expressas por superfícies descontínuas com deslocamento diferencial de poucos centímetros a dezenas de quilômetros.

As dobras podem ser categorizadas em sinclinais, quando as camadas litológicas mais jovens estão no seu interior, e anticlinais, quando as camadas mais antigas estão no núcleo (Figura 3.1-a). Os dois lados de uma dobra são chamados de flancos, e o plano axial é a superfície imaginária que a divide na forma mais simétrica, com um flanco em cada lado do plano. O eixo da dobra é a linha formada pela intersecção do plano axial com as camadas litológicas.

Os principais elementos geométricos de falhas são o plano de falha, superfície pela qual ocorre o deslocamento relativo entre blocos, e o rejeito, medida do deslocamento linear resultante do movimento. Falhas são classificadas de acordo com a geometria, sendo comum sua distinção de acordo com o movimento relativo entre os blocos falhados (LOCZY; LADEIRA, 1976) (Figura 3.1-b). Em falhas normais, resultantes de esforços distensivos, um dos blocos se abate na mesma direção na qual mergulha o plano de falha. Em falhas transcorrentes, os esforços são de natureza cisalhante e o deslocamento relativo dos blocos ocorre na horizontal. Em falhas inversas, esforços compressivos resultam no cavalgamento de um bloco sobre o outro.

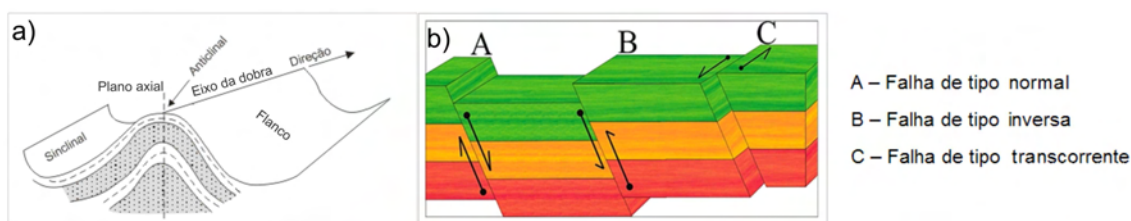


Figura 3.1 - Representações de dobras (a) e falhas geológicas (b).

A existência de uma falha em subsuperfície é evidenciada de forma direta ou indireta, podendo ou não ter reflexos na superfície. A observação direta de falhas em afloramentos ou na superfície do terreno é possibilitada pelo deslocamento de um nível de referência estratigráfico ou por indicadores na superfície de falha, como produtos de moagem e fragmentação, que refletem o atrito ocorrido pelo deslocamento dos blocos. Formas de relevo produzidas em áreas falhadas são apresentadas na literatura geológica, geomorfológica e hidrológica (p.e., CHORLEY et al., 1984; COTTON, 1949; HOWARD, 1967; PENTEADO, 1978). Falhas normais e transcorrentes possuem, em geral, expressão topográfica marcada por relevo estruturado e alinhado, com vales alongados e de fundo planificado, sendo estas feições ressaltadas pelo regime

intempérico em áreas de clima tropical. As escarpas de falha e de linha de falha (Figura 3.2) são feições geomorfológicas que evidenciam a presença de falha, onde a dinâmica evolutiva destas feições gera, quando jovens, deposição de natureza coluvionar e aluvionar, como consequência do relevo gerado pela falha. No entanto, em falhas antigas, tais vestígios sedimentares são geralmente erodidos. A erosão tem papel fundamental na evolução do recuo da escarpa de uma falha, onde o registro se dá pela presença da linha de falha, com feições já bastante suavizadas e dissecadas. Dentre as maiores expressões topográficas de falha, está o denominado relevo escalonado (Figura 3.2). Este é formado por estruturas denominadas de *grabens* (blocos rebaixados) e *horsts* (blocos elevados).

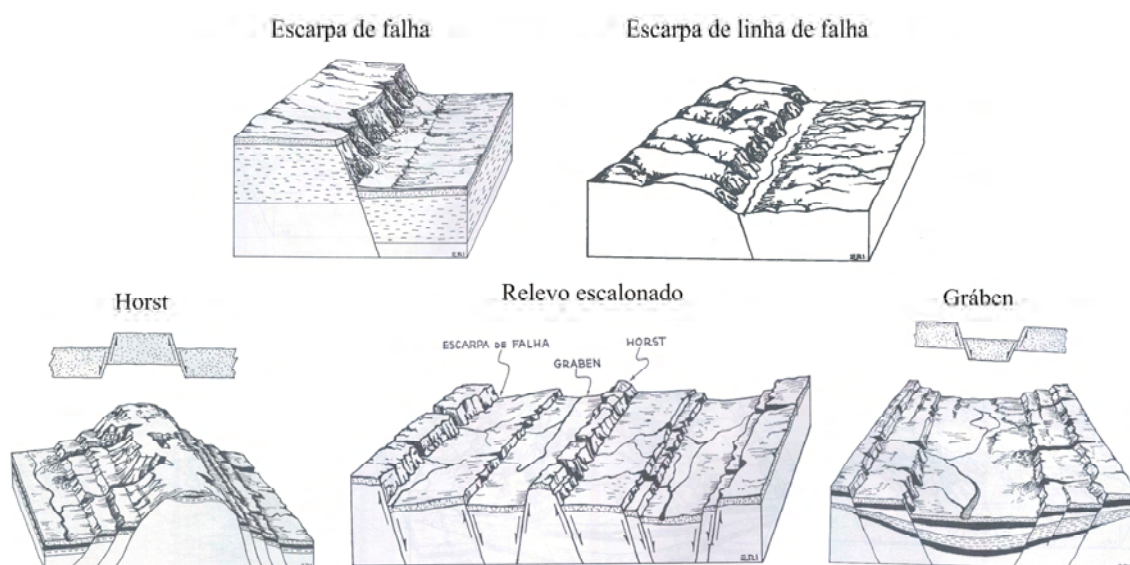


Figura 3.2 - Representações de relevo associado às falhas geológicas.
 Fonte: Adaptado de Suertegaray et al. (2003).

3.1.2 Drenagem

Drenagem fluvial é objeto de estudo fundamental à análise morfológica do terreno, sendo sua dinâmica evolutiva condicionada a diferentes fatores, incluindo-se, entre os principais, o clima, a geologia, o solo, o relevo, a biota e a ocupação do solo.

Mapas de drenagem baseados em dados cartográficos para o território brasileiro acham-se disponíveis em diferentes escalas e, dependendo da área de interesse, possuem detalhamento insuficiente para se proceder com a análise adequada à interpretação

morfoestrutural. Desta forma, redes de drenagem têm que ser, muitas vezes, complementadas, ou até mesmo integralmente elaboradas em bases digitais, a fim de se proceder com análises qualitativas e quantitativas. Essa tarefa, que em geral representa grande consumo de tempo, pode ser acelerada por meio de extrações automáticas.

3.1.2.1 Extração automática

Vários modelos e algoritmos de extração automática de rede de drenagem com base em MDE foram apresentados na literatura (p.e., CURKENDALL et al., 2003; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; JENSON; DOMINGUE, 1988; JORDAN et al., 2005; KERVYN, 2001; MARTZ; GARBRECHT, 1992; MEISELS et al., 1995). O MDE-SRTM tem se configurado, desde sua disponibilização, como ferramenta importante para a extração de rede de drenagem em áreas do território nacional (p.e., MANTELLI, 2008; PAZ; COLLISCHONN, 2008). Extrações automáticas de redes de drenagem utilizando MDE têm sido feitas em diferentes aplicativos, como o PCI Geomatics, ArcGIS, ENVI, SAGA, RiverTools, etc., que levam em conta parâmetros como direção de fluxo e o fluxo acumulado obtidos a partir de algoritmos. A análise da qualidade de extração automática de drenagem mostra coincidência de até 98% quando comparados à extração manual (JENSON; DOMINGUE, 1988). Em relação aos dados SRTM, Paz e Collischonn (2008) indicaram coincidência quase absoluta entre a drenagem extraída a partir de MDE (~90m) e a drenagem vetorizada a partir de imagem Landsat-7 ETM +, sendo necessárias edições apenas em áreas de intensa sinuosidade de canais. Apesar desses resultados promissores, na prática, a extração automática de redes de drenagem pode ser problemática quando grandes áreas com características topográficas diversas são consideradas. Em geral, produtos automáticos devem ser devidamente analisados antes de sua utilização e, sempre que necessário, corrigidos por meio de edições vetoriais.

3.1.2.2 Análise qualitativa

Propriedades de drenagem, devido à sua sensibilidade às deformações do terreno, são ferramentas de interesse especial em análises de natureza topológica e morfométrica. Dentre os parâmetros topológicos, está a forma de conexão de canais. Esta permite a

comparação do percurso de afluentes de uma bacia com o de bacias adjacentes.

A descrição qualitativa das propriedades de drenagem está calcada, principalmente, nos graus de integração e de continuidade, bem como na densidade, tropia, controle, sinuosidade, angularidade, ângulo de junção, e assimetria (HORTON, 1945; HOWARD, 1967) (Figura 3.3). O tipo de substrato rochoso condiciona as propriedades de integração, continuidade e densidade, e as demais propriedades indicam possível controle estrutural devido à presença de formas anômalas (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; SOARES; FIORI, 1976; VENEZIANI; ANJOS, 1982).

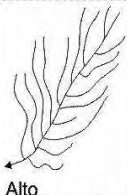
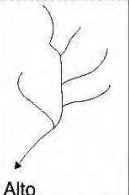
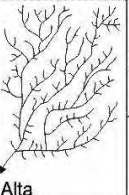
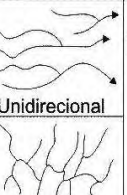
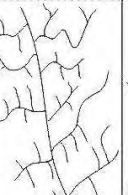

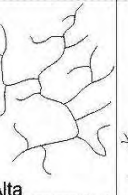
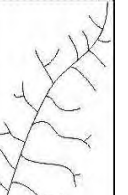
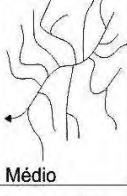
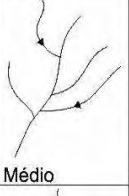
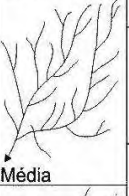
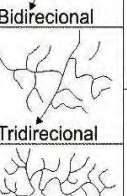


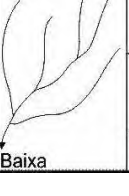

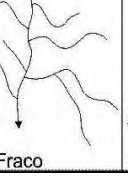
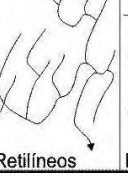


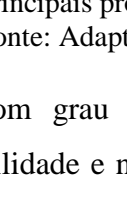
Grau de Integração	Grau de Continuidade	Densidade	Tropia	Grau de Controle	Sinuosidade	Angularidade	Assimetria
 Alto	 Alto	 Alta	 Unidirecional	 Forte	 Curvos	 Alta	 Fraca
 Médio	 Médio	 Média	 Bidirecional				
 Baixo	 Baixo	 Baixa	 Multidirecional desorientada	 Fraco	 Retilíneos	 Baixa	 Forte
			 Multidirecional orientada				

Figura 3.3 - Principais propriedades de drenagem.

Fonte: Adaptado de Soares e Fiori (1976).

As propriedades relacionadas com grau de integração, continuidade e densidade refletem, basicamente, a permeabilidade e nível de dissolução do substrato rochoso. A densidade de drenagem consiste na relação entre o valor do comprimento total da rede de canais da bacia relativo à sua área. O grau de controle e a tropia são propriedades que fornecem informações referentes à orientação estrutural que controla a drenagem. A sinuosidade é produto da relação entre comprimento do canal e distância, em linha reta, entre dois pontos, sendo regida pela geologia (SOARES; FIORI, 1976), quando o canal acha-se em fase erosiva, ou pela dinâmica fluvial, quando o canal evolui para fase

deposicional. A angularidade refere-se ao ângulo entre o canal principal e os afluentes na área de confluência, sendo uma variável fundamental na verificação de controle estrutural de drenagem. A assimetria é indicada, principalmente, pelo comprimento dos canais da área à direita e à esquerda da bacia hidrográfica, em relação à área total da bacia. Esta propriedade decorrente da movimentação de blocos e/ou forma e posição do substrato rochoso.

Além das propriedades de drenagem, o tipo de descarga do rio, o grau de estabilidade e a forma do canal, também contribuem na análise de rede de drenagem. Assim, rios podem ser retilíneos, meandrantes, anastomosados ou entrelaçados (Figura 3.4). Estes tipos estão relacionados à dinâmica evolutiva dos canais, visto que indicam o prevaecimento de transporte ou deposição de sedimentos, assim como a tendência a deslocamentos da linha de talvegue ou até abandono de canais (SCHUMM, 1981; GREGORY; WALLING, 1973).

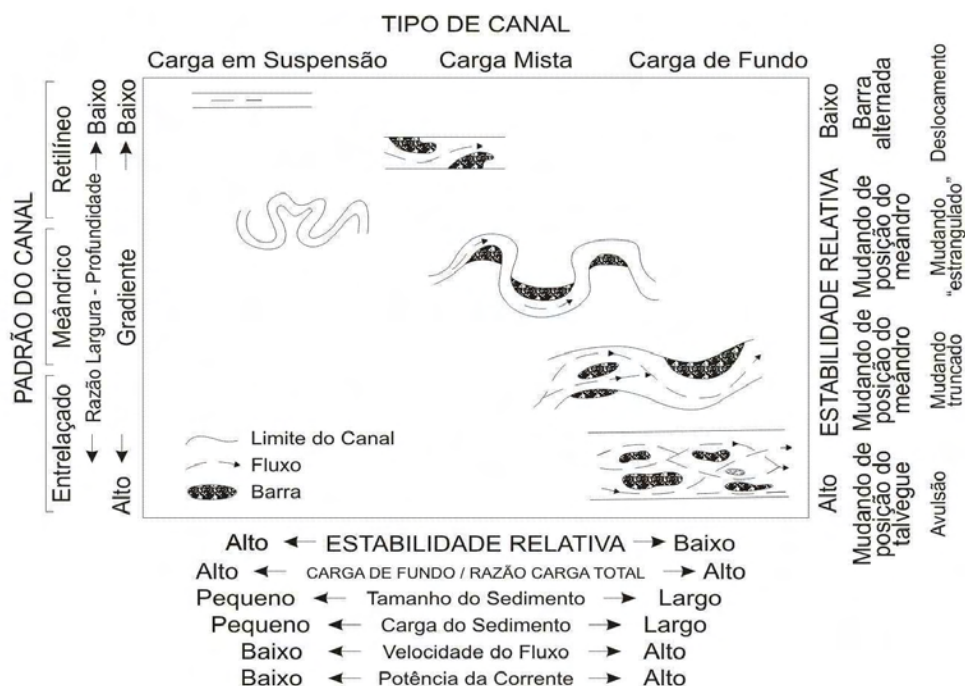


Figura 3.4 - Tipos de canais em relação à forma, carga e estabilidade.
 Fonte: Schumm (1981).

Uma das formas de maior potencial em análises qualitativas de rede de drenagem está calcada na análise do padrão de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais. Este traçado permite inferir sobre o condicionamento

topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais. Diversas classificações e modelos são apresentados na literatura em relação aos padrões de drenagem (p.e., BLOOM, 1991; CHRISTOFOLETTI, 1981; HORTON, 1945; HOWARD, 1967; STRAHLER, 1952). Padrões de drenagem básicos (Figura 3.5) incluem: dendrítico, retangular, treliça, paralelo, radial centrífugo, radial centrípeto e anelar.

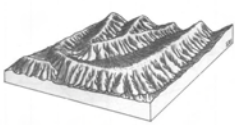

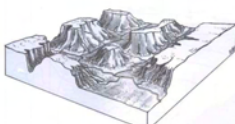

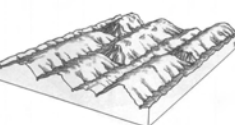
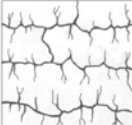
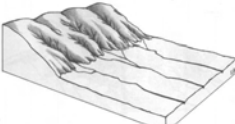

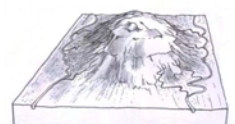

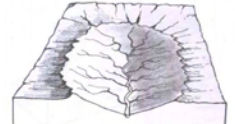
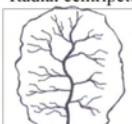
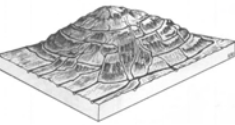

Morfologia do terreno	Padrão Geométrico	Características principais
	Dendrítico 	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares com origem em diversas direções; - Variados ângulos de junção entre o canal principal e tributários; - Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal consequente é ausente; - Ausência de controle estrutural. O declive é o fator controlador; - Pode ser associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo.
	Retangular 	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas e áreas de confluência em ângulos quase retos; - Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; - As linhas de drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/fraturas); - Juntas e falhas das rochas em ângulo reto; - Apresenta áreas dobradas em rochas metamórficas ou sedimentares.
	Treliça 	<ul style="list-style-type: none"> - Tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário primário conflui. Tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao primário; - Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; - Canais subseqüentes são ligados por resseqüentes ou obseqüentes; - Ligado a rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas; - Característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada; - Pode estar associado a área de fraturas paralelas.
	Paralelo 	<ul style="list-style-type: none"> - Drenagem ramificada com espaçamento regular entre os canais e paralelismo entre estes, devido ao controle estrutural; - Controle por declive devido a feições paralelas controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais; - Presente em lados de vales jovens, lagos ou mares fechados, além de escarpas de falha.
	Radial centrífugo 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrífuga: os canais irradiam de um ponto central; - Associada a domos, montanhas (cones vulcânicos, maciços residuais e morros isolados);
	Radial centrípeto 	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrípeta: os canais convergem para um ponto em comum; - Associada a crateras vulcânicas e depressões topográficas; - Os dois tipos de padrão radial se desenvolvem em diferentes embasamentos e estruturas.
	Anelar 	<ul style="list-style-type: none"> - A forma apresenta-se semelhante a um anel; - Subseqüente em origem, associado a relevos concêntricos, a domos dissecados ou estruturas em bacias; - Desenvolvem-se quando os estratos rochosos apresentam diferentes graus de resistência. - Maior influência da estrutura em relação ao declive; - O declive só controla o curso inicial do canal; - Estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.

Figura 3.5 - Padrões de drenagem básicos.

Fonte: Adaptado de Howard (1967), Schumm (1971) e Suertegaray et al. (2003).

Além dos padrões de drenagem básicos, também são encontrados padrões que possuem parte de suas características associada ao padrão básico e, portanto, são classificados como padrões modificados (HOWARD, 1967; Figura 3.6 a Figura 3.9).

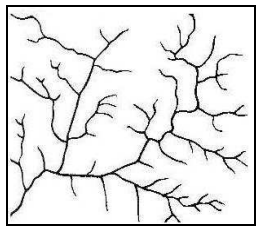
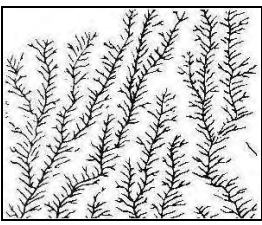
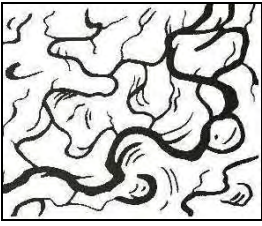
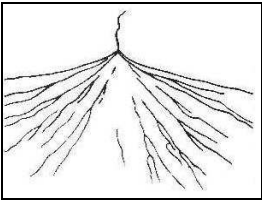
Tipo	Representação	Características
Subdendrítico		<ul style="list-style-type: none"> - Canais principais com tributários estendendo-se horizontalmente; - Presença de variações sutis do dendrítico. Esse padrão deve-se a controle topográfico ou estrutural tênue ou insignificante. O substrato rochoso é homogêneo.
Pinado		<ul style="list-style-type: none"> - Os canais são consequentes em origem; - Junções em ângulo agudo e tributários freqüentemente espaçados e quase paralelos; - Padrão em forma de pena ou copa de árvores. Controle por declividade uniforme do canal principal; rochas homogêneas resistentes (materiais facilmente erodíveis, de textura fina, como cinzas vulcânicas e siltes).
Anastomótico		<ul style="list-style-type: none"> - Há entrelaçamento de canais tortuosos, lamacentos e pantanosos; - Comuns em planícies de inundação, deltas e pântanos de maré.
Distributário		<ul style="list-style-type: none"> - Tributários divergem de um canal principal. Padrão associado a formas de leques aluviais e deltas.

Figura 3.6 - Padrões dendríticos modificados.

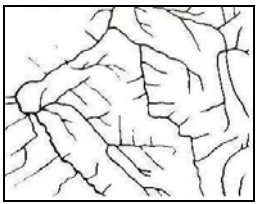
Tipo	Representação	Características
Angular		<ul style="list-style-type: none"> - Junções formam ângulos agudos ou obtusos ao invés de reto. Curvas em ângulo agudo e tributário com curso contrário ao gradiente do vale. Substrato de rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas. Intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto.

Figura 3.7 - Padrão retangular modificado.

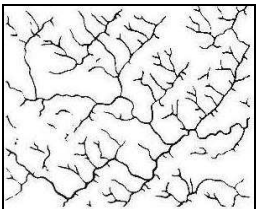
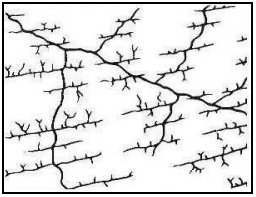
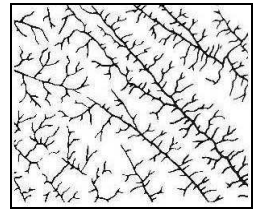
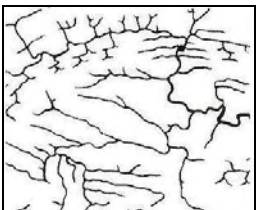
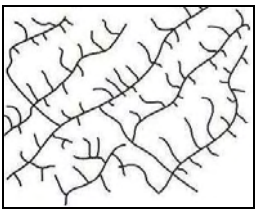
Tipo	Representação	Características
Treliça direcional		<ul style="list-style-type: none"> - Direção de treliça dominante é controlada pela estrutura ou litologia. Os tributários em um lado são mais longos que no outro; - Associado a falhas, juntas ou planos de fraqueza paralelas; - A declividade é fraca com cristas de praia ou suave homoclíneo.
Treliça junta		<ul style="list-style-type: none"> - Associado a falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.
Treliça falha		<ul style="list-style-type: none"> - O espaçamento entre os canais paralelos é mais largo que no treliça típico. Os ramos são convergentes e divergentes; - Controlado por falhas ou planos de fraqueza paralelos; - Associado a <i>grabens</i> e <i>horsts</i> alternados ou uma sucessão de <i>rifts</i> paralelos.
Treliça recurvada		<ul style="list-style-type: none"> - Caracterizado por curvas acentuadas ao redor de “narizes” de dobras.
Subtreliça		<ul style="list-style-type: none"> - Associado a formas de relevo alongadas e paralelas e continuidade de drenagem dominante.

Figura 3.8 - Padrões treliça modificados.

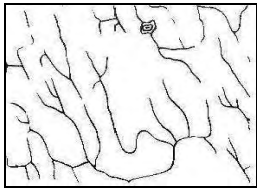
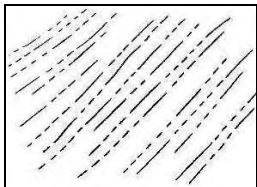
Tipo	Representação	Características
Subparalelo		<ul style="list-style-type: none"> - Canais orientados em direções similares, mas sem a regularidade do padrão paralelo; - Há controle pela declividade e formas de relevo paralelas.
Colinear		<ul style="list-style-type: none"> - Sucessão de canais que se estendem ao longo de uma mesma linha reta (podem desaparecer e emergir abaixo); - Ocorre em áreas de dunas ou sulco em rochas de composição uniforme (areias, e poeira vulcânica).

Figura 3.9 - Padrões paralelos modificados.

Além das características acima apresentadas, redes de drenagem podem apresentar feições em setores específicos que destoam do arranjo de seu conjunto, constituindo anomalias de drenagem (Figura 3.10). A significância da análise de tais feições ocorre, principalmente, quando o substrato litológico é homogêneo, quando são tidas como fortes evidências de controle tectônico. Anomalias de drenagem mais comumente reconhecidas incluem: enclave de drenagem com padrão anelar em rede com padrão geral dendrítico; paralelismo de canais em rede de padrão dendrítico; retilinearidade; meandros isolados ou comprimidos; entrelaçamento localizado de drenagens associado a canais abandonados; alargamento abrupto de canais, que assumem características de lagos, ou formação de lagos em áreas próximas a confluências; variação abrupta na forma de um vale ao longo de sua extensão; diques marginais isolados e/ou com grande variação na espessura; e quebras abruptas dos canais de drenagem em forma de cotovelo (DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; HOLMES, 1965; HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976).

Na efetuação de análise de rede de drenagem, o rio principal é o elemento fundamental para observação das propriedades da bacia hidrográfica, sendo que critérios para identificação da drenagem principal de bacias hidrográficas estão calcados basicamente na hierarquização (i.e., ordenamento) de drenagem (STRAHLER, 1957), além de outros critérios, como o comprimento, área de contribuição e ângulo de confluência de

drenagem, largamente descritos na literatura geomorfológica (p.e., CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1998; LEOPOLD, 1995).

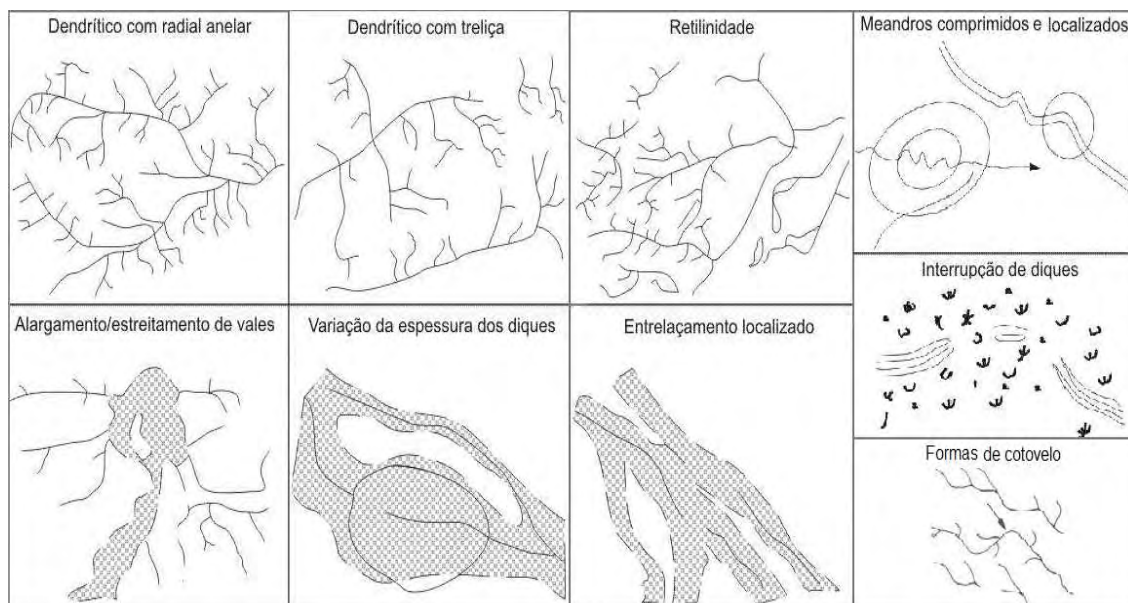


Figura 3.10 - Anomalias de drenagem.
 Fonte: Adaptado de Howard (1967) e Soares e Fiori (1976).

3.1.2.3 Análise quantitativa

Além das características qualitativas de drenagem, métodos quantitativos têm sido sugeridos na análise de morfoestrutural em diversos assentamentos geológicos (p.e., BULL; McFADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008; ETCHEBEHERE et al., 2006; KELLER; PINTER, 2002; TROIANI; DELLA SETA, 2008). Estes autores apresentaram vários índices morfométricos, que auxiliam na análise morfotectônica, sendo os mais utilizados: relação declividade-extensão (RDE), fator assimétrico (A_f), integral hipsométrica (H_i), razão entre largura de fundo e elevação de vale (V_f) e sinuosidade de faces de montanha (S_{mf}). Estes índices podem auxiliar na identificação de terrenos com efeito tectônico, embora outras causas possam também estar envolvidas. Dada a possibilidade de interpretações variadas, é importante que estes índices sejam utilizados singularmente e combinados, a fim de se proceder com uma análise morfoestrutural detalhada que apresente as respostas dos índices em relação ao conjunto de características geológico/geomorfológicas do terreno.

3.1.2.3.1 Índice RDE

Proposto inicialmente por Hack (1973) sob designação de índice *SL* (Relação *Slope vs. Length*), o índice RDE é utilizado como forma de detecção de possíveis deformações tectônicas através de parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal do canal. Este índice é um indicador sensível de mudanças na declividade do canal fluvial, que podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica. Com a eliminação de fatores litológicos ou a eventual presença de tributários de porte como agentes causativos da elevação no índice RDE, pode-se identificar atividade deformacional recente (ETCHEBEHERE et al., 2006). O cálculo (Figura 3.11) é baseado na diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água, representado por ΔH , e na projeção horizontal da extensão do referido segmento (ΔL). Assim, $\Delta H/\Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem no trecho. A letra "L" corresponde à distância entre o segmento para o qual o índice RDE está sendo calculado e a nascente da drenagem. Para o cálculo de "L", o ponto de partida do segmento de drenagem pode ser o ponto médio da extensão, do referido segmento, até a nascente do rio (EL HAMDOUNI et al., 2008).

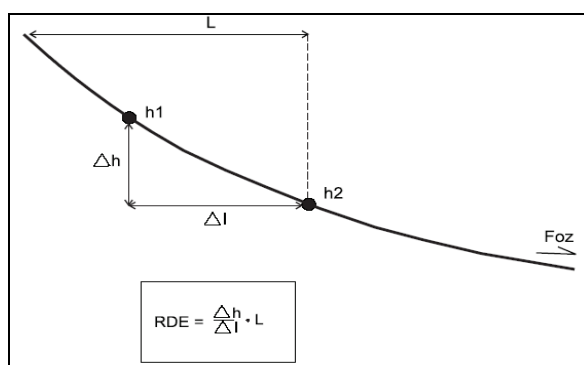


Figura 3.11 - Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subseqüentes.

Fonte: Adaptado de Etchebehere et al. (2006).

O índice RDE pode ser calculado para toda extensão de um rio e para segmentos. Para efetuar o cálculo de RDE por segmento (RDEs) é necessário calcular o RDE total (RDEt), que é obtido a partir da relação de toda extensão do curso d'água e a amplitude altimétrica total (diferença entre a cota da foz e a cota da cabeceira) e o logaritmo

natural de toda extensão. Os setores anômalos são definidos a partir de limiares (SEEBER; GORNITZ, 1983), onde se considera $RDEs/RDE_t = 2$ como o limiar inferior da faixa de anomalias.

3.1.2.3.2 Fator assimétrico (Af)

É um modo de avaliar a existência de inclinações tectônicas em escala de bacia de drenagem, sendo aplicado em áreas relativamente extensas (KELLER; PINTER, 2002). O fator assimétrico é definido pela Equação 3.1.

$$Af = 100 (Ar/At) \quad (3.1)$$

A expressão Ar é a medida da área direita da bacia e At corresponde à medida da área total da bacia de drenagem. Quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. No entanto, resultante abaixo ou acima de 50 pode ocorrer devido à mudança de inclinação do terreno resultante de atividade tectônica ou de erosão diferencial por controle litológico. Podem ser atribuídos valores de limiar absolutos para avaliar a assimetria. Valores de Af muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à esquerda ou a direita da bacia hidrográfica.

3.1.2.3.3 Índice hipsométrico (Hi)

A integral hipsométrica corresponde à curva de distribuição de elevação em uma bacia de drenagem (STRAHLER, 1952), cujos valores podem ser obtidos diretamente de MDE. O índice hipsométrico (Hi), calculado pela Equação 3.2., é utilizado para representar a área sob a curva não sujeita a processos erosivos (EL HAMDOUNI et al., 2008; KELLER; PINTER, 2002).

$$Hi = (\text{elev. média} - \text{elev. mínima}) / (\text{elev. máxima} - \text{elev. mínima}) \quad (3.2)$$

Assim como o índice RDE, a integral hipsométrica não está relacionada diretamente a atividade tectônica. Valores do $Hi > 0,5$, entre 0,4 e 0,5 e $< 0,4$ geram curvas hipsométricas convexas, côncavo-convexas ou retilíneas, e côncavas, respectivamente. Valores de Hi elevados acham-se associados a terrenos jovens, onde a erosão é reduzida, o que sugere, embora não de maneira exclusiva, atividade tectônica recente

(EL HAMDOUNI et al., 2008). Por outro lado, estes autores relacionam valores de H_i baixos com paisagens antigas, afetadas por processos erosivos por tempo prolongado e com ausência de atividades tectônicas recentes.

3.1.2.3.4 Razão entre a largura do fundo do vale e sua elevação (V_f)

O índice V_f é sensível à morfologia de vales, visto que distingue vales que possuem superfície ampla no fundo ou em “U”, de vales estreitos ou em “V”. Este índice é definido pela Equação 3.3.

$$V_f = 2 V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad (3.3)$$

O elemento V_f representa a razão entre a largura do fundo e a elevação do vale. V_{fw} diz respeito ao valor da largura do fundo de vale; E_{ld} é a elevação da linha de interflúvio na porção esquerda do vale; E_{rd} corresponde à elevação na linha de interflúvio da porção direita do vale; e E_{sc} é o valor da média de elevação do fundo do vale (BULL; Mc FADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008). Os altos valores de V_f são atribuídos, geralmente, a vales em forma de “U” e os baixos referem-se a vales em forma de “V”. Valores baixos de V_f indicam processos de incisão, porém estes são comumente associados a soerguimentos tectônicos. Índices $V_f < 1$ são indicativos de áreas em soerguimento recente (SILVA et al., 2003).

3.1.2.3.5 Sinuosidade de frente de montanha (S_{mf})

Este índice representa o equilíbrio entre processos erosivos e o desgaste da face do relevo acentuado, gerando maior sinuosidade em canais que cortam lateralmente e na frente do relevo elevado. A atividade tectônica vertical tende a produzir faces de relevo acentuadamente retilíneas, que coincidem com falhas ou fraturas ativas (BULL; Mc FADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008). A equação para obtenção do índice é:

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s \quad (3.4)$$

onde, L_{mf} é o comprimento da frente da montanha medida em sua base onde ocorre mudança de declividade; e L_s é o comprimento, em linha reta, da face do relevo. Em geral, os valores que indicam possíveis faces de relevo decorrentes de processos

tectônicos estão próximos a 1,0 (EL HAMDOUNI et al., 2008), sendo que distintos limiares têm sido considerados na literatura (p.e., ROCKWELL et al., 1985).

3.1.2.3.6 Índice de atividade tectônica relativa (*Iat*)

Além dos índices morfométricos individuais acima descritos, a discriminação de áreas com diferentes graus de influência de atividade tectônica pode ser avaliada quantitativamente pela combinação desses índices (p.e., BULL; Mc FADDEN, 1977; ROCKWELL et al., 1985). Uma dessas combinações, que inclui a média dos índices anteriores, traduzidos em categorias de intensidade tectônica (Cit) (1=alta; 2=média; 3=baixa), resultou na proposição do índice de atividade tectônica relativa (EL HAMDOUNI et al., 2008). A resultante desta razão é atribuída a quatro classes de atividade tectônica relativa. Os valores de 1 a 1,5 indicam altíssima intensidade (classe 1); entre 1,51 e 2, alta intensidade (classe 2); de 2,1 à 2,5, moderada intensidade (classe 3); e valores maiores que 2,5, baixa intensidade de atividade tectônica.

3.2 Sensoriamento remoto

A análise de lineamentos morfoestruturais é favorecida pela utilização de dados de sensoriamento remoto. Estes possibilitam completa visualização de feições relacionadas a falhas e dobras, que é uma tarefa dificultada com base apenas em dados de campo, principalmente considerando-se áreas com baixo volume de exposições de rochas. Dentre os produtos de sensoriamento remoto que podem ser utilizados para este fim, figuram o MDE-SRTM e o ALOS-PALSAR que são produtos de sistema ativo RADAR (*Radio Detection and Ranging*)-SAR, com operação na faixa das microondas.

3.2.1 Características geométricas de imagens de radar

A geometria de imageamento de um sistema de radar possui diferenças em relação ao sistema empregado no sensoriamento remoto óptico. Conforme ilustrado na Figura 3.12, no imageamento SAR a plataforma trafega seguindo a direção da linha de vôo (A), com o nadir diretamente abaixo da plataforma (B). O pulso de ondas transmitido e o apontamento da antena são direcionados de forma lateral com um ângulo θ em relação ao nadir (C) e ao *range* (D). Este se refere à dimensão perpendicular à linha de vôo,

sendo a porção mais próxima ao nadir definida como *near range* e a porção mais afastada como *far range*. O azimute (E) refere-se à dimensão paralela à direção do voo. A condição de imageamento em visada lateral é típica dos sistemas de radar (CCRS, 2009; HENDERSON; LEWIS, 1998).

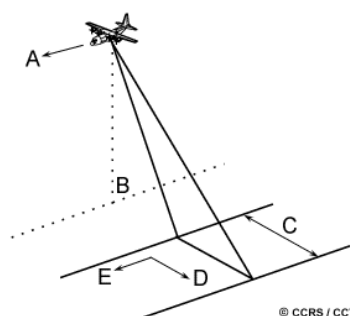


Figura 3.12 - Geometria básica de imageamento do sistema radar.

A – direção da linha de voo, B – nadir, C – área iluminada pelo feixe de microondas transmitido obliquamente, D – range, que corresponde à dimensão da faixa perpendicular à direção de voo; E – dimensão paralela à direção de voo.

Fonte: CCRS (2009).

O ângulo de incidência também é uma característica fundamental do imageamento por radar. Conforme ilustrado na Figura 3.13, este é o ângulo entre a iluminação do radar e a superfície no terreno (A). No *near range*, a geometria de visada pode ser definida como mais íngreme em relação ao *far range*. Em cada *range* há uma medida em linha reta da distância entre o radar e um ponto na superfície, chamado de *slant range* (Figura 3.13-C). A representação da distância horizontal verdadeira ao longo do terreno correspondente a cada ponto medido em *slant range* define o *ground range* (Figura 3.13-D) (CCRS, 2003).

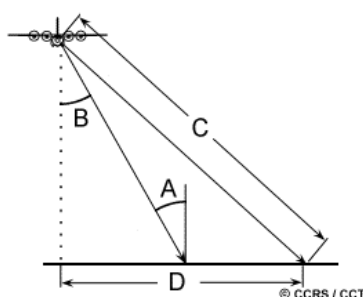


Figura 3.13 - Geometria de imageamento de radar.

A – ângulo de incidência. B – ângulo de observação. C – *slant range*. D – *ground range*.

Fonte: CCRS (2009).

3.2.1.1 Distorções Geométricas

Assim como acontece com os demais sistemas de sensoriamento remoto, a geometria de aquisição de dados da superfície a partir de radar também produz distorções na imagem resultante. Contudo, as distorções em relação ao deslocamento do relevo ocorrem de forma diferente do que as apresentadas nos sensores ópticos. As estruturas verticais das imagens SAR no terreno são deslocadas em direção ao sensor. Assim, as linhas de projeção que conectam pontos no terreno com pontos na imagem seguem círculos concêntricos em relação à localização da antena. Devido ao relevo, portanto, as imagens de radar apresentam maiores deslocamentos na projeção *slant range* do que na projeção *ground range* (HENDERSON; LEWIS, 1998).

Distorções geométricas produzidas em imagem de radar incluem sombreamento (i.e., *shadow*), encurtamento de rampa (i.e., *foreshortening*) e inversão de relevo (i.e., *layover*) (RANEY, 1998) (Figura 3.14-A-C).

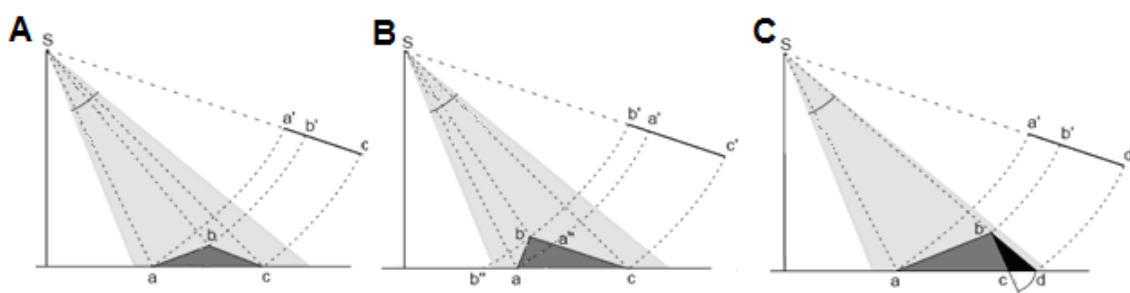


Figura 3.14 - Distorções geométricas em imagem de radar.

As distorções são causadas pela projeção no terreno a, b e c na projeção *slant range* a', b' e c'. Estas são: (A) encurtamento de rampa, (B) inversão de relevo, (C) sombra.

Fonte: Adaptado de Olmsted (1993).

Efeitos de distorções geométricas gerados em imagens são apresentados amplamente na literatura (p.e., JENSEN, 2007; LIMA, 1995; RANEY, 1998). O sombreamento é indicado pelo não aparecimento de áreas na imagem não iluminadas pelo radar no momento de imageamento. Assim, o radar não obtém sinal de retorno, o que produz áreas com tonalidades mais escuras. Esse efeito é ocasionado por feições verticais ou superfícies íngremes, associadas ao maior ou menor ângulo de inclinação do sistema de radar. O efeito de encurtamento gera na imagem aparência de compressão dos alvos,

sendo esta mais brilhante onde o relevo é afetado. Tal fato ocorre quando topo e encosta são imageados quase simultaneamente, causando o posicionamento semelhante desses alvos na imagem, de tal forma que a encosta imageada apresenta-se menor em relação ao seu tamanho real. Para minimizar tal efeito é necessário aumentar o ângulo de incidência, quando a imagem, no entanto, fica mais suscetível a efeitos de sombreamentos. Já o efeito de inversão de relevo, ou *layover*, causa na imagem uma sobreposição ou deslocamento espacial de determinado topo de uma estrutura em relação à sua base. Isto ocorre porque a energia refletida da parte de cima da estrutura é recebida antes da parte mais baixa. Este efeito de distorção é mais comum em imagens de radares orbitais, visto sua associação direta com geometrias de visada com pequenos ângulos de incidência.

3.2.2 SRTM

Desenvolvido em parceria pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI), o projeto SRTM operou com um sistema RADAR que, em fevereiro de 2000, obteve dados para a geração de modelo digital de elevação (MDE) interferométricos para 80% do globo (RABUS, 2003). MDE consiste na representação de dados topográficos passíveis de tratamento em sistemas de informações geográficas. Modelos interferométricos são obtidos por um sistema que possua dois pontos ligeiramente diferentes para a tomada de dados de elevação da superfície. Na missão SRTM realizada a bordo da plataforma *Endeavour* foi instalado uma espécie de haste mecânica com 60m de comprimento entre antenas correspondentes às bandas C e X. O MDE para os Estados Unidos da América foi disponibilizado com espaçamento horizontal de 1 arco de segundo (~30 m) e, para o restante do mundo, de 3 arcos de segundo (~90 m), que tem acesso livre no endereço eletrônico da USGS (*United States Geological Survey*) <http://dds.cr.usgs.gov/srtm>. No MDE-SRTM, os valores de elevação (z) são expressos em metros inteiros, e o *datum* e o elipsóide de referência são WGS84, *datum* vertical EGM96. A acurácia vertical absoluta e relativa do MDE é de aproximadamente 16 m, e 6 m, respectivamente (RABUS, 2003).

Com base no MDE-SRTM, foram produzidos dados topográficos padronizados para o território nacional que incluem, além da própria altimetria, as derivações geomorfométricas locais básicas de declividade, orientação de vertentes, e curvaturas vertical e horizontal no âmbito do TOPODATA (VALERIANO, 2005) (Figura 3.15). Tais variáveis geomorfométricas foram obtidas a partir da altimetria, com derivações em torno de cada ponto analisado operadas através de janelas móveis (VALERIANO, 2008).

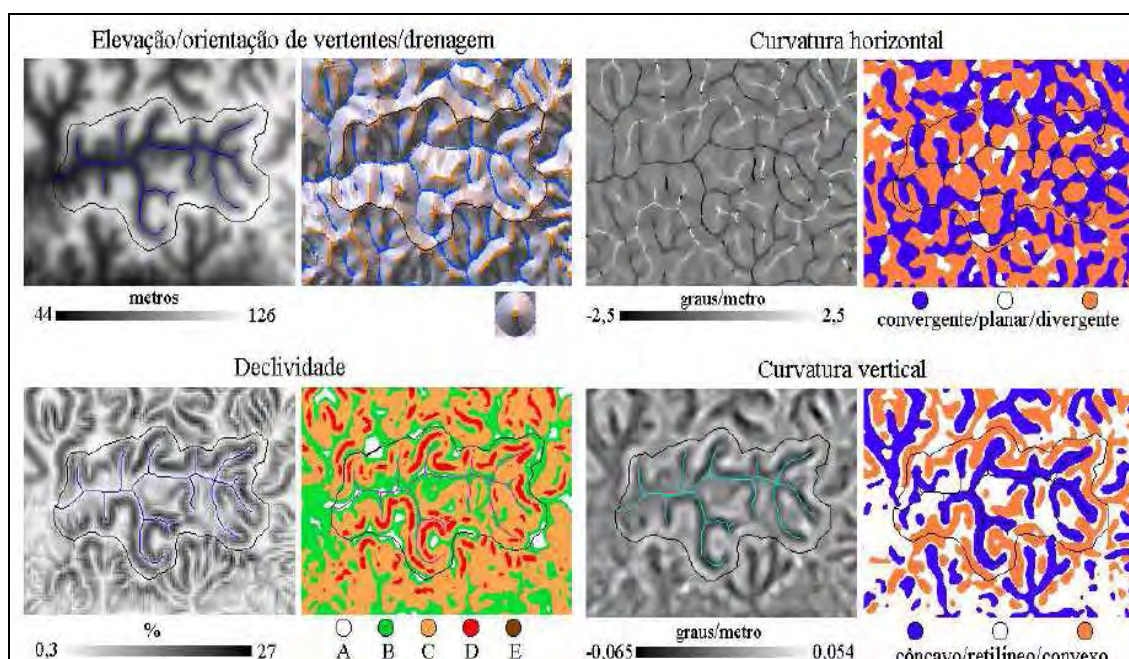


Figura 3.15 - Exemplos de variáveis geomorfométricas disponíveis pelo TOPODATA.
Fonte: Valeriano (2005).

O TOPODATA é disponível na rede de forma livre pelo endereço eletrônico <http://www.dpi.inpe.br/topodata/dados.php>. Os dados estão apresentados em segmentos correspondentes às folhas 1:250.000, de 1° de latitude por 1,5° de longitude. Os dados foram refinados da resolução espacial original de 3 arco-segundos (~90m) para 1 arco-segundo (~30m) por krigagem. Caracterizado por um processo de interpolação baseado na estrutura de variabilidade exibida pelos dados altimétricos, determinado com análises geoestatísticas, conforme descrito por Valeriano e Rossetti (2008).

3.2.3 ALOS - PALSAR

O satélite ALOS foi lançado em 24 de janeiro de 2006 pela Agência Espacial Japonesa (JAXA). Dentre os instrumentos imageadores a bordo deste satélite ALOS está o PALSAR, um instrumento multipolarizado que opera na banda L, com resolução espacial que varia entre 10 m e 100 m. O sensor PALSAR possui capacidade de imageamento com ângulos de incidência que variam de $9,7^\circ$ a $50,8^\circ$, sendo operado em quatro modos básicos: *Fine Beam Single Polarization* (FBS), *Fine Beam Dual Polarization* (FBD), *Polarimetric Mode* (PLR) e *Wide Beam ScanSAR Mode* (WB) (ROSENQVIST et al., 2007).

O modo polarimétrico (PLR) produz imagens em quatro polarizações (HH/VV/HV/VH), com ângulos de incidência que podem variar de $9,7^\circ$ a $26,2^\circ$ e resolução espacial de 30 m em *range*. O modo ScanSAR (WB) gera imagens em polarização simples (HH ou VV), com ângulo de incidência que pode variar de $18,1^\circ$ a $43,0^\circ$ e resolução espacial de 100 m. Os modos de operação FBS e FBD permitem uma faixa imageada de 70 x 70 km, com resolução espacial de 10 x 10 m e 20 x 20 m, respectivamente. Uma diferença essencial entre estes modos é a polarização, que descreve a orientação do vetor campo elétrico de uma onda eletromagnética (SABINS, 1997). No modo FBS, o PALSAR pode operar com polarizações HH ou VV, enquanto que no modo FBD as opções de polarização disponíveis são HH/HV ou VV/VH. Operacionalmente, os modos FBS e FBD funcionam com ângulo de incidência de $34,3^\circ$, sendo o primeiro com polarização HH e o modo FBD com a combinação de polarização HH/HV (JAXA, 2007; SHIMADA et al., 2009).

3.2.4 Extração de feições morfoestruturais

Desde que dados de sensoriamento remoto orbital tornaram-se disponíveis, diversos métodos foram apresentados visando à identificação e análise de lineamentos morfoestruturais (p.e., SABINS, 1978; LIU, 1984). A utilização de imagens obtidas por sensores orbitais ópticos e de radar tem sido fundamental em estudos que envolvem a identificação de lineamentos morfoestruturais utilizando métodos fotointerpretativos pioneiros (p.e., RIVEREAU, 1970; SOARES; FIORI, 1976), métodos

fotointerpretativos adaptados ao emprego de imagens de satélite (p.e., FERRANDINI et al., 1993; KOCH; MATHER, 1997; LIMA, 1995; VENEZIANI; ANJOS, 1982), bem como inovações em processamentos de imagens e análises integradas de dados de sensoriamento remoto (p.e., ARLEGUI; SORIANO, 2003; IBANEZ, 2006; KAVAK et al., 2009; LEECH et al., 2003; SINGH et al., 2007). Com base em dados ópticos, há a possibilidade de associação entre feições do relevo e áreas de sombra, associadas ao azimute de iluminação solar, à inclinação solar, bem como aos demais elementos da cena indicativos de lineamentos morfoestruturais, como por exemplo, a rede de drenagem.

Dados obtidos por radar são importantes na análise de feições morfoestruturais, visto que diferentes geometrias de aquisição de imagens permitem a ocorrência de efeito de “sombra” no terreno, que é um importante elemento neste tipo de análise (LEWIS; HENDERSON, 1998). Diversos trabalhos apresentam as potencialidades e limitações do uso de imagens de radar na identificação de morfoestruturas (p.e., LIU, 1984; LOWMAN JUNIOR, 1994; MADHAVAN et al., 1997; PARADELLA et al., 2005). Dentre as maiores limitações, destaca-se a forte influência do ângulo de incidência e o azimute de visada do sistema radar. O ângulo de incidência influi principalmente na maior ou menor geração do efeito de sombra na imagem. O azimute de visada influi no realce de feições orientadas perpendicularmente à direção de visada. Feições paralelas podem ser suavizadas ou mascaradas diante dessas condições. A influência do azimute de visada na detectabilidade de morfoestruturas foi apresentada em diversos estudos (p.e., LOWMAN JUNIOR, 1994; PARADELLA et al., 2000). Sistemas orbitais amplamente utilizados, como ERS, JERS e RADARSAT 1, operam com aproximadamente 80° de azimute de visada para órbitas ascendentes, e nestas condições, estudos apontam a suavização ou ocultação de lineamentos morfoestruturais com orientações de mais ou menos 20° em relação à visada do sistema em operação (PARADELLA et al., 2005).

Além das condições de imageamento, o processamento de imagem também é um elemento fundamental no realce de feições. Algumas técnicas vêm amplamente sendo utilizadas, como as operações aritméticas de imagens, transformação I (*Intensity*) H

(*Hue*) *S* (*Saturation*) e realce por manipulação de histograma (MATHER, 1987). As operações aritméticas são basicamente realizadas pela soma, subtração, divisão, e multiplicação de imagens que podem realçar e combinar informações de várias imagens em uma imagem única (GONZALEZ, 2008). As transformações IHS são feitas com implementação de algoritmos matemáticos que relacionam o espaço RGB ao espaço IHS. Esta técnica pode ser utilizada para gerar composições coloridas com reduzida correlação interbanda, conseqüentemente com melhor utilização do espaço de cores, e assim combinar diferentes tipos de imagem (GONZALEZ, 2008; MATHER, 1987). Para identificação de morfoestruturas, a obtenção e utilização da componente de intensidade são insumos importantes, bem como o realce de imagens por manipulação de histograma (p.e., ANDRADES FILHO; FONSECA, 2009). Estas técnicas são extensivamente utilizadas em estudos geológicos de abordagem estrutural em diversas áreas do globo (p.e., HARRIS et al., 1994; MADRUCCI et al., 2003; NOVAK; SOULAKELLIS, 2000).

As informações obtidas por radar podem gerar, também, dados de diferentes representações. A partir da técnica de radargrametria e interferometria, por exemplo, é possível a elaboração de modelos digitais de elevação, importantes na geração de subprodutos que permitem análises estruturais. Neste contexto, as bases elaboradas por Valeriano (2005) usando dados SRTM a partir do projeto TOPODATA, apresentam-se como ferramentas potenciais na análise do relevo. Em especial, as variáveis geomorfométricas de orientação de vertentes e curvatura horizontal apresentam elementos importantes para definição de elementos morfoestruturais (ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2009). As variáveis geomorfométricas orientação de vertentes e declividade preservam uma relação análoga e complementar à visualização em terceira dimensão do terreno. Para uma análise de lineamentos morfoestruturais eficiente é fundamental a utilização de uma base de rede drenagem que permita a análise qualitativa e quantitativa da morfologia do terreno.

3.3 Definição de morfoestruturas no Nordeste do Brasil

A aplicação de sensoriamento remoto para análise de lineamentos morfoestruturais no Nordeste do Brasil é, em geral, relativamente recente (p.e., ALVARENGA et al., 2007;

AMARO, 1998; CREPANI, 1987; JUSTO, 2006; NASCIMENTO et al., 2009; SOUZA, 2000). Dentre estes, destaca-se a análise de lineamentos em multi-escala, realizada por Justo (2006), a partir da combinação de dados SRTM, Landsat-7 ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*), *Quickbird* e fotografias aéreas no sudeste da Bacia Paraíba, onde aplicou técnicas de filtragem direcional e geração de relevo sombreado, no caso de dados ópticos, e de SRTM, respectivamente. Para o caso específico da Bacia Paraíba, onde a área de estudo está localizada, são raras as publicações abordando a análise morfoestrutural com base em dados de sensoriamento remoto. Liu et al. (2000) realizaram análise estrutural com base em dados de imagens ópticas do Landsat TM 5 no Estado da Paraíba. A integração de dados Landsat-7 ETM+, SLAR (*Sideways-Looking Airborne Radar*) e SRTM foi adotada, também, por Bezerra et al. (2008) no mapeamento de falhas e unidades morfológicas no *Graben* de Cariatá (PB). Furrier et al. (2006) realizaram um estudo nos tabuleiros costeiros do Estado da Paraíba, que revelou compartimentações morfológicas distintas relacionadas com reativações tectônicas cenozóicas. Aqueles autores demonstraram que os dados SRTM foram fundamentais para a obtenção de perfis topográficos e sombreado do relevo.

Apesar dos estudos disponíveis, a complexidade estrutural do Nordeste do Brasil, em especial da Bacia Paraíba, é grande e sua compreensão exige a aquisição de um volume de informação consideravelmente mais amplo e sistemático do que o apresentado atualmente.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 Generalidades

A área de estudo perfaz 3.704 km² e localiza-se no sudeste do Estado da Paraíba e nordeste do Estado de Pernambuco (Figura 4.1), região Nordeste do Brasil, definida pelos municípios de João Pessoa, a norte, e de Goiana, a sul (Figura 4.1-B). O acesso à área é realizado de forma relativamente fácil através de rodovias pavimentadas e não pavimentadas. A partir de João Pessoa, é possível a circulação pelas estradas BR 230 e BR 101, que dão acesso a rodovias estaduais na direção oeste, relativamente em boas condições, com ligação para o interior da área de estudo. Uma distância de aproximadamente 100 km é percorrida pela BR 230 e PB 082, do extremo leste da área (João Pessoa) ao extremo oeste. Para circulação nas áreas ao longo da costa, o acesso é realizado pela rodovia PB 008, no sentido sul, a partir de João Pessoa.

A área de estudo insere-se na Bacia Hidrográfica do Atlântico Nordeste, de acordo com o Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE) (IBIAPINA et al., 1999), que é composta por drenagem com escoamento para o Oceano Atlântico. Na faixa litorânea, essa área apresenta regime climático tropical modificado, com enchentes principalmente no inverno ou outono e vazante na primavera ou verão. De acordo com as regiões fisiográficas definidas pelo IBGE em 1945 (MAGNAGO, 1995), a porção oeste da área é denominada de Agreste, e a porção centro-leste é denominada de Zona da Mata, que inclui os municípios de Timbaúba, Itambé e João Pessoa. O Agreste, que representa uma transição entre clima do litoral úmido e do sertão semi-árido, possui clima sub-úmido com pluviometria entre 700 e 1000 mm/ano. A Zona da Mata é uma estreita faixa costeira de clima úmido, com pluviometria variando entre 1000 e 3000 mm/ano, o que permite a existência de rios perenes e a ocorrência de Floresta Atlântica.

A ocupação agrícola é intensa na área de estudo, sendo representada por culturas agrícolas como cana-de-açúcar e fruticultura, estabelecidas em propriedades rurais de extensão variável de pequeno a grande porte.

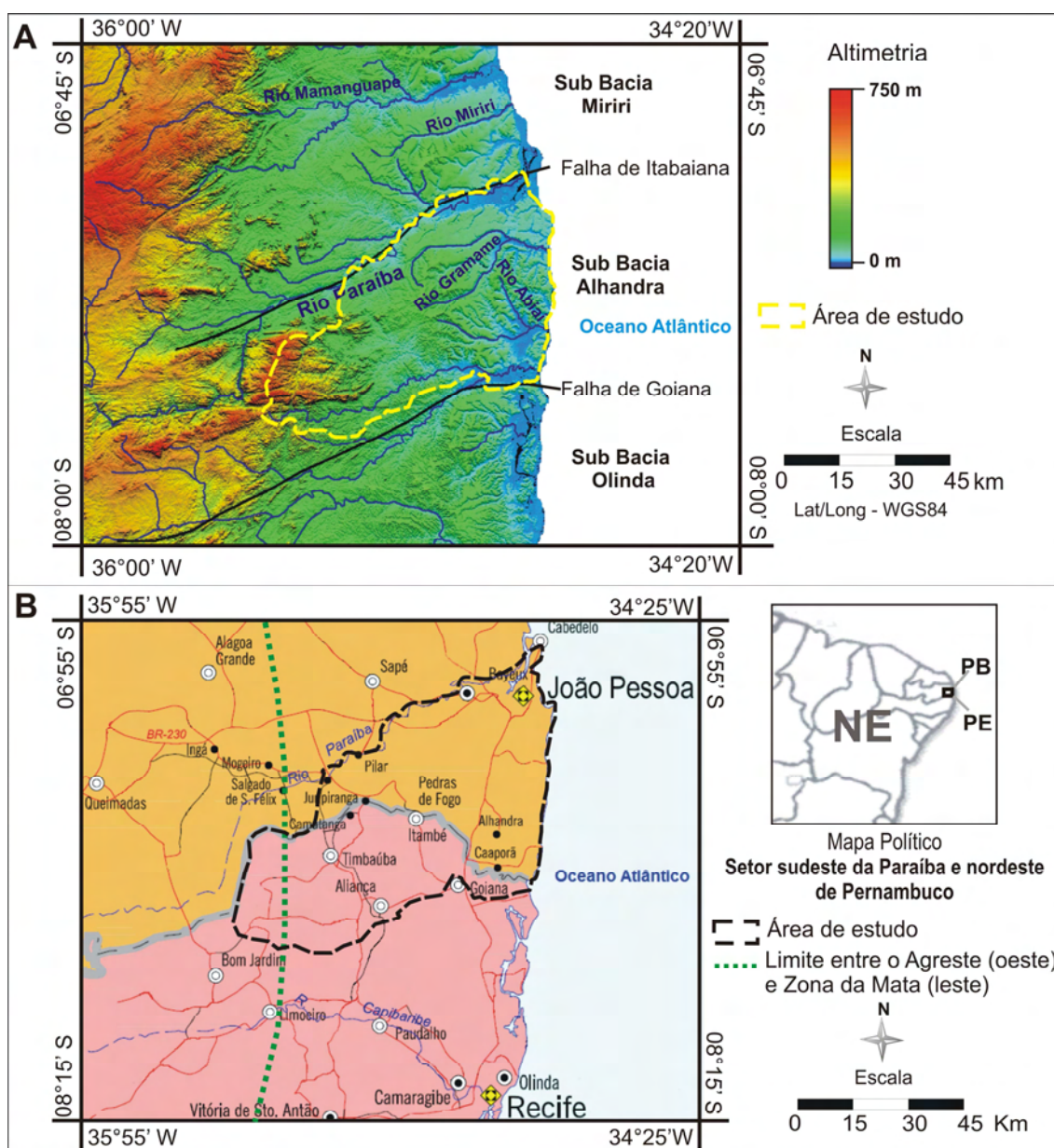


Figura 4.1 - Localização geográfica da área de estudo sobre altimetria (A) e mapa político (B).

4.2 Arcabouço geológico

Geologicamente, a área de estudo localiza-se na porção central da Bacia Paraíba, que abrange a faixa costeira entre o Lineamento Pernambuco, a sul, e a Falha de Mamanguape, a norte, sendo referida por alguns autores (p.e., BARBOSA et al., 2003; BRITO NEVES et al., 2009) de Sub-Bacia Alhandra. Esta ocorre entre as sub-bacias Miriri, a norte, e Olinda, a sul, sendo limitada pelas falhas de Itabaiana e de Goiana, respectivamente (Figura 4.1-A; MABESOONE; ALHEIROS, 1988).

A Bacia Paraíba, juntamente com a porção oeste da área de estudo, onde ocorre o embasamento cristalino, pertence à Província Estrutural da Borborema. Esta constitui uma área que < 450.000 km² situada no Escudo Atlântico (ALMEIDA, 1967), a qual compõe terrenos deformados paleoproterozóicos, eo-neoproterozóicos e neoproterozóicos (ALMEIDA, 1967; BRITO NEVES, 1984; KEGEL, 1965), denominados, de norte para sul, de terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Figura 4.2).

4.2.1 Contexto tectônico

Fraturas e zonas de cisalhamento dispostas longitudinalmente cortam a Província da Borborema. Essas estruturas, aparentemente formadas no ciclo Brasileiro (~540 Ma.), são interrompidas por sedimentos fanerozóicos no setor oeste da Bacia Paraíba. A maior parte das estruturas tectônicas é indicada por feições de geometria sigmoidal (ALMEIDA et al., 2000; BRITO NEVES et al., 2001, 2000), relacionada ao período Precambriano (<~600 Ma), quando as áreas que, no presente, correspondem aos continentes sulamericano e africano, eram unidas. No entanto, é no Mesozóico que ocorreu o último evento de maior atividade tectônica na província, durante a separação do Gondwana. A principal fase tectônica resultou em *rifts* marginais e abortados no interior do continente, no início do Cretáceo (MATOS, 1992). A maior parte dessas bacias apresenta seqüências sedimentares pós-*rift*, que se desenvolveram durante o estágio principal de abertura do Oceano Atlântico.

Falhamentos pós-*rift* foram menos intensos, embora tenham sido de importância fundamental na preservação de sucessões sedimentares pós-cretáceas em muitas das bacias marginais (p.e., BARRETO et al., 2002; BEZERRA et al., 1998, 2001; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; FURRIER et al., 2006), incluindo a porção central da Bacia Paraíba, como será demonstrado neste trabalho.

A reativação tectônica pós-cretácea, de natureza distensional, foi responsável pela existência de um sistema tafrogênico (i.e., desenvolvimento de bacia sedimentar durante fase *rift* por afundamento crustal) ao leste de 36° W no Estado da Paraíba (BRITO NEVES et al., 2004). Estes autores admitiram que a componente distensional ocorre

nesta área ao longo de antigas zonas de cisalhamento do embasamento proterozóico, de direção E-W a ENE-WSW. No entanto, trabalhos recentes apontam que a movimentação tectônica da área não resulta apenas de esforços distensionais, mas também gravitacionais ocorridos durante o Cenozóico (BARRETO et al., 2002; BEZERRA, 1998; BEZERRA et al., 2001, 2008; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BRITO NEVES et al., 2004). A grande variação nas cotas de unidades estratigráficas é um dos indicadores de deslocamentos de camadas por influência tectônica na Bacia Paraíba (FURRIER et al., 2006).

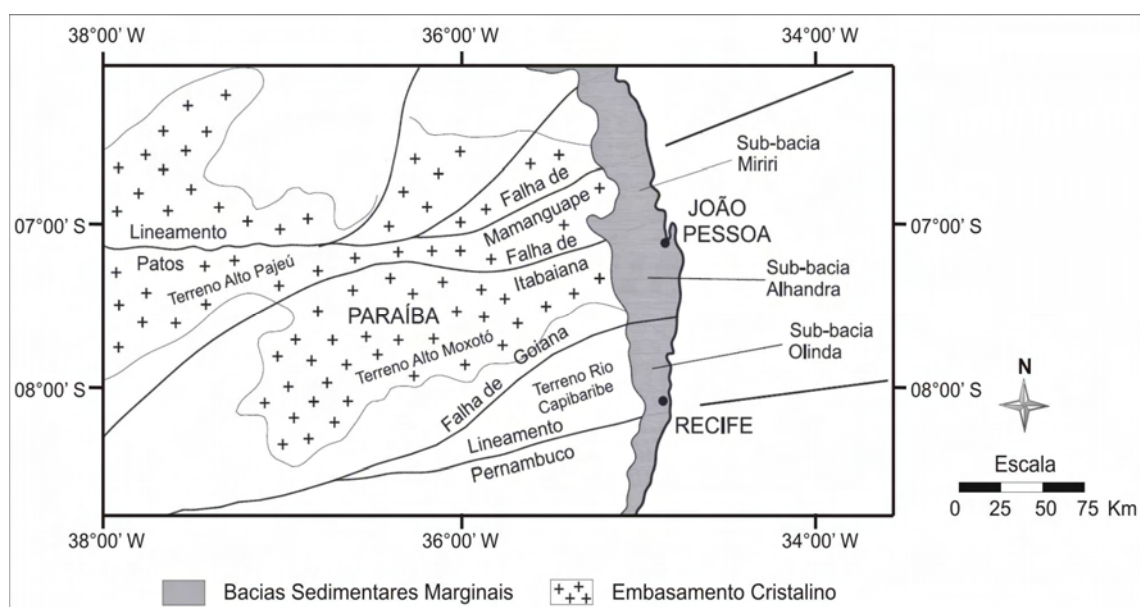


Figura 4.2 - Sub-bacias da Bacia Paraíba e terrenos do embasamento cristalino.
Fonte: Adaptado de Barbosa et al. (2004).

Linhas de falhas cortam as unidades cretáceas, terciárias e quaternárias da zona costeira e estão impressas, principalmente, em depósitos terciários. Muitas destas falhas correspondem a reativações da estrutura precambriana ou cretácea e, em alguns casos, há formação de novas estruturas. Falhas transcorrentes e normais têm sido propostas, que resultam numa seqüência de estruturas de *graben* e *horst* ao longo da planície costeira (BEZERRA et al., 2001, 2008; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; FURRIER et al., 2006; NOGUEIRA et al., 2006).

Em escala de maior detalhe, estudos realizados na Sub-Bacia Alhandra evidenciam atividade tectônica recente (p.e., BEZERRA et al., 2008; ROSSETTI et al., 2009, no

prelo). No *Graben* de Cariatá (setor norte), primeiramente identificado por Brito Neves et al. (2004), são reconhecidos dois eventos principais de falhamentos. No primeiro, de natureza extensional, formaram-se falhas normais que pré-datam a deposição de unidades pleistocênicas tardias. O segundo evento, marcado por falhas transcorrentes, afetou o embasamento cristalino e o preenchimento sedimentar durante o Pleistoceno tardio (~0,1 Ma) (BEZERRA et al., 2008). Na porção entre o rio Gramame e a Depressão Abiaí são identificados registros relacionados a falhas e fraturas que deformaram a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras. No entanto, também são presentes feições anticlinais deformacionais relacionadas a dobras como registro de esforço compressivo ocorrido no Plioceno-Pleistoceno (ROSSETTI et al., 2009, no prelo).

4.2.2 Preenchimento sedimentar da Sub-bacia Alhandra

O preenchimento sedimentar da Sub-Bacia Alhandra inclui seis unidades sedimentares (Figura 4.3). Estas incluem as formações Beberibe (BEURLEN, 1967), Itamaracá (KEGEL, 1955; LIMA FILHO; SOUSA, 2001), Gramame (BEURLEN, 1967; OLIVEIRA, 1940;), Maria Farinha (BEURLEN, 1967), Barreiras (ALHEIROS et al., 1988) e Sedimentos Pós-Barreiras (ROSSETTI et al., 2007).

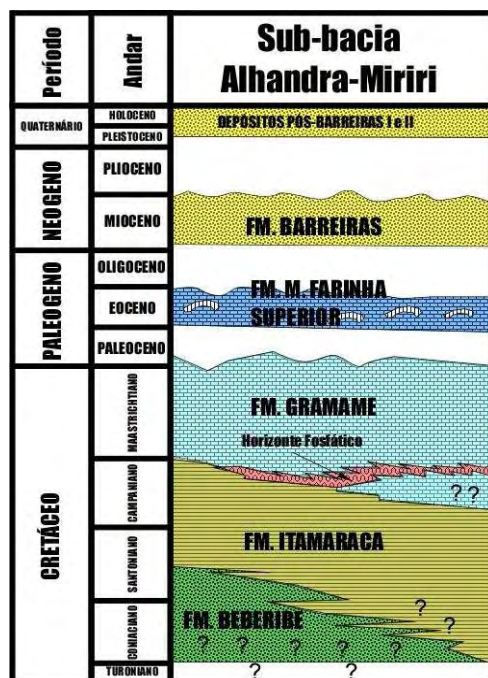


Figura 4.3 - Coluna estratigráfica referente à Sub-bacia Alhandra.
Fonte: Projeto FAPESP#06/04687-7, em execução na DSR do INPE.

O início do preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba possui idade Coniaciana a Santoniana (~89 Ma a ~83 Ma), que corresponde ao primeiro evento transgressivo da bacia. Durante este evento, formaram-se arenitos continentais médios a grossos da Formação Beberibe, interpretada como de origem fluvial e lacustre. A Formação Itamaracá, sobrejacente a essa unidade, possui idade Campaniana-Maastrichtiana (~83 Ma a ~70 Ma) e é representada por depósitos estuarinos e lagunares a plataformais (BARBOSA et al., 2003). Nova transgressão marinha durante o Paleoceno e Eoceno (~65 Ma a ~34 Ma) resultou na formação de calcários, representados pela Formação Marinha Farinha (MABESOONE, 1994). A Formação Barreiras é caracterizada por material com fácies de associação continental (ARAÚJO et al., 2006; MORAIS et al., 2006) com transição a marinho (ROSSETTI, 2006) que recobre, de forma discordante, o embasamento cristalino e as demais formações rochosas sedimentares acima descritas. Esta formação inclui uma sucessão areno-argilosa pobremente consolidada e, ainda, depósitos conglomeráticos finos a grossos. A geometria côncava dos estratos e as sucessões de granodecrescência, comuns nesta unidade, resultam de deposição por ação de fluxos canalizados. Indicadores sedimentológicos semelhantes aos registrados na Formação Barreiras no norte do Brasil (ROSSETTI, 2000; ROSSETTI et al., 1990, 1989) sugerem que os sistemas deposicionais canalizados que ocorrem na Formação Barreiras em áreas do nordeste do Brasil eram, também, do tipo costeiro influenciado por processos marinhos (ROSSETTI; GÓES, 2009). A exposição desta unidade neógena (~20 Ma a 1,8 Ma) ocorre, principalmente, no setor leste da área de estudo, onde também são encontradas suas maiores espessuras.

No período Quaternário (1,8 Ma), foram depositados os Sedimentos da Formação Pós-Barreiras, subdivididos provisoriamente em duas unidades denominadas Pós-Barreiras I, II. O Pós-Barreiras I assenta-se sobre a Formação Barreiras ou diretamente sobre o embasamento cristalino, com espessura mais significativa na medida em que se aproxima da costa. A composição é arenítica e conglomerática e, em geral, de constituição maciça. Os sedimentos desta formação contêm fragmentos de laterita ferruginosa, que são elementos importantes na sua diferenciação com a Formação Barreiras, onde esses fragmentos são ausentes. Também podem apresentar diversas feições deformacionais, indicativas de possível ação de atividades sísmicas em grande

amplitude contemporâneas à sedimentação (ROSSETTI et al., 2007). Sob a designação de Pós-Barreiras II estão sedimentos arenosos, em geral maciços, bem a mal selecionados, que se desenvolvem discordantemente sobre todas as demais unidades sedimentares e, também, sobre o embasamento cristalino em cotas topográficas variadas. A Figura 4.4 apresenta o mapa geológico da Sub-bacia Alhandra e área adjacente a oeste desta.

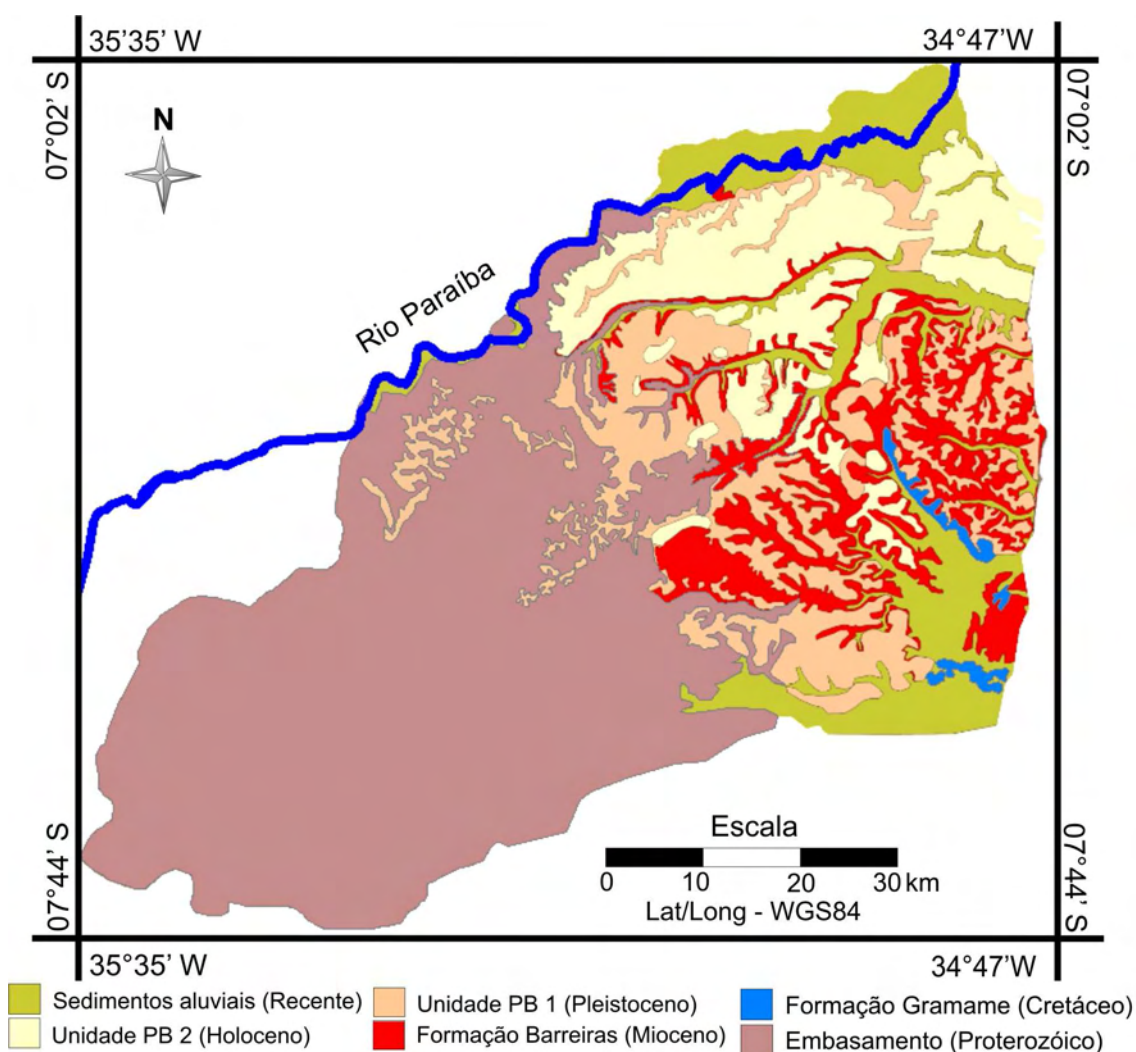


Figura 4.4 - Mapa geológico da área de estudo.

Fonte: Adaptado do mapa geológico produzido do projeto FAPESP#06/04687-7, em execução na DSR do INPE.

4.2.3 Aspectos topográficos e geomorfológicos

A altimetria na área de estudo varia de 0 a 750 m (Figura 4.2-A), sendo que os valores mais altos são registrados na porção sudoeste. Os pontos mais baixos ocorrem em toda a

linha de costa, na porção leste e planícies de inundação do baixo curso dos rios Paraíba, Gramame e Abiaí.

Dois domínios morfoestruturais ocorrem na área de estudo. O domínio de bacias e coberturas sedimentares fanerozóicas, localizado na porção leste, compreendendo a unidade de tabuleiros costeiros. Já as unidades do Planalto da Borborema, no extremo oeste, e os Patamares Orientais da Borborema, na porção central, pertencem ao domínio de Cinturões Móveis Neoproterozóicos (IBGE, 1993). Estes terrenos ocorrem sob formas tabulares, convexas e superfícies tabulares erosivas. Os planaltos residuais dominam o setor oeste, onde processos de dissecação produziram formas convexas em diferentes ordens de grandeza e de aprofundamento de drenagem, em geral separadas por vales bem entalhados. Em menor proporção, apresentam-se superfícies em formas aguçadas e com topos contínuos. Em pontos isolados, são encontrados relevos residuais tabulares, testemunhos de superfície de erosão (RADAMBRASIL, 1981).

A porção leste da Bacia Paraíba é marcada pelo domínio dos Tabuleiros Litorâneos, que possuem altimetrias variadas e padrões de dissecação distintos. Estes refletem as características estruturais da área, relacionadas às reativações tectônicas cenozóicas (FURRIER et al., 2006). As variações altimétricas dos interflúvios, entre os rios principais, indicam existência de forte controle estrutural na compartimentação das unidades de relevo, que se apresentam soerguidos, rebaixados e, por vezes, basculados. No setor ao norte do rio Gramame, predominam tabuleiros com superfícies aplainadas bem definidas e cortes de vales fluviais aproximadamente perpendiculares à linha de costa. Ocorrem terrenos caracterizados por menor densidade de drenagem, em relação à porção ao sul do rio Gramame. As cotas altimétricas variam entre 49 e 77 m, caracterizando-se como a área mais rebaixada em relação aos demais tabuleiros das áreas adjacentes. Na porção sul do rio Gramame, as altitudes ultrapassam 200 m, onde os entalhes de vales são profundos a ponto de gerar vastos anfiteatros encaixados, com vertentes complexas em função das diferenças litológicas (FURRIER et al., 2006).

A evolução geomorfológica da área de estudo está ligada à sua condição de margem passiva do continente americano, onde os fatores controladores estão relacionados, principalmente, à tectônica e ao clima. Em relação à dinâmica evolutiva, um dos estudos

pioneiros no nordeste oriental do Brasil foi o de modelo de pediplanação de King (1956, 1967), sendo que parte significativa dos trabalhos posteriores foi embasada nas premissas desse autor. De acordo com King, o relevo da área é produto da interação entre processos denudacionais de longa duração, associados a eventos de soerguimento regional sincrônico e uniforme. A variação litológica, climática e a tectônica local não interferiram na tendência geral de pediplanação. O modelo de pediplanação de King vem sendo debatido por vários autores (p.e., BEZERRA et al., 2001, 2008; FURRIER et al., 2006; LIMA et al., 2006).

5 MATERIAL E MÉTODOS

A base de dados utilizada nesta pesquisa inclui os seguintes produtos de sensoriamento remoto: dados SRTM, adquiridos originalmente com resolução espacial de ~90m; dados SRTM no âmbito do projeto TOPODATA e dados ALOS-PALSAR. A análise foi complementada com: a) informações cartográficas, em formato digital, disponíveis nas folhas da DSG (Diretoria de Serviço Geográfico) SB-25-Y-A-VI, SB-25-Y-C-II, SB-25-Y-C-III, SB-25-Y-C-IV, SB-25-Y-C-V e SB-25-Y-C-VI, da articulação da escala 1:100.000; e b) mapa geológico ainda não publicado, produzido no âmbito do projeto FAPESP#06/04687-7.

5.1 Extração e análise de lineamentos morfoestruturais

Para extração e análise dos lineamentos morfoestruturais da área de estudo, foram utilizados, como insumo, produtos do MDE-SRTM e ALOS-PALSAR.

5.1.1 MDE-SRTM

O mapeamento de lineamentos morfoestruturais foi realizado a partir de vetorização com uso de dados do banco de dados topográficos TOPODATA referentes à representação da variável geomorfométrica orientação de vertentes (ON) e curvatura horizontal (HN). Estes produtos, trabalhado no aplicativo SPRING 4.3.3, foram combinados com MDE-SRTM visualizado com diferentes padrões personalizados de paletas de cores e tons de cinza, o que possibilitou a extração de traços retilíneos ou suavemente encurvados de relevo positivo e negativo.

A partir da observação realizada sobre o mapa de lineamentos morfoestruturais, segundo as propriedades direcionais, densidade e de disposição espacial de lineamentos, foram definidos compartimentos morfoestruturais de forma a dinamizar as análises. A disposição espacial foi analisada com base na geração de mapas de densidade de lineamentos morfoestruturais, informações quantitativas referentes ao número e comprimento das feições, e visualização das relações estabelecidas espacialmente entre os lineamentos morfoestruturais. Para a análise direcional, as informações estatísticas direcionais foram representadas em diagramas em roseta obtidos com intervalos de 10°,

segundo frequência absoluta (i.e., número absoluto de lineamentos em determinada direção) e comprimento absoluto (i.e., comprimento absoluto de lineamentos em determinada direção).

5.1.2 ALOS-PALSAR

As imagens ALOS-PALSAR, compradas do IBGE, foram obtidas no modo de polarização *Fine Beam Dual* (FBD) HH+HV no nível de processamento 1.5. O ângulo de incidência para o imageamento foi de 34,3°, com órbita ascendente. As imagens foram processadas com 4 *looks*, geocodificadas em projeção UTM, zona 25, com tamanho de *pixel* de 12,5 x 12,5 m e com 16 *bits* por *pixel*. Estas imagens foram escolhidas por apresentar o menor espaçamento de *pixel*, dentre as imagens ALOS-PALSAR disponíveis pelo IBGE.

Para cobertura de toda a área de estudo foi necessária a aquisição de três imagens, duas delas correspondentes ao setor leste e datada de 01 de Agosto de 2007 (Cenas ID: ALPSRP080807030 e ALPSRP080807040) e uma do setor oeste da área de estudo, obtida no dia 05 de Julho de 2008 (Cena ID: ALPSRP130257030) (Figura 5.1). A escolha das datas das imagens foi realizada a partir da análise dos dados de precipitação acumulada nos períodos de obtenção das imagens disponíveis, informados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE) a partir do endereço eletrônico <http://clima1.cptec.inpe.br>. Foram analisadas quantitativamente e espacialmente as informações de precipitação acumulada para 1, 2, 5 e 10 dias anteriores a obtenção de cada imagem no intuito de identificar o período onde houve o menor volume de precipitação. Assim, as imagens escolhidas correspondem aos períodos mais secos, portanto, possivelmente sob menor influência da constante dielétrica (HENDERSON; LEWIS, 1998) sobre os dados utilizados.

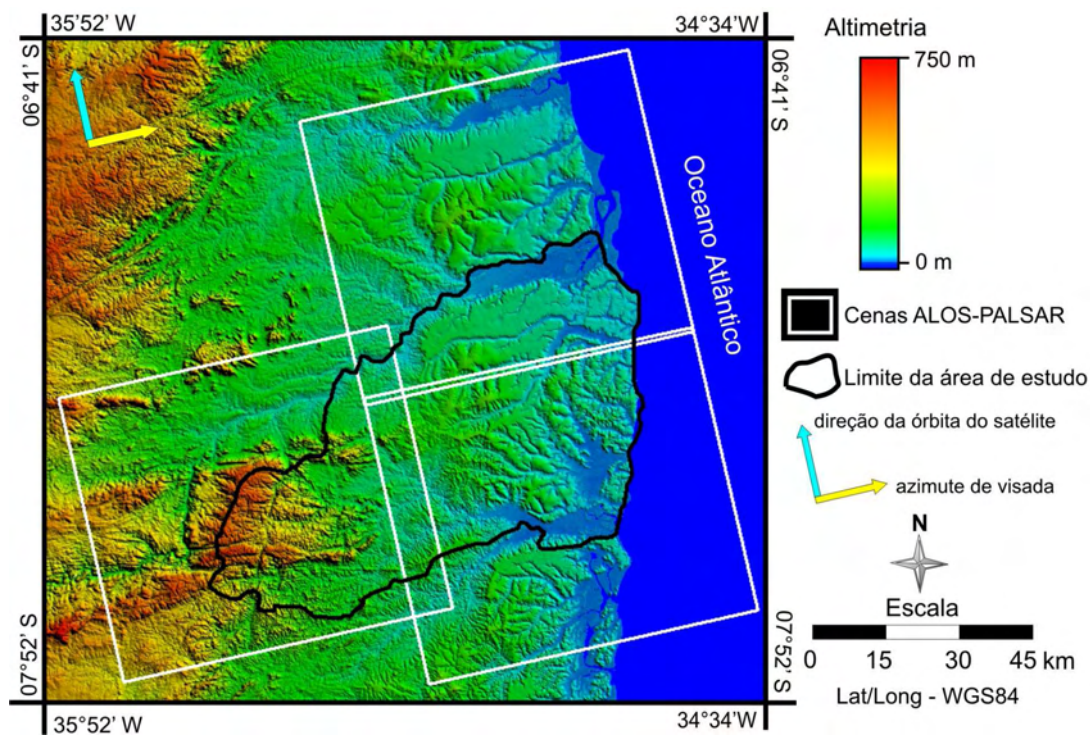


Figura 5.1 - MDE-SRTM com indicação das cenas correspondentes às imagens ALOS-PALSAR utilizadas neste estudo.

O primeiro processamento executado nos dados ALOS-PALSAR foi a ortorretificação das imagens pelo modelo *Specific* do módulo *OrthoEngine*, utilizando-se o programa PCI Geomatica 10.1.3. Este modelo aproveita ao máximo as informações do posicionamento do satélite e do sensor na plataforma, contidas na estrutura de dados. Neste caso, a base de dados foi o modelo digital de elevação SRTM-3". Assim, a ortorretificação é relativa, visto que foi baseada, exclusivamente, nas informações das efemérides. Nesta etapa, também foi realizada a conversão da projeção das imagens para coordenadas geográficas, mantendo o *datum* WGS84 e gerando transformação para o formato GeoTiff.

Na segunda fase de processamento, foram implementadas composições coloridas no espaço RGB com base nas imagens derivadas das polarizações HH e HV. Na execução desta etapa, as imagens foram importadas no programa SPRING 5.1.4 no formato 16 *bits* sem sinal, portanto, representada por valores inteiros positivos com variação de níveis de cinza de 0 a 65535. As imagens derivadas foram resultantes de operações aritméticas de subtração, adição e razão de imagens (esta, unicamente implementada no programa ENVI 4.4), e transformação IHS.

Para definição de lineamentos morfoestruturais, foram consideradas diferentes composições RGB, resultantes da combinação das imagens com polarização HH, HV e imagens subproduto. Foram eleitas três imagens subproduto que revelaram maior distinção de feições lineares do terreno. A primeira imagem é produto da operação aritmética de adição das duas polarizações disponíveis, ou seja, produto da operação: $HH + HV$. A segunda imagem é resultante da combinação das operações aritméticas de subtração, adição e razão, segundo a operação: $(HV - HH) / (HV + HH)$. A terceira imagem foi obtida da componente I (Intensidade) resultante da transformação IHS realizada a partir do triplete constituído pelas imagens HH, HV e a imagem resultante da operação $HH + HV$. As três imagens subproduto foram utilizadas nas composições RGB, consideradas na definição dos lineamentos morfoestruturais. Estas composições estão apresentadas, neste trabalho, associando cada imagem empregada ao canal R, G ou B, representado em parênteses: i) HH(R) I(G) HV(B); ii) HV(R) HH(G) HH+HV(B); iii) HH(R) HH+HV(G) HV(B); iv) HH(R) HV-HH/HV+HH(G) HV(B); v) HV-HH/HV+HH(R) HH(G) HV(B).

Além das combinações de imagens, foi efetuada a manipulação de histograma com operações de contraste linear e negativo (i.e., linear inverso). Por análise visual das morfologias do terreno, foram definidas as composições que destacaram as feições de interesse na área de estudo. A partir da visualização das imagens produzidas, foram delimitados nove setores amostrais para comparação entre os lineamentos morfoestruturais, definidos com base nos produtos do PALSAR e os produtos de orientação de vertentes e de curvatura horizontal disponíveis pelo projeto TOPODATA (ver item 5.1.1). Os setores amostrais foram escolhidos no intuito de evidenciar diferentes características de cobertura do terreno, disposição de feições morfológicas e variação de relevo. Dentro de cada quadrante destes setores, os lineamentos morfoestruturais foram definidos por edição vetorial. Este procedimento incluiu observação de feições lineares de baixo e alto topográfico evidenciadas, principalmente, em imagens de radar, por variações tonais (LIMA, 1995).

A comparação entre os lineamentos morfoestruturais, definidos a partir de produtos PALSAR e MDE-SRTM, foi realizada com aporte na análise visual dos lineamentos

mapeados, direções predominantes destes a partir dos diagramas em roseta, e informações de número total, comprimento absoluto e densidade de lineamentos morfoestruturais dentro dos nove setores selecionados.

5.2 Elaboração e análise do mapa de drenagem

O mapa de drenagem da área de estudo, utilizado na análise qualitativa, foi adaptado a partir das redes de drenagem presentes nas cartas topográficas da DSG disponibilizadas em formato vetorial. A análise foi realizada a partir da identificação de padrões e anomalias de drenagem que, ao permitir a detecção de heterogeneidades por análise visual, foram compartimentadas por vetorização.

Para análise quantitativa da rede de drenagem visando-se a obtenção de índices morfométricos, foi necessária extração automática, de forma que as linhas de drenagem dos rios principais de cada sub-bacia hidrográfica apresentassem compatibilidade com o MDE-SRTM utilizado na implementação dos índices morfométricos. Esta base extraída automaticamente não foi utilizada para análise qualitativa pela necessidade de expressivo tempo para edições corretivas de cursos afluentes dos rios principais. A extração automática de drenagem foi realizada a partir do MDE-SRTM-3", com implementação dos procedimentos disponíveis no *software* ArcGIS 9.1. A ferramenta ArcHydro Tools disponibiliza a extração automática de drenagem a partir dos seguintes procedimentos: i) aplicação do comando *fill sinks*, que confere a consistência da drenagem, eliminando possíveis áreas com ausência de informação que ocasionam retenção de fluxo; ii) cálculo da direção de fluxo (*flow direction*), baseado no método D8; iii) obtenção da matriz com acumulação de fluxos; iv) geração da rede de drenagem, onde é definido o tamanho mínimo de bacia hidrográfica através da indicação do número de células pelo usuário; v) segmentação de rede de drenagem; vi) delimitação da grade de bacias; vii) conversão da grade para formato vetorial, obtendo os limites das bacias na forma de vetor; e viii) conversão da rede de drenagem na forma matricial em vetorial.

O resultado da aplicação destes procedimentos foi a geração das sub-bacias de drenagens no formato *shape*. A etapa que exigiu maior interferência do usuário

correspondeu ao cálculo de direção de fluxo, visto que foi necessário que o limiar (número de células) indicado correspondesse ao nível de detalhamento pretendido. A partir de testes, o valor escolhido para o número de células mínimo foi 100, para as linhas de drenagem, e 5000, para os limites de bacias hidrográficas para definição das linhas de drenagem. Valores semelhantes para definição de linhas de drenagem foram também utilizados em outros trabalhos que exigiam nível semelhante de observação em variadas porções do território brasileiro (p.e., CARVALHO, 2007; MANTELLI, 2008; PAZ; COLLISCHONN, 2008).

Após a extração, foi verificada a compatibilidade da rede de drenagem e das bacias hidrográficas com o mapa de drenagem produto da carta topográfica. Conjuntamente com o MDE-SRTM, foi realizada edição vetorial para correção de incompatibilidades detectadas. Os rios principais foram estabelecidos segundo critérios de hierarquia, comprimento, área de contribuição e ângulo de confluência de rios (CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1998; STRAHLER, 1957).

5.3 Índices morfométricos

A análise quantitativa foi baseada em seis índices morfométricos, que foram calculados com base em informações derivadas do MDE-SRTM-3” e do mapa de drenagem das bacias hidrográficas definidas de forma semi-automática. Estes produtos, por serem elaborados diretamente a partir do MDE, apresentaram compatibilidade no que diz respeito ao ajuste ao terreno para obtenção dos índices associados ao MDE-SRTM de mapas de drenagem. Os índices morfométricos foram implementados nos diferentes programas de SIG ArcView-GIS, ArcGIS, SPRING, e o aplicativo de manipulação de dados espacializados Global Mapper. Em diversas etapas, foi utilizado o recurso de manipulação de dados em planilha eletrônica.

5.3.1 Índice RDE

A implementação do índice RDE (Relação Declividade-Extensão) foi realizada a partir do programa ArcGIS 9.1, com apoio da manipulação de dados em planilha Excel 2003, utilizando-se as bases do MDE-SRTM. O plano de informação contendo os rios

principais das sub-bacias hidrográficas foi obtido em formato vetorial. Cada segmento de drenagem recebeu um identificador (ID) para efetuar a compatibilização entre o SIG e a planilha eletrônica.

No primeiro momento, foram obtidos os valores de RDE total para cada rio. Nesta etapa, foram extraídas as cotas altimétricas dos pontos de nascente e de foz de cada drenagem, e a extensão total do rio. Estes dados foram exportados para uma planilha eletrônica, onde foi efetuado o cálculo do índice para cada rio, conforme a Figura 3.13 (ver item 3.1.2.3.1).

No segundo momento, foram obtidos os valores de RDE por segmento de drenagem de cada rio principal. Este procedimento constou da decomposição de cada rio principal em segmentos de drenagem de extensão uniforme, de forma a obter, no mínimo, dois trechos por rio principal. Devido à dimensão heterogênea das drenagens da área, a extensão e o número de segmentos decompostos variaram de acordo com a extensão total de cada rio principal a partir de um limiar superior e inferior a 12 km e 5 km de comprimento, respectivamente. Posteriormente, obteve-se a cota altimétrica do ponto mais à montante e do ponto mais à jusante de cada segmento. Os dados primários foram exportados e manipulados numa planilha, onde foram organizados os dados de extensão de cada segmento (Δl) e das cotas, sendo realizados os cálculos derivados de: amplitude altimétrica (Δh), declividade de cada segmento ($\Delta h/\Delta l$), e extensão acumulada (L) a partir do ponto médio de cada segmento. A partir destes dados, foi computado o valor de RDE por segmento e obtida a sua relação com o RDE total do referido rio principal, sendo esta a relação que define os trechos de drenagem anômalos.

Os dados foram, então, importados em SIG para efetivação da espacialização das informações. Os segmentos de drenagem mapeados foram classificados segundo os valores de RDEs obtidos. Foram definidas quatro classes, sendo uma de valores considerados não anômalos ($RDE < 2$) e três que refletem valores anômalos ($2 \leq RDE < 4$; $4 \leq RDE < 6$ e $6 \leq RDE$).

5.3.2 Fator assimétrico (A_f)

A implementação deste índice foi realizada com auxílio do programa SPRING 4.3.3 e da planilha Excel. Os dados utilizados foram o MDE-SRTM, as bases da rede de drenagem e os limites de bacias hidrográficas em formato vetorial. Da base de rede de drenagem, foi necessária a manipulação, em SIG, do vetor referente apenas ao rio principal. A partir deste vetor, foi efetuada edição para conexão do ponto de nascente ao limite da bacia hidrográfica no alto curso, com base na visualização de canais com uso do MDE. Também foi realizada a conexão do ponto de foz ao limite da bacia hidrográfica no baixo curso. Assim, foi possível obter a área total, bem como a área da bacia hidrográfica na porção direita em relação ao rio principal.

A partir destes dados, os cálculos foram efetuados em planilha eletrônica de acordo com a Equação 3.1 (ver item 3.1.2.3.2). O valor da área da porção direita de cada bacia foi dividido pela área total da bacia hidrográfica. A partir do resultado obtido, foi subtraído o valor 50. O resultado desta subtração foi computado em módulo ($|A_f-50|$). A partir dos valores obtidos, as bacias hidrográficas foram classificadas em graus de intensidade de assimetria: baixa ($0 < |A_f-50| \leq 7$), média ($7 < |A_f-50| \leq 15$) e alta ($15 < |A_f-50|$).

5.3.3 Índice hipsométrico (H_i)

Na aplicação deste índice, foram utilizadas as bases referentes aos limites de cada sub-bacia hidrográfica e o MDE-SRTM. Os dados foram processados com auxílio do programa ArcView-GIS 3.2 e da manipulação de planilha Excel.

Na primeira etapa, o dado SRTM foi convertido do formato GeoTiff para Grid. O dado em formato Grid foi recortado a partir do polígono referente a cada sub-bacia hidrográfica. Assim, foi gerado um plano de informação com dados de elevação referente a cada sub-bacia hidrográfica. A partir deste plano de informação, foi executado o processo de obtenção da integral hipsométrica. A implementação deste processamento necessitou as informações de área da célula (m^2), referente à resolução espacial do Grid; o polígono da sub-bacia hidrográfica que contém, em seus atributos, a informação de área da bacia; e o valor de incremento de elevação (i.e., 1 m) a ser

considerado no cálculo. O resultado deste procedimento é um produto representado através de tabela em formato Dbf.

Na segunda etapa, cada tabela foi exportada para uma planilha eletrônica, e foram elaborados os gráficos que revelaram a integral hipsométrica por meio da curva hipsométrica, bem como do valor absoluto de Hi .

5.3.4 Razão entre largura do fundo do vale e elevação (Vf)

A implementação deste índice exigiu a base de rede de drenagem principal, o MDE-SRTM e a base de declividade (SN) do TOPODATA. O tratamento dos dados foi efetuado nos programas Global Mapper 9.0 e ArcGis 9.1, utilizando-se planilha eletrônica Excel.

Na primeira etapa, foram escolhidos os setores de cada sub-bacia hidrográfica onde desponta o vale mais incisivo. A escolha foi realizada visualmente com aporte na manipulação da paleta de cores e sombreamento de relevo do MDE, e elaboração de perfis topográficos. Na sequência, com base no MDE e na declividade (SN), foi definido um transecto, constituído de três segmentos em cada vale. O primeiro e o terceiro segmentos são limitados pelo ponto mais alto (interflúvio) da margem esquerda e direita do vale, respectivamente, até a porção inferior onde ocorre a quebra de relevo, revelada pela acentuada ruptura de declividade. O segundo segmento define o fundo de vale e é limitado pela forte ruptura de declive entre a encosta esquerda e direita do vale. A partir destes segmentos, os valores de elevação máxima da porção esquerda e direita do vale foram obtidos, bem como a média da elevação do segmento do fundo de vale.

Na segunda etapa, os dados obtidos foram exportados em forma de tabela para uma planilha eletrônica, onde se procedeu com o cálculo do Vf com base na Equação 3.3 (ver item 3.1.2.3.4).

5.3.5 Sinuosidade de frente de montanha (Smf)

Para aplicação deste índice, foi necessário o plano de informação contendo os limites das sub-bacias hidrográficas, a base de declividade (SN) do TOPODATA e o MDE-

SRTM. O tratamento dos dados foi efetuado no programa Global Mapper 9.0, e sua manipulação em planilha eletrônica Excel.

Na primeira etapa, com auxílio da manipulação do MDE e da base de declividade, foram identificadas e definidas, visualmente, as feições denominadas frentes de montanha dentro de cada sub-bacia hidrográfica. Para cada feição, foram delimitados dois segmentos vetoriais. Primeiramente, foi traçada, por edição vetorial, cada feição na sua forma retilínea (*Ls*), de acordo com sua conformidade geral no terreno. Na seqüência, foi criado outro plano de informação vetorial, onde foi traçada a mesma feição, porém respeitando a sinuosidade existente da encosta (*Lmf*), revelada visualmente por fortes rupturas de declividade na base.

A informação de extensão (m) dos segmentos de *Ls* e *Lmf* foi exportada para uma planilha eletrônica, onde a Equação 3.5 (ver no item 3.1.2.3.5) foi aplicada para cada sub-bacia hidrográfica.

5.3.6 Índice de atividade tectônica relativa (*Iat*)

Para aplicação deste índice, foram combinadas as informações dos índices morfométricos utilizando-se planilha Excel. Através da obtenção do valor de categorias de intensidade tectônica (Cit - 1=alta; 2=média; 3=baixa) definida em cada índice, foi obtida a média do valor de Cit para cada sub-bacia hidrográfica. Para cada média do Cit, foi definida uma classe. Cada classe foi enquadrada na proposição de El Hamdouni et al. (2008), ou seja, cada classe enquadra-se em quatro níveis de atividade tectônica relativa (*Iat*) (ver item 3.1.2.3.6).

5.4 Trabalho de campo

Os registros de campo se restringiram à elaboração de croquis, registro fotográfico e descrição das morfologias do terreno em diferentes pontos da área de estudo. Também foram obtidos registros, em afloramentos (p.e., corte de estradas, área de mineração e falésias), de feições relacionadas com deformação tectônica.

6 RESULTADOS

Neste capítulo, serão descritos os resultados referentes ao mapeamento de lineamentos morfoestruturais, bem como ao estudo comparativo entre os produtos do MDE-SRTM e ALOS PALSAR. Também estão descritos os dados referentes à análise qualitativa e quantitativa da rede de drenagem, que associados aos lineamentos morfoestruturais e aos registros de campo, indicam influência da atividade tectônica na evolução do relevo da área de estudo.

6.1 Lineamentos morfoestruturais

Este item objetiva a apresentação dos resultados referentes à caracterização dos lineamentos morfoestruturais, que foi feita com base no mapa de lineamentos, no mapa de compartimentos morfoestruturais, nos dados direcionais referentes aos lineamentos morfoestruturais definidos com base nos dados do MDE-SRTM, e na avaliação comparativa dos produtos do SRTM e PALSAR. Dada a recente disponibilização deste último produto, uma parte importante do presente estudo foi a condução de sua análise comparativa com dados derivados do SRTM, visando a caracterização morfoestrutural da área de estudo. Como será melhor discutido na seqüência deste trabalho, o primeiro dado foi identificado como o mais eficiente no realce dos lineamentos morfoestruturais, tendo sido, portanto, estabelecido como o insumo para o mapa final apresentado neste estudo. Vale ressaltar que dados ópticos não foram incluídos neste estudo, uma vez que a análise preliminar de imagens Landsat TM-5 mostraram-se significativamente menos eficiente na identificação de lineamentos relativamente ao SRTM. As principais limitações do dado óptico foram decorrentes de elementos relacionados à geometria de iluminação no momento de obtenção das imagens e da expressiva interferência de feições lineares ligadas com a ocupação do solo (ANDRADES FILHO; FONSECA, 2009).

6.1.1 Lineamentos morfoestruturais extraídos do MDE-SRTM

Os produtos geomorfométricos de orientação de vertentes (Figura 6.1-A) e curvatura horizontal (Figura 6.1-B) foram eficientes na extração de lineamentos morfoestruturais, considerando-se tanto baixos como altos topográficos (Figura 6.2). Na porção oeste,

com domínio de rochas do embasamento cristalino, identificou-se três compartimentos morfoestruturais, sendo um deles descontínuo espacialmente. Já na porção leste, onde há domínio de rochas sedimentares da Bacia Paraíba, foram delimitados seis compartimentos, sendo três deles descontínuos no terreno (Figura 6.2).

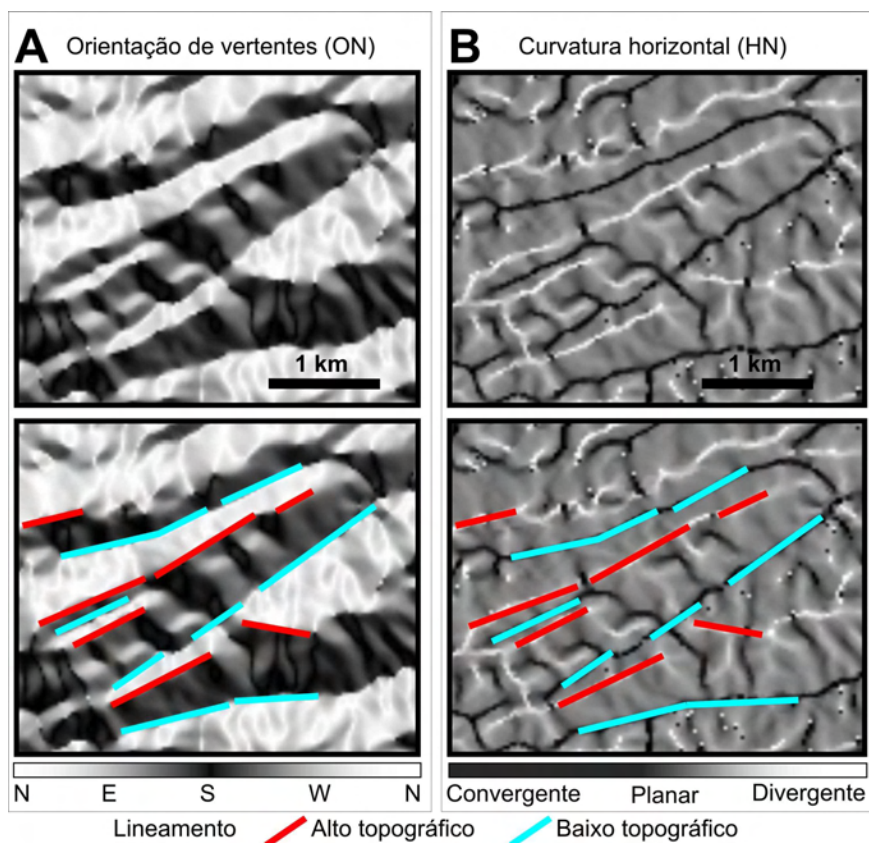


Figura 6.1 - Exemplos de lineamentos morfoestruturais de expressão em baixos e altos topográficos.

A – dados de orientação de vertentes. B – dados de curvatura horizontal.

De acordo com a espacialização dos lineamentos morfoestruturais, fica evidente o maior volume de elementos vetoriais na porção oeste da área, correspondente a terrenos geologicamente mais antigos. Na porção leste, a ocorrência de lineamentos é mais esparsa relativamente à porção oeste, principalmente a nordeste desse setor. Isto é bem representado no mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais (Figura 6.3), que apresenta a variação da expressão destas feições a partir de seis classes de densidade entre 0,01 a 2,4 km/km². De forma absoluta, o valor de densidade de lineamentos morfoestruturais para toda área de estudo é de 1,05 km/km², sendo que a porção oeste

apresentou valor em torno de 1,36 km/km². Para a porção leste, este valor é de 0,77 km/km², ou seja, próximo à metade do valor de densidade obtido na porção oeste.

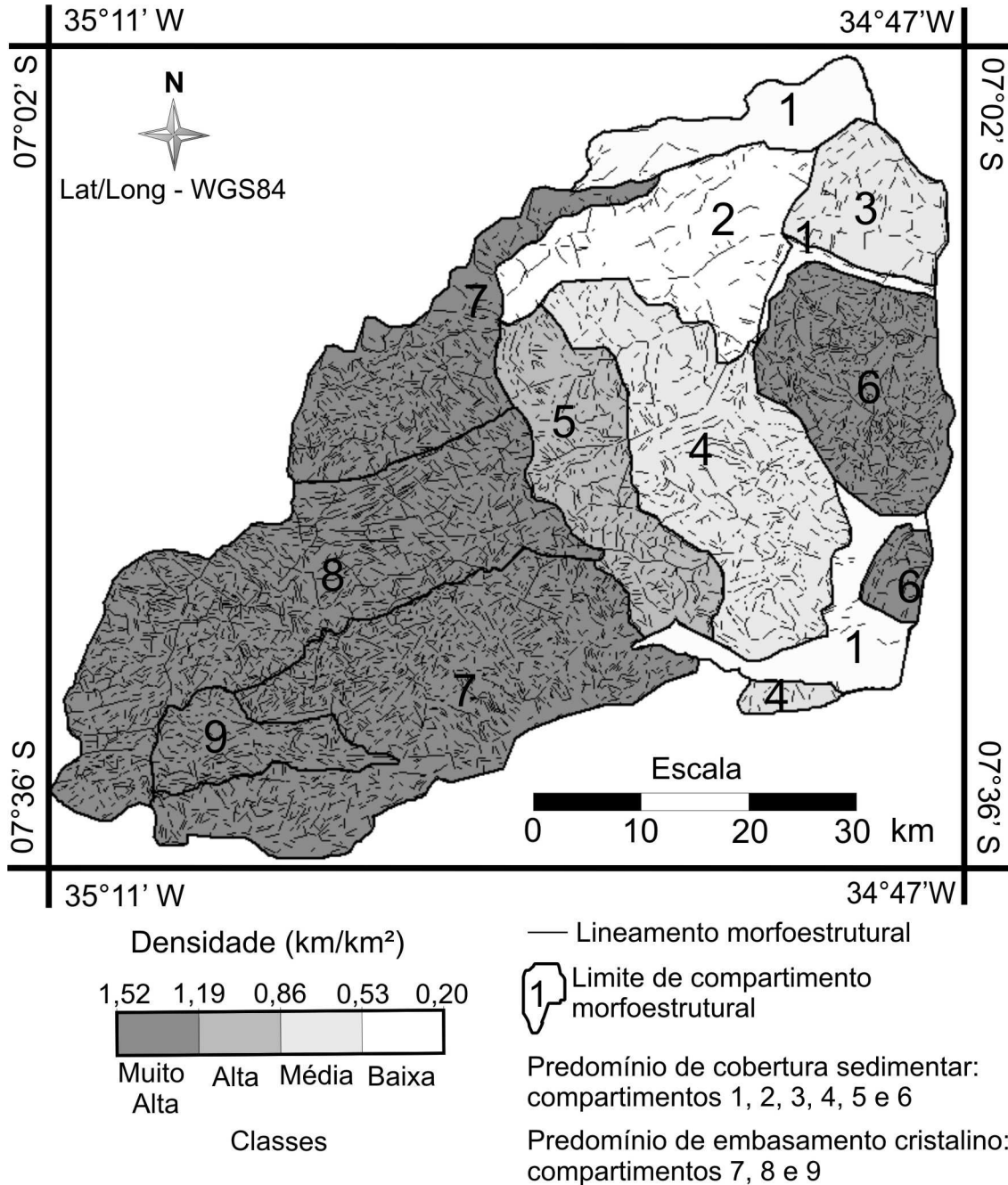


Figura 6.2 - Lineamentos morfoestruturais, classes de densidade e compartimentos morfoestruturais da área de estudo.

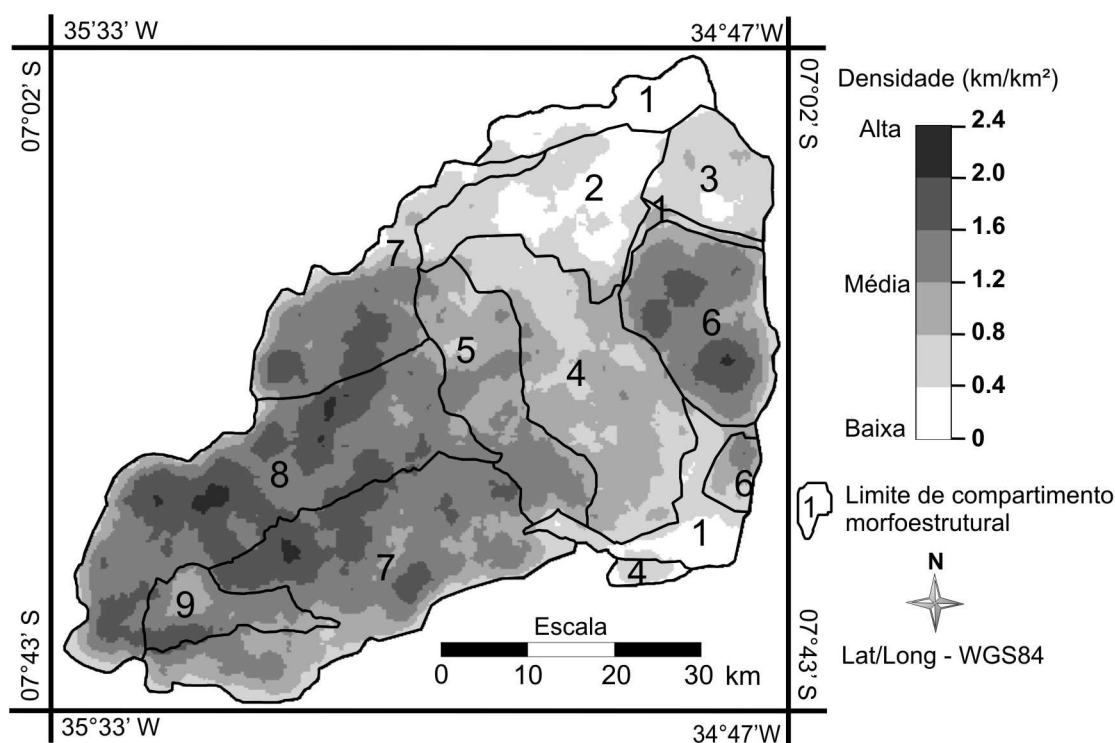


Figura 6.3 - Mapa de densidade de lineamentos morfoestruturais para a área de estudo.

O valor absoluto da densidade de lineamentos morfoestruturais obtido para cada compartimento morfoestrutural (Tabela 6.1) indica diferenças significativas entre os compartimentos, condizente com a setorização proposta. A partir da amplitude dos valores, foram distinguidas quatro classes de densidade de lineamentos morfoestruturais: baixa, média, alta e muito alta. Coerentemente, o valor de densidade para toda área de estudo ($1,05 \text{ km/km}^2$) distinguiu entre os compartimentos de densidade média e baixa em relação aos compartimentos de densidade alta e muito alta (Figura 6.2). Os compartimentos com densidade média e baixa encontram-se exclusivamente na porção com predomínio de coberturas sedimentares. Já os compartimentos de maior densidade ocorrem, em sua maioria, em área com predomínio do embasamento cristalino, exceto no caso dos compartimentos 5 e 6. Este último, que ocupa a maior parte da faixa costeira da área de estudo, apresenta o segundo maior valor de densidade de lineamentos morfoestruturais. Ou seja, as feições morfoestruturais possuem maior representatividade, em volume, que a maior parte da porção oeste. Portanto, a porção leste da área de estudo possui variação espacial de densidade de lineamentos morfoestruturais mais complexa em relação à sua porção oeste.

Tabela 6.1 - Valores de densidade de lineamentos morfoestruturais, em ordem decrescente e por compartimento morfoestrutural.

Compartimento	Densidade (km/km²)	Classe de densidade
8	1,52	Muito Alta
6	1,35	Muito Alta
9	1,30	Muito Alta
7	1,26	Muito Alta
5	1,17	Alta
4	0,76	Média
3	0,59	Média
2	0,37	Baixa
1	0,20	Baixa

Numa observação voltada à espacialização dos lineamentos morfoestruturais da porção leste da área de estudo, é revelada forte heterogeneidade dos valores de densidade (Figura 6.3). Nos setores norte e sul, a densidade de lineamentos é expressivamente menor do que no setor central, enquanto que nas faixas leste e oeste do setor central, a densidade de lineamentos é maior. De acordo com a disposição espacial, a menor densidade ocorre no compartimento 1, representado em três sub-compartimentos espacialmente descontínuos de baixas altimetrias (Figura 6.3). Os compartimentos 2 e 3 também apresentam densidade baixa, porém, em terreno de altimetria relativamente maior. Os compartimentos 4, 5 e 6, com maior densidade (Tabela 6.1), caracterizam-se por relevo mais acentuado e heterogêneo, revelado por variações altimétricas maiores que os demais compartimentos (Figura 6.3).

Com relação ao direcionamento dos lineamentos morfoestruturais, os diagramas em roseta indicam correspondências e divergências entre as porções oeste e leste (Figura 6.4). A maior semelhança está na forte ocorrência de lineamentos de direção E – W em ambas as áreas, tanto relativo à frequência, como ao comprimento absoluto. A maior divergência é em relação à evidente direção N – S de lineamentos morfoestruturais na porção leste, condição inversa à porção do embasamento, onde este conjunto direcional é o menos expressivo. As direções NE – SW e NW – SE possuem representatividade

semelhante nas duas porções do terreno, com relevância maior na porção com predomínio da cobertura sedimentar. Em relação ao montante da área de estudo, prevalecem as feições com orientação E – W, em segundo plano NE – SW e NW – SE e, com menor representatividade, N – S. Um aspecto relevante associado à densidade de lineamentos morfoestruturais e aos diagramas em rosetas para a área total (Figura 6.4) diz respeito à forte preponderância das tendências direcionais da porção oeste no diagrama em rosetas total (Figura 6.4-A e C). Portanto, esta evidência está associada, em parte, à quantidade e comprimento de lineamentos morfoestruturais da porção oeste, aproximadamente 1,5 vezes maior que na porção leste.

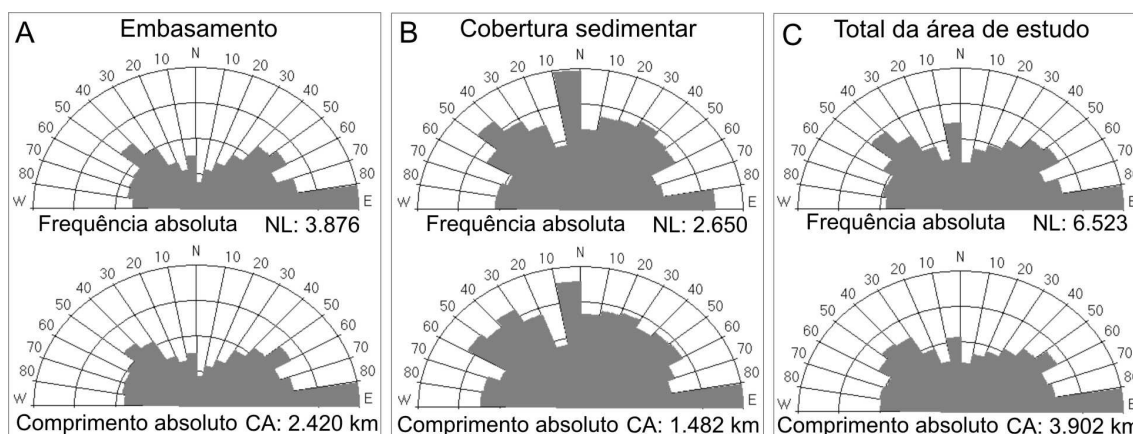


Figura 6.4 - Diagramas em roseta derivados do direcionamento dos lineamentos morfoestruturais da área de estudo (A a C).

Os dados direcionais correspondentes a cada compartimento representam o condicionamento morfoestrutural da área com maior detalhe. De modo geral, os diagramas por frequência e comprimento absoluto mostram direcionamentos semelhantes (Figura 6.5). Assim, em termos de representatividade, são observados quatro grandes sistemas direcionais. O primeiro, e mais evidente, são os de direção E – W. Os demais sistemas, em grau de representatividade semelhante, são os de direção NE – SW e NW – SE, e por fim, os de direções N – S.

Os compartimentos 7, 8 e 9, que ocorrem na área do embasamento cristalino, possuem forte predominância de lineamentos na direção E – W (Figura 6.5-G, H e I), sendo que os compartimentos 8 e 9 mostram outras tendências com baixíssima representatividade. Quantitativamente, o número de lineamentos entre 70° e 90° (E – W a ENE – WSW e

WNW – ESE) nos compartimentos 8 e 9 representa, respectivamente, mais de 33% e 47% da frequência total nestes compartimentos.

Um elemento importante a ser considerado é que todos os compartimentos morfoestruturais da área de estudo apresentam grande ocorrência de lineamentos nas orientações E – W e direções aproximadas, com exceção dos compartimentos 2 e 3.

Os sistemas direcionais de orientação NE – SW e NW – SE possuem representatividade significativa em todos os compartimentos, exceto no 8 e 9 (Figura 6.5). Prevalece a tendência NE – SW nos compartimentos 1, 2, 3 e 6, mais próximos à faixa costeira, e NW – SE nos compartimentos 4 e 5, sendo que o compartimento 7 apresenta expressão semelhante deste conjunto direcional, apesar de já se encontrar no setor com predominância de rochas do embasamento cristalino. Excluindo a maior tendência de orientações E – W do compartimento 5 (Figura 6.5-E), este compartimento possui semelhança expressiva com o compartimento 4 (Figura 6.5-D), adjacente à leste (Figura 6.5).

Como já mencionado anteriormente, o sistema N – S tem ocorrência importante nos compartimentos da porção leste, com exceção do compartimento 1, que possui pouca expressão absoluta desses lineamentos. Os compartimentos 3 e 6, com maior ocorrência de lineamentos N – S, apresentam disposição espacial semelhantes, pois se encontram no extremo leste da área, em contato com o Oceano Atlântico.

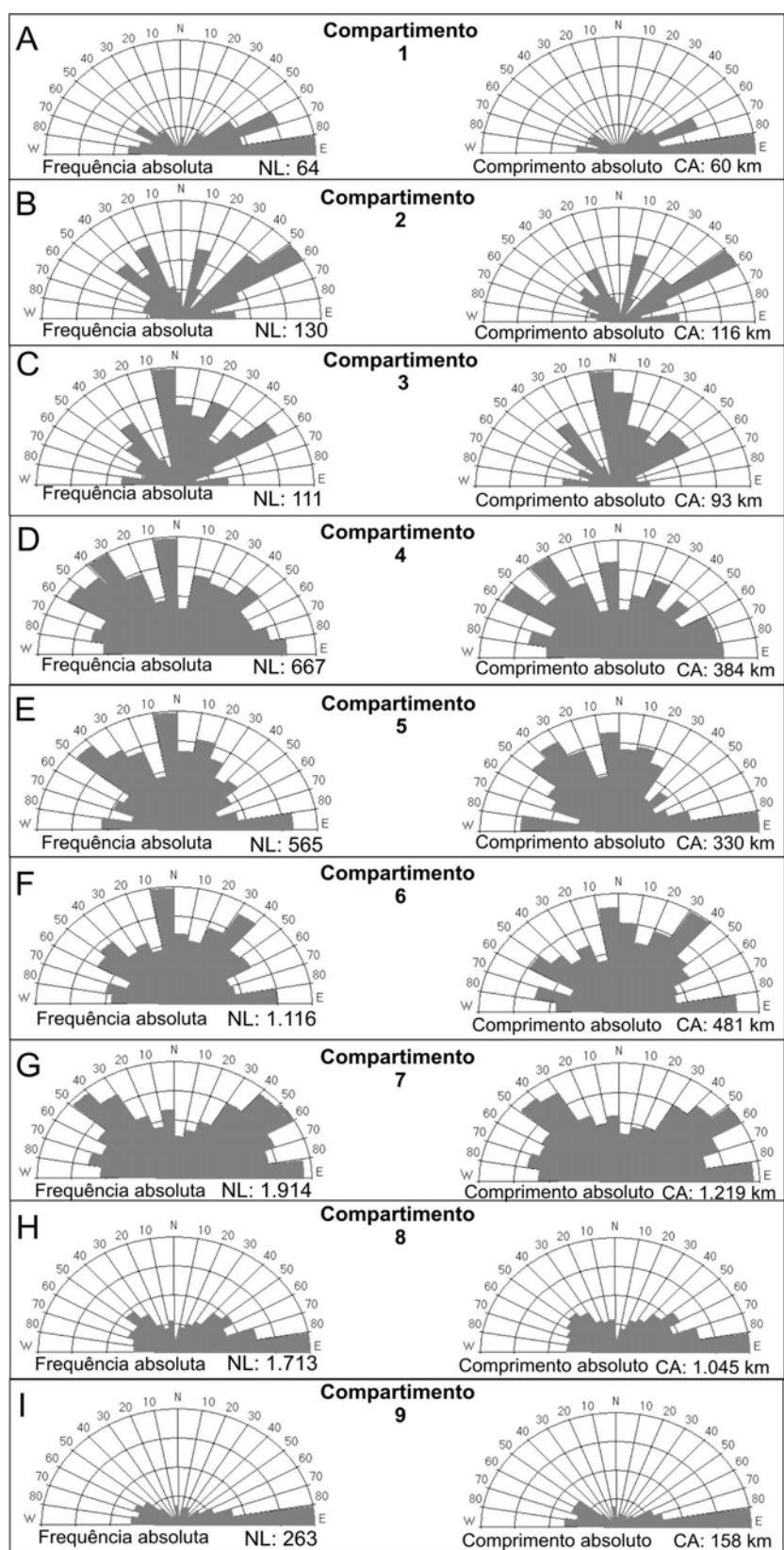


Figura 6.5 - Diagramas em roseta (A – I) com orientação dos lineamentos morfoestruturais correspondentes aos compartimentos definidos na área de estudo, considerando-se frequência e comprimento absoluto.

6.1.2 Lineamentos morfoestruturais extraídos dos dados ALOS-PALSAR e sua comparação com MDE-SRTM

A extração de lineamentos morfoestruturais utilizando-se produtos PALSAR foi feita para nove setores da área de estudo, representativos dos compartimentos morfotectônicos mapeados com os dados SRTM. Dentre estes, cinco correspondem à porção do terreno com predomínio de rochas do embasamento, e quatro a áreas de predomínio da cobertura sedimentar (Figura 6.6).

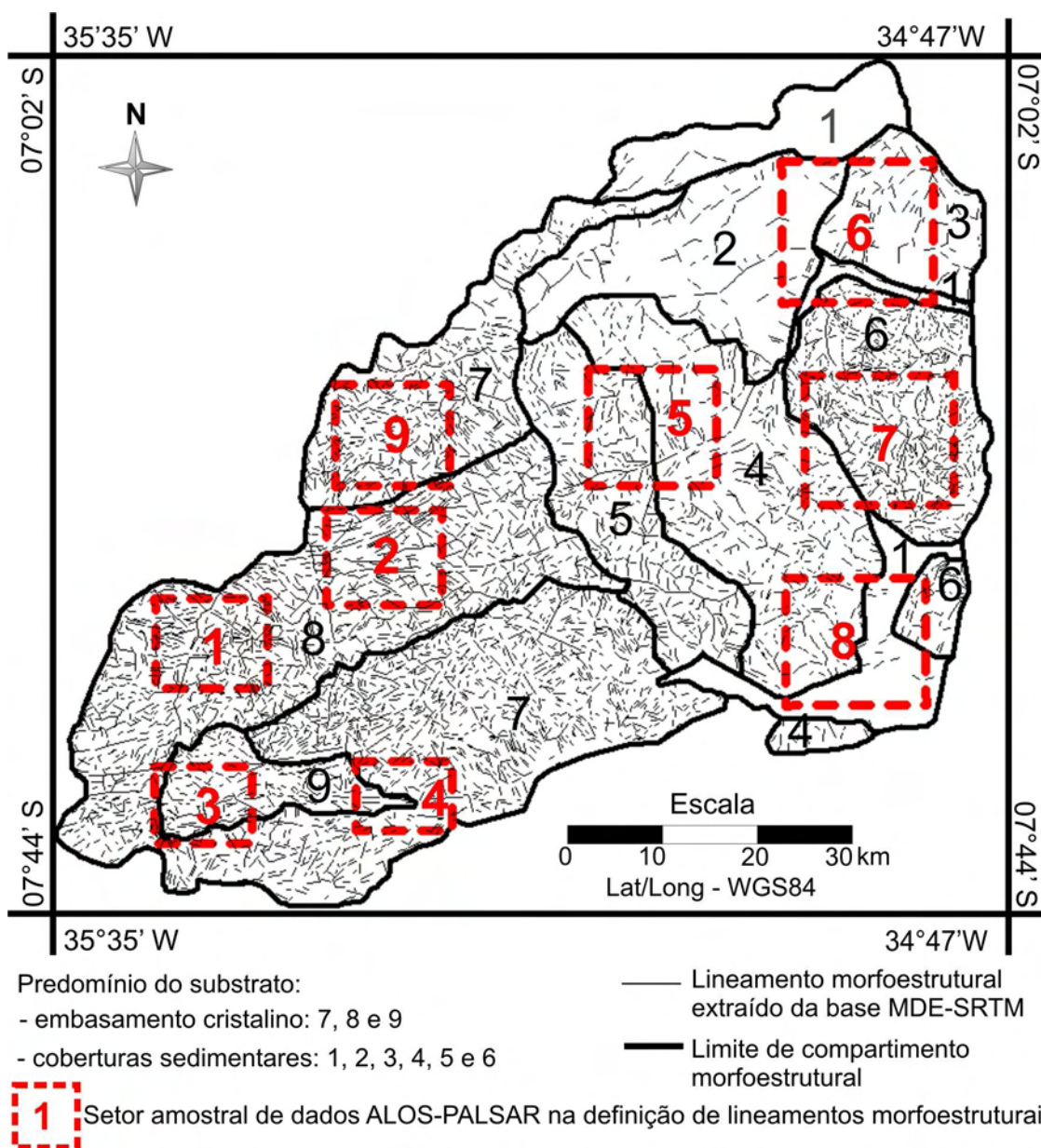


Figura 6.6 - Setores estabelecidos para definição de lineamentos morfoestruturais com produtos PALSAR.

Foram identificados diversos setores nas imagens com distorções geométricas de sombra (i.e., *shadow*) e inversão de relevo (i.e., *layover*), devidas ao ângulo de incidência de 34,3° do sistema radar no momento da obtenção das imagens. De maneira geral, os efeitos de sombra favoreceram a identificação de feições lineares. A operação de contraste linear (Figura 6.7-A e C) amplificou o contraste dos alvos na superfície do terreno. A operação de contraste negativa (Figura 6.7-B e D) auxiliou na visualização de feições sob efeito de inversão de relevo.

Uma importante observação derivada da comparação feita entre os lineamentos morfoestruturais extraídos de produtos SRTM e PALSAR é que, neste último dado, há ocorrência reduzida de lineamentos morfoestruturais com tendência à orientação E – W. Em contrapartida, as morfoestruturas com orientação N – S, NW – SE, NE – SW tiveram expressiva ocorrência nestes produtos, assemelhando-se aos resultados obtidos com o SRTM.

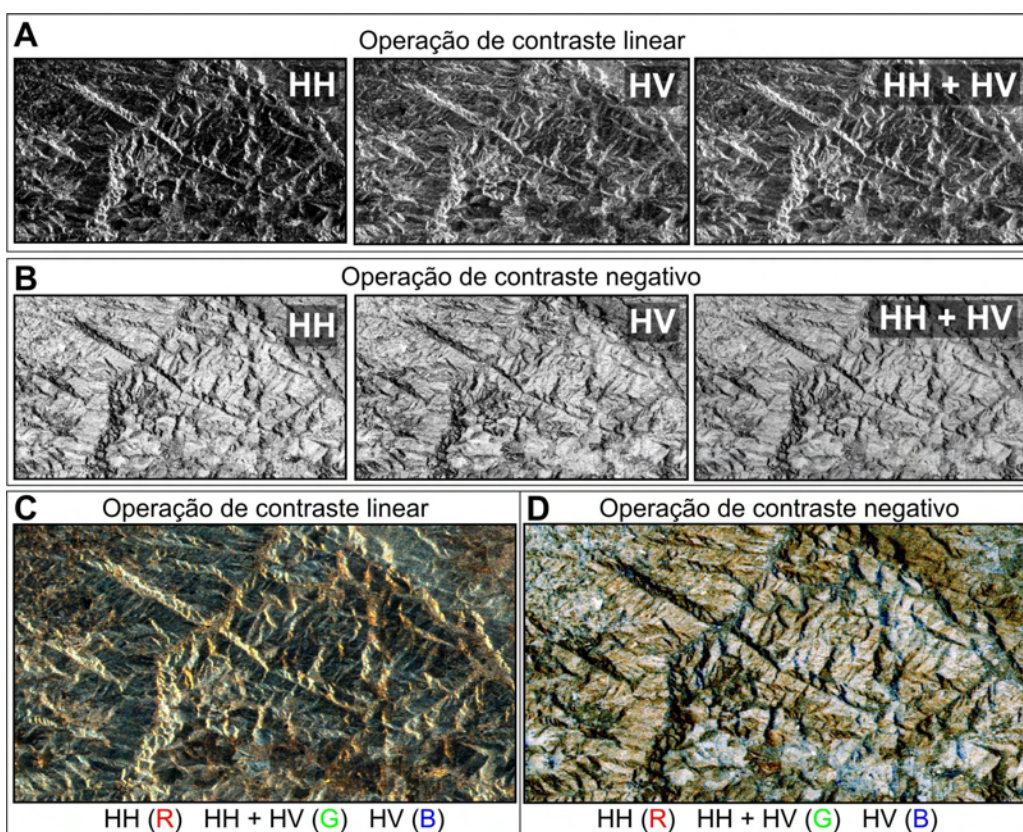


Figura 6.7 - Imagens PALSAR.

A – representação, após a aplicação da operação de contraste linear.
 B – representação, após a operação de contraste negativa. C e D – composições coloridas RGB a partir das combinações das polarizações HH e HV e imagem subproduto HH + HV.

A partir dos nove setores amostrais, os lineamentos morfoestruturais foram extraídos manualmente utilizando as combinações de imagens produto PALSAR escolhidas, e os produtos de orientação de vertentes e curvatura horizontal, gerados a partir do SRTM. Cada setor está apresentado, conforme exemplo da Figura 6.8, com uma imagem representativa dos dados PALSAR e SRTM, bem como com os lineamentos morfoestruturais e a densidade de lineamentos.

A análise geral dos nove setores levou à constatação de que mais do que o dobro do número de lineamentos morfoestruturais pode ser extraído com produtos SRTM relativamente aos dados PALSAR. Em relação ao comprimento total das feições, esta diferença aumenta, tendo sido extraídos mais de 1.000 km de segmentos com os produtos obtidos pelo SRTM, e somente menos de 400 km com PALSAR (Figura 6.17).

Analisando-se os resultados por setores individuais, pode-se concluir que no setor 1, (Figura 6.8), a densidade de lineamentos morfoestruturais definidos com dados SRTM é maior relativo aos dados PALSAR. No entanto, há concordância na identificação de lineamentos entre os produtos, no que diz respeito às feições morfoestruturais de maior expressão associadas ao pronunciado relevo desse setor. Discordâncias consistem em segmentos menores de lineamentos (Figura 6.8-C e D) pouco expressivos nos produtos PALSAR. Os segmentos menores contribuíram para que os diagramas em roseta revelassem distinção entre os produtos das duas fontes de dados (Figura 6.17-A). Os diagramas indicam que há poucos lineamentos na orientação E – W extraídos com dados PALSAR, e se destacam as feições com orientação NE e NW. Já o produto do SRTM expressa predominantemente as orientações E – W e, em segundo plano, as orientações NW e NE.

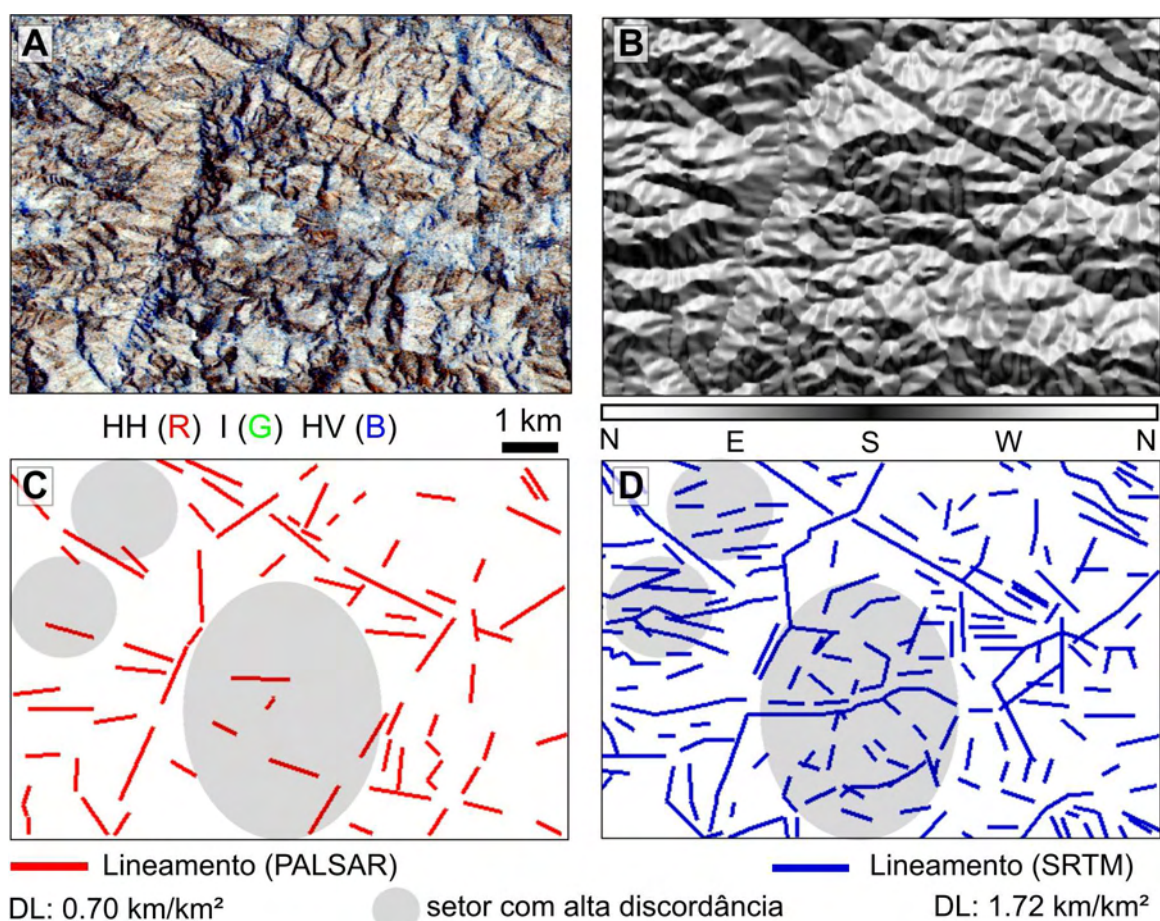


Figura 6.8 - Lineamentos do setor 1.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

O setor 2, na porção central da área de estudo (Figura 6.9), apresenta maiores discordâncias no mapeamento em relação ao setor 1, apesar destes setores serem também representativos de rochas do embasamento cristalino e ocorrem em um mesmo compartimento morfoestrutural. Os lineamentos morfoestruturais definidos com base nos produtos do SRTM apresentaram densidade três vezes maior em relação ao produto do PALSAR. Esta diferença é revelada pela alta discordância em três porções do quadrante, onde lineamentos morfoestruturais são praticamente ausentes, considerando produtos PALSAR (Figura 6.9). Locais de maior discordância têm variação reduzida de relevo (Figura 6.9-B), bem como influência de cobertura do solo decorrente de intervenção antrópica, possivelmente culturas agrícolas (Figura 6.9-A). Tais elementos podem ter mascarado as feições morfoestruturais. Com exceção destas áreas, os

produtos revelam equivalência na identificação das feições de maior dimensão na porção central e superior do quadrante, com orientação E – W e WSW – ENE. Neste sentido, as orientações predominantes têm equivalência entre os dois produtos analisados pela observação dos diagramas em roseta (Figura 6.17-B).

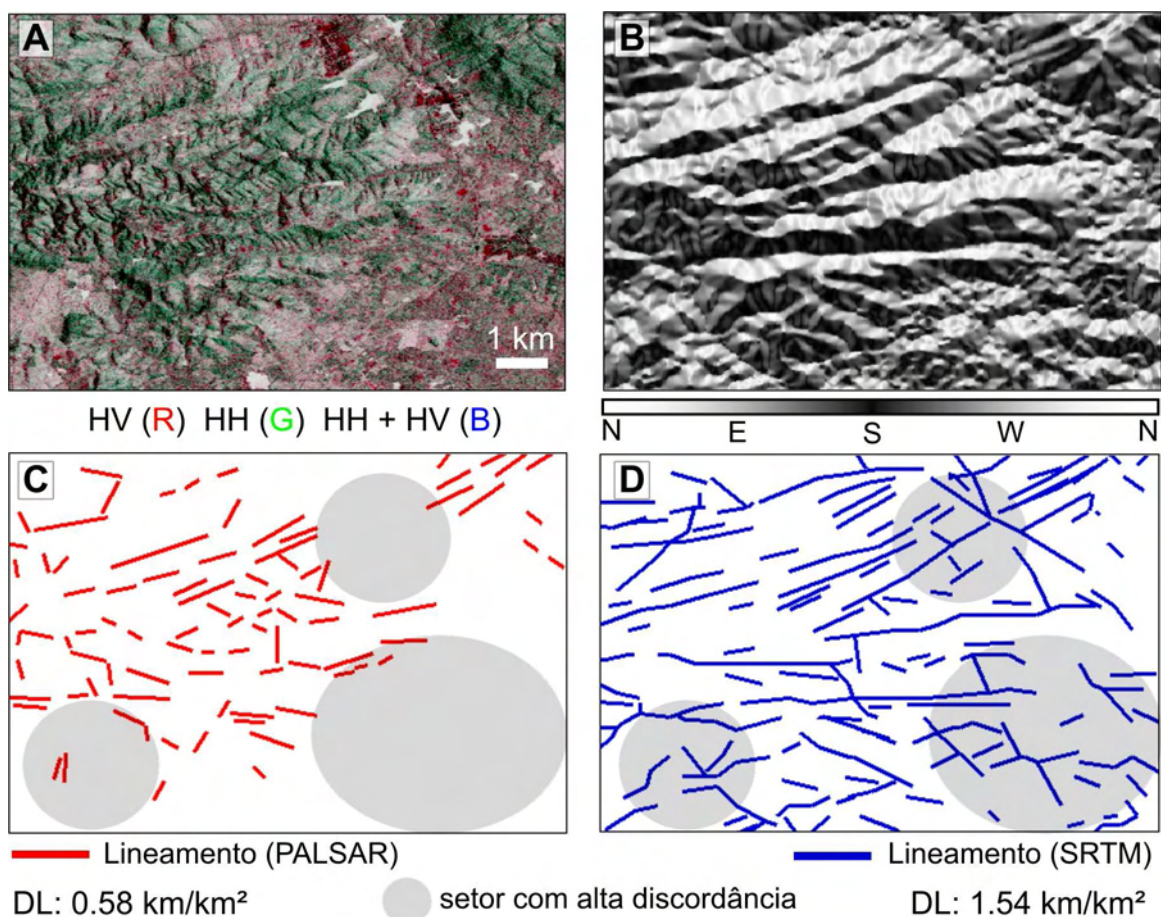


Figura 6.9 - Lineamentos do setor 2.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

O setor 3 encontra-se na porção extremo oeste da área de estudo (Figura 6.10), também em local de ocorrência de rochas do embasamento cristalino. Este setor destaca-se por ser um dos quadrantes com maior equiparidade de densidade de lineamentos morfoestruturais derivados do PALSAR e SRTM. As porções do quadrante com maiores discordâncias de resultados (Figura 6.10-C e D) são os segmentos de orientação E – W, expressos em maior quantidade, nos produtos SRTM. Outra discordância

significante são lineamentos com orientação NE no SRTM, não identificada com o PALSAR. A predominância das feições com orientação E – W no produto MDE-SRTM contrapõe às orientações N – S e NW – SE predominantes extraídos no PALSAR (Figura 6.17-C).

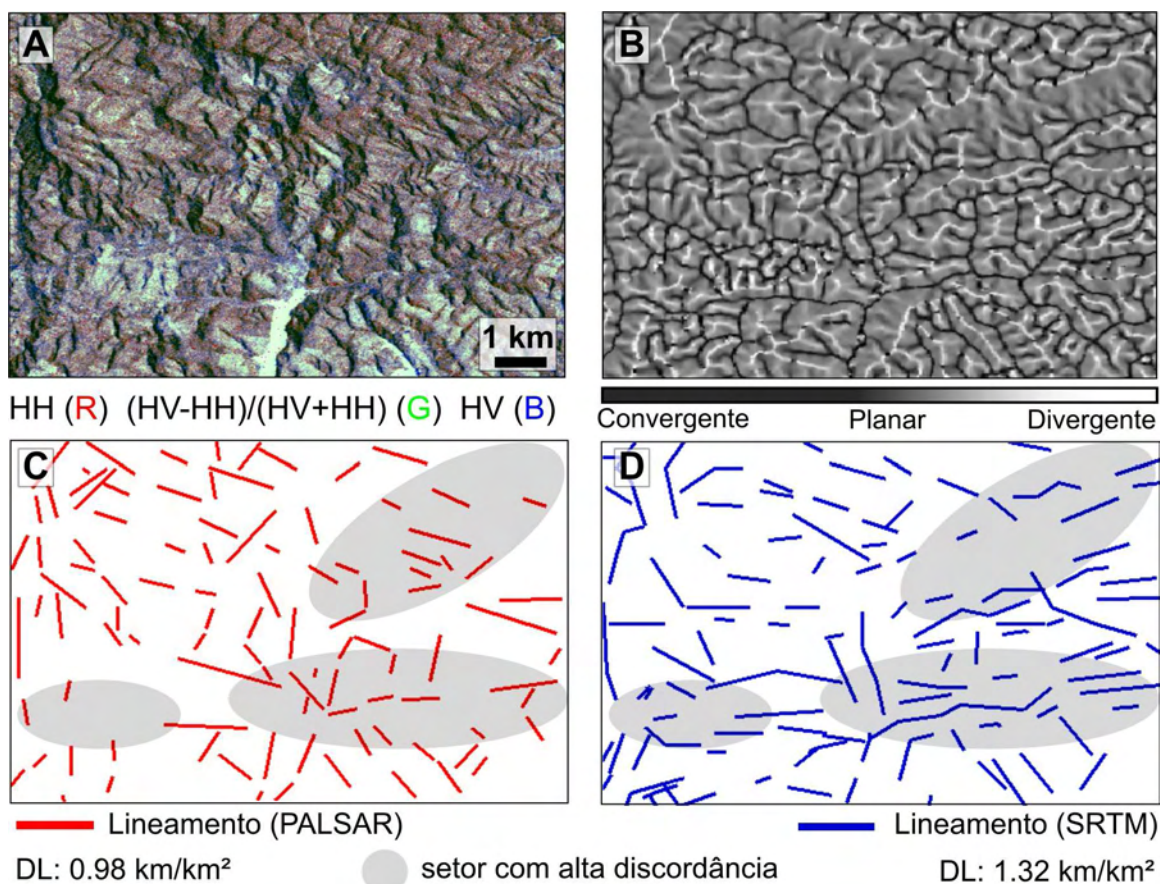


Figura 6.10 - Lineamentos do setor 3.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de curvatura horizontal - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

No setor 4, localizado em área de embasamento cristalino na porção mais ao sul da área de estudo (Figura 6.11), a densidade de lineamentos extraídos com produtos MDE-SRTM equivale ao dobro dos obtidos com o PALSAR. Maior discordância é representada por áreas de lineamentos visíveis no SRTM, que se apresentam com ausência de lineamentos no PALSAR (Figura 6.11-C e D). Na porção central do quadrante, ocorre morfoestrutura de destaque, que apesar de estar identificada sob forma de pequenos segmentos no PALSAR, esta morfoestrutura é evidente no produto

SRTM. Isto ocorre provavelmente devido à orientação E – W da feição, praticamente paralela ao azimute de visada do sensor PALSAR. Em contrapartida, feições de orientação N foram reveladas no PALSAR, provavelmente devido à sua orientação perpendicular em relação ao azimute de visada. De modo geral, a orientação E – W é predominante no produto SRTM, porém divide relevância com as orientações NE e NW revelada no produto PALSAR (Figura 6.17-D).

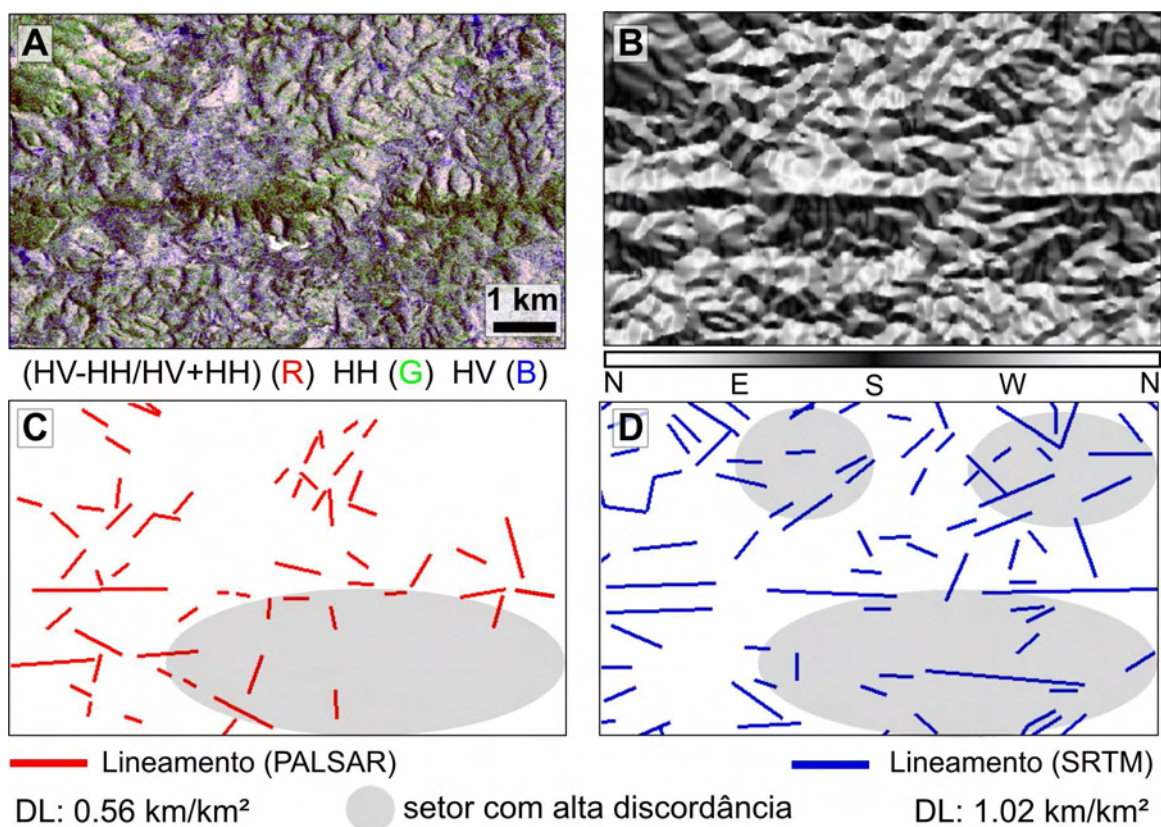


Figura 6.11 - Lineamentos do setor 4.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

No setor 5, localizado em área de depósito sedimentar, os produtos SRTM revelaram maior densidade de lineamentos morfoestruturais em relação ao PALSAR. Numa análise geral, este quadrante tem maior detalhamento das feições nos produtos SRTM, porém, praticamente todas as feições mostram equivalência no PALSAR, embora com menor detalhe. A maior parte das discordâncias é expressa pela ausência de feições de orientação E – W nos dados PALSAR, em relação aos produtos do SRTM (Figura 6.12-

C e D). No setor superior do quadrante, segmentos definidos nestes produtos não foram identificados no PALSAR, provavelmente devido à presença de elementos antrópicos na cobertura do solo (Figura 6.12-A), marcadas por feições com aspecto geométrico, que ocorrem também em outras porções do quadrante. Com exceção das feições de orientação E – W reveladas nos produtos do SRTM, as orientações predominantes são semelhantes entre os lineamentos morfoestruturais identificados nos dois produtos (Figura 6.17-E).

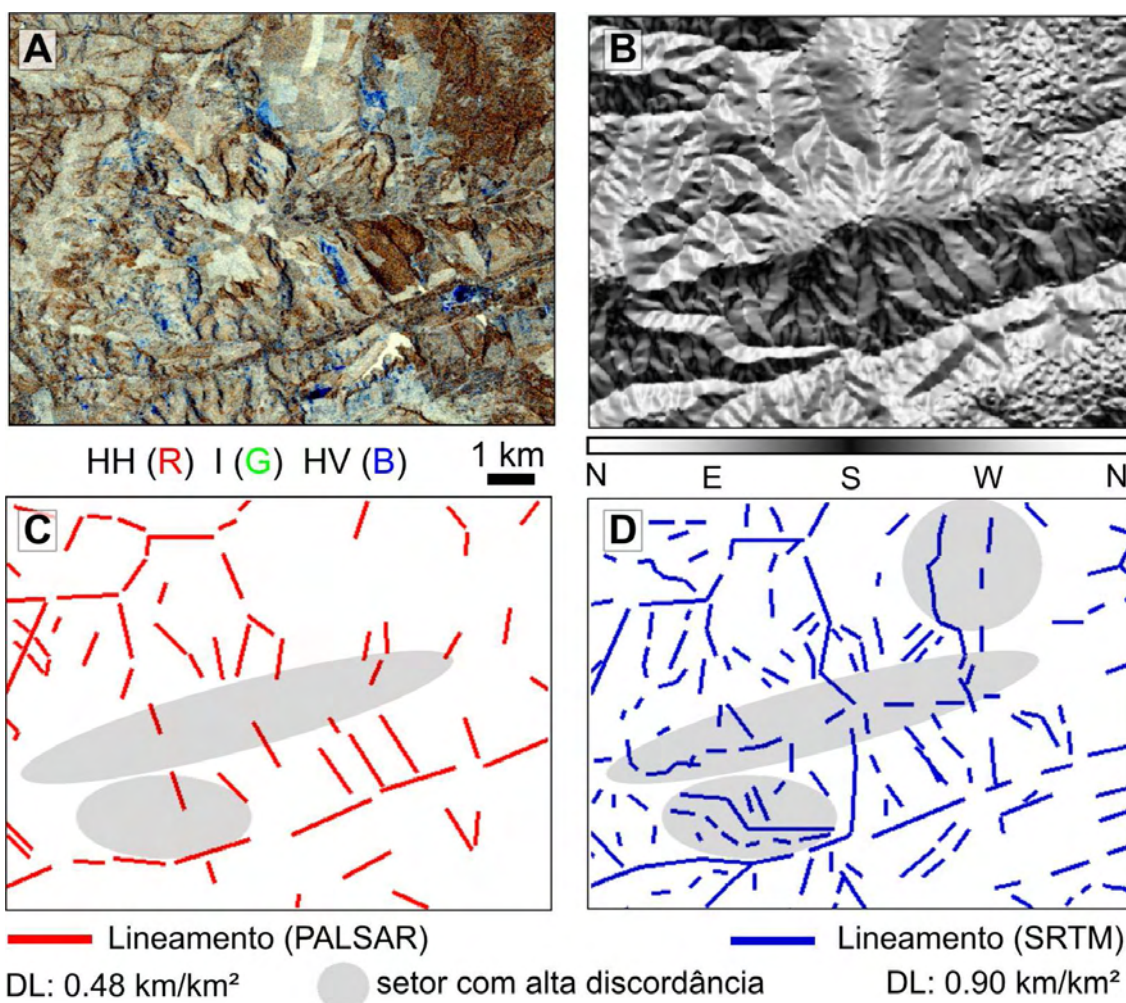


Figura 6.12 - Lineamentos do setor 5.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

O setor 6 encontra-se em área com predomínio de cobertura sedimentar (Figura 6.13), onde a discrepância na densidade de lineamentos morfoestruturais é expressiva

comparando-se os dois produtos analisados. Áreas de concordância ocorrem apenas na porção inferior do quadrante (Figura 6.13). A reduzida expressão de lineamentos morfoestruturais derivados do PALSAR pode ser explicada pela grande quantidade de elementos antrópicos neste setor. Estes elementos são revelados pela textura e forma geométrica de alvos na imagem, indicativas de áreas urbanas e culturas agrícolas (Figura 6.13-A), que podem ter mascarado as feições morfoestruturais. A orientação predominante das feições é NE – SW no produto MDE-SRTM e, de menor relevância, NW – SE no produto ALOS-PALSAR (Figura 6.17-F).

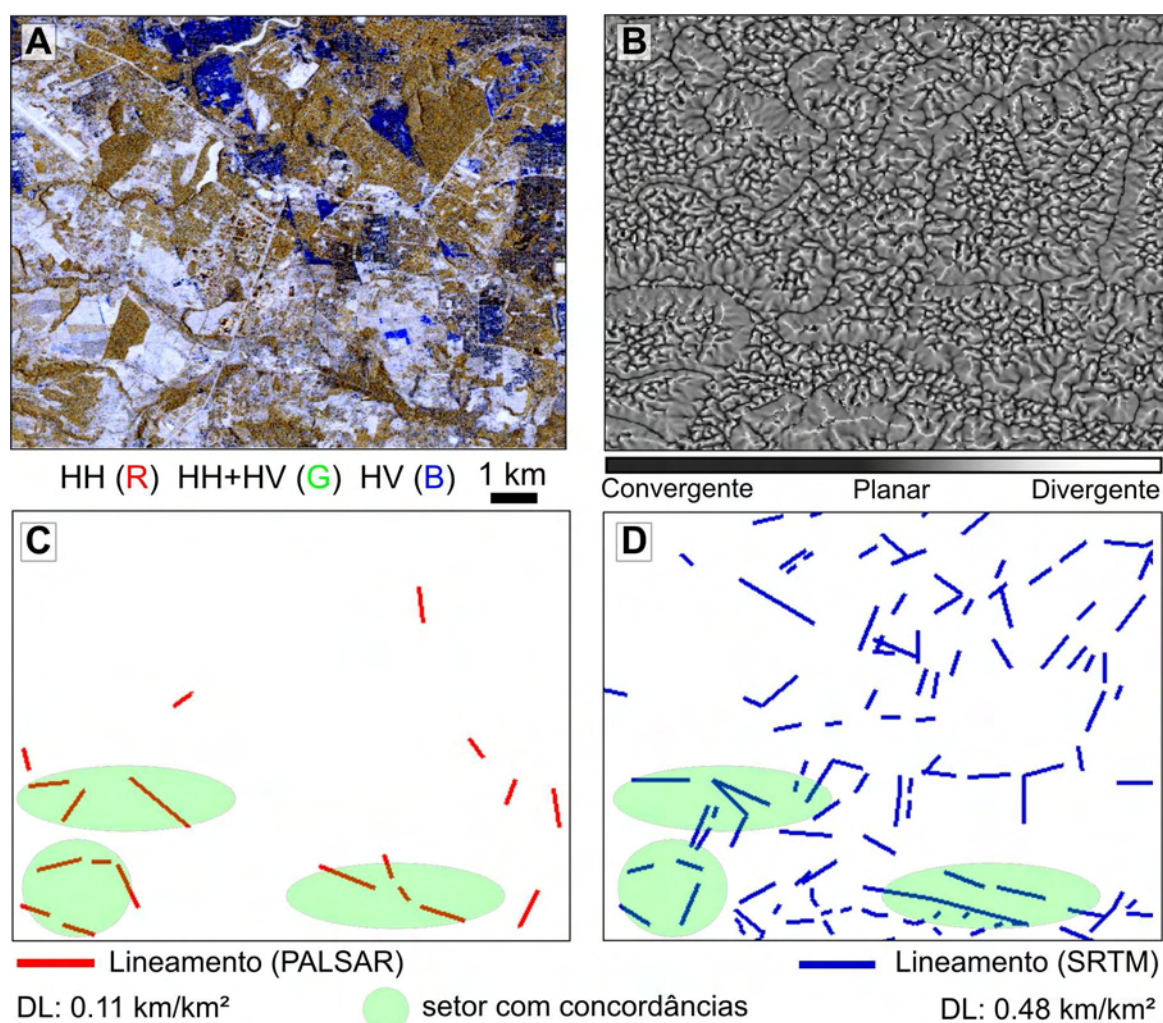


Figura 6.13 - Lineamentos do setor 6.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de curvatura horizontal - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

O setor 7 está presente em área com domínio de cobertura sedimentar (Figura 6.14), e é um dos que têm maior diferença na densidade de lineamentos comparando-se os produtos analisados. Somente morfoestruturas de grandes dimensões foram identificadas em ambos os produtos (Figura 6.14-C e D). Neste setor, também são identificados elementos possivelmente antrópicos na cobertura do solo, responsáveis pelo forte contraste de diversos alvos na imagem PALSAR, mascarando feições do relevo. Em relação às orientações predominantes, os dois produtos apresentam alta concordância de lineamentos morfoestruturais apenas na direção NW – SE (Figura 6.17-G).

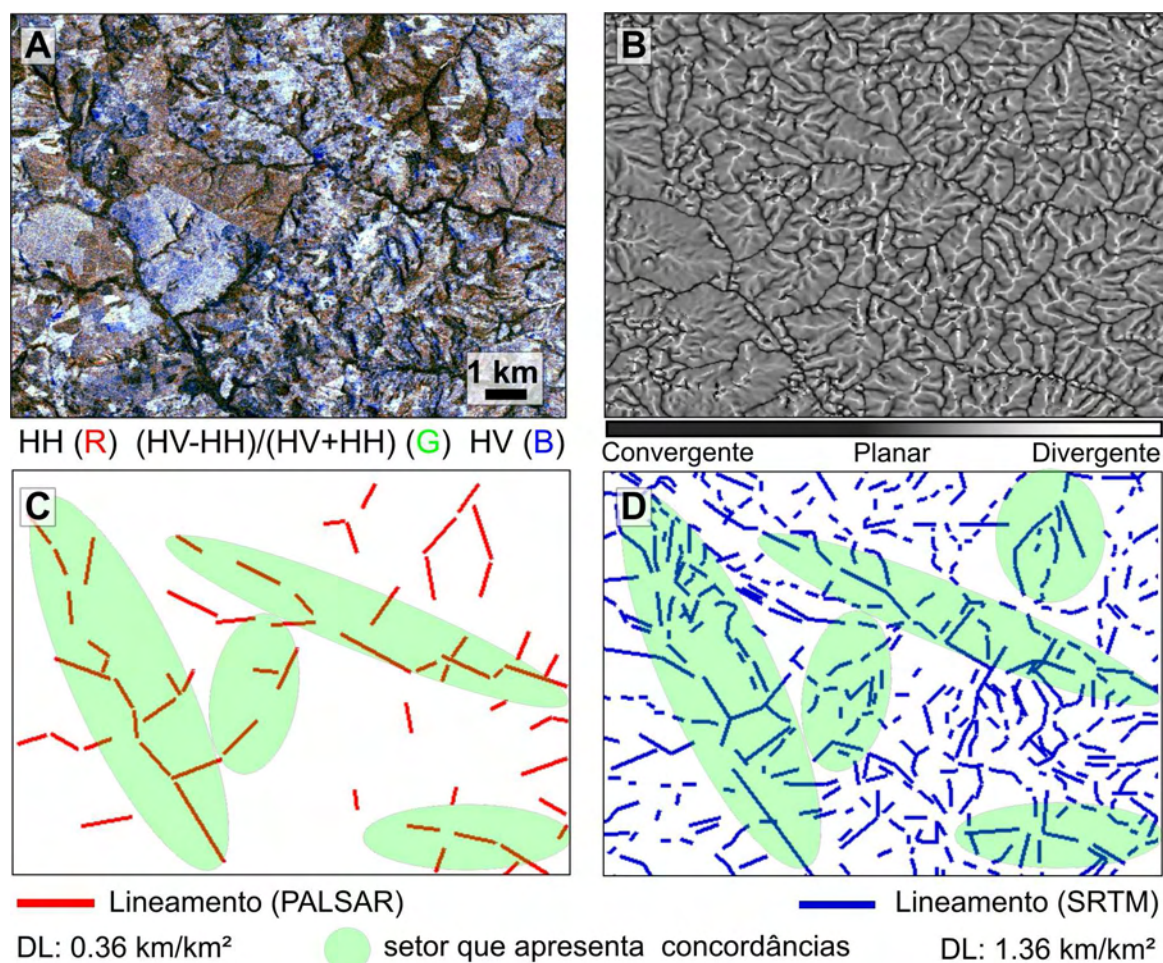


Figura 6.14 - Lineamentos do setor 7.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de curvatura horizontal - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

Similarmente aos setores 5 a 7, o setor 8 está localizado em área de ocorrência de depósitos sedimentares (Figura 6.15). Este setor revela baixa densidade de lineamentos nos dois produtos, porém esta é ainda menor no PALSAR. Algumas porções do quadrante são concordantes nos dois produtos (Figura 6.15-C e D), no entanto, lineamentos não foram observados na porção central do quadrante com base no PALSAR. Em contrapartida, devido às concordâncias entre feições de expressiva dimensão, a orientação predominante dos lineamentos morfoestruturais é semelhante nas duas fontes de dados analisados (Figura 6.17-H).

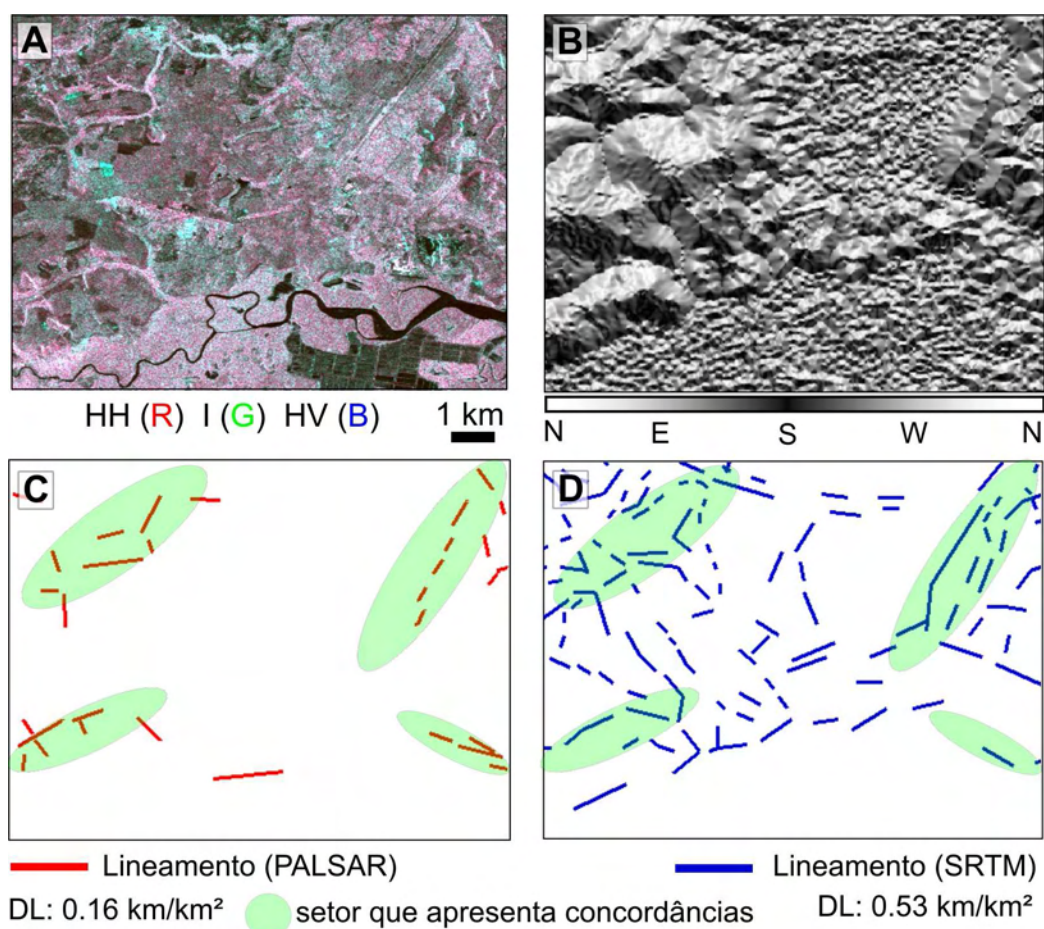


Figura 6.15 - Lineamentos do setor 8.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

O setor 9 está localizado em área de embasamento cristalino (Figura 6.16). É o setor com maior discrepância de densidade de lineamentos morfoestruturais definidos nos

produtos analisados (Figura 6.16-C e D). Neste setor, o PALSAR revelou presença expressiva de alvos de textura e forma de elementos de origem antrópica, principalmente culturas agrícolas. Este tipo de cobertura do solo praticamente impossibilitou a identificação de lineamentos morfoestruturais, revelados apenas por segmentos na porção superior do quadrante, enquanto houve alta densidade de lineamentos mapeados no produto comparado. A orientação NW – SE dos segmentos extraídos neste tipo de imagem concorda com os produtos SRTM, porém os lineamentos morfoestruturais extraídos com estes são expressivos também nas orientações NE – SW e E – W (Figura 6.17-I).

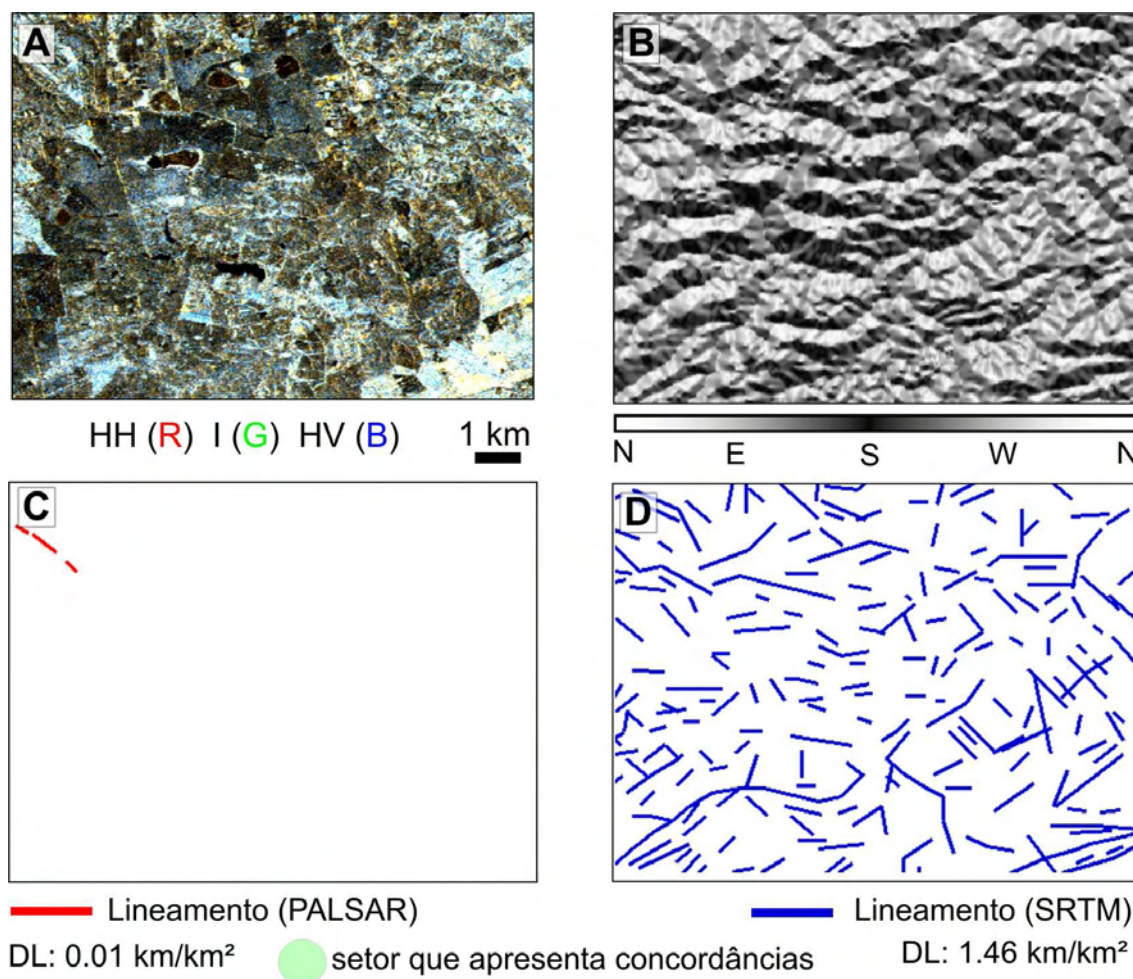


Figura 6.16 - Lineamentos do setor 9.

A – composição RGB de imagem PALSAR. B – imagem derivada de orientação de vertentes - SRTM. C e D – mapas de lineamentos morfoestruturais (PALSAR e SRTM, respectivamente) (DL = densidade de lineamentos para o quadrante analisado).

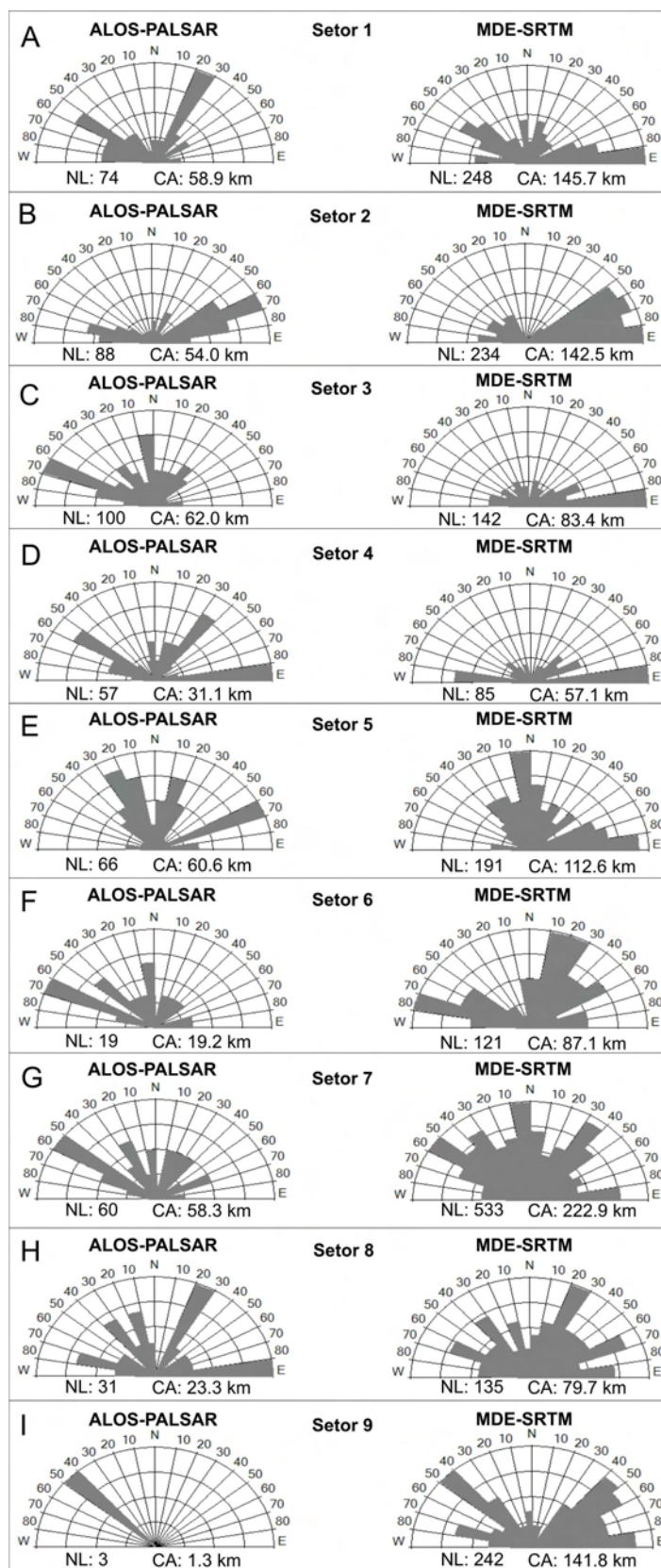


Figura 6.17 - Diagramas em roseta (A a I) de comprimento absoluto dos lineamentos morfoestruturais, comparando resultados do PALSAR e SRTM.

6.2 Caracterização qualitativa da rede de drenagem

Com o intuito de complementar as informações obtidas para os lineamentos morfoestruturais obtidas pela análise de lineamentos morfoestruturais, procedeu-se com a análise qualitativa da rede de drenagem atual, derivada das cartas topográficas da DSG na escala 1:100.000 e devidamente editadas (Figura 6.18).

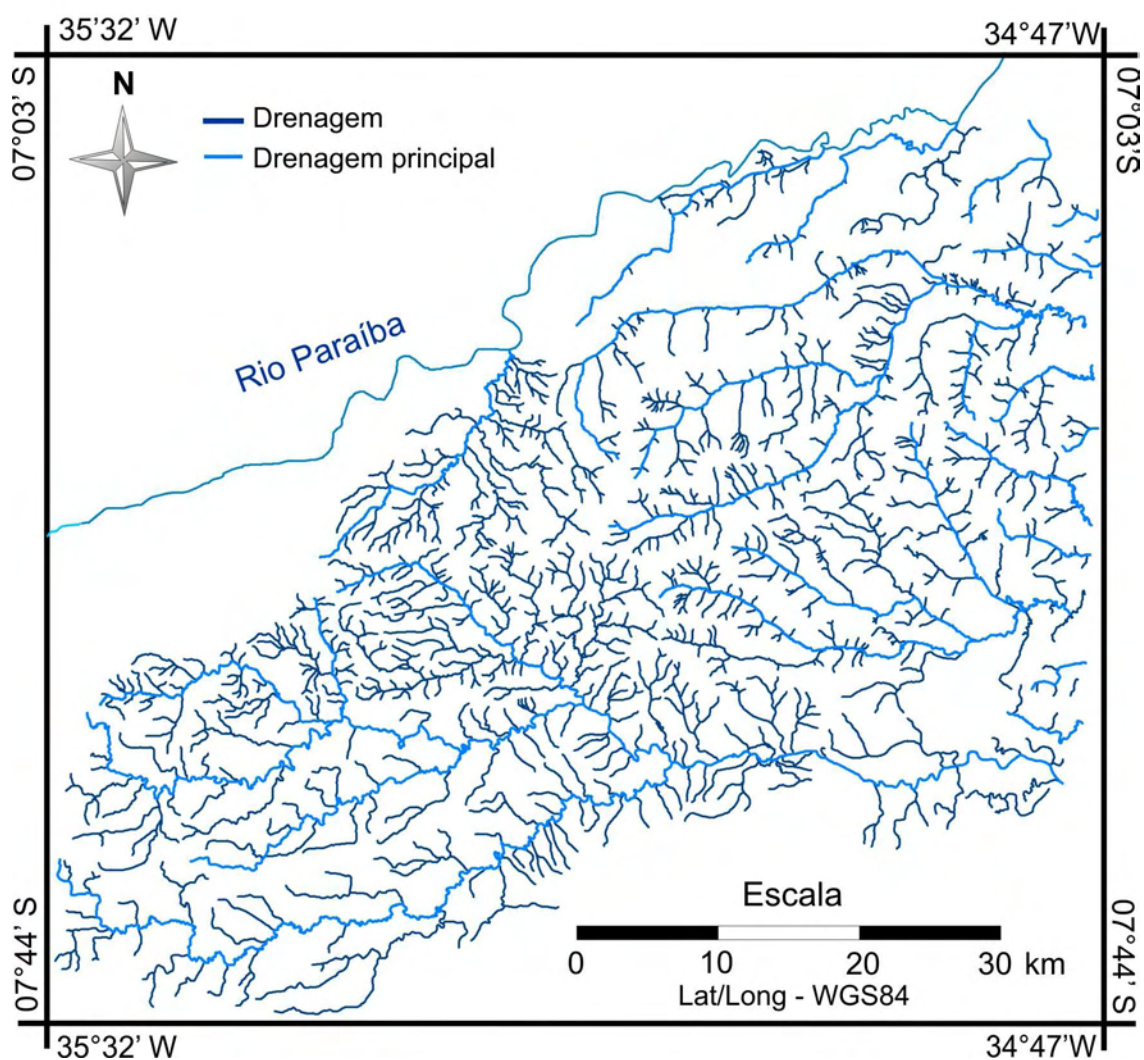


Figura 6.18 - Rede de drenagem com base em cartas topográficas 1:100.000 provenientes da DSG.

O mapa de drenagem revelou, em sua totalidade, variações e complexidades em relação às propriedades de drenagem, observadas inclusive no âmbito das sub-bacias hidrográficas. Dentre as propriedades gerais, observa-se que a densidade de drenagem varia de muito alta a muito baixa, predominando média e alta (Figura 6.19). Portanto,

trata-se de uma área onde os cursos d'água são elementos passíveis de investigação morfotectônica em toda sua extensão. Uma variação na densidade de drenagem importante foi observada comparando-se a área de predomínio de coberturas sedimentares a leste com a área de rochas do embasamento cristalino a oeste. Assim, densidades alta e muita alta prevalecem na porção norte e nordeste, onde ocorre predomínio do embasamento cristalino. Densidades médias e altas prevalecem na porção central da área com ocorrência de cobertura sedimentar, porém, ocorrendo setores com densidade baixa e muito baixa na porção sul e norte.

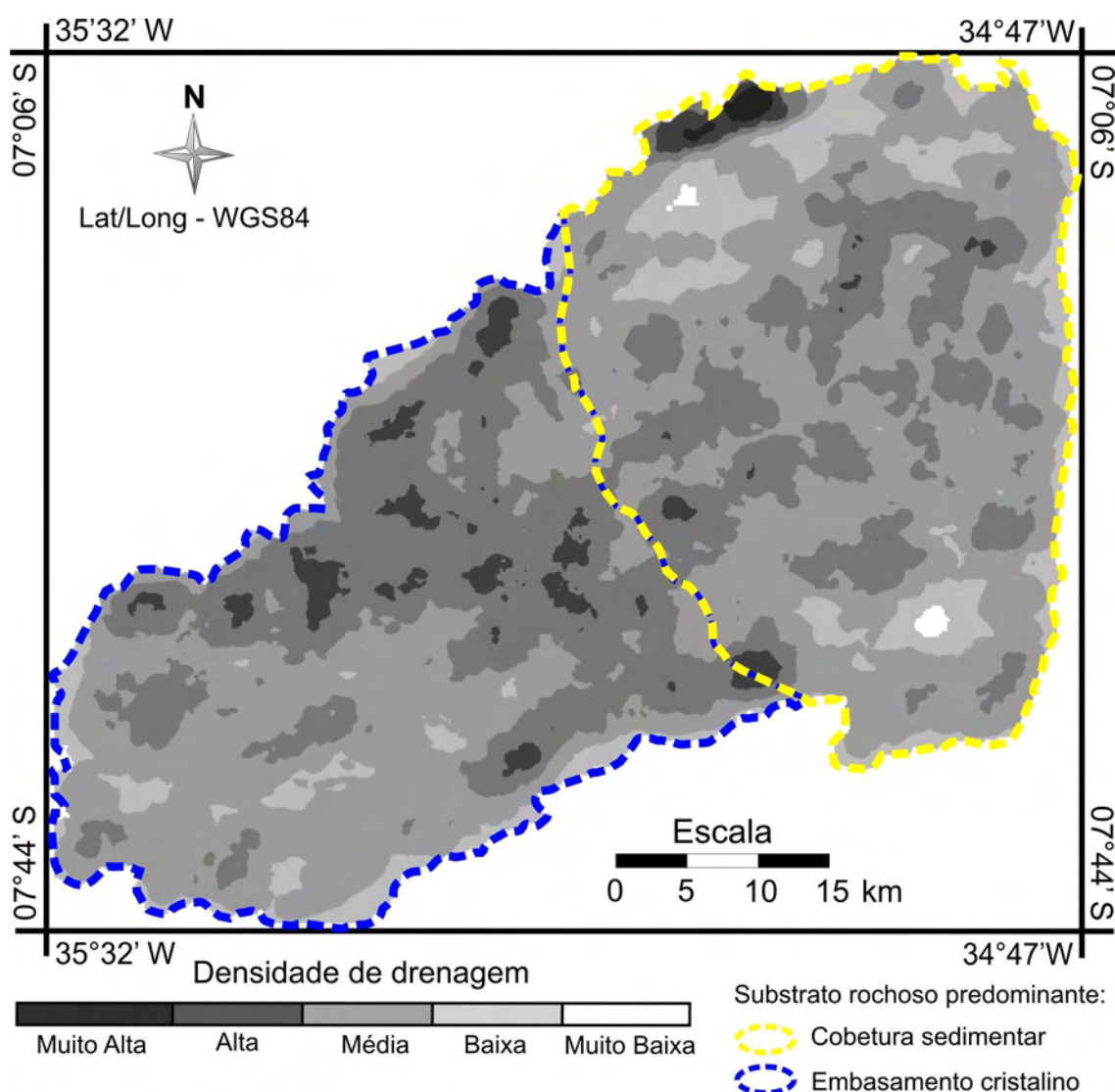


Figura 6.19 - Classes de densidade de drenagem da área de estudo.

No que diz respeito aos padrões de drenagem, em geral predominam os tipos treliça, subdendrítico e suas variações (Figura 6.20), com ocorrência em mais de 90% da área. Com menor ocorrência estão os tipos retangular e radial.

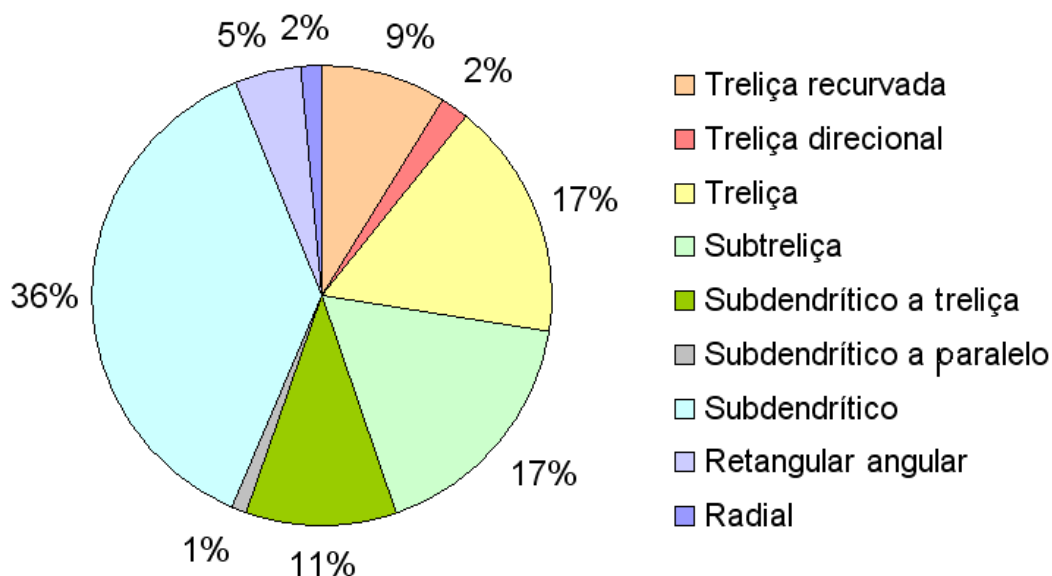


Figura 6.20 - Distribuição dos padrões de drenagem na área de estudo.

Comparando-se as áreas de predomínio da cobertura sedimentar e de rochas do embasamento, foi constatado que o padrão subdendrítico e suas variações tem ocorrência em mais 50% da área. O padrão treliça e seus subtipos prevalecem na porção de predomínio de cobertura sedimentar, com ocorrência em aproximadamente 53% da área.

A análise detalhada da rede de drenagem impeliu uma organização da área em cinco conjuntos de bacias hidrográficas principais denominadas: Goiana, Gramame, Dois Rios, Litorâneas e bacias da margem direita do Baixo Paraíba (Figura 6.21).

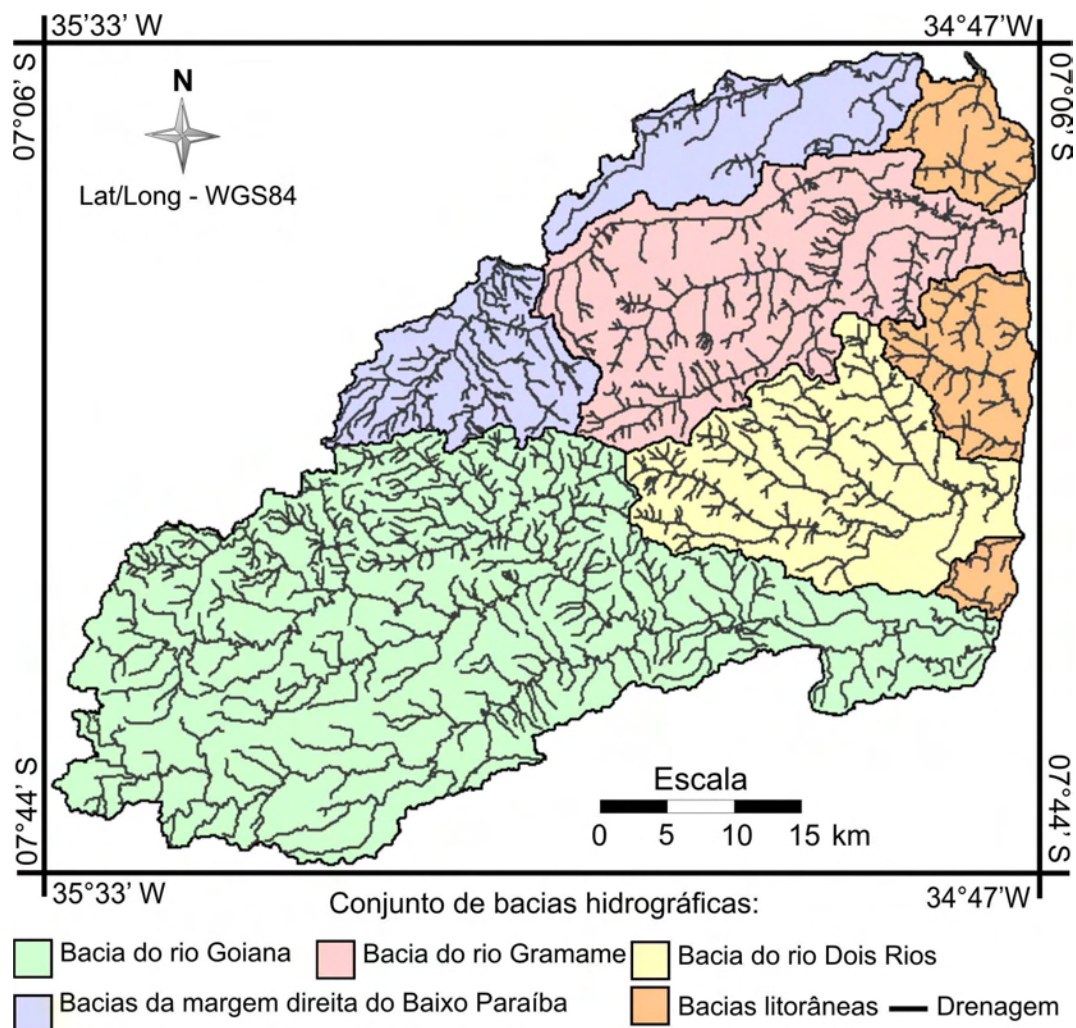


Figura 6.21 - Conjuntos de bacias hidrográficas da área de estudo.

6.2.1 Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Goiana

A bacia do rio Goiana contém o maior conjunto de sub-bacias hidrográficas da área de estudo. Com 1.597 km², esta representa quase a metade da área total de estudo, a qual possui, também, o maior valor de densidade de drenagem absoluta (0,86 km/km²). A rede de drenagem nesta unidade está subdividida em seis sub-bacias hidrográficas: Boqueirão, Cruanji, Ferreiras, Goiana, Sirigi, Tiuma (Figura 6.22). Estas sub-bacias ocorrem, principalmente, na porção com predomínio de rochas do embasamento cristalino.

A sub-bacia do rio Goiana, principal deste conjunto de sub-bacias, apresenta variação brusca de padrões ao longo de sua extensão. Em seu alto e baixo curso, ocorrem padrões

subtreliça, porém estes são rapidamente substituídos por padrões subdendrítico e treliça na porção intermediária da sub-bacia. Além disso, anomalias locais configuradas por inflexões em 90° registram mudanças bruscas de direcionamento, principalmente de norte para leste, no alto curso do rio Goiana. Observa-se que o padrão treliça ao longo do rio Goiana ocorre literalmente contínuo com o padrão similar do baixo curso da sub-bacia Sirigi. A sub-bacia Sirigi apresenta, também, o padrão retangular angular no alto curso, e subdendrítico no médio curso. São evidentes, ainda, anomalias locais ao longo da drenagem principal, representadas por mudanças bruscas de direção do curso do rio em seu trecho à montante, configurando junções em ângulos retos que mudam seus cursos constantemente de sul para leste e norte para leste (Figura 6.22-A e B). Esta característica é também observada em alguns afluentes deste trecho. Além disto, existem vários locais onde, tanto o rio principal, como os afluentes, perfazem curvas anômalas e meandros localizados.

Outra sub-bacia que também mostra variação brusca no padrão de drenagem é a do rio Ferreiras. Nesta sub-bacia, o padrão dominante é o subdendrítico, porém no alto curso do rio principal ocorre variação para o padrão treliça direcional. Além disto, neste local, o rio Ferreiras sofre forte inflexão em alto ângulo (Figura 6.22-G), invertendo seu curso de NE para SE. É importante destacar que este direcionamento é distinto das principais inflexões que ocorrem nas sub-bacias hidrográficas Goiana e Sirigi, como descrito anteriormente. As demais sub-bacias, representadas pelos rios Boqueirão, Tiuma e Cruanji, mostram padrões de drenagem uniforme em todas suas extensões, consistindo em subdendrítico nos dois primeiros, e subtreliça na sub-bacia Cruanji, onde figuram segmentos de drenagem retilíneos e inflexões em alto ângulo (Figura 6.22-C). É interessante observar que, similarmente ao que acontece no alto curso do rio Ferreiras, o rio Tiuma também tem fortes inflexões em seu curso, que flui de montante para jusante na direção leste, NE, SE e novamente leste. O segmento com fluxo NE deste rio mostra-se em continuidade com o segmento de direção similar do rio Ferreiras (Figura 6.22-F). Na sub-bacia do rio Boqueirão, intermediária entre as sub-bacias dos rios Ferreiras e Tiuma, afluentes do alto curso também seguem esta orientação, definindo um longo lineamento morfoestrutural de direção NE – SW.

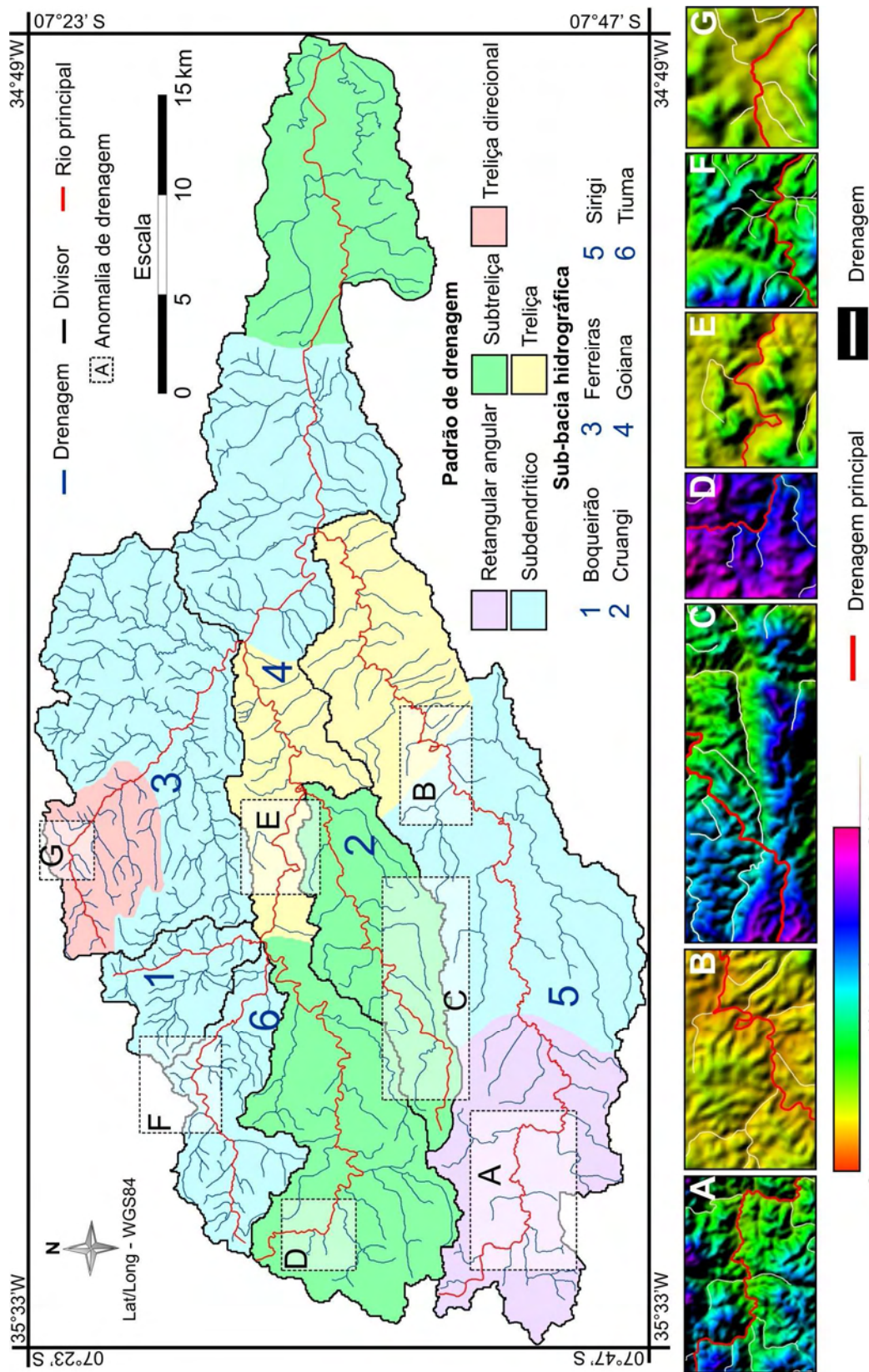


Figura 6.22 - Sub-bacias hidrográficas do rio Goiana. A, C, D, F e G - inflexão em ângulo agudo; B e E - meandro localizado, sobre MDE-SRTM.

6.2.2 Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Dois Rios

As sub-bacias hidrográficas do rio Dois Rios possui 464 km² de área. Representa, aproximadamente, 14 % da área de estudo e consiste na terceira unidade em valor absoluto de densidade de drenagens (0,78 km/km²). A rede de drenagem está subdividida nas sub-bacias Abiaí, Popocas e Dois Rios (Figura 6.23). Estas sub-bacias se estabelecem na porção do terreno com predomínio da Formação Barreiras, e secundariamente Formação Gramame. Uma feição de destaque neste conjunto é a disposição paralela dos altos cursos desses rios, orientados na direção NW – SE.

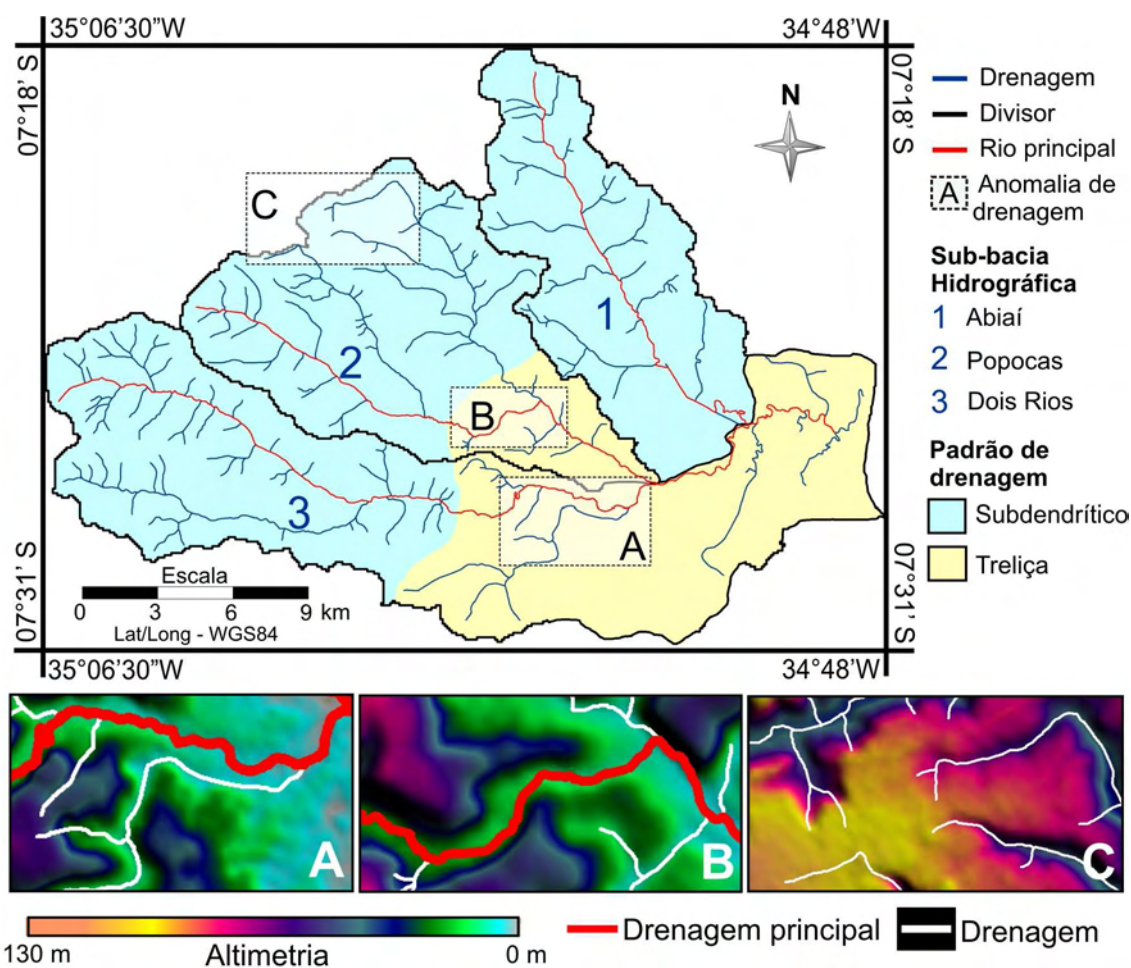


Figura 6.23 - Sub-bacias hidrográficas do rio Dois Rios.

A a C – inflexão em ângulo agudo, sobre MDE-SRTM.

Este conjunto de sub-bacias é o que possui menor diversificação de padrões de drenagem da área de estudo, incluindo predominantemente o subdendrítico nos altos cursos, e o treliça, nos baixos cursos dos rios Popocas e Dois Rios. Essa variação de

padrão de drenagem ocorre em setores lateralmente correspondentes e coincidem com o ponto onde os rios principais sofrem inflexões bruscas simultâneas de seu curso, de SE para NE e novamente para SE (Figura 6.23-B). Segundo este mesmo estilo, o baixo curso do rio Dois Rios repete esta mudança brusca de curso, configurando segmentos com junções em ângulos elevados e retilíneos (Figura 6.23-A). A sub-bacia do rio Abiaí apresenta unicamente padrão subdendrítico e o rio principal apresenta expressiva retilinearidade do alto ao baixo curso.

6.2.3 Conjunto de sub-bacias hidrográficas do rio Gramame

As sub-bacias hidrográficas do rio Gramame representam, aproximadamente, 18% da área de estudo, com 597 km². É a segunda unidade em área e densidade de drenagem, com um valor absoluto de 0,80 km/ km². As sub-bacias abrangidas nesta unidade são: Gramame, Mamuaba, Mumbaba e Salsa (Figura 6.24). Estas ocorrem em terreno com predomínio da Formação Barreiras e dos Sedimentos Pós-Barreiras.

Uma área extensa das sub-bacias Mumbaba, Gramame e Salsa é dominada por padrão em treliça recurvada. Este padrão está bem representado nas sub-bacias Mumbaba, Gramame e Salsa. A sub-bacia do Mumbaba, ao norte da área, apresenta intercalações entre o padrão treliça recurvada e treliça, definido pelo curvamento do rio principal. Este curvamento é particularmente expressivo em seu alto curso, onde ele desenha uma semi-circunferência. Feição similar é desenhada pelo rio Gramame e pelo afluente principal do rio Salsa (Figura 6.24-C). É interessante observar que, nestes dois casos, a parte côncava da curva é correspondente, todas apontando para leste (Figura 6.24). Apesar do recurvamento de segmentos, a sub-bacia Mumbaba mostra expressiva retilinearidade no médio curso do rio principal. Após inflexão em alto ângulo de NE para SE (Figura 6.24-B), onde forma curso retilíneo, o rio Mumbaba deságua em setor fortemente meandrante do rio Gramame. Na sub-bacia Mamuaba, estão presentes os padrões de drenagem subdendrítico a treliça e radial. Este último é complementar e definido pela combinação dos afluentes do rio Gramame que ocorre ao sul, formando arranjo dômico característico. O rio Mamuaba apresenta suave encurvamento, refletindo o padrão do rio Mumbaba ao norte, porém possui alternância de inflexões em ângulos retos e canais retilíneos no alto curso (Figura 6.24-D), no baixo curso (Figura 6.24-A),

assim como curvas anômalas nos cursos de afluentes (Figura 6.24-E). Além do padrão em treliça recurvada, todos os outros padrões reconhecidos neste conjunto de sub-bacias estão presentes ao longo da sub-bacia do rio Gramame.

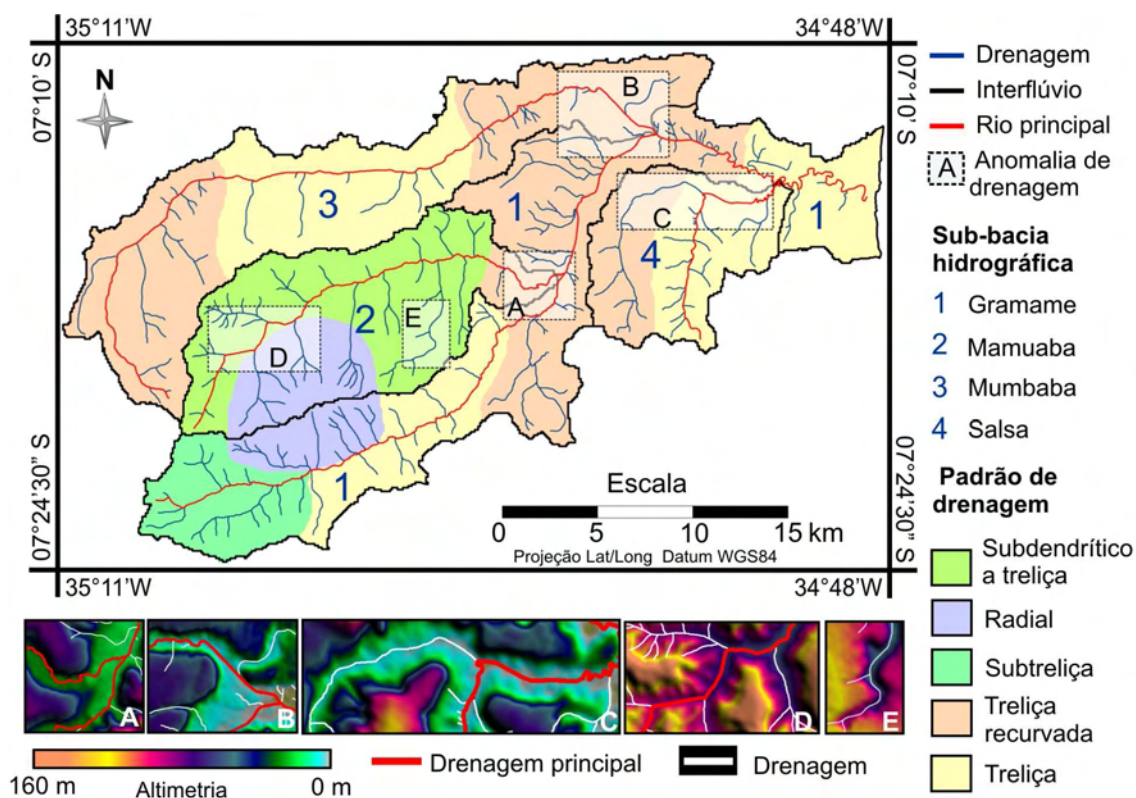


Figura 6.24 - Sub-bacias hidrográficas do rio Gramame.
A a E - inflexão em ângulo agudo, sobre MDE-SRTM.

6.2.4 Conjunto de sub-bacias hidrográficas da margem direita do baixo rio Paraíba

Esta unidade é definida por um conjunto de sub-bacias formadas na margem direita do baixo curso do rio Paraíba (Figura 6.25). Abrangem 13% da área de estudo, perfazendo uma área de 452 km². As sub-bacias Sal Amargo e Paroeira revelam baixa densidade de drenagem e estão estabelecidas sobre Sedimentos Pós-Barreiras. Em contrapartida, a sub-bacia Paraibinha tem alta densidade de drenagem e está disposta numa porção com predomínio de rochas do embasamento. Esta sub-bacia possui padrão de drenagem predominantemente subdendrítico, com enclave de padrão subdendrítico a paralelo em seu alto curso.

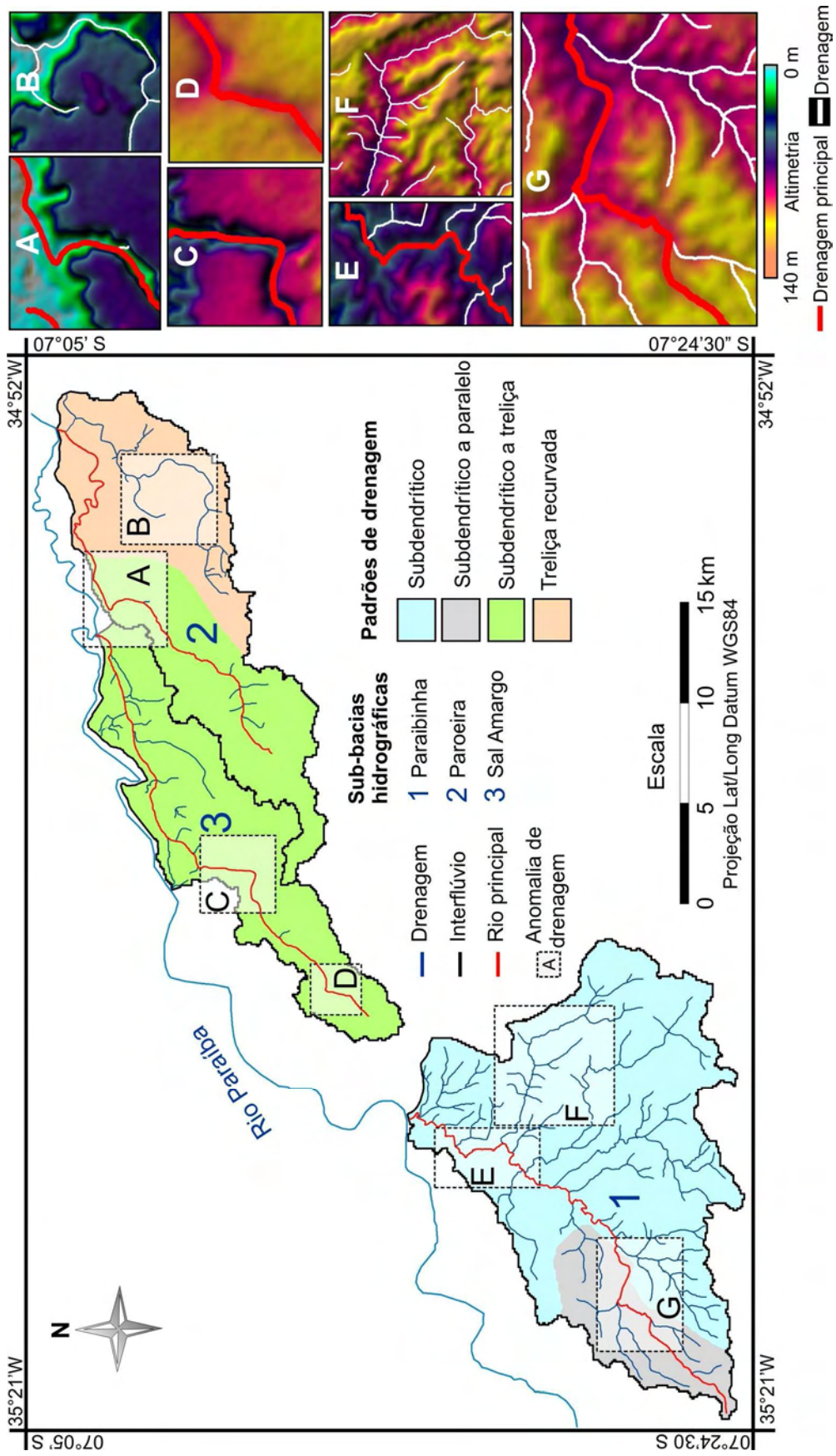


Figura 6.25 - Sub-bacias hidrográficas da margem direita do Baixo rio Paraíba. A a F – inflexão em ângulo agudo; sobre MDE-SRTM.

Existem diversos setores com características anômalas nesta sub-bacia (Figura 6.25-F), destacando-se inflexões do rio principal em ângulos aproximadamente retos. Estes ocorrem em seu alto curso, onde a direção de fluxo do rio altera de NE para SE, (Figura 6.25-G) e em seu baixo curso, onde o rio sofre rápido desvio de NE para NW (Figura 6.25-E). As sub-bacias Sal Amargo e Paroeira possuem conformação semelhante com predomínio de padrão de drenagem subdendrítico a treliça, onde são identificadas setores de anomalias análogos pela inflexão das drenagens principais (Figura 6.25-A, C e D), além de setores com expressiva retilinearidade de canais. Na porção de ocorrência do padrão treliça recurvada são identificados desvios no rio principal, porém o mais expressivo ocorre em drenagens afluentes, constituindo acentuado recurvamento (Figura 6.25-B).

6.2.5 Conjunto de sub-bacias hidrográficas litorâneas

Esta unidade é constituída de sub-bacias hidrográficas, em geral, pouco desenvolvidas e com baixa densidade de drenagem. Estas deságuam diretamente no Oceano Atlântico e representam em torno de 8% da área total de estudo, com 278 km² de área. Compreendem, basicamente, a porção do terreno com predomínio da Formação Barreiras e compõem, na totalidade, onze sub-bacias hidrográficas denominadas: Cabelo, Carapebus, Coqueiro, Cuiá, Engenho Velho, Garaú, Gurují, Jacarapé, Jaguaribe, Macatu e Seixas (Figura 6.26).

Os padrões de drenagem predominantes são subdendrítico a treliça e subtreliça. Apesar do pouco desenvolvimento da drenagem, é possível observar desvios em alguns setores (Figura 6.26-A, C e D). A anomalia de drenagem de maior significado ocorre na sub-bacia Gurují (Figura 6.26-B). Esta possui analogia, em forma e disposição espacial, com as anomalias de recurvamento identificadas no conjunto de bacias do rio Gramame.

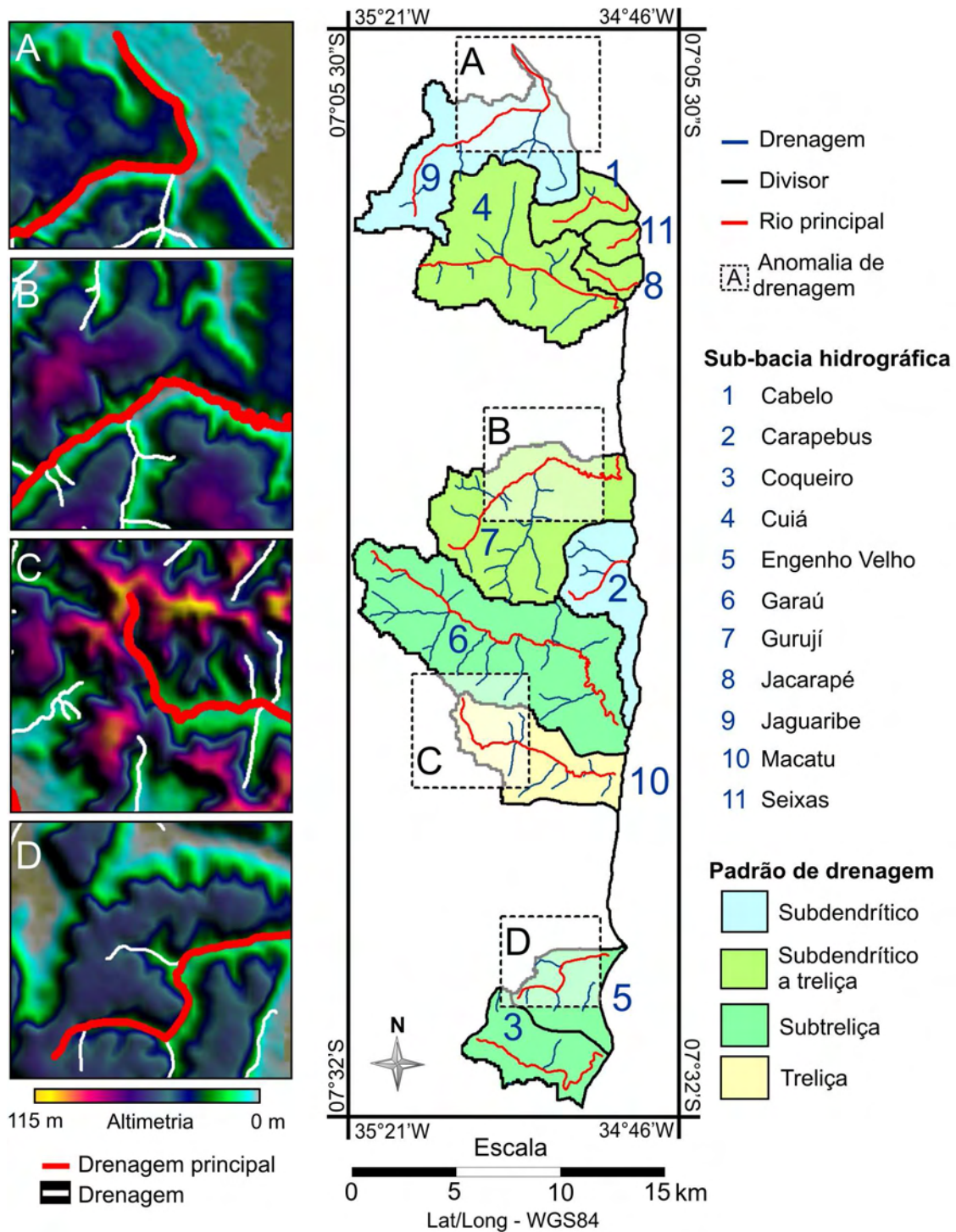


Figura 6.26 - Sub-bacias hidrográficas litorâneas.
A a D – inflexão em ângulo agudo, sobre MDE-SRTM.

6.3 Caracterização da rede de drenagem por índices morfométricos

Os seis índices morfométricos abordados neste estudo foram obtidos para vinte e duas unidades hidrográficas da área de estudo, apresentadas no mapa-índice (Figura 6.27).

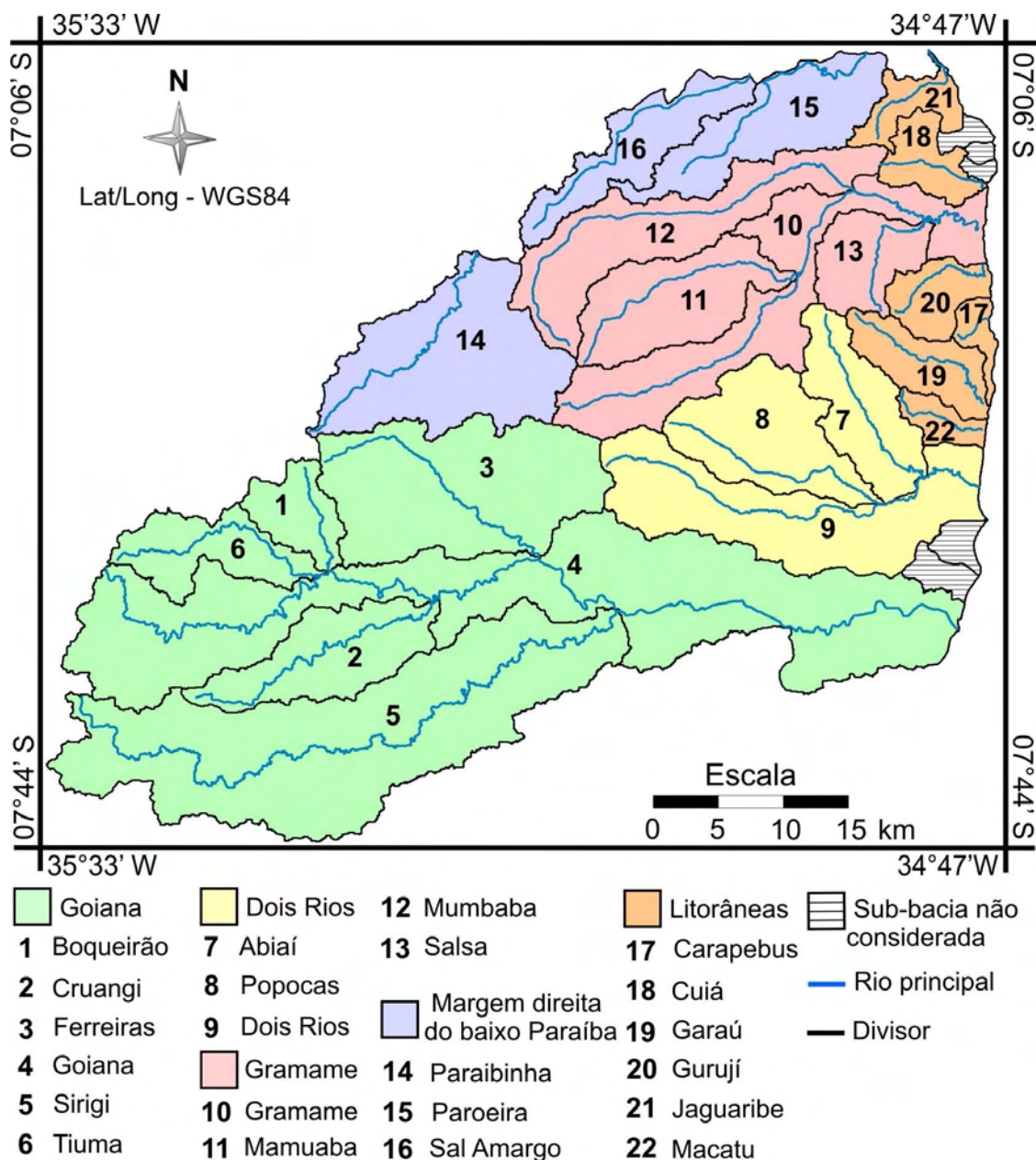


Figura 6.27 - Mapa-índice das sub-bacias hidrográficas consideradas na aplicação dos índices morfométricos.

Estas incluem dezenove sub-bacias, que definem os conjuntos de sub-bacias dos rios Goiana, Gramame, Dois Rios, Baixo Paraíba, bem como dos rios da faixa litorânea.

Além das dezenove sub-bacias hidrográficas, também foram consideradas as unidades denominadas no mapa-índice pelo número 4 (Goiana), 9 (Dois Rios), e 10 (Gramame). Estas compreendem unidades que abrangem o rio principal, da nascente à foz, que define os maiores conjuntos de sub-bacias hidrográficas. Além do rio principal, estas três unidades compreendem os cursos de sub-bacias hidrográficas ligadas diretamente ao rio principal, mas que não formaram uma unidade particular por apresentar baixo ordenamento de rios (menor que 3) e/ou área de contribuição inferior a 50 km².

A análise quantitativa baseada nos diferentes índices morfométricos revelou, em análise individual e conjunta, influência tectônica na morfologia do terreno em diferentes graus de intensidade na dinâmica evolutiva.

6.3.1 Índice RDE

O índice RDE foi aplicado para vinte rios principais da área de estudo. Foram excluídas da análise as sub-bacias Carapebus (17) e Macatu (22), devido ao reduzido comprimento de seus rios principais, pois isto poderia resultar na obtenção de valores espúrios de RDE ao longo destas drenagens. Foram definidos setenta e cinco segmentos de drenagem para toda área de estudo, que atingem uma soma de 625 km de extensão. Estes segmentos variam em quantidade e extensão conforme o comprimento absoluto do rio principal de cada sub-bacia hidrográfica. Os menores segmentos possuem 5.109 m de extensão e ocorrem na sub-bacia litorânea de Jaguaribe (21), e os maiores apresentam 11.119 m de extensão e se encontram na sub-bacia Sirigi (5).

A obtenção do índice RDE por segmentos revelou que todas sub-bacias hidrográficas apresentam indícios de anomalias de drenagem. As anomalias ocorrem tanto em segmentos do alto curso dos rios, quanto de seus cursos médios e baixos. No total, foram definidos cinquenta segmentos anômalos (Tabela 6.2), ou seja, aproximadamente 67% do total de trechos de rio analisados. Alguns rios se destacam por apresentar todos os trechos anômalos, como o rio Cruangi, Ferreiras, Boqueirão, Gurují e Cuiá.

Tabela 6.2 - Valores da relação RDE segmento/RDE total, por segmento de drenagem de cada rio e categorias de intensidade tectônica (Cit). Os valores sombreados correspondem aos segmentos anômalos.

Rio	Extensão total (km) / n° de segmentos total	RDEs/RDEt por segmento de drenagem						Cit	
Boqueirão (1)	10,430 / 2	3,95		2,03				1	
Cruangi (2)	32,301 / 4	2,64	4,34	2,57	4,14			1	
Ferreiras (3)	27,800 / 4	3,22	2,21	3,33	3,43			1	
Goiana (4)	113,697 / 11	2,20	3,23	4,91	4,27	2,61	1,82	1	
		4,17	1,24	0,35	0,39	1,09			
Sirigi (5)	77,834 / 7	3,72	2,06	1,38	1,47	1,29	2,68	4,60	1
Tiuma (6)	24,244 / 3	4,02	1,15		3,20				1
Abiaí (7)	19,357 / 3	3,93	2,72		0,50				1
Popocas (8)	23,189 / 3	3,04	1,93		6,72				1
Dois Rios (9)	30,467 / 4	2,43	7,90		0,00	0,71		1	
Gramame (10)	52,151 / 6	3,17	2,52	3,28	3,83	0,33	2,00	1	
Mamuaba (11)	25,646 / 3	3,43		3,95		1,65		1	
Mumbaba (12)	43,074 / 5	2,27	1,76	5,46	2,35	9,45		1	
Salsa (13)	13,533 / 2	4,27		1,47				2	
Paraibinha (14)	27,274 / 3	3,88		1,69		3,34		1	
Paroeira (15)	27,792 / 3	1,82		9,46		0,70		1	
Sal Amargo (16)	27,524 / 3	4,66		1,05		0,50		2	
Cuiá (18)	10,285 / 2	2,52		6,30				1	
Garaú (19)	17,527 / 3	4,31		0,77		1,61		2	
Gurují (20)	11,094 / 2	3,98		2,03				1	
Jaguaribe (21)	10,219 / 2	0,92		11,08				1	

A Figura 6.28 apresenta a classificação dos segmentos de drenagem segundo os valores obtidos na relação entre o índice de RDE por segmento (RDEs) e o índice de RDE total (RDEt) do rio. Os segmentos representados na cor verde obtiveram índice RDE < 2, portanto, não são considerados anômalos. Os segmentos considerados anômalos são os que obtiveram RDE ≤ 2. Devido à expressiva amplitude de valores anômalos (Tabela

A.1), foi possível a distinção das anomalias em índices considerados moderados ($2 \leq \text{RDE} < 4$), altos ($4 \leq \text{RDE} < 6$) e altíssimos ($6 \leq \text{RDE}$).

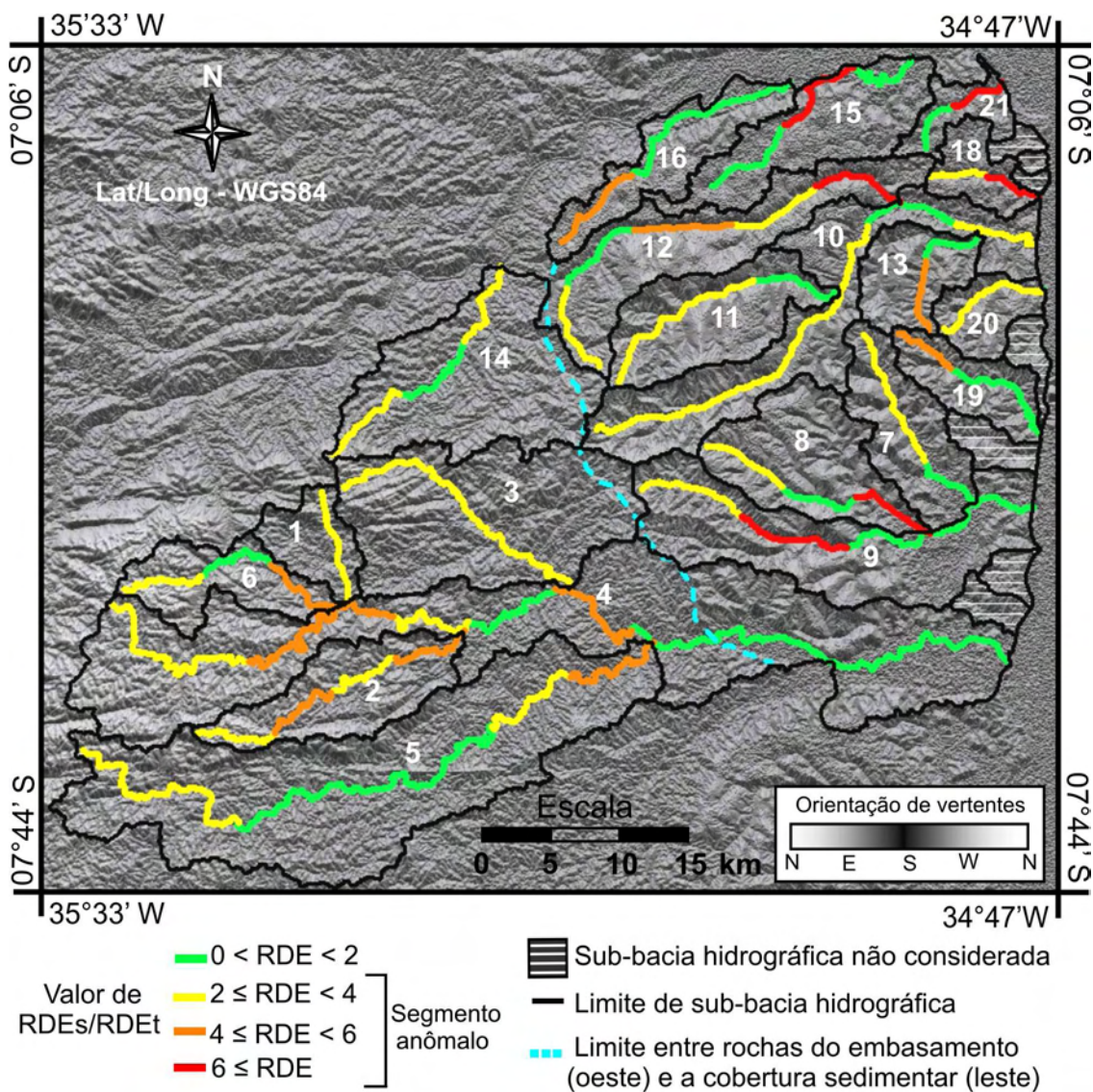


Figura 6.28 - Segmentos de rio anômalos e não-anômalos segundo o índice RDE, representados sobre produto de orientação de vertentes.
(RDEs = relação declividade-extensão por segmento de drenagem; RDEt = relação declividade-extensão para toda extensão do rio).

Sem distinção de intensidade das anomalias, é constatada que na porção onde há predomínio de rochas do embasamento, 77% dos segmentos de rio são anômalos. Na porção do terreno onde prevalecem coberturas sedimentares, os trechos de rio anômalos perfazem 59% do montante da área (Figura 6.28). Na observação da intensidade destas anomalias, verifica-se que, apesar de grande parte dos trechos anômalos ocorrerem na

porção do embasamento cristalino, os trechos que indicaram valores mais altos estão no setor onde predominam coberturas sedimentares.

A unidade de sub-bacias do Gramame apresenta, proporcionalmente, o maior número de anomalias, visto que 75% de seus segmentos de drenagem foram considerados anômalos. Em seguida, estão as unidades do Goiana, bacias litorâneas e Dois Rios, com 71%, 67% e 60% de segmentos anômalos, respectivamente. As sub-bacias da margem direita do baixo Paraíba apresentaram 44% de segmentos anômalos.

Os segmentos de drenagem que obtiveram os maiores índices ($6 \leq RDE$) encontram-se nas sub-bacias hidrográficas Mumbaba (12), Paroeira (15), Cuiá (18) e Jaguaribe (21), porção norte-nordeste da área de estudo. Além destas, as unidades Popocas (8) e Dois Rios (9), na porção ao sul, também apresentaram segmentos de drenagem com índice altíssimo, indicando anomalia com forte intensidade. Altos valores ($4 \leq RDE < 6$) também são encontrados nos rios Sal Amargo (16), Mumbaba (12), Salsa (13) e Garau (19), porção norte-nordeste da área de estudo.

Na porção de predomínio de rochas do embasamento também são encontrados segmentos de drenagem que obtiveram alto índice, destacando-se o setor central do conjunto de bacias hidrográficas do rio Goiana, onde ocorrem segmentos dos rios Goiana, Cruangi, Tiama e Sirigi.

No cálculo do índice Cit, todas as sub-bacias hidrográficas enquadraram-se na categoria 1 de intensidade tectônica, com exceção da Salsa (13), Sal Amargo (16) e Garau (19), que se enquadraram na categoria 2 (Tabela 6.2). Foram definidas como pertencentes à categoria 1 as sub-bacias hidrográficas que possuem mais de 50% da extensão do rio principal, considerada anômala e/ou com segmento(s) com valor de RDE maior que 6. As bacias hidrográficas de categoria 2 são as que possuem menos de 50% da extensão total do rio principal considerado anômalo, porém com segmentos com valor de RDE menor que 6. Não foram reveladas sub-bacias hidrográficas de categoria 3, visto que todos os rios analisados apresentaram indicativos de anomalia tectônica.

6.3.2 Fator assimétrico (A_f)

Os índices referentes ao A_f variaram de 0,73 a 26,01. Foram consideradas bacias hidrográficas com baixa, média e alta assimetria onde A_f variou entre 0 a 7, 7 a 15, e >15, respectivamente (Tabela 6.3). Estes mesmos valores foram aplicados na definição das classes de intensidade tectônica (Cit).

Tabela 6.3 - Índice A_f e variáveis consideradas no seu cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

Sub-bacia hidrográfica	Área da bacia (direita) km ²	Área da bacia (esquerda) km ²	A_f	$ A_f-50 $	Cit
Boqueirão (1)	38,982	13,352	74,49	24,49	1
Cruangi (2)	65,610	54,117	54,80	4,80	3
Ferreiras (3)	119,372	144,114	45,30	4,70	3
Goiana (4)	314,101	283,327	52,58	2,58	3
Sirigi (5)	270,398	209,605	56,33	6,33	3
Tiuma (6)	50,248	33,510	59,99	9,99	2
Abiaí (7)	60,344	41,284	59,38	9,38	2
Popocas (8)	37,245	99,212	27,29	22,71	1
Rio dos Rios/Murumba (9)	164,529	61,095	72,92	22,92	1
Gramame (10)	109,083	112,321	49,27	0,73	3
Mamuaba (11)	78,907	49,521	61,44	11,44	2
Mumbaba (12)	107,567	71,565	60,05	10,05	2
Salsa (13)	20,984	47,449	30,66	19,34	1
Paraibinha (14)	170,796	53,898	76,01	26,01	1
Paroeira (15)	99,011	32,844	75,09	25,09	1
Sal Amargo (16)	67,147	28,073	70,52	20,52	1
Carapebus (17)	10,067	7,377	57,71	7,71	2
Cuiá (18)	19,707	22,998	46,15	3,85	3
Garaú (19)	41,012	22,175	64,91	14,91	2
Gurují (20)	30,482	14,939	67,11	17,11	1
Jaguaribe (21)	20,010	16,590	54,67	4,67	3
Macatu (22)	13,690	9,745	58,42	8,42	2

*Obs.: As células com sombreamento cinza claro = assimetria baixa, cinza moderado = assimetria média, e cinza escuro = assimetria alta.

Este índice revelou forte heterogeneidade na área, principalmente na porção leste, onde ocorre a maior parte das assimetrias médias e altas (Figura 6.29). Considerando-se bacias hidrográficas individuais, constata-se que no conjunto de bacias do rio Goiana, a sub-bacia Boqueirão (1) e Tiuma (6) apresentaram assimetrias alta e média, respectivamente, enquanto as demais apresentaram assimetria baixa. Possíveis sentidos de basculamento revelaram diferentes orientações, para NE na sub-bacia Tiuma e para NE na sub-bacia Boqueirão. Drenagem fortemente direcional ocorre na sub-bacia Ferreiras (3). No conjunto do rio Dois Rios, as três sub-bacias hidrográficas apresentaram assimetria, sendo que Abiaí apresentou assimetria de média intensidade e as unidades do Popocas e rio Dois Rios/Murumba revelaram assimetria alta e sentido de basculamento SW e NE, respectivamente. Isto sugere setor basculado no alto e médio curso dos rios nessas duas sub-bacias. O conjunto de bacias hidrográficas do rio Gramame apresenta assimetria baixa no setor central. No entanto, nas sub-bacias Mamuaba (11) e Mumbaba (12), a assimetria é de média intensidade e indica possíveis setores de basculamento com sentido N – NW. A sub-bacia hidrográfica do Salsa (13) é a única que apresenta assimetria alta neste conjunto. As sub-bacias hidrográficas da margem direita do baixo Paraíba apresentaram assimetria alta, sendo que Paraibinha (14) e Paroeira (15) indicaram os maiores valores deste índice para a área de estudo. As três sub-bacias indicam possíveis basculamentos na direção NW, onde se encontra o rio Paraíba. As bacias litorâneas apresentaram, na porção norte, assimetria baixa, e na porção leste, assimetria média, com exceção da sub-bacia Gurují (20), que sugere basculamento para NW.

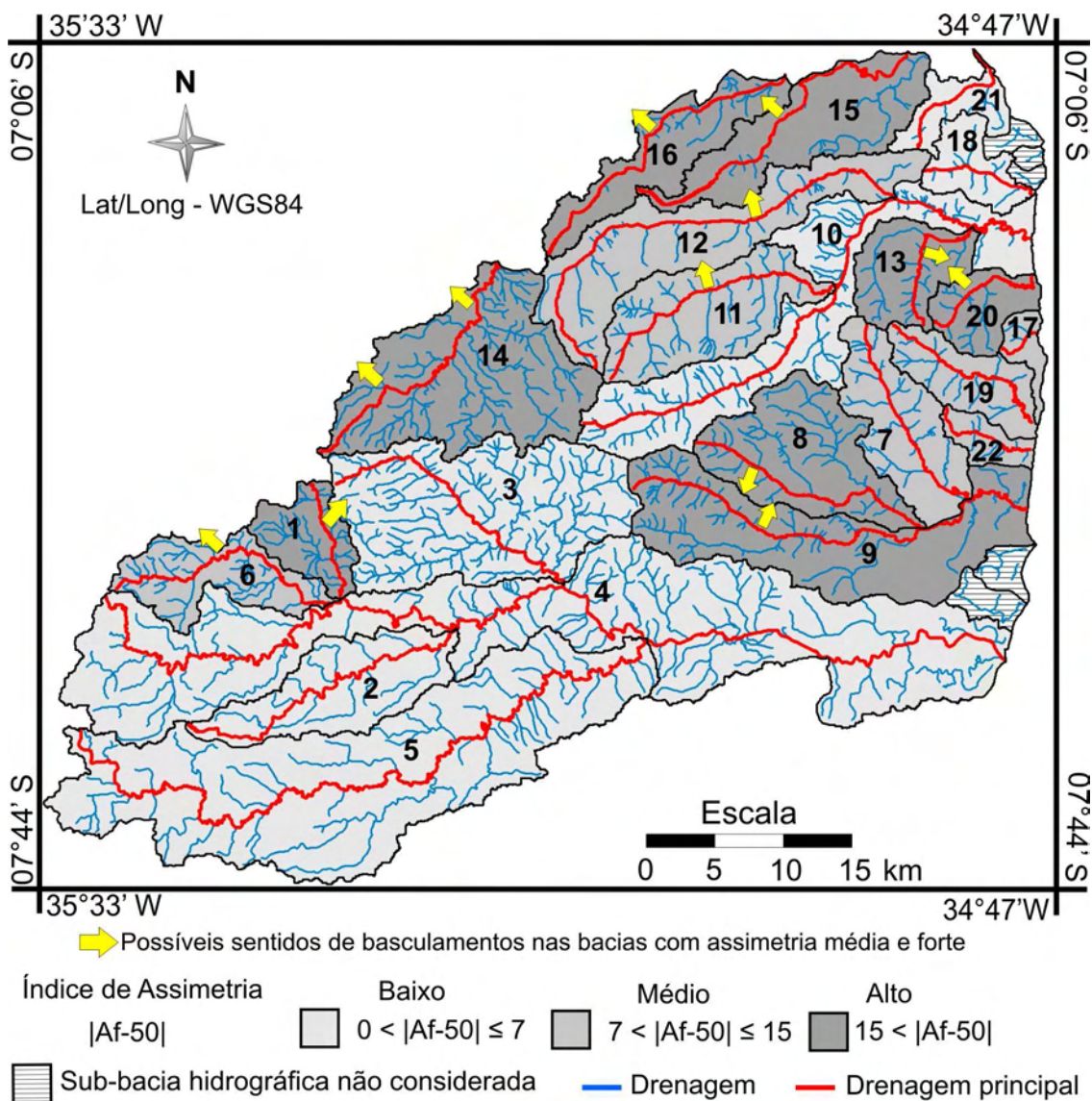


Figura 6.29 - Fator de assimetria (Af) para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

6.3.3 Índice hipsométrico (Hi)

Os resultados da aplicação deste índice estão representados nos gráficos referentes à integral hipsométrica de cada sub-bacia hidrográfica (Figura 6.30 e Figura 6.31). Juntamente aos gráficos, é apresentado o valor absoluto da integral hipsométrica (Hi) e a categoria de intensidade tectônica (Cit) atribuída a cada sub-bacia hidrográfica. A interpretação foi fundamentada na análise subjetiva da curva hipsométrica e no valor absoluto obtido de Hi .

Em relação às feições da curva hipsométrica, geralmente a linha com tendência à retilinearidade, principalmente no setor médio e inferior do gráfico, sugere forte equilíbrio entre processos erosivos e de deposicionais, o que é indicativo de baixa influência tectônica na evolução da bacia hidrográfica. As formas convexas no setor superior, a presença associada de feição convexa a côncava, e principalmente, a feição convexa no setor inferior, representam desequilíbrio entre os processos erosivos e deposicionais. Estas feições sugerem forte influência tectônica na evolução da bacia hidrográfica. Em relação ao índice absoluto de *Hi*, os altos valores indicam que as porções mais elevadas da bacia hidrográfica foram pouco erodidas, portanto, sugerem paisagem jovem que pode ser decorrente de influência de atividade tectônica. De modo geral, valores superiores a 0,5 condizem com áreas de alta intensidade, valores entre 0,4 e 0,5 indicam média intensidade e valores inferiores a 0,4 sugerem baixa intensidade de influência tectônica.

Numa análise ampla, este índice indicou que dez sub-bacias hidrográficas apresentaram características denotando baixa influência tectônica, sendo que quatro estão presentes na bacia Goiana: sub-bacia hidrográfica Boqueirão, Goiana, Sirigi e Tiúma. Além destas, as sub-bacias hidrográficas de Abiaí, Dois Rios, Gramame, Salsa, Garaú e Macatu, também revelaram comportamento indicativo de intensidade de atividade tectônica baixa. Entretanto, as sub-bacias que apresentaram indicativo de influência de atividade tectônica moderada ocorrem em diversas porções da área de estudo, e incluem as sub-bacias hidrográficas: Cruanji, Ferreiras, Popocas, Mamuaba, Mumbaba, Paraibinha, Paroeira, Carapebus, Cuiá e Gurují. Além disto, o índice hipsométrico revelou intensidade tectônica alta nas sub-bacias Sal Amargo e Jaguaribe, presentes na porção norte-nordeste da área de estudo.

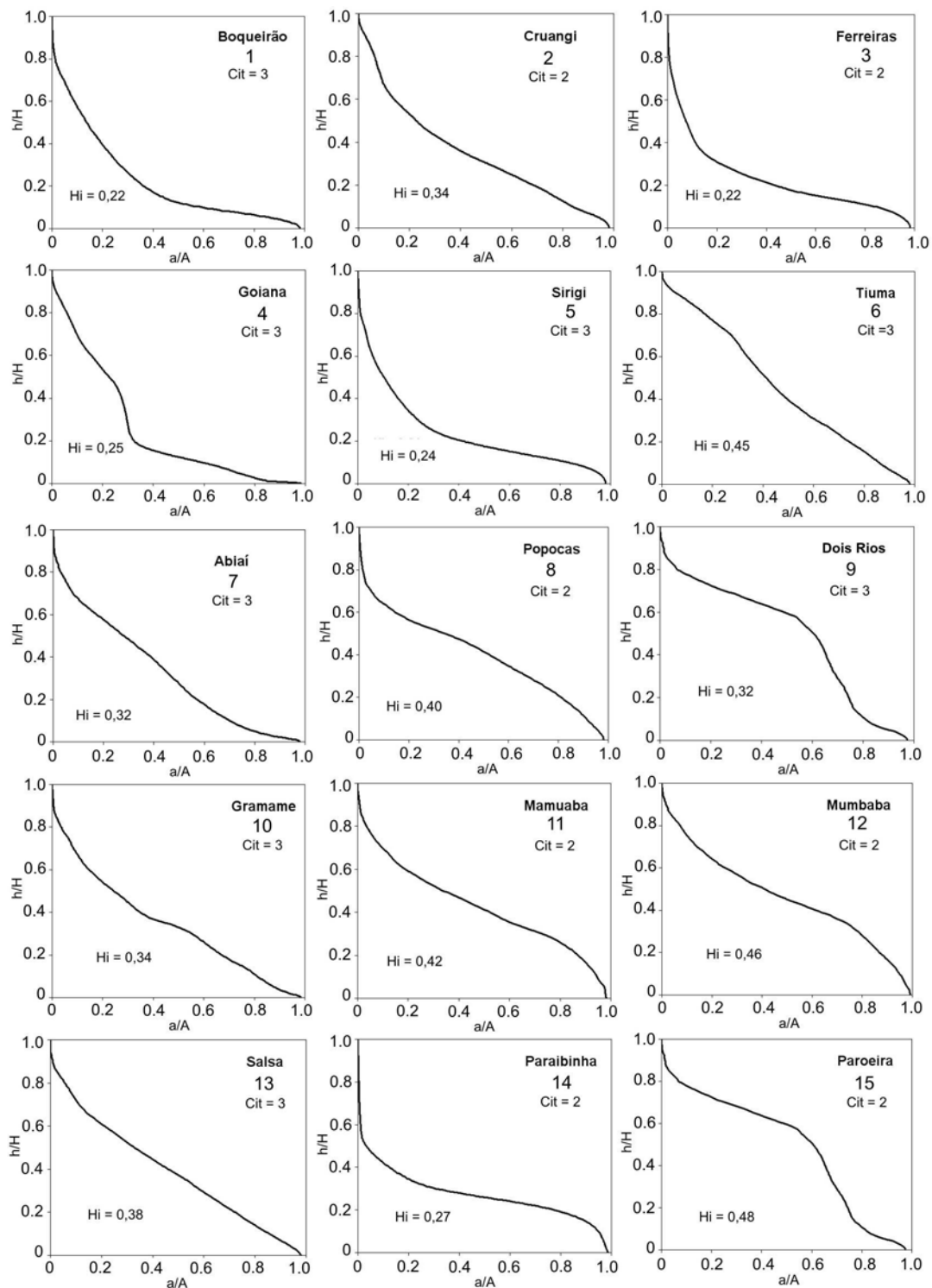


Figura 6.30 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias hidrográficas pertencentes à bacia do rio Goiana, Dois Rios, Gramame e bacias da margem direita do baixo rio Paraíba.

(A = superfície total da bacia, a = área dentro da bacia acima de uma determinada cota de elevação (h), H = máxima elevação da bacia hidrográfica; Cit = categoria de intensidade tectônica atribuída e H_i = valor absoluto de integral hipsométrica).

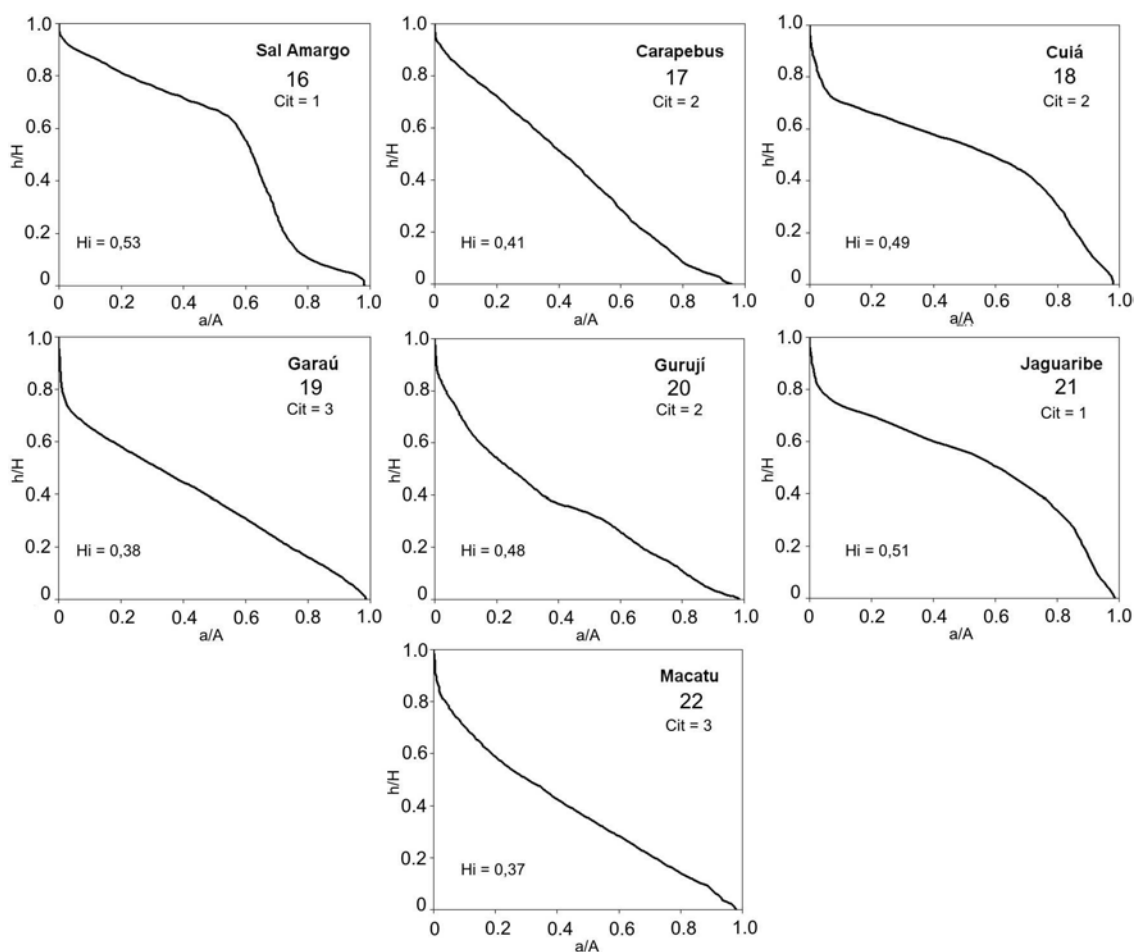


Figura 6.31 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias hidrográficas da margem direita do baixo rio Paraíba e as bacias litorâneas.

(A = superfície total da bacia, a = área dentro da bacia acima de uma determinada cota de elevação (h), H = máxima elevação da bacia hidrográfica; Cit = categoria de intensidade tectônica atribuída e H_i = valor absoluto de integral hipsométrica).

Um paralelo entre as sub-bacias hidrográficas de Sal Amargo (16) e Garaú (19) (Figura 6.32) expôs particularidades dos terrenos da área que denotam intensidade tectônica alta e baixa, respectivamente. Na visualização das altimetrias, com base no MDE, é possível observar características morfológicas das sub-bacias hidrográficas distintas. A sub-bacia Sal Amargo possui dois patamares altimétricos bem distintos e com uma expressiva quebra de relevo entre o médio e baixo curso, e, além disso, o grau de dissecação do relevo é muito baixo. Em contraponto, a sub-bacia Garaú apresenta situação inversa, sem predominância de patamares altimétricos, o que indica relevo com alto grau de dissecação.

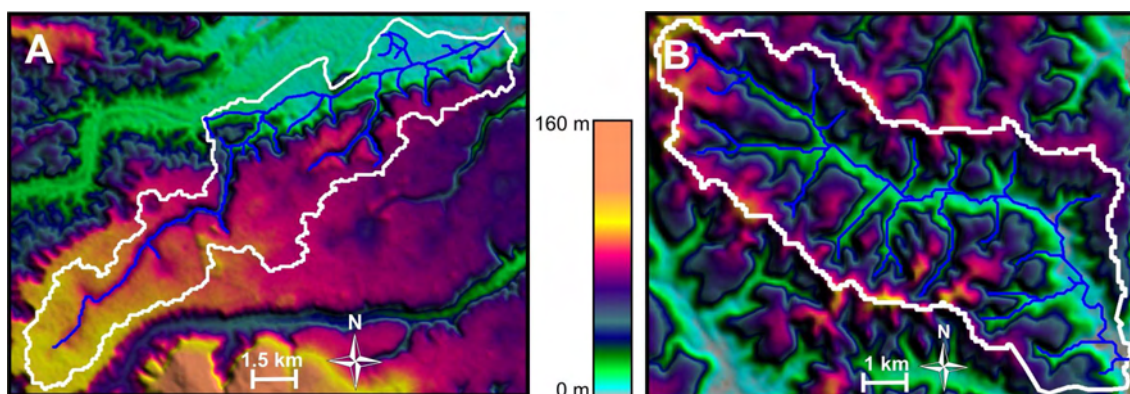


Figura 6.32 - Sub-bacias hidrográficas representadas sobre MDE-SRTM.

A – do rio Sal Amargo. B – do rio Garaú. (linha branca = limite da bacia hidrográfica; linha azul = drenagem).

6.3.4 Razão entre largura do fundo do vale e elevação (V_f)

No que diz respeito à forma de vales, as informações obtidas com a aplicação do índice V_f revelaram heterogeneidade reduzida entre as sub-bacias hidrográficas. Os setores definidos para o cálculo foram escolhidos por análise visual sobre o MDE-SRTM, que evidenciou os pontos com maior possibilidade de ocorrência de vales incisivos ao longo dos rios principais da área de estudo (Figura 6.33).

Apenas duas sub-bacias hidrográficas apresentaram índice $V_f < 1$. Estas são as sub-bacias Boqueirão (1) e Tiuma (6), cujos valores de V_f revelaram intensidade considerada moderada, de acordo com a categoria de intensidade tectônica (Cit). Com base na elaboração de perfis topográficos, foi possível a comparação entre as sub-bacias Tiuma e Boqueirão, com a sub-bacia do Salsa (13) (Figura 6.34). Os perfis, representados nas Figura 6.34-A e Figura 6.34-B, revelaram vales incisivos de categoria 2 de intensidade tectônica. A sub-bacia do Salsa, que apresentou o índice com maior valor de V_f , revela vale em forma de “U” (Figura 6.34-C).

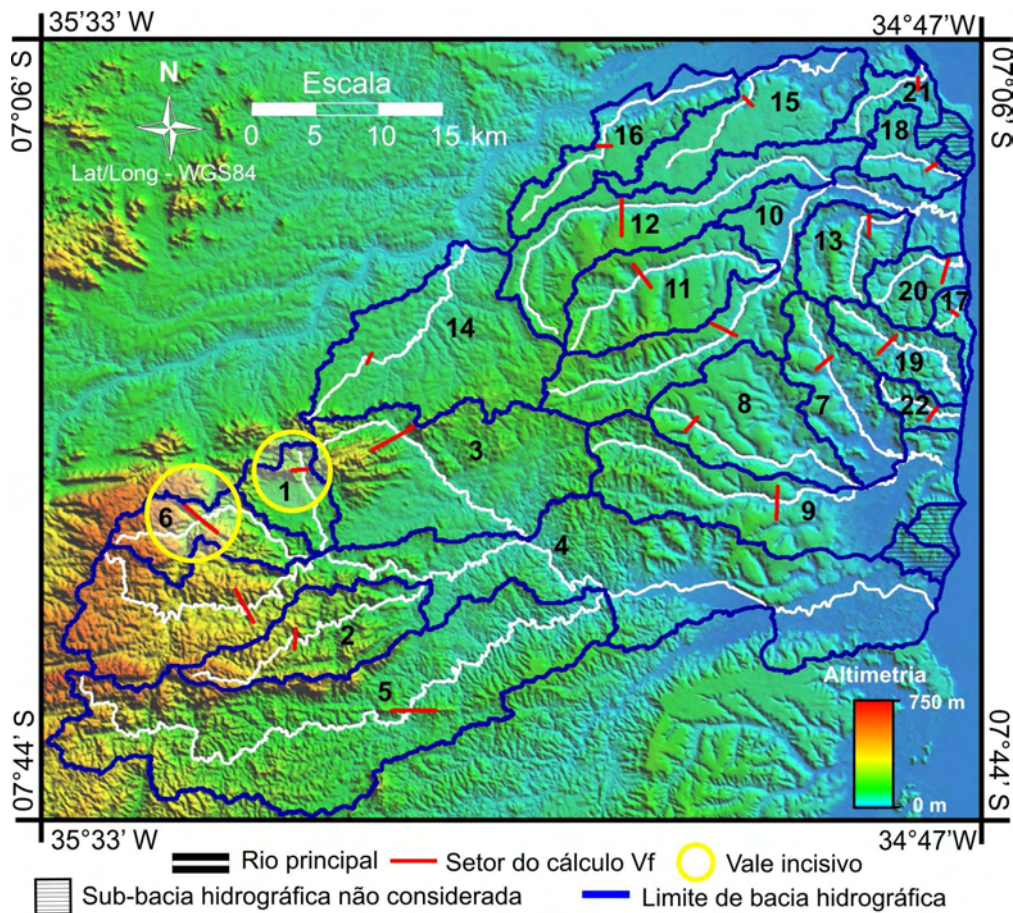


Figura 6.33 - Setores de cálculo do índice de razão de largura do fundo do vale e sua elevação (V_f), sobre dados de MDE-SRTM.

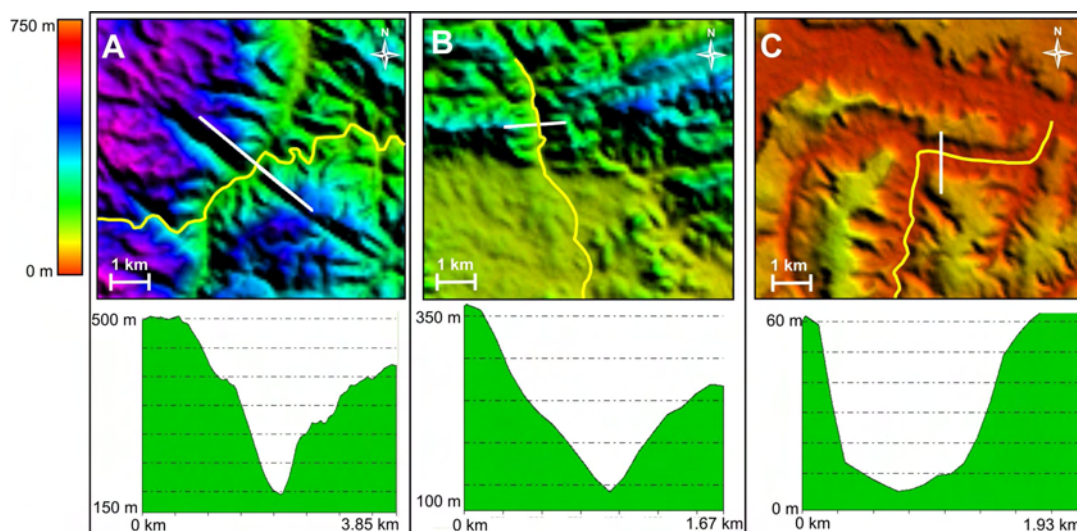


Figura 6.34 - Exemplos de vales avaliados pelo índice V_f e perfis topográficos correspondentes. A visualização do MDE está com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. A – sub-bacia hidrográfica do Tiuma. B – sub-bacia hidrográfica do Boqueirão. C – sub-bacia hidrográfica do Salsa. (Linha amarela = rio principal; linha branca = transecto definido sobre o vale).

Tabela 6.4 - Índice V_f e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo, onde V_f = razão entre a largura do fundo de vale e sua elevação.

Sub-bacia hidrográfica	Ext. (m) Fundo de vale	Elev. (m) Encosta esquerda	Elev. (m) Encosta direita	Elev. média (m) Fundo de vale	V_f	Cit
Boqueirão (1)	119	264	400	149,50	0,65	2
Cruangi (2)	162	332	282	196,00	1,46	3
Ferreiras (3)	956	235	333	93,69	5,02	3
Goiana (4)	204	448	337	250,50	1,44	3
Sirigi (5)	198	191	213	87,33	1,73	3
Tiuma (6)	257	504	519	226,40	0,90	2
Abiaí (7)	303	64	76	14,83	5,49	3
Popocas (8)	664	112	114	54,20	11,29	3
Dois Rios (9)	691	101	85	32,22	11,37	3
Gramame (10)	544	110	80	41,67	10,20	3
Mamuaba (11)	252	132	124	58,33	3,62	3
Mumbaba (12)	512	93	156	52,29	7,09	3
Salsa (13)	805	60	67	9,89	15,02	3
Paraibinha (14)	174	110	93	83,50	9,67	3
Paroeira (15)	113	72	69	32,33	2,96	3
Sal Amargo (16)	153	85	90	39,00	3,15	3
Carapebus (17)	117	30	37	20,67	9,12	3
Cuiá (18)	299	44	43	5,67	7,90	3
Garaú (19)	478	81	86	21,67	7,73	3
Gurují (20)	147	44	61	8,00	3,30	3
Jaguaribe (21)	205	32	49	7,00	6,12	3
Macatu (22)	265	65	67	11,40	4,85	3

6.3.5 Sinuosidade de frente de montanha (Smf)

Os setores da área de estudo onde foi aplicado, o índice Smf contém feições de relevo retilíneas, caracterizadas por escarpas com forte ruptura de declive, e que se destacam dentro dos limites de cada sub-bacia hidrográfica. A maioria das sub-bacias hidrográficas revelou mais de uma feição com relevância para implementação do

cálculo. Assim, foi necessária a obtenção da média dos índices avaliados nestas sub-bacias. Os setores estão apresentados para a porção leste (Figura 6.35) e porção oeste (Figura 6.36) da área de estudo pelas designações A, B, C ou D, no caso de existência de mais de uma feição avaliada na sub-bacia hidrográfica, e sem designação, no caso de existência de apenas uma feição calculada na unidade.

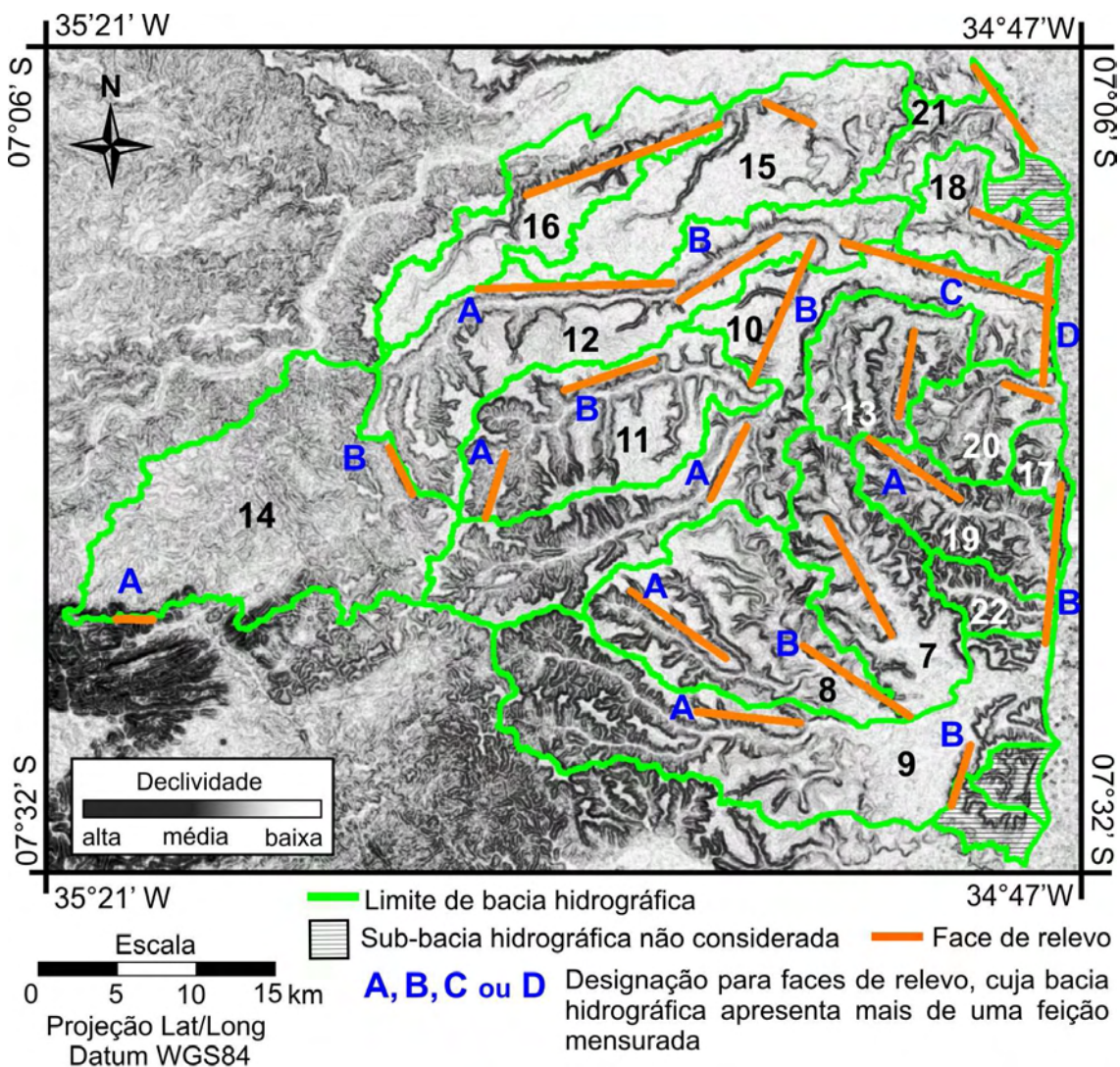


Figura 6.35 - Setores de cálculo do índice Smf na porção leste da área de estudo sobre a base de declividade.

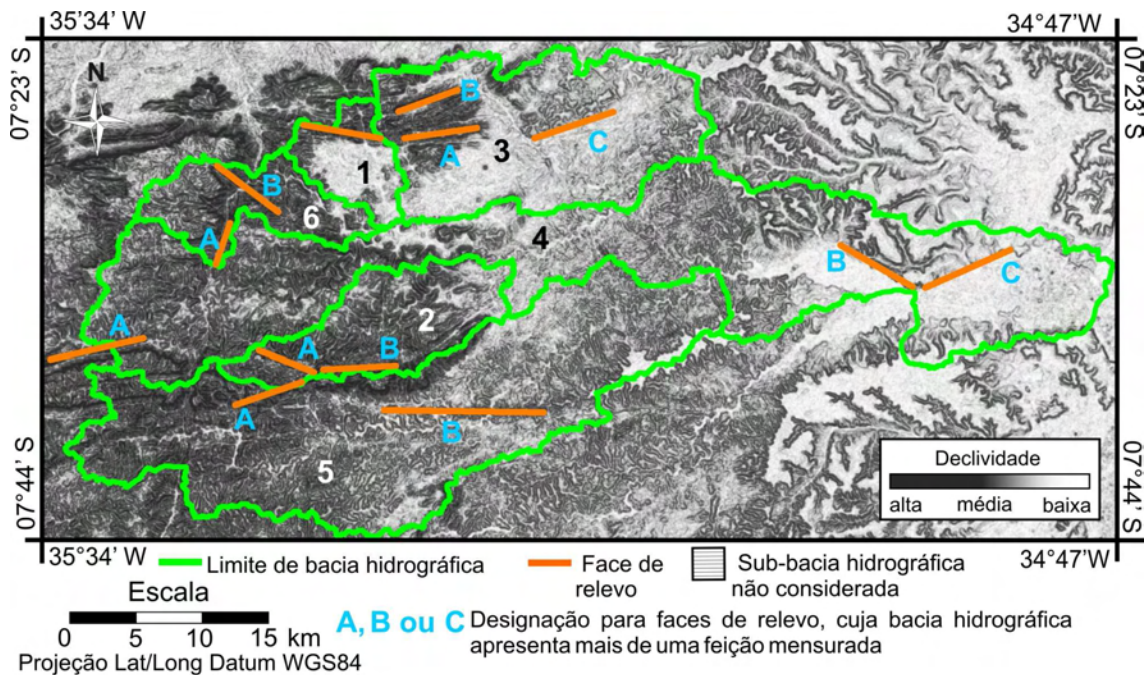


Figura 6.36 - Setores de cálculo do índice S_{mf} na porção oeste da área de estudo sobre a base de declividade.

A maior parte, i.e., 77%, das sub-bacias hidrográficas recebeu a categoria 2 de intensidade tectônica (Cit), ou seja, intensidade moderada. Esta intensidade foi indicada por valores de S_{mf} entre 1,1 e 1,5 (Tabela 6.5). As sub-bacias que apresentaram escarpas menos sinuosas foram Jaguaribe (21), Paroeira (15) e Tiuma (6). Esta última teve os dois setores com resultante menor que 1,1, ou seja, indicativos de forte retilinearidade das frentes de relevo, e por isso, receberam a Cit 1. As sub-bacias hidrográficas que apresentaram alto S_{mf} foram Sal Amargo (16) e Popocas (8).

Na Figura 6.37, é apresentado um contraponto entre o setor que apresentou o valor de S_{mf} mais baixo (Figura 6.37-A), na sub-bacia Ferreiras, e o mais alto (Figura 6.37-B) na sub-bacia Popocas. A linha azul revela a frente de relevo em linha reta e a linha vermelha indica a verdadeira sinuosidade da feição no terreno, que acompanha as fortes rupturas de declividade na base das encostas.

Tabela 6.5 - Índice *Smf* e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

Sub-bacia hidrográfica	<i>Lmf</i> (m)	<i>Ls</i> (m)	<i>Smf</i>	<i>Smf</i> definido para bacia hidrográfica	Cit
Boqueirão (1)	7490	6020	1,24	1,24	2
Cruanji A (2)	5630	4570	1,23		
Cruangi B (2)	6110	5620	1,09	1,16	2
Ferreiras A (3)	6300	5600	1,13		
Ferreiras B (3)	4990	4860	1,03	1,13	2
Ferreiras C (3)	7980	6380	1,25		
Goiana A (4)	7890	7350	1,07		
Goiana B (4)	8020	6410	1,25	1,14	2
Goiana C (4)	7880	7200	1,09		
Sirigi A (5)	6750	5420	1,25		
Sirigi B (5)	16900	12300	1,37	1,31	2
Tiuma A (6)	3550	3390	1,05		
Tiuma B (6)	6290	5890	1,07	1,06	1
Abiaí (7)	11200	8040	1,39	1,39	2
Popocas A (8)	11700	6990	1,67		
Popocas B (8)	14900	7740	1,93	1,80	3
Dois Rios A (9)	8410	6240	1,35		
Dois Rios B (9)	4360	3850	1,13	1,24	2
Gramame A (10)	5160	4890	1,06		
Gramame B (10)	14100	9370	1,50	1,32	2
Gramame C (10)	21200	13000	1,63		
Gramame D (10)	8180	7590	1,08		
Mamuaba A (11)	6080	4070	1,49		
Mamuaba B (11)	8380	5730	1,46	1,48	2
Mumbaba A (12)	13100	11700	1,12		
Mumbaba B (12)	10600	7110	1,49	1,31	2
Salsa (13)	6000	5190	1,16	1,16	2
Paraibinha A (14)	2500	1830	1,37		
Paraibinha B (14)	3680	3140	1,17	1,27	2
Paroeira (15)	3490	3180	1,09	1,09	1
Sal Amargo (16)	19200	12400	1,55	1,55	3
Carapebus (17)	12500	9640	1,30	1,30	2
Cuiá (18)	6960	5500	1,27	1,27	2
Garaú A (19)	8380	6500	1,29		
Garaú B (19)	12500	9640	1,30	1,29	2
Guruji (20)	3420	2940	1,16	1,16	2
Jaguaribe (21)	6670	6170	1,08	1,08	1
Macatu (22)	12500	9640	1,30	1,30	2

*Obs: *Lmf* = comprimento da frente da montanha medida em sua base onde ocorre mudança de declividade; *Ls* = comprimento, em linha reta, da face do relevo; $Smf=Lmf/Ls$.

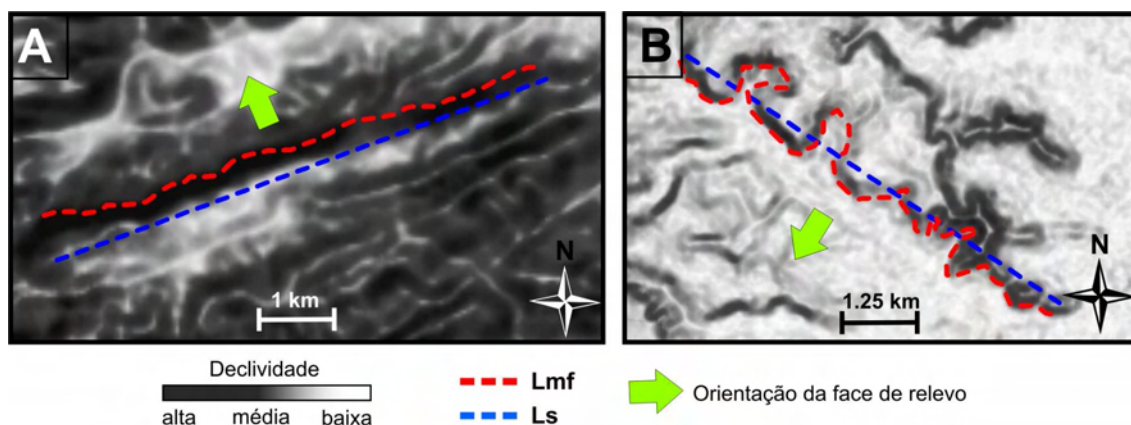


Figura 6.37 - Representação espacial das variáveis do cálculo de Smf sobre a base de declividade nos setores dos rios Ferreira B (A) e Popocas B (B). (Lmf = comprimento da frente da montanha medida em sua base, onde ocorre mudança de declividade; e Ls = comprimento, em linha reta, da face do relevo).

6.3.6 Índice de atividade tectônica relativa (Iat)

O índice de atividade tectônica relativa é resultante da combinação dos índices RDE, Af , Hi e Smf . O índice Vf não foi considerado neste cálculo por apresentar grande homogeneidade nas resultantes obtidas, o que não contribuiria, neste caso, para distinguir entre terrenos com maiores e menores indicativos de influência de atividade tectônica. Além desta justificativa, o elemento geológico/geomorfológico sugere forte influência na homogeneização dos dados de Vf . O substrato rochoso essencialmente arenítico da porção leste e o terreno antigo da porção oeste justificam a forma em “U”, apresentado pela maior parte dos vales. Esta feição decorre, provavelmente, dos processos de erosão lateral, ora acentuados pelo tempo de exposição das encostas na porção oeste, ora pela composição friável das rochas da porção leste.

O valor médio das categorias de intensidade tectônica (Cit) obtido para cada sub-bacia hidrográfica é expresso na Tabela 6.6. A partir destes valores, foram obtidas seis classes de Iat (Figura 6.38), sendo as classe 1 e 6 representativas de maior e menor intensidade tectônica, respectivamente. De acordo com os valores apresentados por El Hamdouni et al. (2008), os índices de 2,5 a 2,0 indicam intensidade tectônica moderada e, nesta condição, se encaixaram as classes 4, 5 e 6 de Iat . Os valores 1,50 e 1,75, representantes das classes 2 e 3 respectivamente, enquadram-se na qualidade de intensidade tectônica alta, e o valor 1,25 indica intensidade tectônica altíssima.

Tabela 6.6 - Índice de intensidade tectônica relativa (*Iat*) para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo.

Sub-bacias hidrográficas	RDE	Af	Hi	Smf	Σ Cit/n	Iat
Boqueirão (1)	1	1	3	2	1,75	3
Cruangi (2)	1	3	2	2	2,00	4
Ferreiras (3)	1	3	2	2	2,00	4
Goiana (4)	1	3	3	2	2,25	5
Sirigi (5)	1	3	3	2	2,25	5
Tiuma (6)	1	2	3	1	1,75	3
Abiaí (7)	1	2	3	2	2,00	4
Popocas (8)	1	1	2	3	1,75	3
Dois Rios (9)	1	1	3	2	1,75	3
Gramame (10)	1	3	3	2	2,25	5
Mamuaba (11)	1	2	2	2	1,75	3
Mumbaba (12)	1	2	2	2	1,75	3
Salsa (13)	2	1	3	2	2,00	4
Paraibinha (14)	1	1	2	2	1,50	2
Paroeira (15)	1	1	2	1	1,25	1
Sal Amargo (16)	2	1	1	3	1,75	3
Carapebus (17)	-	2	2	2	2,00	4
Cuiá (18)	1	3	2	2	2,00	4
Garaú (19)	2	2	3	2	2,25	5
Guruji (20)	1	1	2	2	1,50	2
Jaguaribe (21)	1	3	1	1	1,50	2
Macatu (22)	-	2	3	2	2,33	6

Os padrões de ocorrência das classes obtidas na área de estudo não apresentaram configuração substancialmente uniforme. No entanto, são observadas duas importantes tendências. A primeira indica que na porção NE – E da área de estudo há uma complexidade maior na caracterização da intensidade tectônica, visto que nesta porção são encontradas sub-bacias hidrográficas representantes de todas as classes de intensidade tectônica (*Iat*) aqui estabelecidas (classe 1 a classe 6). A segunda tendência observada foi a presença de sub-bacias hidrográficas com classes indicativas de intensidade tectônica alta e altíssima na porção ligeiramente à direita do rio Paraíba, ou

seja, toda a faixa norte da área de estudo. Portanto, trata-se de uma área de atenção especial na avaliação morfotectônica.

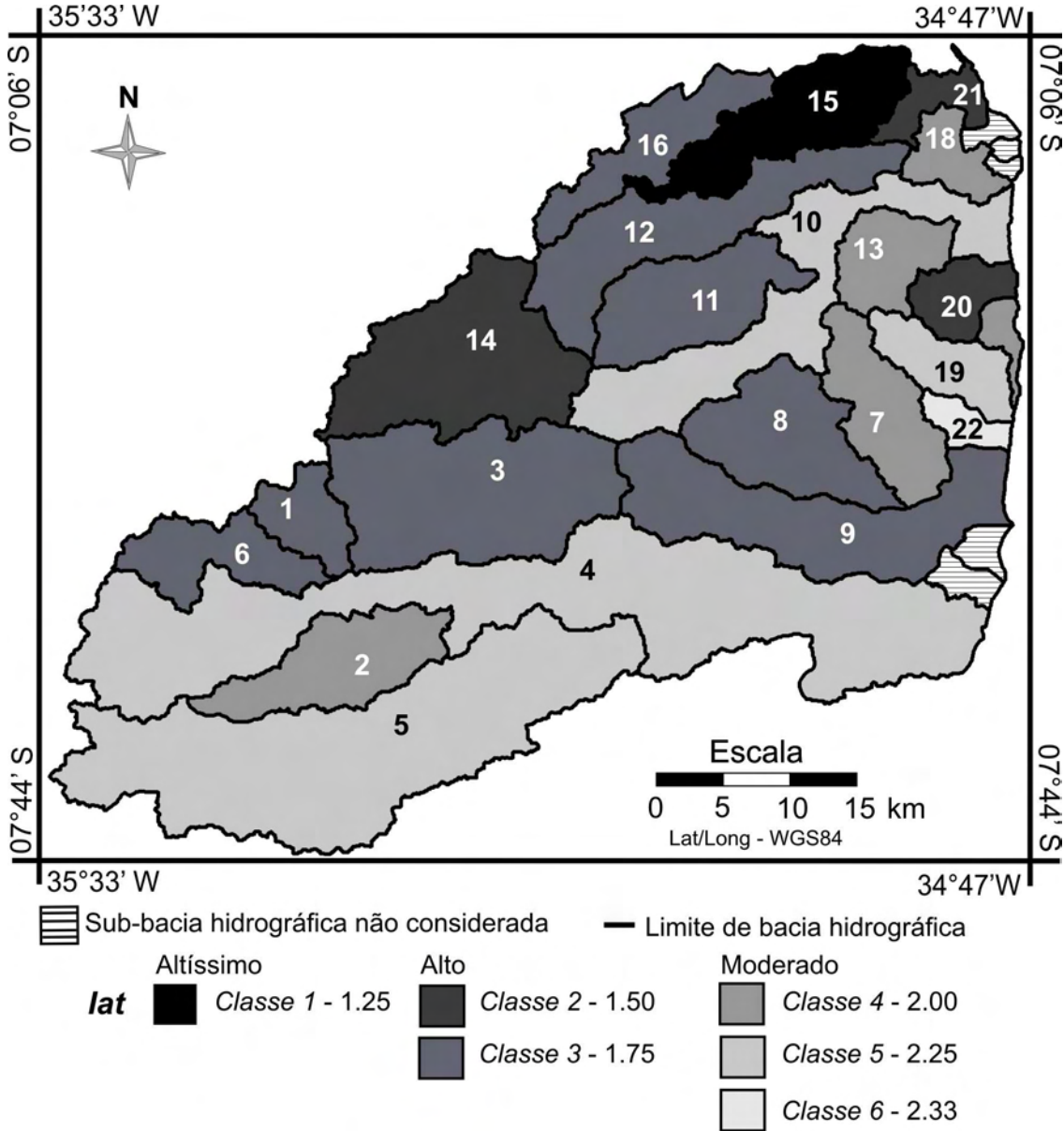


Figura 6.38 - Classes de *Iat* definidas para a porção central da bacia Paraíba.

6.4 Registro geomorfológico e geológico em campo

A caracterização geomorfológica e geológica detalhada da área de estudo é tema que vai além dos objetivos deste estudo. Porém, neste item, registram-se, de forma preliminar, algumas morfologias de grande expressão, visando observar sua correspondência comparando-se dados de sensoriamento remoto, de campo e, quando possível, de afloramento. De forma geral, a morfologia do terreno apresentou tendência associada à idade dos tipos litológicos, onde quanto mais jovem o substrato, mais plano o relevo condizente à litologia. As depressões expressivas de relevo extremamente plano caracterizadas nos dados de sensoriamento remoto são condizentes, em geral, à unidade referente aos sedimentos aluviais atuais (Figura 6.39-A e B). Grandes platôs, que revelam superfície extremamente plana, são característicos das morfologias referentes aos Sedimentos Pós-Barreiras 2 (Figura 6.39-C). Já relevo suavemente ondulado é geralmente condizente com os Sedimentos Pós Barreiras 1 (Figura 6.39-D). Superfícies onduladas e fortemente onduladas são características de áreas com ocorrência da Formação Barreiras (Figura 6.39-E). Feições tabuliformes ocorrem largamente na área de estudo e ocorrem, mais comumente, onde os Sedimentos Pós Barreiras se sobrepõem à Formação Barreiras ou, em alguns casos, somente na Formação Barreiras (Figura 6.39-F). Superfícies onduladas, fortemente onduladas, e até superfícies de extrema variação altimétrica com características montanhosas, são encontradas em associação ao embasamento cristalino (Figura 6.39-G).

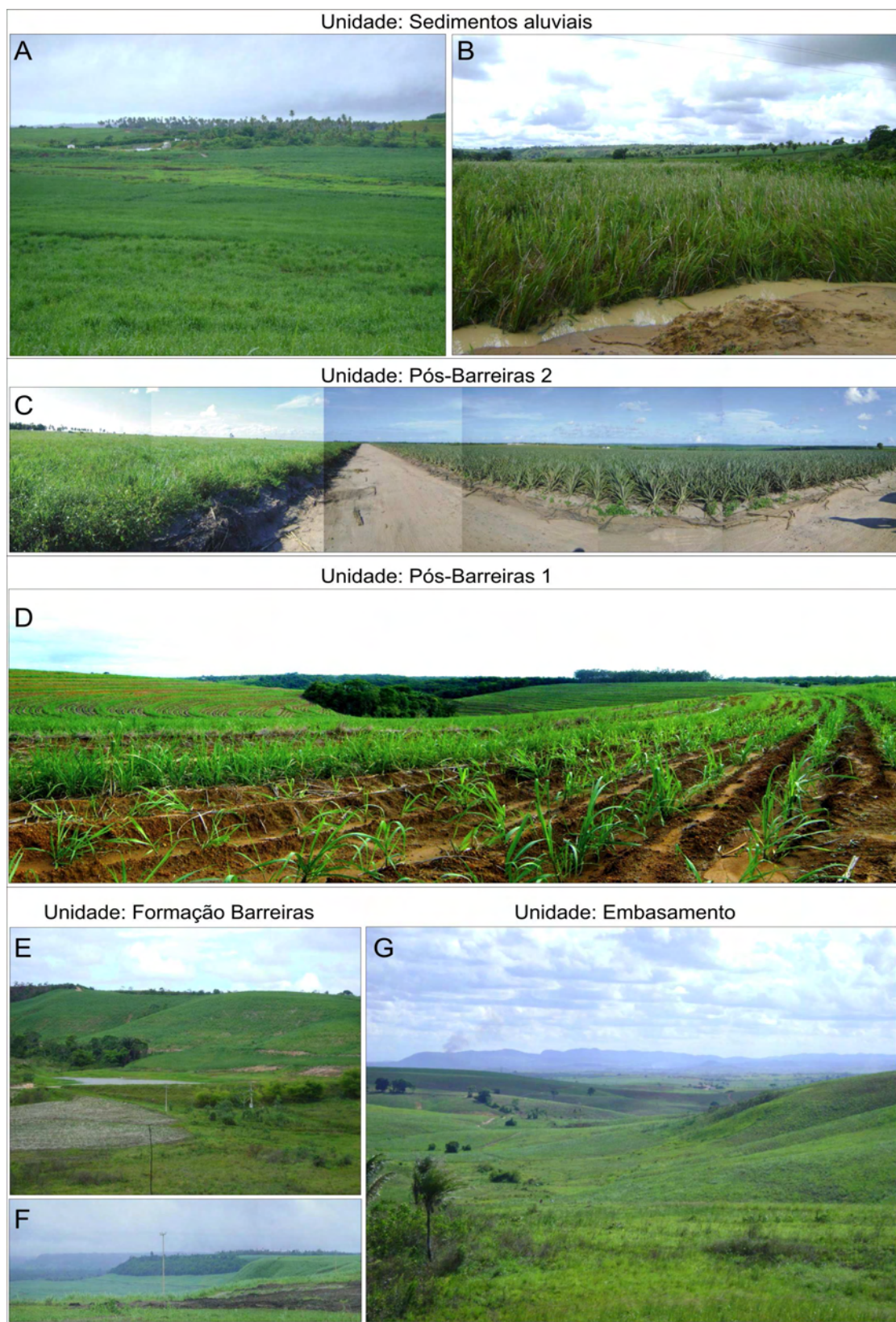


Figura 6.39 - Padrões de morfologias referentes a unidades litológicas predominantes na área de estudo. A e B - Depósitos aluviais. C - Sedimentos Pós-Barreiras 2. D - Sedimentos Pós-Barreiras 1. E e F - Formação Barreiras. G - embasamento cristalino proterozóico.

Registros de campo revelaram morfoestruturas de forte expressão no relevo e feições de deformação nas unidades sedimentares expostas em afloramentos (Figura 6.40).

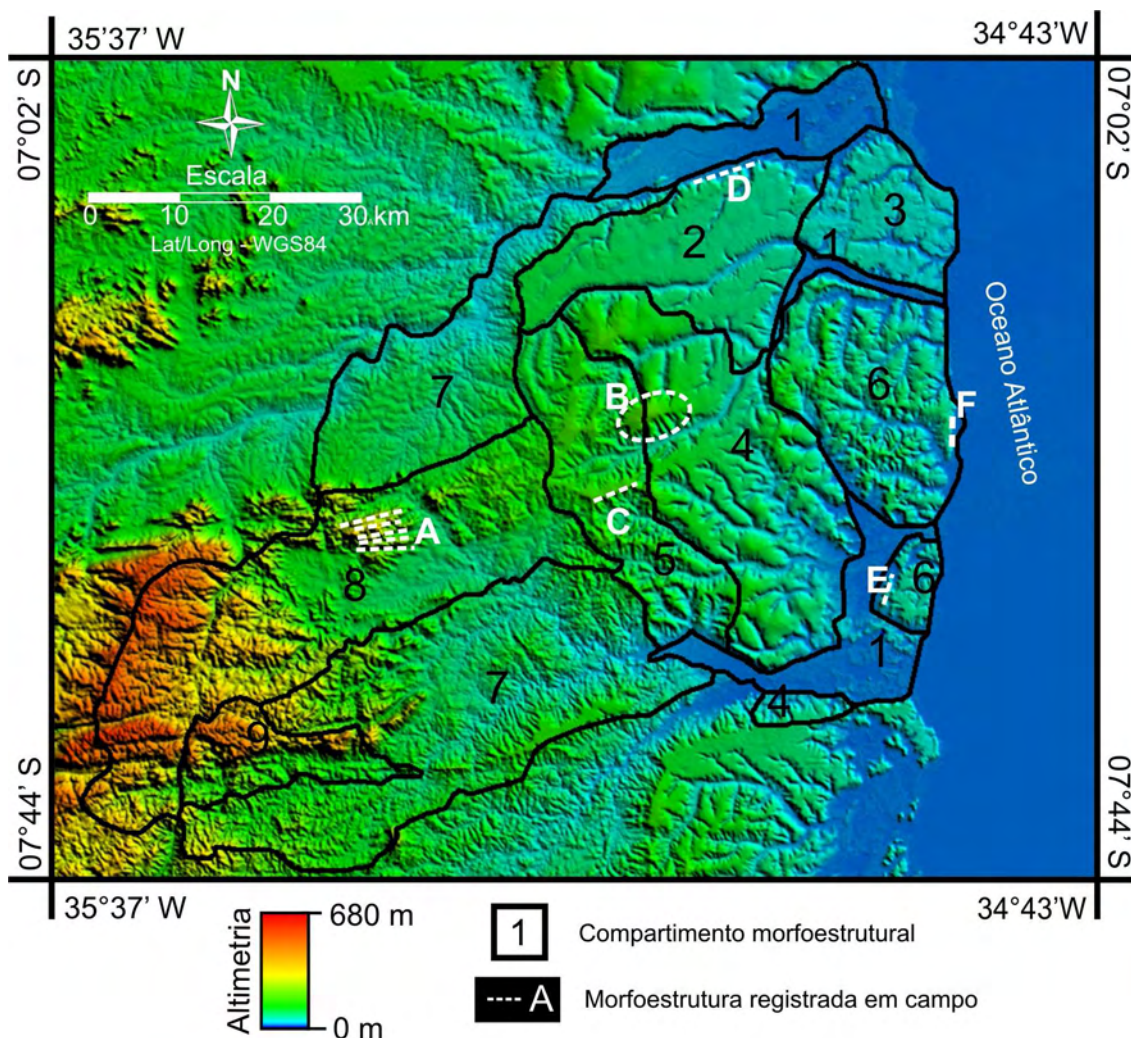


Figura 6.40 - Localização de registros fotográficos ilustrativos de feições do relevo e afloramentos característicos na área de estudo.

A maior parte do registro de morfoestruturas ocorreu em áreas correspondentes aos compartimentos morfoestruturais com presença predominante das unidades sedimentares, como apresentado abaixo. No entanto, expressivas morfoestruturas do embasamento foram registradas no compartimento morfoestrutural 8 (Figura 6.40-A). Estas se caracterizam por forte variação altimétrica entre formas de baixo e alto topográfico, com orientação predominante de E – W e ENE – WSW (Figura 6.41).

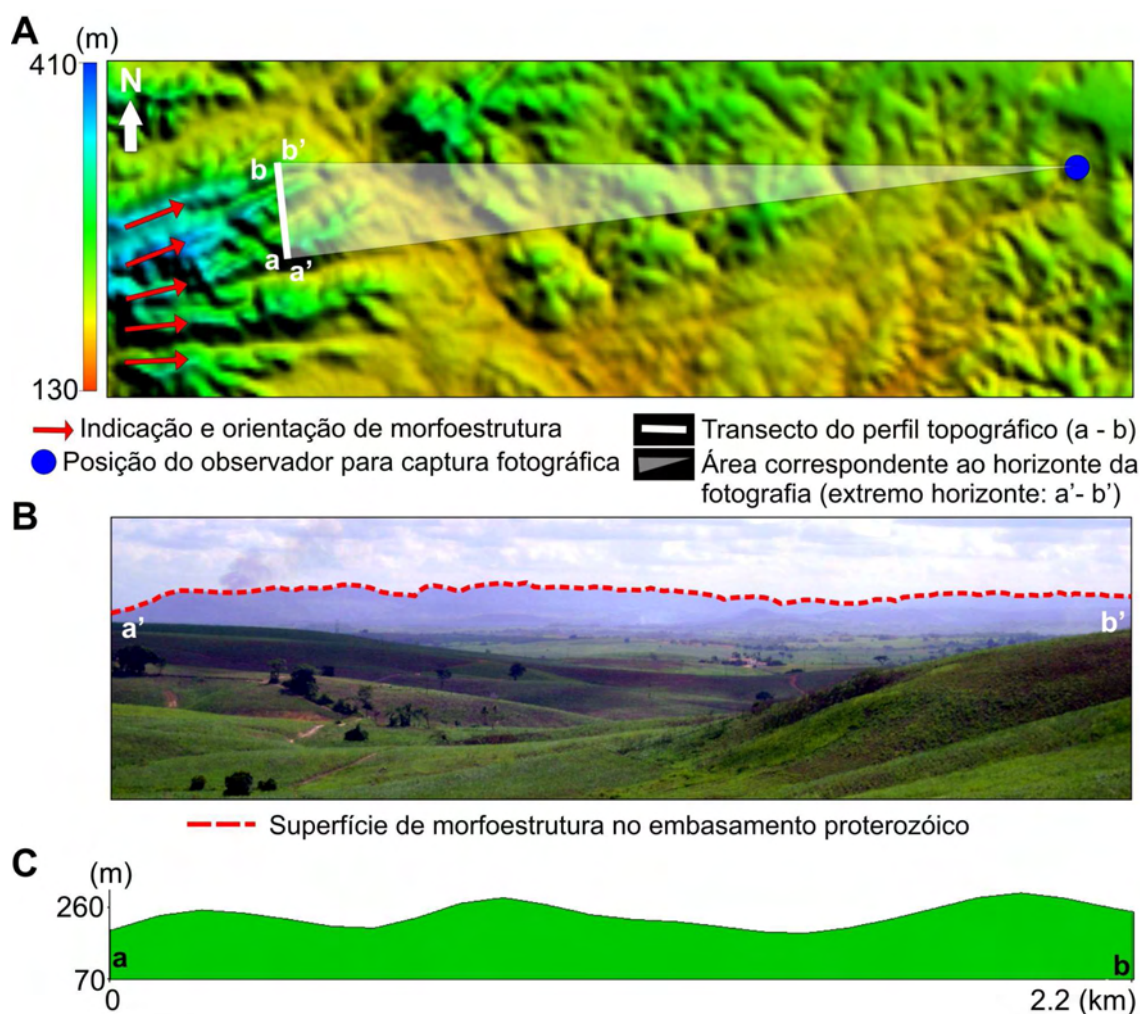


Figura 6.41 - Morfoestruturas do embasamento proterozóico.

A – Indicação de morfoestruturas a partir do MDE-SRTM representado com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. B – Fotografia das morfoestruturas obtida a aproximadamente 18 km de distância. C – Perfil topográfico a partir de um transecto aproximadamente perpendicular à orientação das morfoestruturas.

Na porção leste da área de estudo, ocorre uma feição dômica (Figura 6.42), que é uma das morfologias de maior expressão no relevo da área de estudo, estando localizada entre os compartimentos morfoestruturais 4 e 5 (Figura 6.40-B). Esta morfoestrutura, de origem ainda desconhecida, tem direção ENE – WSW, e ocorre em área mapeada como Sedimentos Pós-Barreiras. Abaixo destes depósitos, na encosta do domo, observa-se que estes estratos ocorrem sobre a Formação Barreiras que, por sua vez, assenta-se diretamente sobre o embasamento proterozóico. Um ponto de destaque é que o domo

está em continuidade física com lineamento de direção ENE – WSW, o qual se prolonga para oeste, em direção ao embasamento cristalino.

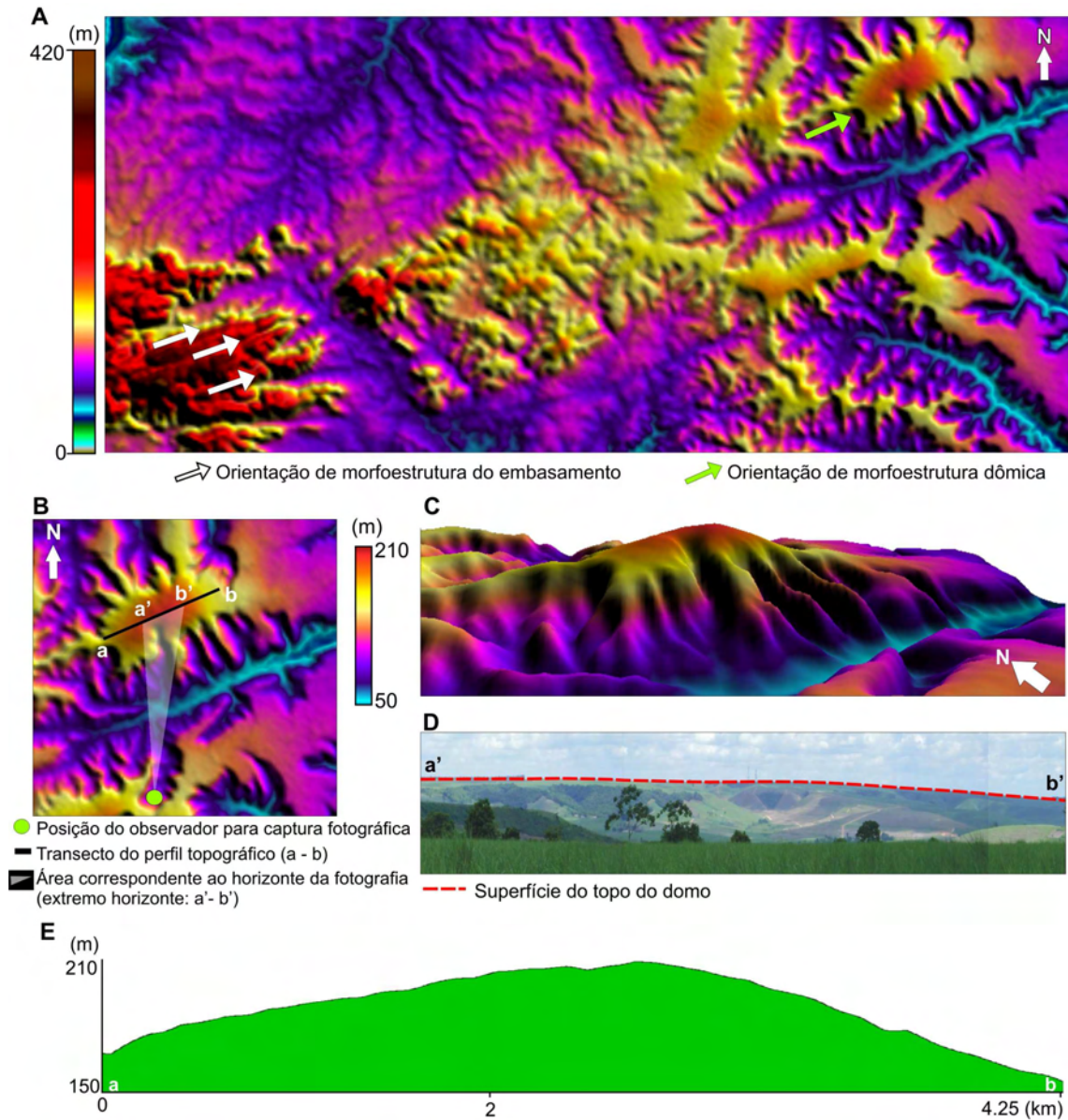


Figura 6.42 - Morfoestrutura dômica.

A – Correspondência de disposição entre morfoestrutura do embasamento, no setor sudoeste, e a feição dômica, no setor nordeste. B – Domo a partir do MDE, representado com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. C – Visualização do domo em terceira dimensão, com exagero vertical de 8 vezes do MDE. D – Fotografia da morfoestrutura obtida a aproximadamente 6 km de distância. E – Perfil topográfico a partir de transecto sob mesma orientação da morfoestrutura.

No compartimento 5, outra morfoestrutura se destaca, sendo ela caracterizada por seqüência de escarpas com direção predominantemente ENE – WSW (Figura 6.43). Esta morfoestrutura ocorre num setor com exposição dos Sedimentos Pós-Barreiras 1.

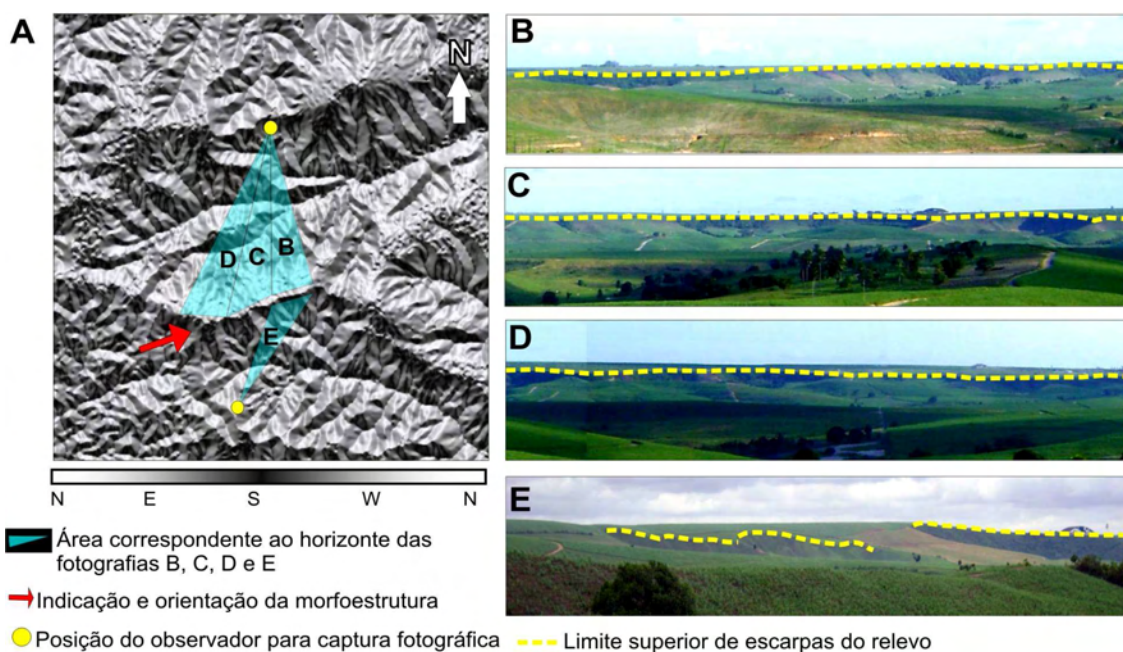


Figura 6.43 - Morfoestrutura expressa em Sedimentos Pós-Barreiras.

A – Morfoestrutura expressa através do produto de orientação das vertentes. B, C, D e E – Fotografias da morfoestrutura em seqüência de escarpas (fotos obtidas a aproximadamente a 6 km de distância da morfoestrutura).

Na porção norte da área de estudo, entre os compartimentos morfoestruturais 1 e 2, outras feições de grande expressão são reveladas por escarpas retilíneas ao longo do baixo curso do rio Paraíba. Na Figura 6.44, é apresentada uma morfoestrutura ao longo da margem direita do rio Paraíba, que apresenta orientação ENE – WSW na forma de escarpas numa zona de contato entre os Sedimentos Pós-Barreiras 1 e os sedimentos aluviais recentes. No compartimento 6, setor com maior volume de registro de campo, além de fortes rupturas de relevo reveladas em escarpas como indicado em outros compartimentos, se destacam-se morfologias de tabuleiros e falésias na faixa costeira.

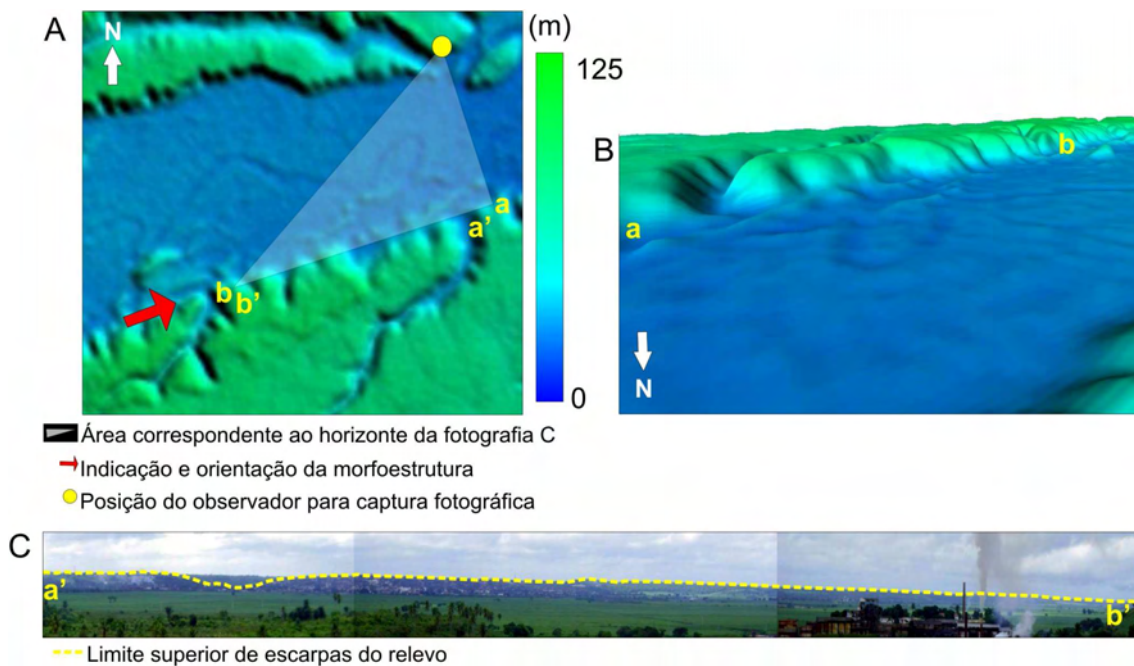


Figura 6.44 - Morfoestrutura no setor do Baixo rio Paraíba.

A – Escarpa próxima a margem direita do rio Paraíba, a partir de MDE representado com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. B – Visualização da morfoestrutura em terceira dimensão, com exagero vertical do MDE de 6 vezes. C – Fotografia da morfoestrutura obtida a aproximadamente 6 km de distância.

Na porção sul do compartimento morfoestrutural 6 (Figura 6.40-E), ocorrem feições tabuliformes, que indicam morfoestruturas de direção NNE – SSW. Estas morfoestruturas são capeadas pela Formação Barreiras, ocorrendo depósitos aluviais recentes em seu entorno e em nível topográfico inferior (Figura 6.45). Na porção leste (Figura 6.40-F) deste mesmo compartimento morfoestrutural, escarpas costeiras abruptas reveladas por falésias são abundantes, sendo orientadas aproximadamente na direção N – S. A Figura 6.46 ilustra a falésia de Tambaba, com orientação predominantemente N – S, e com variação altimétrica de 70 m. A morfologia ocorre numa porção de exposição da Formação Barreiras e dos Sedimentos Pós-Barreiras 1.

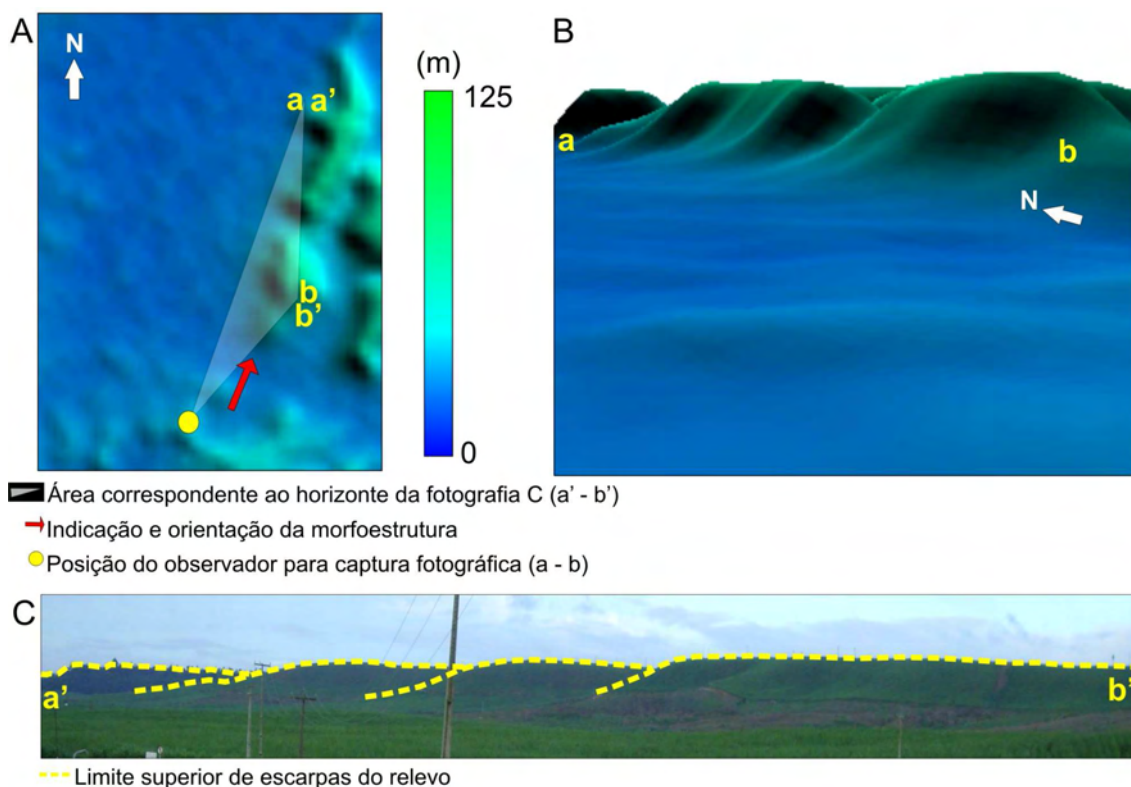


Figura 6.45 - Tabuleiros costeiros na porção leste da área de estudo.

A – Escarpas de tabuleiros a partir do MDE, representado com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. B – Visualização em terceira dimensão das morfoestruturas com exagero vertical do MDE de 6 vezes. C – Fotografia dos tabuleiros, obtida a aproximadamente 3 km de distância.

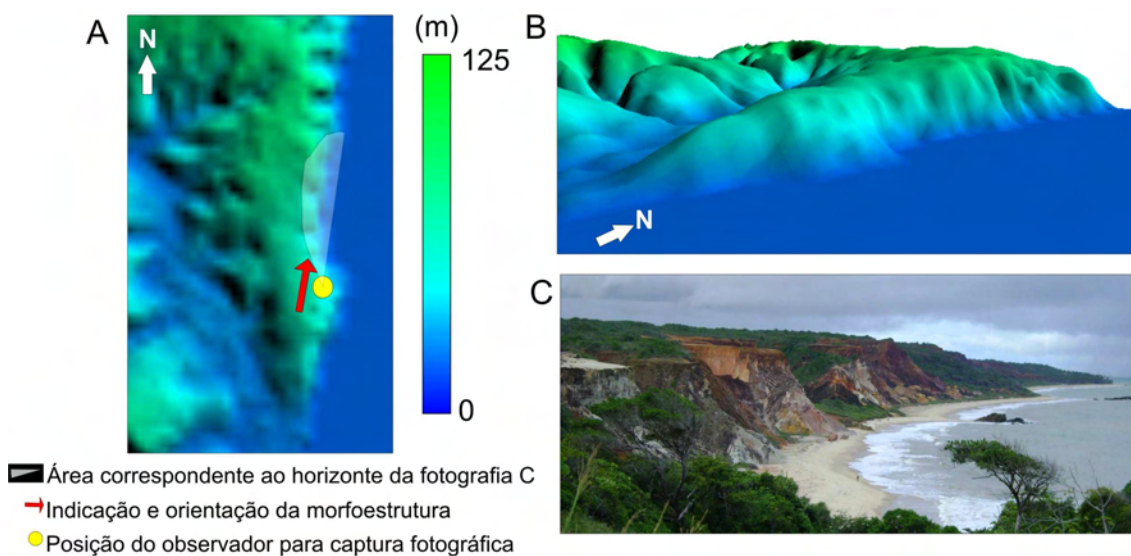


Figura 6.46 - Falésias da praia de Tambaba.

A – Morfologia das falésias a partir do MDE, representado com direção de iluminação em elevação e azimute de 45°. B – Visualização das falésias em terceira dimensão, com exagero vertical do MDE de 8 vezes. C – Fotografia das falésias, obtida a aproximadamente 1 km de distância.

Assim como os registros da morfologia, foram detectados alguns indicativos de deformação do terreno em afloramentos (i.e., corte de estrada e falésias) do embasamento (Figura 6.47) e de coberturas sedimentares (Figura 6.48, Figura 6.49 e Figura 6.50).

No embasamento cristalino, ocorre grande volume de fraturas, geralmente subverticais, em diversas orientações (Figura 6.47), o que sugere a alta exposição deste terreno a diversos esforços tectônicos. Nas unidades sedimentares, ocorrem vários indícios de deformação tectônica, incluindo-se: fraturas preenchidas por sedimentos (Figura 6.48-A), falhas com rejeito lateral que denotam transcorrência sinistral (Figura 6.48-B), mineralizações associadas a fraturas (Figura 6.48-C), fratura (Figura 6.48-D) e falhas normais com pequenos rejeitos (Figura 6.48-E e F).

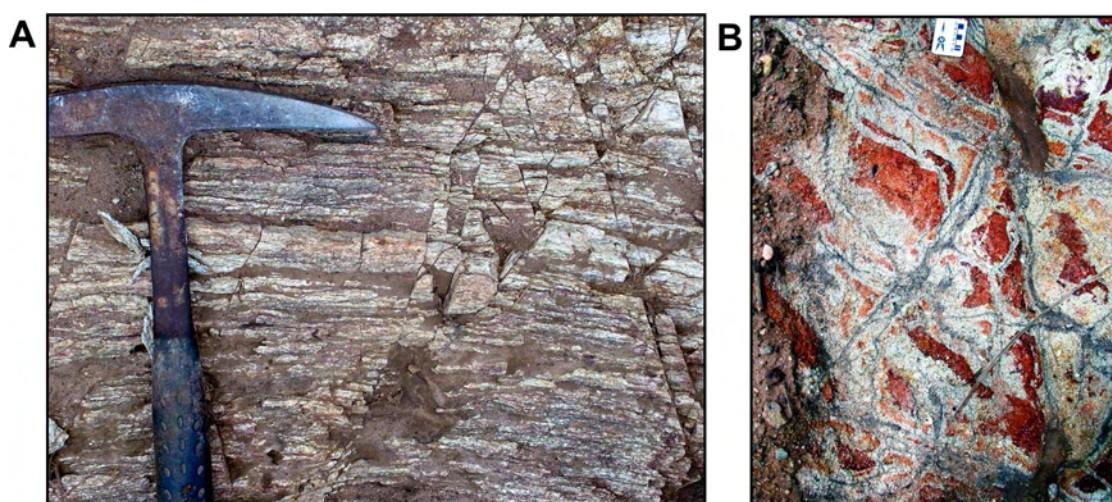


Figura 6.47 - Feições de deformação rúptil no embasamento cristalino.

A – Embasamento inalterado, fortemente fraturado, com fraturas subverticais com diferentes orientações. B – Embasamento alterado também fortemente fraturado.

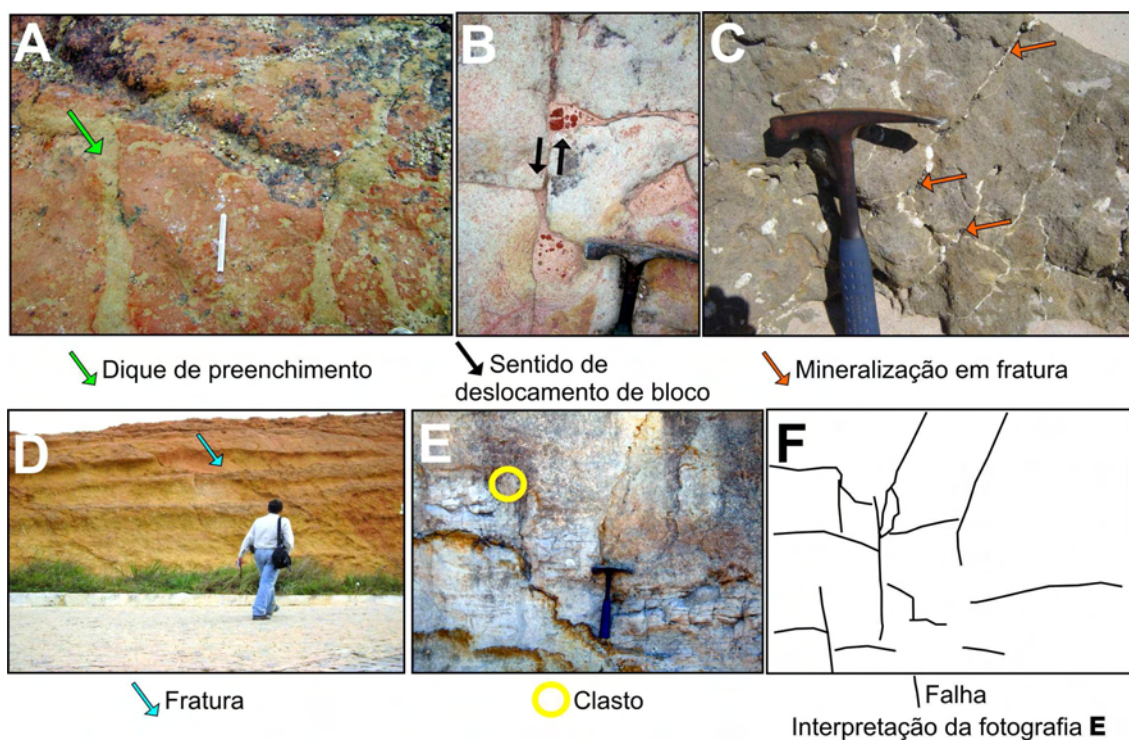


Figura 6.48 - Indícios de deformação nas unidades sedimentares.

A – Fraturas reveladas por diques de preenchimento. B – Falhas com rejeito lateral. C – Fraturas com presença de mineralizações. D – Fratura. E – Falhas normais com pequenos rejeitos. F – Interpretação da fotografia E.

Registros mais detalhados de possíveis deformações foram obtidos em afloramentos da Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras. (Figura 6.49 e Figura 6.50). Estas incluem conjuntos de falhas normais e fraturas subverticais com direções diversas (Figura 6.49-A e B). É interessante notar que localmente os Sedimentos Pós-Barreiras ocorrem lateralmente à Formação Barreiras em contato por falha normal (Figura 6.49-A e B). Adicionalmente, a Formação Barreiras apresenta dobras anticlinais (Figura 6.50) e sinclinais de grande amplitude. O dobramento afetou não só depósitos desta unidade, mas também paleosol laterítico associado à discordância em seu topo.

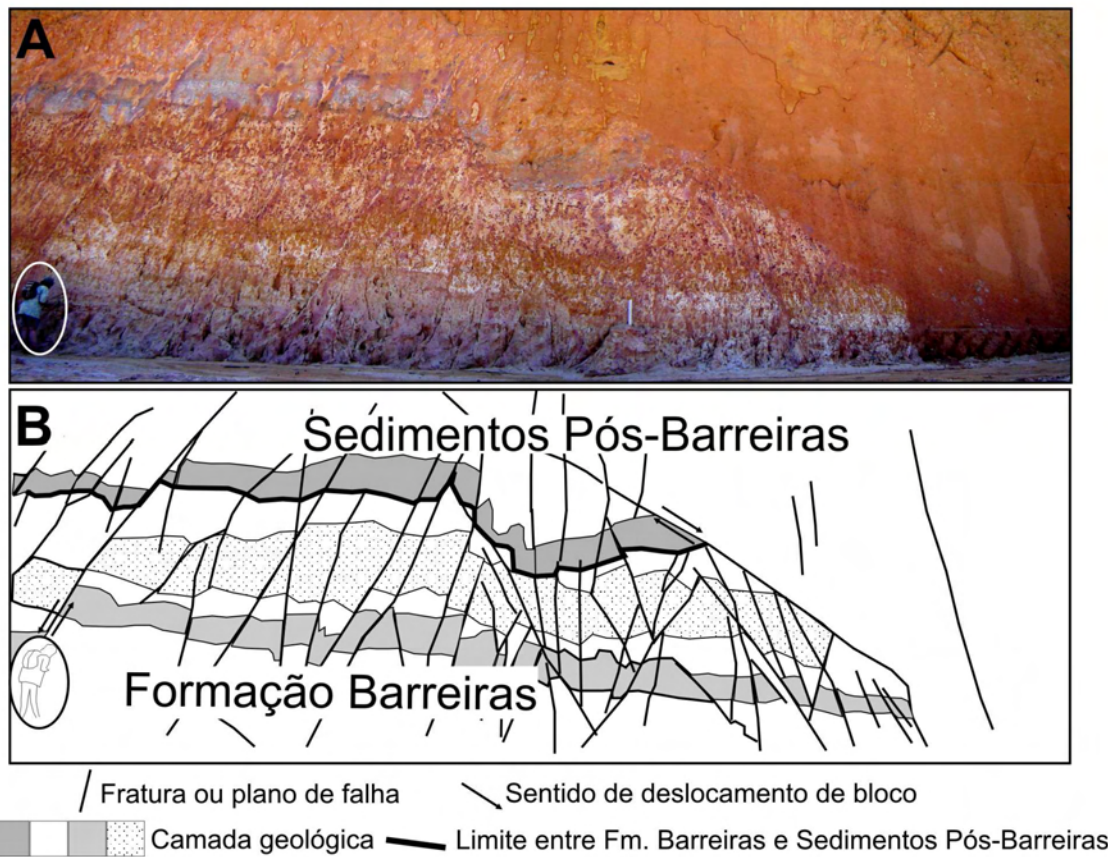


Figura 6.49 - Indícios de deformação nas unidades sedimentares Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras.

A – Afloramento das unidades sedimentares. B – Interpretação da fotografia A, indicando fraturas, falhas, e camadas geológicas. (círculo indica pessoa para escala)

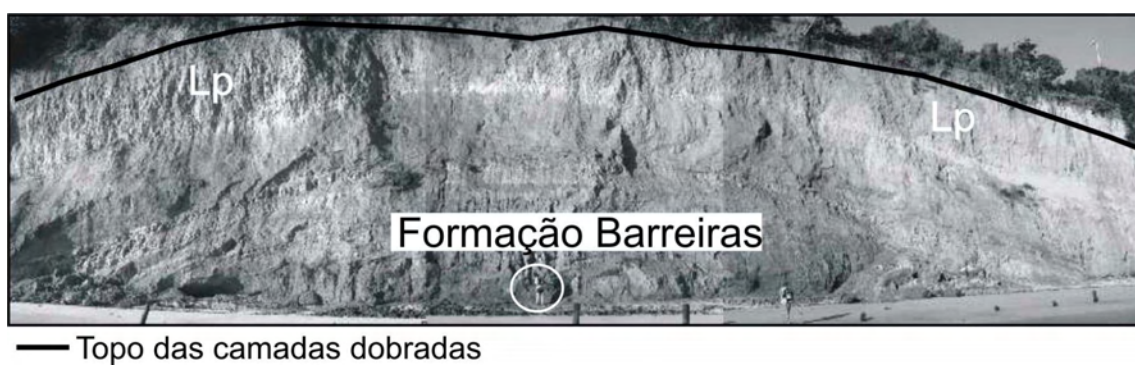


Figura 6.50 - Feição de dobra na unidade litológica da Formação Barreiras.

Lp = paleossolo laterítico associado à discordância do topo desta unidade, o qual foi também afetado pelo dobramento. (círculo indica pessoa para escala).

7 DISCUSSÕES

Os resultados desta pesquisa atestam a eficiência de produtos derivados de MDE-SRTM na caracterização morfoestrutural da área de estudo, tanto na porção correspondente às rochas do embasamento, quanto na área referente à cobertura sedimentar da porção central da Bacia Paraíba. A metodologia empregada, integrando dados qualitativos e quantitativos, produziu um volume significativo de informações que permite sugerir forte influência de deformação tectônica na área de estudo. Isto foi demonstrado por um conjunto de evidências resultantes da análise dos lineamentos morfoestruturais, da caracterização da rede de drenagem, e da integração de vários índices morfométricos. Essas evidências serão discutidas em detalhe na seqüência deste trabalho. Antes disto, porém, apresenta-se a avaliação do estudo comparativo entre o MDE-SRTM e o ALOS-PALSAR no que se refere à sua eficácia na extração de lineamentos morfoestruturais. Isto será feito por duas razões: 1- a análise de lineamentos morfoestruturais é fundamental para o reconhecimento de feições na paisagem que possam ser relacionadas com estruturas tectônicas; e 2- a disponibilidade desses produtos de sensoriamento remoto é ainda recente e, portanto, praticamente inexistem estudos que visem a sua avaliação no mapeamento de lineamentos morfoestruturais.

7.1 Comparação do ALOS-PALSAR com MDE-SRTM na extração de lineamentos morfoestruturais

As imagens PALSAR, processadas e combinadas, permitiram a identificação de lineamentos morfoestruturais em diferentes graus de eficiência nas diversas porções do terreno. Isto foi demonstrado pela comparação entre os resultados derivados deste produto com o SRTM. Com base nisto, pode-se concluir que a utilização de dados PALSAR não proporcionou melhoria no mapeamento dos lineamentos morfoestruturais realizados com SRTM e seus subprodutos, como orientação de vertentes e curvatura horizontal, em nenhum dos setores analisados. Pelo contrário, os resultados foram ou similares, ou ficaram aquém do mapeamento feito com o MDE-SRTM. Vários fatores podem ter contribuído para mascarar a visualização de lineamentos nos produtos PALSAR, como a geometria de obtenção das imagens em interação com a orientação das feições analisadas, e interferência de elementos da ocupação do solo.

Dentre os fatores acima relacionados, a distorção revelada pela inversão de relevo foi um agente importante de interferência na identificação de lineamentos morfoestruturais. A interferência deste efeito na interpretação visual representou um problema particularmente expressivo nos setores da porção oeste, marcado por fortes contrastes altitudinais. Esta característica natural, aliada ao baixo ângulo de incidência do sensor PALSAR, contribuíram fortemente para isto. O processamento de contraste linear negativo empregado nas imagens PALSAR trouxe importante ganho à interpretação visual das feições positivas e negativas do relevo, amenizando o efeito de inversão de relevo. Com isto, houve ganho na visualização de lineamentos nesses produtos, onde outros tipos de interferências estiveram ausentes.

Porém, resultados do mapeamento de lineamentos morfoestruturais com o PALSAR foram, em geral, inferiores àqueles derivados dos produtos SRTM, mesmo onde não houve efeito de inversão de relevo, ou onde este foi atenuado. Nestes casos, deve-se aventar outra característica geométrica durante o imageamento com o sensor PALSAR, que possa ter contribuído para minimizar a detecção de feições morfoestruturais. Este efeito é provavelmente relacionado ao azimute de visada utilizado pelo PALSAR. O fato deste ser operado em órbita ascendente e com azimute de visada de 78° sob latitude equatorial, pode ter contribuído para ocultar ou atenuar morfoestruturas orientadas paralelamente a este azimute. A reduzida ocorrência de lineamentos morfoestruturais com direção E – W, ou próximas a esta, nos dados PALSAR, é condizente com esta interpretação, já que dados geológicos mostram que estruturas com este direcionamento são dominantes na área de estudo (Figura 4.2). Esta interpretação é reforçada, também, pelo maior realce de morfoestruturas com orientação perpendicular ao azimute de visada. Efeitos similares de atenuação e realce de feições morfoestruturais, atrelados ao azimute de visada no imageamento, já foram discutidos na literatura com referência a alguns sistemas orbitais de radar que antecedem a operação do PALSAR (p.e., LOWMAN JÚNIOR, 1994; PARADELLA et al., 2005).

Outro efeito de grande importância na atenuação dos lineamentos morfoestruturais foi imposta pela influência proporcionada pela cobertura do solo (p.e., cultivo agrícola e malha urbana). Este efeito varia nos diferentes setores analisados, dada a distribuição

heterogênea destes elementos nos dados PALSAR. De modo geral, isto é sugerido pela maior interferência destes elementos em áreas planas, onde a ocupação do solo é geralmente maior, e sua menor interferência em áreas de relevo acidentado, onde a ocupação do solo é geralmente menor. A forte atenuação ou completa ausência de lineamentos morfoestruturais em áreas com forte evidência de antropização suporta afirmar que este elemento tem forte influência na visualização destas feições nas imagens PALSAR.

Como mencionado previamente, a aplicação de dados de micro-ondas adquiridos com sensor PALSAR destinados à sua avaliação na extração de lineamentos morfoestruturais são, ainda, raros. Entretanto, um estudo disponível na literatura já havia notado sua baixa eficiência para discriminar contatos litológicos e lineamentos morfoestruturais no terreno. Koch et al. (2008) concluíram que imagens adquiridas por este sensor não se apresentam como os produtos mais adequados ao mapeamento de lineamentos morfoestruturais em áreas glaciais do oeste da Austrália. Embora não tendo feito uso de MDE-SRTM, estes autores concluíram que este tipo de produto foi menos eficiente na extração dessas feições relativo a imagens Landsat ETM+.

É interessante lembrar que, para o caso particular da área de estudo, dados Landsat TM já haviam revelado sua eficiência inferior ao MDE-SRTM na extração de lineamentos morfoestruturais (ANDRADES FILHO; FONSECA, 2009). Contrariamente aos efeitos acima relacionados às imagens PALSAR, os dados SRTM, por conterem somente informações de elevação, foram mais favoráveis ao mapeamento de lineamentos morfoestruturais. As restrições reveladas pelas imagens PALSAR, aqui processadas, desmotivaram seu emprego como ferramenta auxiliar no mapeamento sistemático dos lineamentos morfoestruturais na área de estudo, principalmente considerando-se seu alto índice de ocupação do solo na área de estudo. Por este motivo, deu-se ênfase aos produtos derivados do MDE-SRTM no mapeamento dos lineamentos morfoestruturais. Como será discutido nos itens subseqüentes, a análise dos resultados obtidos com este produto aponta para seu grande significado como ferramenta auxiliar em estudos de mapeamento geológico e estrutural, confirmando feições já previamente

mapeadas e auxiliando a mapear uma abundância de outras que mostram direcionamentos compatíveis com estas.

7.2 Evidência de influência tectônica

Evidências de influência da atividade tectônica na área de estudo serão apresentadas a seguir pela interpretação dos lineamentos morfoestruturais, extraídos de feições correspondentes a altos e baixos topográficos, pela caracterização da rede de drenagem, particularmente incluindo seus padrões e anomalias, e pela integração de índices morfométricos.

7.2.1 Lineamentos morfoestruturais

Juntamente com as demais feições aqui discutidas, a compatibilidade entre estruturas tectônicas regionais e os lineamentos morfoestruturais extraídos do MDE-SRTM e, onde possível, confirmadas nas imagens PALSAR, constituem forte elemento em suporte à inclusão desta ferramenta como complementar em investigações geológicas visando análise estrutural. Isto é proposto com base no predomínio de lineamentos de direção E – W nos diagramas em roseta das Figura 6.17, que coincidem com a orientação dominante das zonas de falha não só na área estudada, mas também em todo o nordeste brasileiro. Assim, os lineamentos E – W nas áreas de ocorrência de embasamento cristalino, principalmente nos compartimentos morfoestruturais 7, 8 e 9, são relacionados com antigas zonas de cisalhamento precambrianas, que têm direção predominante E – W a ENE – WSW. (BRITO NEVES et al., 2004, 2005) (Figura 4.2).

O predomínio de lineamentos de direção E – W a ENE – WSW também na porção leste da área de estudo, especialmente nos compartimentos morfoestruturais 1, 4, 5 e 6, onde dominam depósitos sedimentares cretáceos e cenozóicos, sugere reativações de estruturas antigas do embasamento após o estabelecimento da bacia sedimentar. Um número crescente de estudos, tanto na Bacia Paraíba, quanto em seus arredores (p.e., BEZERRA et al., 2008; MORAIS NETO; ALKMIN, 2001), quanto em outras áreas do Nordeste (BEZERRA et al., 2001; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; BRITO NEVES et al., 2004; NOGUEIRA et al., 2010; SAADI; TORQUATO, 1991) e em demais regiões

do território brasileiro (COSTA et al., 2001; COSTA; HASUI, 1997; RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999), vêm ressaltando a importância de reativações de falhas tectônicas precambrianas durante o Cenozóico, inclusive no Quaternário. Registro sísmológico sugere que essas reativações podem estar se manifestando inclusive em tempos modernos, o que tem produzido abalos de diferentes magnitudes em várias localidades, especialmente do Nordeste do Brasil (p.e., FERREIRA et al., 2008; FERREIRA et al., 1998; FURRIER et al., 2006). Dados geológicos têm demonstrado a ocorrência de sismitos no registro sedimentar quaternário dessa região (p.e., BEZERRA et al., 2005; ROSSETTI et al., 2010; SAADI; TORQUATO, 1992).

A presença de modas significativas de lineamentos morfoestruturais de direções NE – SW e NW – SE em toda a área de estudo também pode ser associada à reativação de falhas. Publicação anterior, subsidiada em informações de campo, constatou a ocorrência de falhas tectônicas com direcionamentos aproximados imediatamente a noroeste da área de estudo (BEZERRA et al., 2008). Nessa localidade, os autores definiram o Graben de Cariatá, onde se registrou evidência de falhas tectônicas até o Pleistoceno. Adicionalmente, estudos de campo na Sub-bacia Alhandra revelaram várias falhas tectônicas com estas orientações gerais (BRITO NEVES et al. 2009).

A caracterização morfoestrutural realizada em campo, aliada à verificação de sua correspondência com lineamentos mapeados do MDE-SRTM, se constitui em evidência adicional em suporte ao relacionamento dos lineamentos a estruturas tectônicas. Estas são sugeridas pelas escarpas de direções E – W a ENE, N – S e NE – SW registradas nos compartimentos 5 e 8, nas falésias costeiras, e nas áreas de tabuleiros, respectivamente. Adicionalmente, a ocorrência de um grande volume de estruturas tectônicas em afloramentos representativos de todas as unidades geológicas, confirma que a área de estudo esteve sujeita a deformação tectônica até tempos geológicos recentes.

A maior concentração de lineamentos morfoestruturais nas áreas de ocorrência do embasamento cristalino (p.e., Figura 6.3) é condizente com a idade mais antiga desse terreno, considerando que os maiores registros de episódios tectônicos tenham ocorrido previamente ao estabelecimento da bacia sedimentar. Relativamente às áreas do

embasamento cristalino, a menor densidade de lineamentos morfoestruturais dos compartimentos relacionados com a cobertura sedimentar é compatível com terrenos formados em tempos geológicos mais recentes, conforme visualização combinada das Figura 6.3 e Figura 7.1.

Considerando-se somente as áreas de cobertura sedimentar, a diminuição geral na concentração de lineamentos em direção a estratos progressivamente mais jovens pode indicar redução dos episódios tectônicos com o tempo. Desta forma, o maior volume de lineamentos no compartimento 6, onde a Formação Barreiras é dominante, sugere concentração de episódios tectônicos após deposição desta unidade (i.e., Mesomioceno), porém antes da deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras no Pleistoceno tardio-Holoceno. É provável que estes eventos tenham ocorrido não só em decorrência de esforços distensivos, mas também por compressão, o que fica evidenciado pelo registro, em campo, de dobras neste compartimento morfoestrutural (ROSSETTI et al., 2009). Existem registros prévios de compressão no Nordeste do Brasil, de idade inferida campaniana a miocênica (MATOS, 2000). Entretanto, o fato da Formação Barreiras ter sido afetada pela deformação dúctil mostra que o evento de compressão foi posterior, ou pelo menos contemporâneo à formação desta unidade, sendo a idade pleistocênica sugerida por Bezerra et al. (2008). Além disto, como o dobramento afetou também o paleossolo laterítico do topo desta unidade, tido como formado entre o Tortoniano e Plioceno (ROSSETTI, 2004), pode-se sugerir que este evento foi mais provavelmente ativo após este período.

Apesar da diminuição na concentração dos lineamentos ao longo do tempo geológico, como discutido acima, é importante salientar que o registro destes em todos os setores de ocorrência dos depósitos sedimentares permite inferir atividade tectônica até o Holoceno. O maior volume de lineamentos de direção NE – SW e aproximadamente N – S na porção leste da área leva a propor que estas estruturas não tenham tido vínculo com estruturas do embasamento, mas registrem novas feições formadas em associação com a gênese e/ou evolução da Bacia Paraíba.

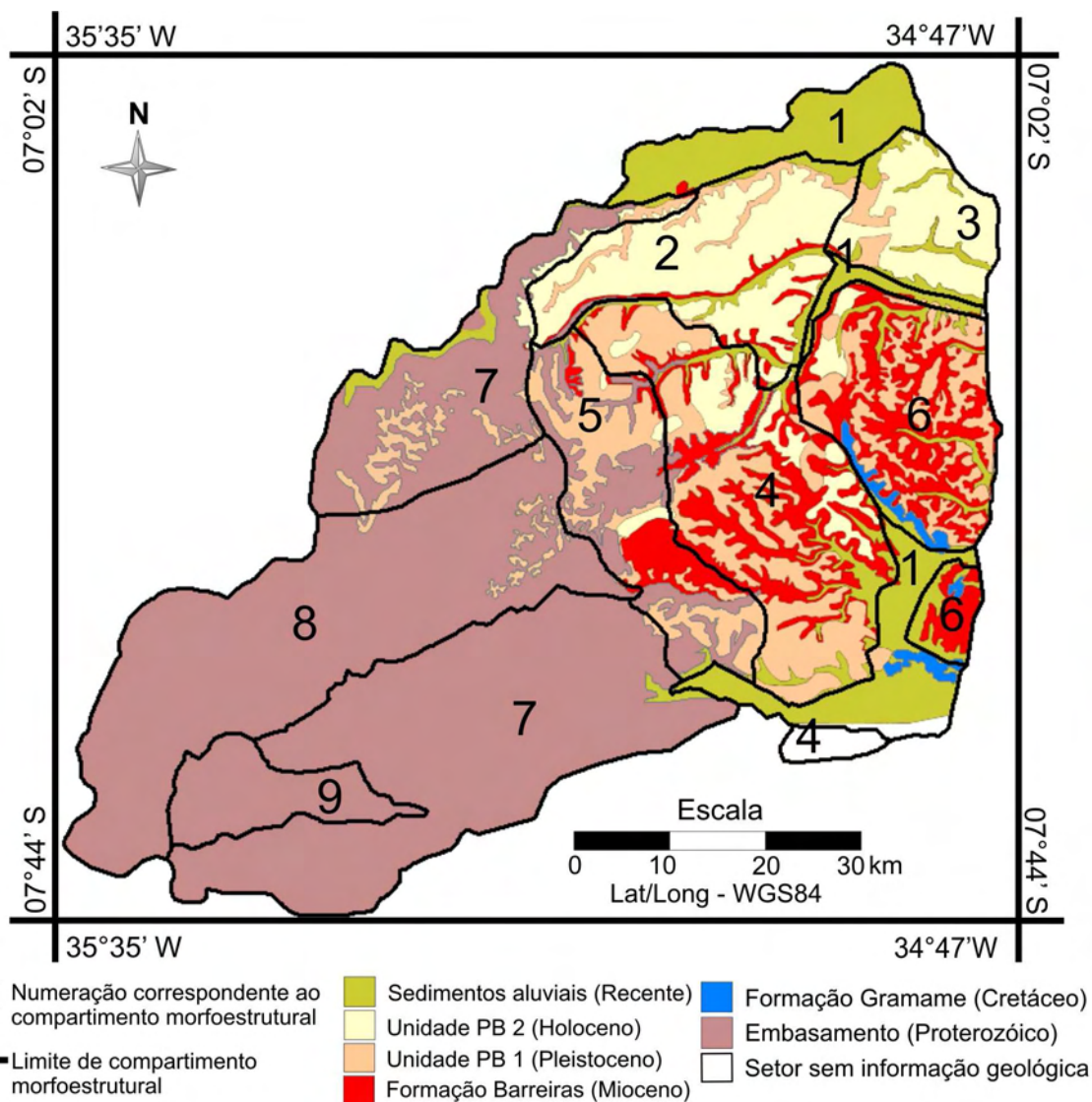


Figura 7.1 - Compartimentos morfoestruturais sobre as litologias da área de estudo.

Fonte: Adaptado do mapa geológico produzido pelo projeto FAPESP#06/04687-7, em execução na DSR do INPE.

7.2.2 Análise da rede de drenagem

A análise da rede de drenagem fornece informações que, quando analisadas em seu conjunto, revela indícios expressivos de influência de atividade tectônica na área de estudo. Em primeiro lugar, isto é revelado pelo fato de todas as bacias hidrográficas da porção oeste ocorrerem sobre rochas metamórficas do embasamento cristalino (Figura 7.2). Da mesma forma, grande parte das bacias hidrográficas do leste ocorre, em geral, sobre unidades sedimentares de composição litológica similar.

As feições anômalas verificadas em associação às bacias individuais devem refletir outro fator que não o litológico. De fato, padrões de drenagem anômalos e demais anomalias de drenagem descritas nas diferentes bacias estudadas são mais facilmente explicáveis sob efeito tectônico.

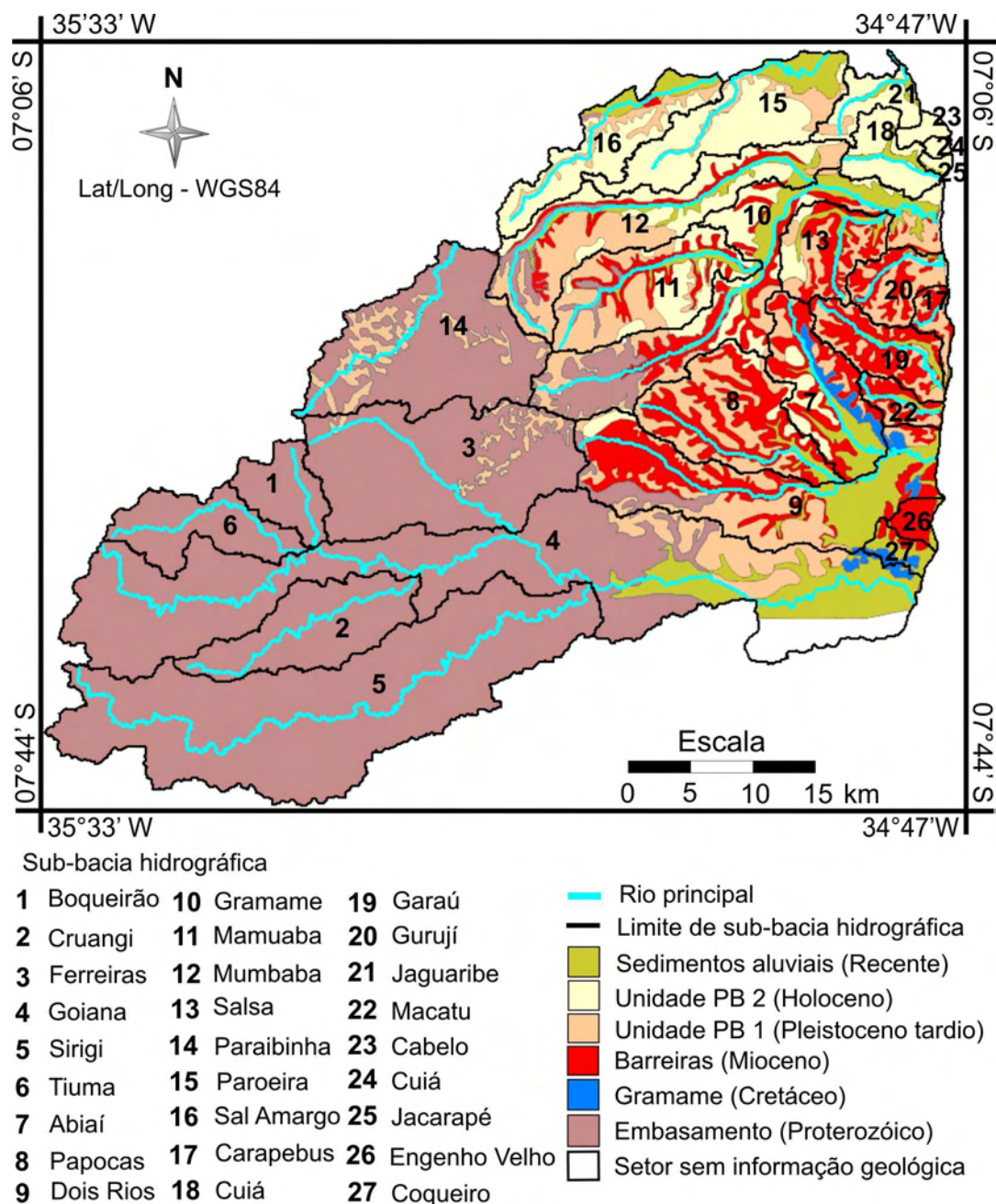


Figura 7.2 - Sub-bacias hidrográficas e rios principais sobre tipos litológicos da área de estudo.
 Fonte: Adaptado do mapa geológico produzido do projeto FAPESP#06/04687-7, em execução na DSR do INPE.

Em relação ao padrão, o predomínio de drenagem treliça e ampla variação deste tipo, bem como a ocorrência de padrão retangular angular e radial, são compatíveis com controle tectônico no estabelecimento dos canais fluviais da área de estudo. Os padrões em treliça e retangular angular configuram canais paralelos com tributários formando junções tipicamente em ângulo reto ou aproximadamente reto, que normalmente estão associados à combinação de conjuntos de estruturas tectônicas paralelas com conjuntos de estruturas perpendiculares. Estes padrões anômalos estão presentes em vários setores das bacias hidrográficas analisadas. O padrão radial configura canais que irradiam de um ponto central e pode refletir, embora não exclusivamente, deformações tectônicas que originem feição dômica ou feições alçadas destoantes da morfologia do terreno adjacente (p.e., HOWARD, 1967; SCHUMM, 1971; SUERTEGARAY et al. 2003).

É interessante observar que padrões em treliça e radial ocorrem principalmente na porção leste da área de estudo, onde diversas anomalias de drenagem, também atribuídas a controle estrutural, são registradas. Dentre as variações de treliça, o padrão treliça recurvada merece destaque, pois sua ocorrência na área de estudo está muito provavelmente relacionada com dobras. Primeiro, isto é sugerido porque terrenos dobrados normalmente produzem recurvamentos de drenagem similares aos observados na área de estudo. Segundo, e mais importante, forte recurvamento de drenagem, como aquele associado com a bacia do rio Gramame, ocorre onde foi verificado que a Formação Barreiras está dobrada em afloramento. A constatação, em campo, de dobras tectônicas onde ocorre a drenagem recurvada foi apontada como forte evidência de esforços tectônicos de natureza compressiva na área de estudo (ROSSETTI et al., 2009). A recorrência deste padrão na sub-bacia do rio Paroeira, no extremo norte da área de estudo, pode ser decorrente de uma maior expressão desses esforços na área de estudo.

Além de padrões sugestivos de influência tectônica, mudanças súbitas entre padrões adjacentes ao longo de uma mesma bacia hidrográfica, onde não se observa variação litológica significativa, são relacionadas a fatores tectônicos (HOWARD, 1967). Várias destas mudanças foram registradas em áreas de ocorrência do embasamento cristalino. Por exemplo, a mudança súbita de padrão retangular angular para subdendrítico e treliça em direção à jusante no rio Sirigi é provavelmente devido a deformações tectônicas.

Também se destaca a ocorrência de drenagem treliça direcional no alto curso do rio Ferreiras, bem como sua súbita mudança para padrão subdendrítico à jusante. Da mesma forma que nos outros casos de ocorrência de anomalias de drenagem, este padrão anômalo, bem como sua rápida mudança à jusante, não tem equivalência com contrastes litológicos significativos. Com isto, existe a possibilidade desta feição estar refletindo controle tectônico na porção montante deste rio. Na área correspondente à cobertura sedimentar, variações bruscas de padrão são ainda mais expressivas, indicando que as deformações tectônicas tiveram reflexo maior no controle da drenagem atual neste tipo de terreno. Estas variações são bem impressas no conjunto de sub-bacias do Gramame, onde é recorrente a intercalação entre padrões treliça, além da transição destes padrões para o padrão radial no alto curso deste rio e do rio Mamuaba. As variações de padrão treliça para treliça recurvada, já mencionadas previamente, sugerem que a área tem setores que sofreram deformações resultantes de esforços compressivos.

Evidências adicionais de atividade tectônica são expressas em outras anomalias de drenagem que ocorrem em todos os conjuntos de bacias hidrográficas da área de estudo. Estas consistem em fortes inflexões de drenagem, caracterizadas por formas “em cotovelo”, ou seja, ângulos retos. Feições similares têm sido relacionadas à captura de drenagem por ação tectônica (HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976). A abundância de canais com segmentos retilíneos sugere frequentes encaixes dos rios, possivelmente ao longo de planos de falhas e fraturas. Meandros comprimidos e isolados, similares aos observados na sub-bacia hidrográfica Sirigi e Goiana, podem refletir reajustes locais dos rios frente a terrenos deformados (p.e., DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991; HOLMES, 1965; HOWARD, 1967; SOARES; FIORI, 1976).

É interessante discutir, ainda, a variação espacial das anomalias de drenagem ao longo da área de estudo. Considerando-se mesmo contexto litológico, a densidade de drenagem e, principalmente, a forma de ocorrência das anomalias por inflexões de drenagem, comparando-se os setores norte e sul da porção oeste da área de estudo, sugere-se comportamentos tectônicos distintos do que ocorre no setor com domínio de embasamento cristalino. Destacam-se as inflexões no alto curso do rio Paraibinha em

área com ocorrência de Sedimentos Pós-Barreiras, o que sugere deformação na área de ocorrência do embasamento cristalino após deposição destes sedimentos. Portanto, a porção norte da área do embasamento, ou seja, a partir das sub-bacias hidrográficas Tiuma, Ferreiras e Paraibinha, têm reflexo de deformações ocorridas na porção leste da área.

Na área de domínio das unidades sedimentares, o setor norte apresenta maiores evidências de deformação tectônica. Isto pode ser demonstrado por anomalias de drenagem sob forma de inflexões na porção sul. No entanto, o que se destaca é o possível controle tectônico que abrange toda a área das sub-bacias hidrográficas Dois Rios, Popocas e Abiaí, conforme indicado pelo basculamento regional, que sugere uma área soerguida tectonicamente. Anomalias de drenagem também sugerem efeito tectônico significativo na porção central e norte da área com predomínio das unidades sedimentares, como atestam as falhas tectônicas na Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras, onde ocorrem também fortes inflexões de drenagem e vários segmentos de rios retilíneos. Em especial, um dos indícios mais fortes de deformação dos Sedimentos Pós Barreiras ocorre no extremo norte das unidades sedimentares devido às mudanças bruscas, e correspondentes, da drenagem principal do rio Sal Amargo e Paroeira. Além disso, falhas tectônicas também são sugeridas pela forte retilinearidade em setores destes cursos principais. Estas evidências apontam a possibilidade de que eventos tectônicos, ocorridos no Quaternário, tenham afetado o terreno na porção nordeste da área de estudo.

7.2.3 Índices morfométricos

Os índices morfométricos extraídos do MDE-SRTM também revelaram, em geral, terrenos com fortes indicativos de influência tectônica, na evolução da drenagem e do relevo, concordando com as evidências já apresentadas nas interpretações anteriores a partir dos lineamentos morfoestruturais e da análise qualitativa da rede de drenagem. No entanto, cada índice apresentou sensibilidade distinta. Esta constatação pode ser verificada pela própria natureza deformacional da área e a forma que o índice responde a determinada deformação. Em acréscimo, não se descarta a idéia de que o detalhe topográfico fornecido pelo MDE-SRTM seja menos sensível a deformações ocorridas em menor grau de intensidade, apesar de ter sido eficiente na identificação de diversas anomalias no terreno.

7.2.3.1 Índice *Iat*

A partir do índice *Iat* é possível sugerir que todas as sub-bacias hidrográficas da área de estudo revelam expressivos indícios de deformação tectônica, visto que nenhuma sub-bacia hidrográfica recebeu atribuição de baixa intensidade tectônica na evolução do terreno. Apesar da não identificação de um padrão uniforme na espacialização da intensidade tectônica, este índice aponta a porção leste, em especial, o setor nordeste da área, com predomínio das unidades sedimentares, como tendo maior intensidade tectônica. A porção nordeste, conjuntamente com o setor norte da área do embasamento, forma uma faixa de sub-bacias hidrográficas com potencial influência de deformações tectônicas. Estas tendências são solidificadas pelas interpretações de cada índice morfométrico utilizado no reconhecimento morfotectônico da área de estudo.

7.2.3.2 Índice RDE

O índice RDE teve aplicação satisfatória na área de estudo. A alta variação topográfica do terreno certamente compeliu a aplicação deste índice. Nas áreas planas, alguns setores apresentaram desnível reduzido nos baixos cursos de drenagem. No entanto, este desnível foi suficiente para as medidas de declive necessárias à implementação do cálculo da relação declividade-extensão. Com vista nesta análise, acredita-se que a aplicação deste índice em terrenos de pouca variação altimétrica poderia gerar uma série de valores de RDE nulos, não passíveis de análise. Em relação aos segmentos de drenagem, constatou-se que o estabelecimento de segmentos extensos não permite reconhecimento pontual de anomalias. Porém, levando em consideração que o tempo de manipulação dos dados para aplicação do índice RDE está diretamente atrelado ao número e, conseqüentemente, à extensão destes segmentos, as dimensões consideradas nesta aplicação se apresentaram satisfatórias. Apesar de não informar pontos precisos de anomalias, foi possível a identificação de setores potencialmente afetados por deformação tectônica.

O índice RDE revelou o maior volume de indicativos de deformação tectônica da área de estudo. Este índice não parece ter sido afetado por contrastes litológicos, pois suas variações não apresentaram expressiva ligação com as mudanças de litologia ao longo

do curso dos rios avaliados. Além disso, foi notada variação deste índice sobre estratos litologicamente homogêneos. Estes indicativos revelam maior intensidade de influência tectônica em sistemas de drenagem instalados sobre as unidades sedimentares da porção leste da área de estudo, embora um volume expressivo de anomalias tenha ocorrido em áreas do embasamento. Isto é atribuído ao menor grau de dissecação do relevo nas unidades sedimentares, relativamente ao embasamento, onde o terreno mostra-se mais arrasado pela atuação mais prolongada de processos erosivos ao longo do tempo geológico. Associado a esta constatação, fica evidente que indicativos de deformação tectônica ocorreram em unidades sedimentares com idades geológicas mais recentes. Isto também reforça a sugestão de que eventos tectônicos tenham afetado a área em idades recentes (i.e., Terciário superior e Quaternário). Em especial, a porção nordeste da área de estudo, onde predominam os Sedimentos Pós-Barreiras, é justamente onde estão as anomalias de maior intensidade.

Levando em consideração que o índice RDE é sensível às mudanças abruptas na declividade do terreno, ele pode estar indicando deslocamentos verticais de blocos gerados por falhas em vários setores da área. Como exemplo, a idéia de controle tectônico por falhas é reforçada nos segmentos de drenagem dos rios Gramame e Mamuaba, onde figura uma das mais expressivas morfoestruturas (i.e., feição dômica) da área de estudo. Em acréscimo, a sugestão de soerguimento do terreno no alto curso das bacias hidrográficas Dois Rios, Popocas e Abiaí, é corroborada pela presença de fortes anomalias no curso destes rios.

7.2.3.3 Índice Af

O fator de assimetria foi o índice de implementação mais simples, no que diz respeito aos procedimentos de aplicação. Está diretamente relacionado à delimitação de bacias hidrográficas, que, no caso da área de estudo, foram efetivamente estabelecidas devido à forte variação altimétrica do terreno e à resolução espacial compatível do MDE-SRTM. No entanto, os resultados referentes à sub-bacia hidrográfica do rio Goiana, Dois Rios e Gramame podem ter sido influenciados, não pela qualidade do MDE-SRTM, mas pela limitação metodológica de delimitação de sub-bacias hidrográficas. Nesta delimitação de bacias hidrográficas, expressiva drenagem dos rios principais (i.e., Goiana, Dois Rios

e Gramame) formaram sub-bacias hidrográficas independentes, excluídas do cálculo de assimetria das unidades do rio Goiana, Dois Rios e Gramame, que por englobarem basicamente drenagem de até terceira ordem, podem ter apresentado valores parcialmente corretos de assimetria.

De forma geral, o índice de assimetria não foi sensível para revelar influência tectônica na porção sul da área de estudo. Entretanto, os altos índices obtidos para toda a faixa próxima ao rio Paraíba (i.e., porção norte) sugerem área com forte influência de deformação tectônica, sugerindo sentidos de basculamento de blocos essencialmente equivalentes. Estas evidências funcionam como mais um indício de que eventos tectônicos recentes têm afetado a área de estudo, visto que a maior parte da área das sub-bacias assimétricas, com exceção de Tiuma e Paraibinha, ocorre sobre a litologias dos Sedimentos Pós-Barreiras 1 e 2.

Na porção leste da área, ocorrem várias bacias assimétricas, porém os sentidos dos basculamentos são variáveis, o que poderia ser decorrente da presença de blocos de falha de menor expressão. Indício de uma área com soerguimento mais expressivo é sugerido por basculamentos entre os rios Popocas e Dois Rios, sobre a unidade da Formação Barreiras. Este basculamento não apresenta associação com o sentido de basculamento entre as sub-bacias hidrográficas do Salsa e Gurují a nordeste, onde as assimetrias devem estar associadas às feições de dobra presentes no conjunto de sub-bacias hidrográficas do Gramame.

7.2.3.4 Índice *Hi*

O índice hipsométrico teve aplicação satisfatória, visto que apresentou correspondência direta com as características topográficas. No entanto, a aplicabilidade é dificultada de acordo com o número de bacias a serem avaliadas. É necessária a ponderação entre tamanho e número de bacias hidrográficas, pois a etapa de processamento dos dados, segundo a metodologia empregada, não se mostrou dinâmica. Em acréscimo, os resultados referentes às unidades do rio Goiana, Dois Rios e Gramame também podem ter sido influenciados, como no fator de assimetria, discutido anteriormente. A

influência pode ter se dado pela não inclusão, no cálculo, das áreas de sub-bacias hidrográficas de grande porte destes rios, que foram analisadas independentemente.

De modo geral, a integral hipsométrica apresentou indícios de influência tectônica nas bacias que indicaram possível desequilíbrio entre processos de erosão/deposição. Isto foi particularmente verificado nas sub-bacias hidrográficas da porção leste da área de estudo, particularmente nas sub-bacias hidrográficas de Sal Amargo, Paroeira, Mamuaba, Mumbaba, Jaguaribe e Cuia. Isto é evidenciado pela similaridade das feições convexas no setor inferior dos gráficos de integral hipsométrica, feição comumente relacionada com soerguimentos (EL HAMDOUNI et al., 2008). É interessante observar que este índice também revelou fortes indícios de deformação tectônica no setor onde predominam as unidades sedimentares mais recentes na área de estudo (i.e., Sedimentos Pós- Barreiras), provavelmente devido ao baixo grau de dissecação.

7.2.3.5 Índice V_f

O MDE-SRTM foi eficiente no reconhecimento de possíveis vales incisivos nas drenagens principais, possibilitando o cálculo do índice V_f . No entanto, em drenagens de menor porte, a identificação do limite de vales é mais difícil em relação às drenagens de grande porte, o que é uma característica mais vinculada ao terreno do que à qualidade do MDE.

O índice V_f foi o que revelou menor volume de heterogeneidades entre as sub-bacias hidrográficas da área de estudo, implícita no reconhecimento de poucos vales incisivos. Isto não deve estar intrínseco à forma de implementação do índice, visto que a justificativa mais provável está relacionada à litologia da área, majoritariamente friável na porção leste, e bastante afetada por intemperismo e erosão na porção oeste. Nesse sentido, este índice não revelou deformação tectônica expressiva na área de estudo, pois não foi identificado nenhum vale fortemente incisivo, e sim apenas dois vales que apresentaram grau moderado de incisão na sub-bacia Boqueirão e Tiuna. Estes vales incisivos podem até sugerir deformação tectônica na porção noroeste da área, no entanto, o mais provável é que estejam refletindo deformação tectônica antiga, apenas impressa em morfoestruturas do embasamento.

7.2.3.6 Índice de sinuosidade de frente de montanha

Assim como o índice de assimetria, o índice de sinuosidade de frente de montanha (*Smf*) foi de aplicação simples na área de estudo, tendo revelado influência tectônica moderada na área de estudo. Apesar da identificação de um volume expressivo de feições retilíneas, estas estão, em geral, recuadas em relação à drenagem associada, ou seja, devem caracterizar escarpas de linha de falha. Um exemplo disto são as frentes de relevo identificadas no baixo curso dos rios Goiana e Popocas, bem como médio curso dos rios Ferreiras, Gramame e Abiaí.

Todas as feições identificadas e mensuradas têm correspondência espacial com lineamentos morfoestruturais. Portanto, a contribuição da aplicação deste índice está na constatação do grau de intensidade das feições, já previamente notadas no MDE pela sua retilinearidade.

A maior parte das frentes de relevo revela grau semelhante de ação do intemperismo e erosão. No entanto, escarpas de relevo das sub-bacias do Paroeira, Jaguaribe e Gramame dão indícios de falha tectônica recente na porção nordeste da área de estudo. Estas feições ocorrem em zonas de contato entre os Sedimentos Pós-Barreiras 2, Formação Barreiras, e depósitos sedimentares atuais, confirmando que estas unidades mostram efeito tectônico. As escarpas das sub-bacias do Tiama, Cruanji e Goiana, que apresentam valor de *Smf* menor que 1,10 (Tabela 6.5), evidenciam efeito tectônico também em áreas do embasamento cristalino da porção oeste-noroeste da área de estudo. Essas escarpas, proeminentes, podem estar relacionadas à atividade tectônica recente. Alternativamente, elas podem estar salientando estruturas antigas do embasamento.

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

a) A utilização combinada de dados geomorfométricos de orientação de vertentes e curvatura horizontal, produtos do MDE-SRTM, teve sucesso no mapeamento de lineamentos morfoestruturais.

b) Os dados ALOS-PALSAR, devidamente processados, foram parcialmente efetivos na identificação de lineamentos morfoestruturais, produzindo resultados aquém dos alcançados com o MDE-SRTM. No entanto, é sugerido que, para resolução do problema de suavização e ocultação de morfoestruturas, sejam utilizadas, em combinação, imagens obtidas em órbita ascendente e descendente. Esta sugestão está baseada no princípio de que a obtenção de imagens num azimute de visada distinto deverá realçar as feições, que neste estudo, foram suavizadas e/ou ocultadas.

c) O mapa de drenagem, elaborado a partir da base cartográfica da DSG, permitiu a identificação e análise das propriedades qualitativas da rede de drenagem. A rede de drenagem e bacias hidrográficas, extraídas automaticamente do MDE-SRTM, como insumo à aplicação de índices morfométricos nas bacias hidrográficas da área de estudo, apresentaram-se eficientes.

d) Os dados do MDE-SRTM permitiram a aplicação de índices morfométricos (i.e., índices RDE, *Af*, *Hi*, *Vf*, *Smf* e *Iat*) de forma relativamente dinâmica. Importante no sucesso desta operação é a ponderação do nível de detalhe pretendido com relação ao tamanho da área de estudo onde serão aplicados os índices. Os índices RDE e *Hi*, em especial, exigem tempo expressivo de processamento e organização dos resultados. Não é descartada a possibilidade de que investigação mais aprofundada, aplicando-se testes em diferentes terrenos, possa indicar limiares de classes de intensidade tectônica (Cit) mais apropriados ao terreno da área de estudo, favorecendo a análise mais detalhada da evolução tectônica da área. No entanto, também não é descartada a idéia de que não exista padrão uniforme passível de detecção com dados morfométricos utilizando como base a unidade de bacia hidrográfica. Assim, sugere-se que a análise morfométrica funcione como um suporte a demais análises sob outras unidades espaciais, como

exemplo, compartimentos morfoestruturais definidos por gradientes de densidade e orientação de lineamentos.

e) A integração da análise qualitativa e quantitativa da rede de drenagem revelou a importância de deformações tectônicas tanto de natureza rúptil, como dúctil, na área de estudo. Os registros de deformações tectônicas revelam maior ocorrência de eventos tectônicos na porção oeste desta área. No entanto, acredita-se que reativação de falhas precambrianas seja responsável por morfoestruturas típicas do embasamento também na porção leste da área de estudo. Não se descarta a ocorrência de deformações tectônicas, em especial na porção leste, decorrentes de eventos tectônicos não relacionados com feições pré-existentes no embasamento cristalino. Devido aos tipos litológicos encontrados nesta área, sugere-se que as deformações tectônicas podem ter ocorrido durante o Cenozóico, inclusive no período Quaternário.

f) A porção NE – E da área de estudo, onde a Formação Barreiras é dominante, se revelou como a área mais complexa do ponto de vista do entendimento da evolução tectônica. Tanto as evidências qualitativas e quantitativas, como registros de campo, apontam a possibilidade de que eventos tectônicos, decorrentes de esforços compressivos, tenham afetado a área posteriormente, ou pelo menos contemporaneamente (i.e., Mesomioceno) à deposição da unidade dominante, sendo possível sugerir idade pleistocênica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, F. M.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, S. J. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 35., 1988, Belém, Brasil. **Anais...** Belém: SBG, 1988. p. 753-760.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da DGM/DNPM**, n. 241, p. 1-36. 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth- Science Reviews**, n. 50, p. 77–111, 2000.

ALMEIDA FILHO, R.; MIRANDA, F.P. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 387-392, 2007.

ALVARENGA, R. S.; KUCHLE, J.; SCHERER, C. M. S.; LOPEZ, L. C. Integração preliminar de sensoriamento remoto e de dados sísmicos 3D para o reconhecimento estrutural em bacias sedimentares. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 1959-1966.

AMARO, V. E. **Análise conjunta dos dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamentos dúcteis neoproterozóicas**. 1998. 378p. (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências (IGEO), Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1998.

ANDRADES FILHO, C. O.; FONSECA, L. M. G. Lineamentos estruturais a partir de imagem Landsat TM e dados SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3151-3158. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15811-PRE/10421).

ANDRADES FILHO, C. O.; ROSSETTI, D. F. Compartimentação morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba a partir de dados de sensoriamento remoto. In: XXIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 2009, Fortaleza - CE. **Anais...** Fortaleza: SBG, 2009, p. 1-1 DVD.

ARAÚJO, M. E. **Estudo geomorfológico do extremo sul do litoral da Paraíba**. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1993.

ARAÚJO, V. D.; REYES-PERES, Y. A.; LIMA, R. O.; PELOSI, A. P. M. R.; MENEZES, L.; CÓRDOBA, V.C., LIMA-FILHO, F.P. Fácies e Sistemas

Deposicionais da Formação Barreiras na Região da Barreira do Inferno, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. **Geologia USP Série Científica** n. 6, p. 43–50, 2006.

ARLEGUI, L. E.; SORIANO, M. A. An example of a comparison between Thematic Mapper and radar images in the central Ebro basin. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 3, p. 457-474, 2003.

BARBOSA, J. A. **Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. 2004. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. **Estudos Geológicos**, n. 13, p. 89-108, 2003.

BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; MOMOSE, E. F., PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S., 2002. Late Pleistocene marine terrace sequences in northeastern Brazil: sea-level changes and tectonic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 179, p. 57 – 69, 2002.

BEURLIN, K. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. **Boletim de Geologia**. v. 16, n. 1, p. 43-53, 1967.

BEZERRA, F. H. R. **Neotectonics in Northeastern Brazil**. 1998. Tese de Doutorado - University of London, London. 1998.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; LIMA FILHO, F. P.; AMARAL, R. F.; CALDAS, L. H. O.; COSTA NETO, L. X. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart, I. S.; Vita-Finzi, C. (Eds.). **Coastal Tectonics**. London: Geological Society of London. Publicação Especial, n. 146, p. 279-293, 1998.

BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - The Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 01, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; VITAFINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7 p. 591-594, 2000.

BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K.; BECKER, R. D. **Ambiente fluvial: ambientes de Sedimentação, sua interpretação e importância**. Curitiba: UFPR/ADEA, 1979, 183p.

BLOOM, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1991. 532 p.

- BRITO NEVES, B. B. A Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Orgs.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edigar Blucher. 1984, p. 123-186.
- BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados Geológicos e Geofísicos para caracterização geométrica e estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (Sudeste da Paraíba). **Geologia USP-Série Científica**, v. 9, n. 2, p. 63-87, 2009.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; FERNANDES, T. M. G.; SOUZA, S. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). **Revista Brasileira de Geociências**. n. 31, v. 2, p. 16–31, 2001.
- BRITO-NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G.; SANT’ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 34, v. 1, p. 127-134, 2004.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 35., 2000, Rio de Janeiro, Brazil. **Proceedings...** Rio de Janeiro, 2000, p. 151–182.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J.; PETRONILHO, L. A Zona Tectônica Teixeira-Terra Nova - ZTTTN - fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. **Geologia USP-Série Científica**, v. 5, p. 57-80, 2005.
- BULL, W. B.; McFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM - Geomorphology in Arid Regions, 8., 1977, Binghamton, USA. **Proceedings...** Binghamton: Doehring, D.O. (Ed.), 1977. p. 115–138.
- CANADA CENTRE FOR REMOTE SENSING (CCRS). **Fundamentals of Remote Sensing**: Centre for Remote Sensing Remote Sensing Tutorial. 258 p. Disponível em: <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/index_e.php>. 2009. Acesso em 10 de set. 2009.
- CARVALHO, P. R. S. **Análise comparativa de métodos para delimitação automática das sub-bacias do alto curso do Rio Preto**. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, Brasília. 2007.
- CHEN, Y. C.; SUNG, Q.; CHENG, K. Y. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. **Geomorphology**, n. 56, p. 109–137, 2003.
- CHORLEY, R. J.; SHUMM, S. A.; SUDGEN, D. E. **Geomorphology**. Londres: Methuem, 1984, 606 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981. 313 p.

COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). BRASIL. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba**. Recife, 2002. 142 p. il., 2 Mapas. Escala 1: 500. 000.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUY, Y.; BORGES, M. S. Tectonics and Paleogeography along the Amazon river. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 335-347, 2001.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L., ANGELICA, R. S. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, Sociedade Brasileira de Geologia: Belém, 1997, 437 p.

COTTON, C. A. Tectonic scarps and fault valleys. In: COMPTES RENDUS CONGRESS INTERNATIONAL OF GEOGRAPHY, 2., 1949, Lisboa, Portugal. **Proceedings...** Lisboa:Union International Geographic,1949. p.191-200.

CREPANI, E. **Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da chapada do Araripe – NE do Brasil**. 1987. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

CURKENDALL, D.; FIELDING, E. J.; CHENG, T.; POHL, J. M. A. Computational-Grid based system for continental drainage network extraction using SRTM digital elevation models, 3., In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PARALLEL PROCESSING WORKSHOPS, 3., 2003, p. 181, Kaohsiung, Taiwan. **Proceeding...** Kaohsiung, Taiwan: IEEE Computer Society, 2003. p. 181.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, n. 3, p. 237-263, 1991.

DOMINGUES, A. J. P. "Tectônica". **Boletim Geográfico IBGE**. v.18, n.152, p. 504-514, 1959.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista de Geociências USP**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FERRANDINI, J.; CORNÉE, J. J.; SIMON, B. Etude linéamentaire sur images Landsat 2 du Haut Atlas occidental (Maroc): conséquences. **Geodinamica Acta**, v. 6, n.3, p. 161-173. 1993.

FERREIRA, J. M.; FRANCA, G; VILAR, C; DONASCIMENTO, A.; BEZERRA, F ; ASSUMPCAO, M . Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil Preliminary results. **Tectonophysics** (Amsterdam), v. 456, p. 103-110, 2008.

FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPCÃO, M. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, v. 134, p. 341–355, 1998.

FRANÇOLIN, J.B.L.; COBBOLD, P.R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 647–661, 1994.

FURRIER, M.; ARAUJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP - Série Científica**, v. 6, p. 61/2-70, 2006.

GONZALEZ, R. C. **Digital image processing**. Upper Saddle River, Nj: Pearson Prentice Hall, 2008. 954 p.

GREGORY, K.J.; WALLING, D.E. **Drainage Basin Form and Process: A Geomorphological Approach**. London: John Wiley and Sons, Inc, 1973, 456p.

GROHMANN, C. H. . Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. **Computers & Geosciences**, v. 30, n. 9-10, p. 1055-1067, 2004.

HACK, J, T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research of the U. S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARRIS, J. R.; BOWIE, C.; RENCZ, A. N.; GRAHAM, D. Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 3, p. 210-221, 1994.

HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. **Principles and applications of imaging radar: manual of remote sensing**. New York: John Wiley & Sons, 1998, 896 p.

HOBBS, W. H. Lineaments of the Atlantic border region. **Geological Society of America Bulletin**, n. 15, p. 483-506, 1904.

HOBBS, W. H. **Earth Features and Their Meaning: An Introduction to Geology for the Student and General Reader**. New York: Macmillan Co., 1912. 347 p.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. **An Outline of Structural Geology**. New York: John Wiley & Sons, 1976, 571 p.

HOLMES, A. **Principles of physical Geology**, 2. ed. London: Thomas Nelson, 1965. 1288 p.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrographical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.

IBANEZ, D. M. **Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas**. 2006. 161 p. (INPE-14653-TDI/1211). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.

IBIAPINA, A. V.; FERNANDES, D.; CARVALHO, D. C.; OLIVEIRA, E.; SILVA, M. C. M.; GUIMARÃES, V. S. Evolução da Hidrometria no Brasil. In: **O Estado das Águas no Brasil – Perspectivas de Gestão e Informação de Recursos Hídricos**. Brasília: MME, MMA, OMM, PNUD, Parte 4 – Item 4.1, 1999, 334 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Mapa de Unidades de Relevo do Brasil**. Rio de Janeiro, 1993. 1 Mapa. Escala 1: 5.000.000.

JAPAN AEROSPACE EXPLORATION AGENCY (JAXA). Earth Observation Research Center. **ALOS user handbook**. NDX-070015. 2007. 146 p. Disponível em: <<http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/doc/handbk.htm>>. Acesso em 21 de fev. 2010.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth resource perspective**. Upper Saddle River: Prentice-Hall: NJ, 2007. 592 p.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593-1600, Nov - 1988.

JORDAN, G.; MEIJNINGER, B.M.L.; VAN HINSBERGEN, D.J.J.; MEULENKAMP, J.E.; VAN DIJK, P.M. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and application for study areas in Hungary and Grece. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, n. 7, p. 163–182, 2005.

JUSTO, A. J. **Sistemas orbitais e aéreos aplicados à análise multi-escala de lineamentos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba**. 2006. (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2006.

KAVAK, K. S.; TATAR, O.; PIPER, J.; KOCBULUT, F.; MESCI, L. Determination of neotectonic features of the Karasu Basin (SE Turkey) and their relationship with Quaternary volcanic activity using Landsat ETM+ imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 17, 4507 - 4524, 2009.

KEGEL, W. Geologia do fosfato de Pernambuco. **Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral**, n. 157, p. 1-54, 1955.

KEGEL, W. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. **Boletim da DGM/DNPM**, n. 227, p. 1-52, 1965.

KELLER, E. A; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 2002, 362 p.

KERVYN, F. Modelling topography with SAR interferometry: illustrations of a favourable and less favourable environment. **Computers & Geosciences**, v. 27, n. 4, p. 1039-1050, Nov-2001.

KING, L. C. A. geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 2, p. 37-72. 1956.

KING, L.C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1967. 699 p.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective**. New York: Hodder Arnold, 1998, 383 p.

KOCH, M; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J; SCHMID, T; SERRANO, E; GUMUZZIO, J. Application of Alos Palsar and Landsat Etm+ data for the study of periglacial features and permafrost within the South Shetland Islands, Western Antarctica. In: INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM (IGARSS), 2008, Cape Town, South Africa. **Proceedings... IEEE Explorer**, 2008, p. 343-346.

KOCH, M.; MATHER, P. Lineament mapping for groundwater resource assessment: a comparison of digital Synthetic Aperture Radar (SAR) imagery and stereoscopic Large Format Camera (LFC) photographs in the Red Sea Hills, Sudan. **International Journal of Remote Sensing**, v. 18, n. 7, 1465–1482, 1997.

LEECH, D.P.; TRELOAR, P.J.; LUCAS, N.S.; GROCCOTT, J. LANDSAT TM analysis of fracture patterns: a case study from the Coastal Cordillera of northern Chile. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 19, p. 3709-3726, 2003.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. New York: Dover Publications, 1995. 522 p.

LEWIS A. J.; HENDERSON, F. M. Radar Fundamentals: The Geoscience Perspective. In: HENDERSON, F.; LEWIS, A. (Ed.) **Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing**. New York: John Wiley & Sons Inc., 1998, Cap. 2, p. 131-181.

LIMA, M. I. C. **Introdução a interpretação radargeológica** Rio de Janeiro, RJ: IBGE, 1995 124302556 (Manuais Técnicos em Geociências 3).

LIMA, C.C.U.; VILAS BOAS, G.S.; BEZERRA, F.H.R. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, p. 71–79. 2006.

LIMA FILHO, M. F.; SOUZA, E. M. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2001, Natal, Brasil. **Anais...** Natal: SGN, 2001 p. 87-88.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao estado do Rio de Janeiro.** Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.

LIU, C. C.; SOUSA JÚNIOR, M. A.; GOPINATH, T. R. Regional Structural Analysis by Remote Sensing for Mineral Exploration, Paraíba State, Northeast Brazil. **Geocarto International**, v. 15, n. 1, p. 69 – 75, 2000.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica**, São Paulo: Edgar Blucher em co-edição com CNPq, 1976. 528 p.

LOWMAN JÚNIOR. P. D. Radar Geology of the Canadian Shield: a 10-Year Review. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 3, p: 198-209, 1994.

LYELL, C. **Principles of Geology**, London: John Murrey, 1830, 511 p.

MABESOONE, J. M. **Sedimentary Basins of Northeast Brazil.** Recife: Editora Universitária - Universidade Federal de Pernambuco, 1994, 308 p.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 4, p. 476-482, 1988.

MADHAVAN, B. B., VENKATARAMAN, G., SHAH, S. D., MOHAN, B. K. Revealing the geology of the Great Nicobar Island, Indian Ocean, by the interpretation of airborne synthetic aperture radar images. **International Journal of Remote Sensing**, v.18, 2723–2742, 1997.

MADRUCCI, V.; VENEZIANI, P.; PARADELLA, W. R. Caracterização geológica e estrutural através da interpretação do produto integrado TM-Landsat 5 e dados aerogamaespectrométricos, região de Alta Floresta - MT. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.21, n.3, p. 219-234, 2003.

MAGNAGO, A. A. A divisão regional brasileira – uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 57, n. 4, p. 65-92, out./dez, 1995.

MALIK, J. N.; MOHANTY, C. Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the northwestern Himalaya, India, **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 29, p. 604–618, 2007.

MANTELLI, L. R. **Análise do modelo de elevação do terreno com base em dados SRTM na região de Breves, sudoeste da Ilha do Marajó.** 2008. 145 p. (INPE-15304-TDI/1355). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.

MARTZ, L.W.; GARBRECHT, J. Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. **Computers & Geosciences**, v. 18, n. 6, p. 747 – 761, Jul - 1992.

MATHER, P. M. **Computer processing of remotely sensed images: an introduction**. New York: Willey, 1987. 352 p.

MATOS, R. M. D. The Northeastern Brazilian rift systems. **Tectonics**, v. 11, 766–791, 1992.

MATOS, R. M. D. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. **Geophysical Monography**, v. 115, p. 331-354, 2000.

MEISELS, A.; RAIZMAN, S.; KARNIELI, A. Skeletonizing a DEM into drainage network. **Computers & Geosciences**, v. 21, n. 1, p. 187-196, Feb - 1995.

MORAIS NETO, J. M.; ALKMIN, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 95-106, 2001.

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da formação barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, p. 19 - 30, 2006.

NASCIMENTO, P. S. R.; PETTA, R. A.; CORREIA, F. C. M. Utilização de imagens CCD-CBERS-2B para a extração de lineações de relevo e drenagem visando subsidiar o mapeamento geológico. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 2095-2101.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Geologia USP-Série Científica**, v. 6, p. 51-59. 2006.

NOGUEIRA, F. C.; BEZERRA, F. H. R.; FUCK, R. A. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 49, p. 79-91, 2010.

NOVAK, I. D., SOULAKELLIS, N. Identifying geomorphic features using LANDSAT-5/TM data processing techniques on Lesbos, Greece. **Geomorphology**, v. 341–2, p. 101–109, 2000.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

OLIVEIRA, P. E. **História da pesquisa do Petróleo no Brasil**. Rio de Janeiro:Ministério da Agricultura.1940, 208 p.

OLIVEIRA, D. C.; GOMES, C. J. S. A expressão de reativações pós-intrusão do enxame de diques Rio Ceará-Mirim (Mesozoico): Implicações na evolução tectônica da região. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 10, n. 1/4, p. 121-145, 1996.

OLMSTED, C. Alaska SAR Facility scientific SAR user's guide. Fairbanks: Alaska SAR Facility, 1993. 57 p.

PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R.; VENEZIANI, P.; SANT'ANNA, M. V.; MORAIS, M. C. Geological investigation using RADARSAT-1 images in the tropical rain forest environment of Brazil. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 2, p. 82-90, 2000.

PARADELLA, W. R.; SANTOS, A. R.; PAULO, V.; CUNHA, E. S. P. Radares Imageadores nas Geociências: Estado da Arte e Perspectivas. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 57, n. 1, p. 50-62, 2005.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, n. 2, p. 84-95, 2008.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1978, 185 p.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTY, A.; BAMLER, R. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, p. 241-262, 2003.

RADAMBRASIL. **Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal**: Geologia e mapeamento geológico, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. 774 p. (Levantamento de recursos naturais, 23).

RANEY, R. K. Radar Fundamentals: Technical Perspective. In: HENDERSON, F. M.; LEWIS, A. J. (Ed.) **Manual of Remote Sensing - Principles & Applications of Imaging Radar**. New York: John Wiley & Sons, 1998. cap. 2, p. 9-130.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, p. 221-225, 1999.

RIVEREAU, J. C. Fotointerpretação. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 28, n. 4, p. 157-75, 1970.

ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A.; JOHNSON, D.L. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: ANNUAL GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM, 15, 1985, Boston, USA. **Proceedings...** Boston: Allen and Unwin Publishers, 1985. p. 183-207.

ROSENQVIST, A.; SHIMADA, M.; ITOH, N.; WATANABE, M. ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of environment. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 45, n. 11, p. 3307-3316, 2007.

ROSSETTI, D. F. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. **Sedimentary Geology**, v.133, n. 3-4, p. 295-324, 2000.

ROSSETTI, D. F. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, p. 7-18, 2006.

ROSSETTI, D. F. Tectonic control on the stratigraphy framework of late pleistocene and holocene deposits in Marajó Island, State of Pará, eastern Amazonia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 2010. Aceito pelos Anais da Academia de Ciências. Acesso em 10 fev. 2009.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; GÓES, A. M.; BRITO NEVES, B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. Aceito pela revista **Sedimentary Geology**. Acesso em 10 de dezembro de 2009.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Marine influence in the Barreiras Formation, State of Alagoas, Northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, n. 4, p. 741-745, 2009.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M. Correlação estratigráfica da “Formação Barreiras” no nordeste e norte do Brasil. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 11., 2007, Belém, Brasil. **Anais...** ABEQUA, Belém: ABEQUA, 2007.

ROSSETTI, D.F., GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi** (Série Ciências da Terra), v. 2, p. 17-29, 1990.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M.; GÓES, A. M. New geological framework for the western Amazonia: implications for biogeography and evolution. **Quaternary Research**, v. 63, n. 1, p. 78-89, 2005.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A. M. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi** (Série Ciências da Terra), v. 1, p. 25-74, 1989.

ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M.; BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; GÓES, A. M. Caracterização morfológica da porção sul da Sub-bacia de Alhandra, Bacia Paraíba, com base em dados SRTM: contribuição na compreensão do arcabouço estrutural. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 3325-3332. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-16006-PRE/10615).

SAADI, A., TORQUATO, J. R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista da Geologia**, v. 5, p. 5-38, 1992.

SABINS, J. F. F., **Remote sensing, Principles and interpretation**. San Francisco: W. H. Freeman, 1978. 426p.

SABINS, F. F. **Remote sensing: principles and interpretation**. New York, NY: W.H. Freeman, 1997.

SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. **SEPM Special Publication**, v. 31, p. 19-29, 1981.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v. 92, p. 335-367, 1983.

SHIMADA, M.; ISOGUCHI, O.; TADONO, T.; ISONO, K.; PALSAR: Radiometric and Geometric Calibration. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 47, n. 12, p. 3915-3932, 2009.

SILVA, C. L. **Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e Adjacências**. Tese de Doutorado em Geociências – IGCE - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

SILVA, P. G.; GOY, J. L.; ZAZO, C.; BARDAJM, T. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. **Geomorphology**. v. 250, p. 203–226. 2003.

SINGH, A. K.; PARKASH, B.; CHOUDHURY, P. R. Integrated use of SRM, Landsat ETM+ data and 3D perspective views to identify the tectonic geomorphology of Dehradun valley, India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, n.11, p. 2403-2414, 2007.

SOARES, E. A. A. **Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas**. Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

SOUZA, M. G. **Aeromanetometria e Sensoriamento Remoto da Faixa Seridó/RN: Aplicações em tectônica e em controle de depósitos**. 2000. (Mestrado Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 2000.

SUERTEGARAY, D.M.A.; ROSSATO, M.S.; BELLANCA, E.T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L.A.; SILVA, C.R. **Terra Feições Ilustradas**. Porto Alegre: Editorada Universidade /UFRGS, v. 1, 2003, 263 p.

SUERTEGARAY, D. M. A.; GUASSELLI, L. A.; ANDRADES FILHO, C. O. Influencia morfoestructural en la génesis de los procesos de arenización en Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista de Geografía Norte Grande**, n. 39, 2008.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transaction American Geophysal Union**, v. 38, p. 913-20, 1957.

STRAHLER, A. N. Hipsometric (area-altitude) analysis and erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v.63, p. 1117-1142, 1952.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, p. 180-188. 1987.

TROIANI, F.; DELLA SETA, M. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy, **Geomorphology**, v. 101, n.1, p.159 – 168, 2008.

VALERIANO, M. M. Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: o projeto TOPODATA. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 2005, Goiânia. **Anais**, São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 1-8. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8. Disponível em: <<http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/10.29.11.41/doc/3595.pdf>>. Acesso em: 21 ago. 2008

VALERIANO, M. M. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008. On line. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/topodata/data/guia_enx.pdf>. Acesso em: 20 Nov. 2008.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F. **TOPODATA: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos: INPE, 2008. On line. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/topodata/data/TDkrig.pdf>. Acesso em: 10 Jan. 2009.

VENEZIANI, P.; ANJOS, C. E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia**. São José dos Campos: INPE, 1982. (INPE-2227-MD/014).

APÊNDICE A - VARIÁVEIS DO CÁLCULO DO ÍNDICE RDE

Tabela A. 1 - Valores da relação declividade-extensão total para sub-bacias da porção central da Bacia Paraíba.

Rio	Sub-bacia hidrográfica	Extensão total (km)	Amplitude (m)	RDE Total
Boqueirão	1	10,430	89	9,62
Cruangi	2	32,301	474	45,65
Ferreiras	3	27,800	146	14,27
Goiana	4	113,697	563	48,36
Sirigi	5	77,834	509	45,19
Tiuma	6	24,244	513	50,81
Abiaí	7	19,357	49	4,96
Popocas	8	23,189	86	8,56
Dois Rios	9	30,467	102	9,88
Gramame	10	52,151	149	13,72
Mamuaba	11	25,646	108	10,64
Mumbaba	12	43,074	127	11,90
Salsa	13	13,533	68	7,15
Paraibinha	14	27,274	245	23,99
Paroeira	15	27,792	73	7,13
Sal Amargo	16	27,524	102	9,98
Cuiá	18	10,285	22	2,38
Garaú	19	17,527	76	7,78
Guruji	20	11,094	55	5,90
Jaguaribe	21	10,219	25	2,71

Tabela A. 2 - Variáveis incluídas no cálculo do índice RDE. Valores na relação entre RDEs (segmento) e RDEt (total) e demais variáveis extraídas para o cálculo desta relação.

Rio (nº)	Extensão por seg. (m)	Cota maior (m)	Cota menor (m)	Δh (m)	$\Delta h/\Delta l$	Extensão acumulada (m)	RDEs ($\Delta h/\Delta l$)L	Índice RDEs/RDEt
Boqueirão (1)	5215	191	115	76	0,0146	2608	38,0	3,95
	5215	115	102	13	0,0025	7823	19,5	2,03
Cruangi (2)	8075	534	293	241	0,0298	4038	120,5	2,64
	8075	293	161	132	0,0163	12113	198,0	4,34
	8075	161	114	47	0,0058	20188	117,5	2,57
	8075	114	60	54	0,0067	28264	189,0	4,14
Ferreiras (3)	6950	187	95	92	0,0132	3475	46,0	3,22
	6950	95	74	21	0,0030	10425	31,5	2,21
	6950	74	55	19	0,0027	17375	47,5	3,33
	6950	55	41	14	0,0020	24325	49,0	3,43
Goiana (4)	10336	565	352	213	0,0206	5168	106,5	2,20
	10336	352	248	104	0,0101	15504	156,0	3,23
	10336	248	153	95	0,0092	25840	237,5	4,91
	10336	153	94	59	0,0057	36176	206,5	4,27
	10336	94	66	28	0,0027	46512	126,0	2,61
	10336	66	50	16	0,0015	56849	88,0	1,82
	10336	50	19	31	0,0030	67185	201,5	4,17
	10336	19	11	8	0,0008	77521	60,0	1,24
	10336	11	9	2	0,0002	87857	17,0	0,35
	10336	9	7	2	0,0002	98193	19,0	0,39
Sirigi (5)	11119	524	188	336	0,0302	5560	168,0	3,72
	11119	188	126	62	0,0056	16679	93,0	2,06
	11119	126	101	25	0,0022	27798	62,5	1,38
	11119	101	82	19	0,0017	38917	66,5	1,47
	11119	82	69	13	0,0012	50036	58,5	1,29
	11119	69	47	22	0,0020	61155	121,0	2,68
	11119	47	15	32	0,0029	72274	208,0	4,60

(continuação)

Tabela A.2 – Continuação

Rio (nº)	Extensão por seg. (m)	Cota maior (m)	Cota menor (m)	Δh (m)	$\Delta h/\Delta l$	Extensão acumulada (m)	RDEs ($\Delta h/\Delta l$)L	Índice RDEs/RDEt
Tiuma (6)	8081	621	212	409	0,0506	4041	204,5	4,02
	8081	212	173	39	0,0048	12122	58,5	1,15
	8081	173	108	65	0,0080	20203	162,5	3,20
Abiaí (7)	6452	51	12	39	0,0060	3226	19,5	3,93
	6452	12	3	9	0,0014	9678	13,5	2,72
	6452	3	2	1	0,0002	16131	2,5	0,50
Popocas (8)	7730	89	37	52	0,0067	3865	26,0	3,04
	7730	37	26	11	0,0014	11594	16,5	1,93
	7730	26	3	23	0,0030	19324	57,5	6,72
Dois Rios (9)	10156	104	56	48	0,0047	5078	24,0	2,43
	10156	56	4	52	0,0051	15234	78,0	7,90
	10156	3	3	0	0,0000	25389	0,0	0,00
	10156	3	2	1	0,0002	35545	7,0	0,71
Gramame (10)	8692	151	64	87	0,0100	4346	43,5	3,17
	8692	64	41	23	0,0026	13038	34,5	2,52
	8692	41	23	18	0,0021	21729	45,0	3,28
	8692	23	8	15	0,0017	30421	52,5	3,83
	8692	8	7	1	0,0001	39113	4,5	0,33
	8692	7	2	5	0,0006	47805	27,5	2,00
Mamuaba (11)	8549	138	65	73	0,0085	4274	36,5	3,43
	8549	65	37	28	0,0033	12823	42,0	3,95
	8549	37	30	7	0,0008	21372	17,5	1,65
Mumbaba (12)	8615	130	76	54	0,0063	4307	27,0	2,27
	8615	76	62	14	0,0016	12922	21,0	1,76
	8615	62	36	26	0,0030	21537	65,0	5,46
	8615	36	28	8	0,0009	30152	28,0	2,35
	8615	28	3	25	0,0029	38766	112,5	9,45
Salsa (13)	6766	70	9	61	0,0090	3383	30,5	4,27
	6766	9	2	7	0,0010	10150	10,5	1,47
Paraibinha (14)	9091	270	84	186	0,0205	4546	93,0	3,88
	9091	84	57	27	0,0030	13637	40,5	1,69
	9091	57	25	32	0,0035	22729	80,0	3,34
Paroeira (15)	9264	75	49	26	0,0028	4632	13,0	1,82
	9264	49	4	45	0,0049	13896	67,5	9,46
	9264	4	2	2	0,0002	23160	5,0	0,70

(continuação)

Tabela A.2 – Continuação

Sal Amargo (16)	9175	108	15	93	0,0101	4587	46,5	4,66
	9175	15	8	7	0,0008	13762	10,5	1,05
	9175	8	6	2	0,0002	22937	5,0	0,50
Cuiá (18)	5143	27	15	12	0,0023	2571	6,0	2,52
	5143	15	5	10	0,0019	7714	15,0	6,30
Garaú (19)	5842	80	13	67	0,0115	2921	33,5	4,31
	5842	13	9	4	0,0007	8764	6,0	0,77
	5842	9	4	5	0,0009	14606	12,5	1,61
Guruji (20)	5547	59	12	47	0,0085	2774	23,5	3,98
	5547	12	4	8	0,0014	8321	12,0	2,03
Jaguaribe (21)	5109	30	25	5	0,0010	2555	2,5	0,92
	5109	25	5	20	0,0039	7664	30,0	11,08

Obs: Alguns elementos da tabela estão representados conforme a equação presente no item 3.1.2.3.1, onde: Δh = variação de cotas, Δl = extensão de cada segmento, $\Delta h/\Delta l$ = declividade do segmento, L = extensão do rio da nascente até o ponto médio do segmento de rio em questão. Os valores sombreados indicam índices considerados anômalos.