UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS

Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaem, Pernambuco

Autor: Kleython de Araújo Monteiro

Recife, 2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO E MORFOGÊNESE DA BACIA DO RIO TRACUNHAEM, PERNAMBUCO

AUTOR:

KLEYTHON DE ARAÚJO MONTEIRO

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (DCG/UFPE - Orientador)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzemberg (UFPE)

Dissertação apresentada em 31 de Agosto de 2010 para a obtenção do título de Mestre em Geografia pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE.

Recife/PE, Agosto de 2010

Monteiro, Kleython de Araújo
Superfícies de aplainamento e morfogênese da bacia do rio Tracunhaem, Pernambuco / Kleython de Araújo Monteiro. -- Recife: O Autor, 2010.
124 folhas: il., tab., graf., fig., fotos.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Geografia, 2010.

Inclui bibliografia.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Relevo – Dinâmica. 4. Drenagem. I. Título.

91	**CDU (2. ed.)**	**UFPE**
910	**CDD (22. ed.)**	**BCFCH2010/139**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS - DCG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DEM GEOGRAFIA

KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO

Título: "SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO E MORFOGÊNESE DA BACIA DO RIO TRACUNHAÉM – PERNAMBUCO "

BANCA EXAMINADORA

TITULARES:

Orientador: _____
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

1°. Examinador: _____
Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (UFRN)

2°. Examinador: _____
Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg (UFPE)

APROVADA em 31 de agosto de 2010.

RCMS

Epígrafe

"Ir é muito mais do que partir, é não ficar!"

(...)

"... isto procede do Senhor,

e é maravilhoso aos nossos olhos..."

Davi

Dedicatória

Aos meu pais,

João Maciel Monteiro Neto

e Alvanise de Araújo Monteiro

Agradecimentos

Agradeço ao meu Deus, o Deus de meus pais, em primeiro lugar, por todas as oportunidades que ele permitiu que eu tivesse, todos os caminhos que ele permitiu que eu traçasse sem deixar vacilar os meus pés nem enfraquecer minha fé. E por tudo aquilo que ele fez, faz, e ainda irá fazer em minha vida.

Agradeço a minha família, meus pais, meu irmão e a todos aqueles do qual compartilho o sangue, percebendo que isto é um mero detalhe quando se entende que o amor fraternal não necessariamente possui o mesmo sangue. Obrigado Anderson, Denilson, Erick, Miquéias, Maíra, Gida, Hilquias (enfim, a todos da Família Rosa) e em especial ao meu saudoso Pastor Gedeão Rosa, exemplo de vida e amor, que tanto me ensinou mesmo sem saber o quanto. Obrigado Pastor. Obrigado a todos por me ajudar em meu crescimento ético e moral.

Ao meu orientador, Professor Doutor Antonio Carlos de Barros Corrêa, por ter sido nos últimos anos mais que um orientador acadêmico, mas um orientador pra vida. Um exemplo a ser seguido. Sem o senhor em meu caminho não estaria onde estou hoje, ou mesmo teria o conhecimento que tenho, que mesmo pequeno, atribuo ao senhor em grande parte. Espero um dia poder lhe retribuir toda a ajuda, se não, ao menos dar-lhe orgulho. Obrigado por tudo.

Ao Professor Alcindo Sá e o Programa de Pós-Graduação.

À FACEPE pela concessão da bolsa de mestrado, essencial para a produção desta obra.

Aos amigos de sala de aula e corredor. A ainda não extinta Turma do Cocó, Diogo, Mariana, Luciana, Cristiana e Bráulio. Amizade que não se perde. Pessoas de grande valia do qual me orgulho de tê-los como grandes amigos.

À irredutível, indestrutível e incomparável instituição Choreta. Organismo que ainda tem muito a oferecer aos que sabem dela utilizar. Agradecimento especial à Diogo, Patryk e Lina (Valeu garotos) e não menos especial à Ivan, Paulinha Tarta, Dani Dulin, Keyla e Luquinhas. Sem esquecer dos grandes Aurino, Fidelino, Zé Paulo, Nilsinho, Renatinho, Aprígio, Brunge, Glaucinho, Magno, e Rafael.

Aos amigos de pesquisa que extrapolam a amizade para outros campos da vida. Hewerton, Lucas, Felipe, Tiago, Jéssica, Manu, Cris, Bruno, Dani, Dry, Joza, Antonio,Brunge, Daniel, e tantos outros que fazem parte das pesquisas realizadas no DCG/UFPE e em especial à Camila pelas cobranças, incentivos e ajuda incondicional em vários momentos.

À Ana Clara, Hanna, Luanda, Ayna, Manu, Amanda, Ana Maria, Banzé e tantas outras parceiras de alegrias e diversões. Em especial à Keyla que tanto me ajudou nos últimos tempos, se não na parte textual da dissertação, ao menos na parte gastronômica e alegre da vida.

Agradeço à Luciana Motta por recentemente ter me dado apoio, incentivo, cobranças e tantas outras coisas tão especiais. Obrigado Mottinha!!!!

Agradeço a todos que fazem parte da minha vida mas que porventura não foram mencionados neste texto. Escrevi este texto às 5 horas da manhã depois de passar a noite editando a dissertação e minha cabeça pode não estar em plenas condições de lembrar de todos.

Obrigado a todos.

Kleython de Araujo Monteiro

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS CENTRAIS DA PESQUISA 15

2 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....19

3 - MATERIAIS E MÉTODOS.....21

4 - BACIA DO RIO TRACUNHAEM – CARACTERÍSTICAS FÍSICAS.....30

5 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA REGIÃO..... 36

6 - CONCEITUAÇÃO TEÓRICA..... 42

7 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS DE RELEVO E DE DRENAGEM.....75

8 - ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS.....83

9 - MORFOMETRIA.....93

10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....110

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 114

SUMÁRIO

Epígrafe

Dedicatória

Agradecimentos

Sumário

Índice

Lista de Figuras

Lista de Tabelas e Gráficos

Resumo

Abstract

Capítulo1 - Introdução, Justificativa e Objetivos Centrais da Pesquisa 15

Capítulo 2 – Localização da Área 19

Capítulo 3 - Materiais e Métodos 21

3.1 Materiais e Técnicas de Geoprocessamento 21

3.1.1 Materiais 21

3.1.2 Técnicas de Geoprocessamento 22

3.2 Revisão Metodológica 23

3.2.1 Morfometria 23

Perfil Longitufinal de um Rio 25

“Índice de Hack” ou Relação Declividade-Extensão (RDE) 26

3.2.2 Morfoestrutura 28

3.2.3 Análise de Lineamentos 28

Capítulo 4 - Bacia do Rio Tracunhaem – Características Físicas 30

4.1 Clima 30

4.2 Geologia 31

4.3 Geomorfologia 34

Capítulo 5 - Contexto Geotectônico da Região 36

Capítulo 6 - Conceituação Teórica 42

6.1 Morfogênese e Superfícies de Aplainamento 42

6.1.1 Teorias Cíclicas do Relevo 44

A Perspectiva Temporal: Davis,

O Ciclo Geográfico e o Peneplano 44

Perspectiva Processual Cíclica: Uma Interação de Fatores Diversos 48
Etchplanação e Duplo Aplainamento 58
6.1.2 Gilbert, Hack e a proposta de um Equilíbrio Dinâmico entre as forças 62
6.2 Ciclicidade do Relevo 66
6.3 - Classificação e Identificação de Superfícies Erosivas no NE do Brasil 70
Capítulo 7 - Análise dos Lineamentos de Relevo e de Drenagem 75
Capítulo 8 - Aspectos Morfoestruturais. 83
Capítulo 9 – Morfometria 93
Capítulo 10 - Considerações Finais 110
Capítulo 11 - Referências Bibliográficas 114

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Localização da Bacia do Rio Tracunhaem 19

Figura 2.2 – Vias de acesso à Bacia do Rio Tracunhaem 20

Figura 3.1 Esquema de Hack 26

Figura 4.1 – Mapa Geológico Simplificado da Província Borborema 32

Figura 4.2 – Mapa geológico da Bacia do Rio Tracunhaem 33

Figura 4.3 – Principais feições geomorfológicas da Bacia do Rio Tracunhaem 35

Figura 5.1 – O "*Median Shear Corridor*" 37

Figura 5.2 Perfis da plataforma da Bacia Pernambuco, Bacia Paraíba e Plataforma de Natal 38

Figura 5.3 – Evolução tectônica das bacias de Pernambuco e Paraíba 40

Figura 6.1 – William Morris Davis 44

Figura 6.2 – Esquema demonstrando a evolução proposta por Davis 46

Figura 6.3 – Modelo demonstrando a evolução das encostas como indicado por Penck 50

Figura 6.4 – Modelo do *Primärrumpf* 51

Figura 6.5 – Bloco diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento 53

Figura 6.6 – Modelos de evolução da paisagem propostos por Davis 54

Figura 6.7 – Modelo de alternância climática proposto por Bigarella 58

Figura 6.8 – Duplo Aplainamento 60

Figura 6.9 – Principais Superfícies de Aplainamento do Nordeste Oriental do Brasil 72

Figura 7.1 – Lineamentos de relevo 75

Figura 7.2 – Freqüência e Comprimentos Absolutos dos Lineamentos de Drenagem 76

Figura 7.3 - Frequência Absoluta dos Lineamentos de Relevo 77

Figura 7.4 – Comprimento Absoluto dos Lineamentos de Relevo 78

Figura 8.1 – Mapa das feições morfoestruturais da bacia do Rio Tracunhaem 83

Figura 8.2 - Detalhe do Planalto da Borborema na Bacia do Rio Tracunhaem 84

Imagem 8.1 – Cimeira da Borborema 85

Imagem 8.2 – Escarpa Oriental da Borborema 86

Figura 8.3 – Transectos no Piemonte da Borborema 87

Imagem 8.3 – Rocha intemperizada exposta 88

Imagem 8.4 – Modelado Tabuliforme estruturado em material sedimentar 89

Figura 8.4 – Bloco diagrama hipsométrico 90

Imagem 8.5 – Morro do Trapuá 91

Figura 9.1 Drenagens analisadas por RDE e os pontos anômalos identificados 97

LISTA DE TABELAS E GRÁFICOS

Quadro Simplificado dos Lineamentos de Drenagem 79
Quadro Simplificado dos Lineamentos de Relevo 81
Tabela 9.1. Valores de RDE dos Rios Analisados 93
Perfil Longitudinal do Rio Caraú 98
Variação dos Índices de RDE do Rio Caraú 98
Perfil Longitudinal do Rio Ribeiro 99
Variação dos Índices de RDE do Rio Ribeiro 99
Perfil Longitudinal do Rio Itapinassú 100
Variação dos Índices de RDE do Rio Itapinassú 100
Perfil Longitudinal do Rio Morojó 102
Variação dos Índices de RDE do Rio Morojó 102
Perfil Longitudinal do Rio Orobó 104
Variação dos Índices de RDE do Rio Orobó 104
Perfil Longitudinal do Rio Tracunhaém 1/3 Superior 105
Variação dos Índices de RDE do Rio Tracunhaém 1/3 Superior 105
Perfil Longitudinal do Rio Canguengo 107
Variação dos Índices de RDE do Rio Canguengo 107
Perfil Longitudinal do Canal Principal 108
Variação dos Índices de RDE do Canal Principal 108

SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO E MORFOGÊNESE DA BACIA DO RIO TRACUNHAÉM - PERNAMBUCO

RESUMO

A identificação, análise e classificação das formas de relevo são as premissas da geomorfologia, ciência que encontra boa parte de suas origens no seio da geografia física. Entretanto entende-se que as formas de relevo são resultados de processos, o que por sua vez faz da geomorfologia o estudo dos processos modeladores da paisagem. Neste trabalho busca-se encontrar uma melhor compreensão sobre a dinâmica evolutiva das formas de relevo da Bacia do Rio Tracunhaem, Pernambuco, através da análise geomorfológica, com ênfase na análise da rede de drenagem, das encostas e dos patamares topográficos, além da aplicação de procedimentos morfométricos como o método de reconstrução de paleosuperfícies. Foram aplicados índices morfométricos como a Relação Declividade – Extensão do canal fluvial (RDE), análises estruturais e geotectônicas. Os resultados obtidos por meio desses métodos foram confrontados com aqueles oriundos da aplicação das metodologias clássicas em geomorfologia. Os desdobramentos dos resultados obtidos com este trabalho sugerem que a compreensão da morfogênese em áreas de margens passivas sob domínio morfoclimático tropical deve atentar para que a dinâmica evolutiva do relevo não resta unicamente regida pela atuação do tempo dentro da escala geológica, mas que a estruturação morfotectônica, aliada à distribuição e ação da drenagem, atuando sobre coberturas superficiais específicas, podem gerar formas diversas e morfologias peculiares mediante as variações climáticas ocorridas no passado geológico recente.

PALAVRAS-CHAVE: Geografia; Geomorfologia; Relevo – Dinâmica; Drenagem.

PLANATION SURFACE AND MORPHOGENESIS OF RIO TRACUNHAEM BASIN – PERNAMBUCO.

ABSTRACT

Identification, analysis and classification of landforms are the assumptions of geomorphology, science which finds its origins within physical geography. However, it is understood that landforms are the result of processes, which in turn makes geomorphology the study of landscape modeling processes. This work seeks to find a better understanding about evolutionary dynamics of landforms of Rio Tracunhaem Basin in Pernambuco state, through geomorphologic analysis, with emphasis in the drainage network analysis, hill slope and topographic steps, and the application of morphometrics proceeds like the method of paleosurfaces reconstruction. Morphometric index were applied like the *Stream Lenght-Gradient Index* (*SL Index*) proposed by Hack and geotectonic and structural analysis. The result obtained for this methods were confronted with the data from classical methodologies in geomorphology. The results obtained in this essay suggest that the understanding of morphogenesis in passive margin areas under tropical morphoclimatic field should pay attention that the evolutionary dynamic of landforms is not only governed by time in the geologic scale, but the morphotectonic structure, allied to the distribution and action of drainage, acting over specific cover surfaces, can generate a lot of singular landforms by the climatic variations occurred in the recent geologic period.

KEY WORDS: Geography; Geomorphology; Landform Dynamics; Drainage.

Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Relevo – Dinâmica. 4. Drenagem

1 - INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS CENTRAIS DA PESQUISA

A ciência surgiu como tentativa de explicar os fenômenos naturais de uma forma não-mítica, tentando utilizar-se do raciocínio lógico pensado sobre dados, adquiridos ou produzidos, na busca da compreensão destes fenômenos. Essa ciência vem se desenvolvendo ao longo dos séculos aprimorando seus métodos, quebrando antigos e não mais satisfatórios paradigmas e formando novos. Demasiadas vezes a ciência não se faz satisfatória no seu objetivo de explicar os fenômenos, entretanto esse fato se deve a não consciência de que a ciência é limitada. Limitada por quem a faz, o Homem. A ciência humana é a explicação dos fenômenos naturais baseada no máximo de compreensão que o homem possui dos mesmos. E isso é proporcional à capacidade do homem de entendê-los. Verdades absolutas de tempos atrás vêm sendo desfeitas mediante o desenvolvimento das técnicas utilizadas. Isso nos faz pensar, "será que a partir do desenvolvimento de novas técnicas nossas atuais verdades serão confirmadas ou cairão em desuso como tantas outras?"

É no intuito de contribuir para a compreensão dos fenômenos naturais, no caso geomorfológicos, que este presente trabalho se constitui. Não para criar verdades absolutas, mas para discutir teorias e avaliar métodos, propondo considerações mediadas pela análise dos dados adquiridos.

A dinâmica evolutiva do relevo incita há mais de um século pesquisadores em busca de sua compreensão. Filósofos e cientistas da paisagem buscaram entendê-la com base em grandes questionamentos como "de onde viemos e para onde vamos?".

No caso do relevo a questão é: "como surgiu e qual o seu fim?". Se é que existe algum fim quando se trata da paisagem. Davis (1899) propôs uma teoria cíclica do relevo e nela havia um estágio final, onde a partir dela tudo se fazia novo. Foi a partir desta teoria "O Ciclo Geográfico" que muitos trabalhos foram desenvolvidos e muitos paradigmas foram criados. A mofogênese, mediada pelo estudo da evolução das vertentes foi o principal objeto de estudo da geomorfologia durante várias décadas. E não vem sendo diferente nas presentes pesquisas. Os métodos se desenvolvem, os

paradigmas se alteram, mas a pesquisa geomorfológica continua baseada em um ponto central, a evolução das vertentes.

Christofoletti inicia um de seus mais importantes trabalhos, o livro Geomorfologia (1980), definindo a geomorfologia como sendo "a ciência que estuda as formas de relevo". Nessa obra ele faz um apanhado histórico sobre o desenvolvimento da ciência geomorfológica e aborda algumas das principais teorias norteadoras desse ramo das ciências naturais, expondo também diversos métodos de análise do relevo, sendo os mais trabalhados aqueles nos quais o autor dedicou maior parte de seus estudos, os oriundos da geografia quantitativa neo-positivista e também do método sistêmico (CHIRSTOFOLETTI, 1980).

Para Christofoletti (op cit) a Geomorfologia teve seu conhecimento dividido de acordo com algumas abordagens diferenciadas. Para ele a divisão entre as correntes estrutural e a climática ocorreu devido à dificuldade de se relacionar as formas aos seus fenômenos geradores. A geomorfologia na sua essência, como ciência que classificava as formas, tinha certos obstáculos quando se propunha a classificar determinadas formas. As inúmeras regiões poderiam ter sua gênese explicada por ambas correntes, mas dificilmente as mesmas concordavam. Isto se devia ao fato de que a classificação se dava a partir da morfologia. De certa forma isto não se caracterizava como um erro de abordagem, pois vinha sendo feito desde os primórdios dessa ciência. Davis em seu clássico trabalho, O Ciclo Geográfico (1899), na tentativa de definir o objeto de pesquisa do geógrafo físico, afirmava que os mesmos "precisavam conhecer o significado, a explanação e a origem das formas que estão olhando..." (DAVIS, 1899 pg. 484). Mas antes mesmo de afirmar isto Davis (op cit.) aborda que "toda classificação genética das formas é, em efeito, uma explanação das mesmas". Com isso o autor dá base teórica para se aceitar que toda a classificação, sendo genética, seja considerada como, em essência, uma explicação das formas.

Christofoletti (1980) por sua vez verificou que os métodos morfológicos levavam a diversas classificações, sendo em diversas situações subjetivas, e inclinou-se para uma geomorfologia mais positivista e matemática. Para esta corrente de pensamento os números permitem-nos afastar da subjetividade. Os índices são exatos e dependendo do número de variáveis abordadas em cada modelo é possível obter um

melhor entendimento das formas. Posteriormente Christofoletti volta-se para a proposição de Grove Karl Gilbert que já em meados de 1880 propunha uma geomorfologia diferente daquela utilizada nos anos posteriores. Gilbert (1886 *apud* VITTE 2004) propunha que o conhecimento científico fosse originado pela experiência científica e pela atividade prática e através de suas experimentações concebia a paisagem natural a partir de uma visão de componentes, que seriam Material-Processo-Forma, onde os mesmos se constituem tanto antecedentes quanto conseqüentes de si mesmos, apresentando assim a noção de equilíbrio da natureza (GILBERT, 1886 *apud* VITTE 2004). Hack (1960) afirma ser a sua proposição de Equilíbrio Dinâmico uma re-leitura das idéias de Gilbert.

A partir desta retomada, em meados dos anos 60 do século XX, das propostas de Gilbert, autores como Hack (1972) e Christofoletti (1980) entre outros, voltaram-se para uma geomorfologia mais interessada nos processos geradores das formas. Christofoletti (1980) é categórico em expor que "utilizando a definição de Geomorfologia (estudo das formas de relevo) podemos perfeitamente considerar as *formas como sendo respostas a processos*", e continua refletindo que as formas e os processos devem ser as duas perspectivas a serem traçadas para a classificação dos fatos geomorfológicos. Entretanto o mesmo considera que o estudo das formas ainda precisa evoluir a um nível suficiente para se atingir uma classificação aceitável, analisando ao final que o estudo dos *processos* está mais desenvolvido e pode estabelecer uma classificação "lógica e exeqüível" dos fatos geomorfológicos (CHIRSTOFOLETTI, 1980).

A partir dessa abordagem processual outra abordagem surgiu no intuito de buscar um melhor entendimento da paisagem geomorfológica, a que propõe uma perspectiva sistêmica para a paisagem a partir de um modelo *processo-resposta* trazendo um maior entendimento de como se dá a dinâmica da paisagem. Como os processos atuaram e atuam na paisagem em uma perspectiva histórica, e quais registros podemos obter afim de que se possa modelar a paisagem pretérita no intuito de reconstruir a história geomorfológica de determinada paisagem (CORRÊA, 2006). Entretanto estas e outras perspectivas de evolução do modelado serão mais bem trabalhadas em um capítulo a parte.

O presente trabalho procura entender como a Bacia do Rio Tracunhaém, borda leste setentrional do Estado de Pernambuco, se estruturou ao longo do tempo geológico recente e vem evoluindo geomorfologicamente.

Teorias evolutivas da paisagem serão discutidas no intuito de melhor conceituar os métodos aplicados e tentar apreender entre elas as propostas mais práticas, identificando nas mesmas uma melhor adequação para a área de estudo. Entretanto o objetivo principal será identificar quais os processos atuantes na encosta e na bacia como um todo, sendo estes endógenos e exógenos, presentes e pretéritos, e como contribuíram para o desenvolvimento das morfologias de relevo da bacia.

2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Bacia do Rio Tracunhaem (2.1) se localiza na porção Nordeste do Estado de Pernambuco. Junto com a Bacia do Rio Capibaribe Mirim compõe a Bacia do Rio Goiana. Estas bacias fazem parte de um conjunto de bacias litorâneas que correm desde a encosta oriental da Borborema e até mesmo dos primeiros patamares elevados deste Planalto.

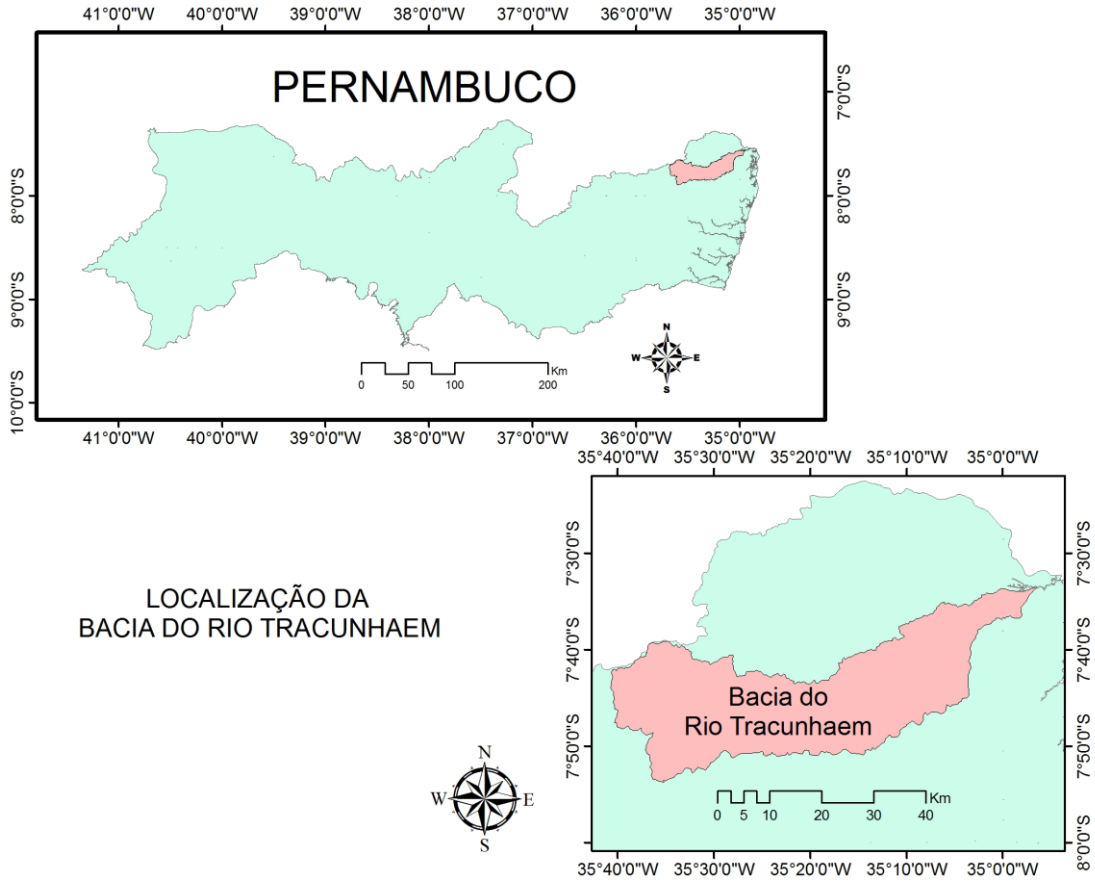


Figura 2.1 – Localização da Bacia do Rio Tracunhaem

O acesso rodoviário a esta bacia e a seus municípios componentes se faz por três trajetos principais a partir de Recife, capital pernambucana (2.2). Um dos acessos se faz partindo de Recife pela BR-232 em direção E-W rumo ao interior do estado e ao chegar antes do município de Vitória de Santo Antão toma-se a direção S-N rumo ao município de Carpina, passando por Glória do Goitá e Lagoa do Itaenga.

Outra forma é cortando a região metropolitana pela BR-408 passando por São Lourenço da Mata em direção à Paudalho e em seguida Carpina, Tracunhaem e Nazaré da Mata. Pode-se também fazer um percurso de direção S-N partindo de Recife pela BR-101 até as proximidades de Goiana e posteriormente a direção E-W em direção à Itaquitinga pela PE-052 até atingir o município de Nazaré da Mata, sendo este trajeto mais propício para atingir a porção norte da bacia composta pelos municípios de Vicência, Buenos Aires, Machados entre outros. A partir de Carpina tem-se fácil acesso a municípios como Limoeiro, João Alfredo, Bom Jardim, Orobó entre outros que se localizam no alto curso da bacia.

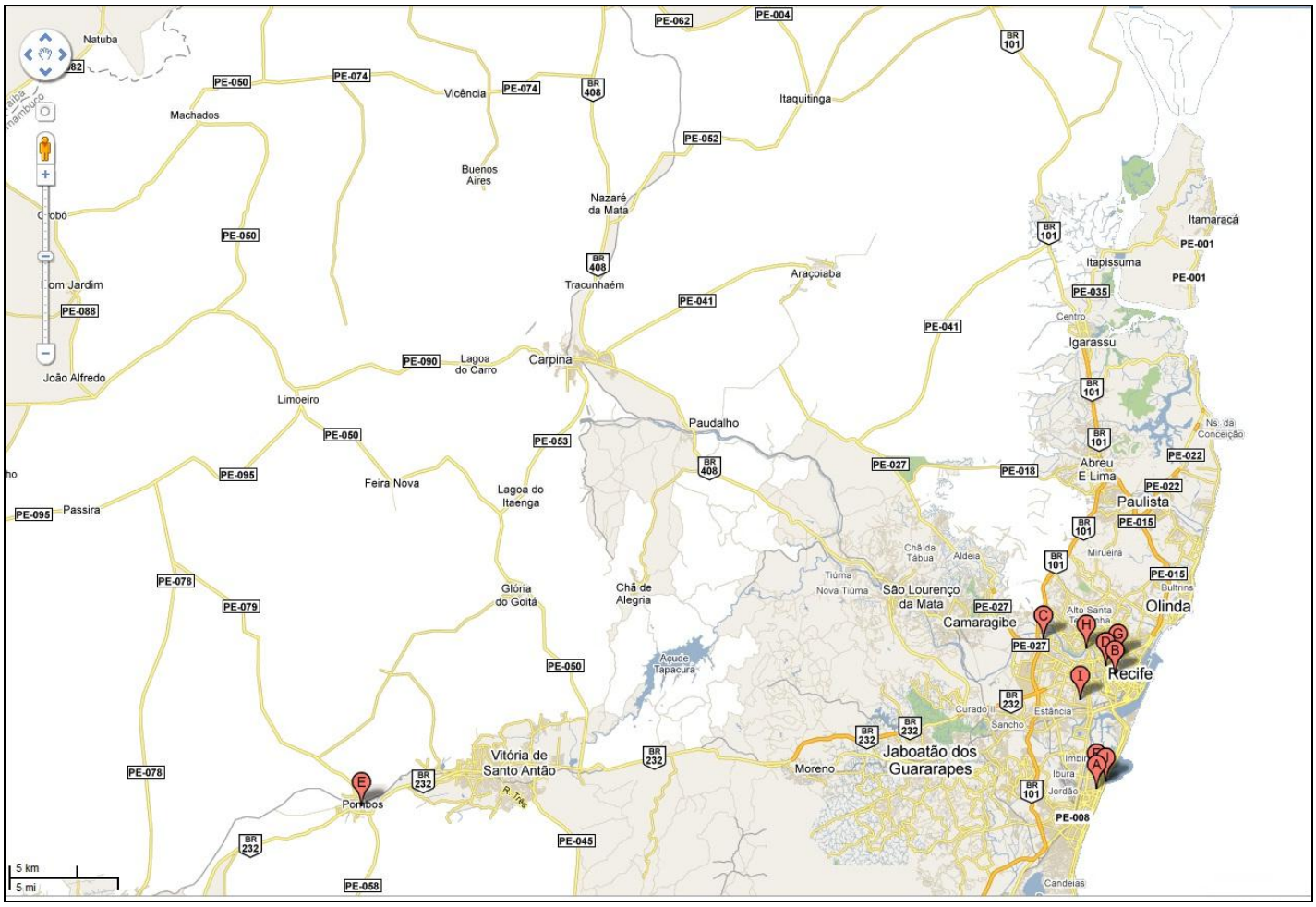


Figura 2.2 – Vias de acesso à Bacia do Rio Tracunhaem

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 MATERIAIS E TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO

3.1.1 Materiais

Para a confecção do presente trabalho foram utilizados dados topográficos do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução espacial de 90 x 90 m, trabalhados em softwares específicos de geoprocessamento, tais como ArcGis 9.1, Surfer 8.0 e MicroDem. Os dados SRTM foram obtidos em ambiente digital da Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias – EMBRAPA. O recorte utilizado corresponde à subdivisão cartográfica SB-25-Y-C, que abarca a borda oriental norte do Estado de Pernambuco e sul da Paraíba.

As informações acerca da drenagem da área como a extensão de algumas drenagens e respectivos nomes foram obtidos através do Mapa das Bacias Hidrográficas do Estado de Pernambuco (CONDEPE, 2006) confeccionado pela Companhia Pernambucana de Recursos Hídricos – CPRH.

Os dados acerca dos limites dos municípios, vias de acesso entre outros fatores político-ambientais foram obtidos através do Zoneamento Agroecológico de Pernambuco, o ZAPE (2001).

Os dados geológicos foram obtidos através em ambiente digital no Serviço Geológico do Brasil – CPRM – e foram utilizados para a confecção do mapa geológico da área bem como no auxílio a identificação de alguns lineamentos de relevo a partir da localização de falhas e fraturas.

Alguns setores da drenagem obtidos através da manipulação de dados SRTM foram confrontados com diversas cartas topográficas de 1:25.000 elaboradas pela SUDENE no intuito de se obter uma maior precisão na localização de certos setores da paisagem. Estas cartas não foram utilizadas de forma mais ampla devido à escala cartográfica utilizada neste trabalho que demandaria um grande numero de cartas e também devido à extensão da bacia.

3.1.2 Técnicas de Geoprocessamento

Técnicas de geoprocessamento foram utilizadas no presente trabalho no intuito de subsidiar os estudos morfométricos e morfoestruturais a partir da geração de cartas temáticas, aquisição de parâmetros morfométricos e cruzamentos de dados em Sistema de Informação Geográfica.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) foi gerado através da manipulação de dados SRTM do recorte SB-25-Y-C de escala 1:250.000 e constitui a base para confecção das cartas temáticas e perfis morfológicos apresentados neste trabalho. O intervalo utilizado para a digitalização das curvas de nível (isoípsas) foi de 20 em 20 metros e foi obtido através da interpolação dos dados digitais no *Software* Arc Gis 9.1.

Estes dados foram utilizados de forma a compor mapas altimétricos, de comportamento e direção de fluxos nas vertentes, direção preferencial das vertentes, possíveis *loci* deposicionais, índice de dissecação e densidade de drenagem da área, Modelos Digitais de Elevação (MDE's) além de perfis topográficos e plotagem de pontos de amostragem morfoestratigráfica adquiridos com GPS geodésico de precisão em campo.

Alguns dos dados aqui mencionados apenas foram utilizados para corroborar no intuito da confirmação de algumas informações, pois a proposta deste presente trabalho de análise regional em grandes compartimentos de relevo não abarca a visualização de detalhes da paisagem.

3.2- REVISÃO METODOLÓGICA

3.2.1 Morfometria

O estudo acerca da compreensão da morfogênese de determinadas áreas vem sendo desenvolvido ao longo dos últimos séculos. A geomorfologia, na busca do entendimento das formas de relevo, sua gênese e evolução, incorpora a aplicação de diversos índices morfométricos, em bases automatizadas, à análise de padrões espaciais que permitem a inferência de controles estruturais, litológicos e climáticos sobre a morfogênese. A elaboração de trabalhos voltados para a compreensão de como os vários controles morfológicos ocorrentes dentro da área de uma bacia se expressa sobre a distribuição dos índices vem crescendo com o passar dos anos.

A análise morfométrica da bacia de drenagem vem se destacando recentemente como de grande contribuição na compreensão da evolução do relevo. No que se refere à importância da morfometria, autores como Horton (1945), Strahler (1952), Hack (1957; 1960; 1973), Christofoletti (1969; 1970; 1978; 1980; 1981) entre outros, ofereceram importantes contribuição com o pioneirismo de seus estudos.

De acordo com Christofoletti (1969), as análises morfométricas em bacias de drenagem obtiveram um grande sucesso no fim do século XIX, tornando-se secundárias, e em muitos casos obsoletas, após o conhecimento das publicações de Willian Morris Davis. Com as propostas de Davis (1899) o conhecimento morfológico se resumiu, em grande parte, à atuação da gravidade ao longo do tempo geológico, e estas escalas temporais tornaram-se de maior importância frente aos estudos morfométricos.

A morfometria acaba por ressurgir no pós-guerra com a publicação de Robert Horton (1945) que procurou estabelecer leis de desenvolvimento dos rios e de suas bacias. O trabalho de Horton marca uma nova fase nos estudos morfométricos uma vez que apresenta inúmeras abordagens para os cursos d'água.

Acompanhando as idéias de Horton, inúmeros autores passaram a dar destaque aos parâmetros e índices morfométricos de drenagem. Destaca-se entre eles Strahler (1952) que propôs uma metodologia de hierarquização de canais fluviais utilizada até os dias atuais, difundindo o conceito de ordem para estudar e comparar separadamente os canais fluviais de uma bacia. Além disso, merece também posição de destaque o

trabalho de Shreve (1966) onde ele apresenta o conceito de magnitude de drenagem. Estes dois autores e suas contribuições facilitaram os estudos morfométricos uma vez que, estabelecidos ordem e magnitude das drenagens, os cálculos morfométricos tornam-se mais fáceis.

A partir da década de 1960, com a crescente utilização da perspectiva sistêmica na geomorfologia, a concepção de evolução cíclica do relevo foi sendo substituída pela análise processual que considera a dinâmica da superfície como de suma importância no desenvolvimento das formas. Essa perspectiva aliada a uma herança positivista físico/matemática gerou uma grande quantidade de tentativas de entendimento das formas através dos processos nelas atuantes que pudessem ser visualizados e mensurados a partir do uso da linguagem matemática e embasadas em leis físicas.

Uma destas tentativas é a proposta de Hack (1973) de determinar se um rio estaria em equilíbrio geomorfológico ou não a partir de uma relação entre a declividade deste rio e sua extensão. Esta relação foi denominada por Hack (1973) de *Stream Lenght-Gradient Index* (*SL Index*). No Brasil ela é também conhecida como Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE *et al*, 2006). Este índice serve como um elemento básico e de fácil aplicação na determinação de anomalias nos cursos d'água. A utilização desse índice permite detectar, no perfil longitudinal de um rio, alterações no seu curso, uma vez que relaciona a declividade do canal com a extensão do respectivo trecho, fornecendo assim um índice para comparação de trechos fluviais de diferentes magnitudes (MARTINEZ, 2005).

Os trabalhos de Etchebehere (1999; 2000), Etchebehere e Saad (1999), Etchebehere *et al* (2004; 2006) e Martinez (2005) são de grande contribuição metodológica para a aplicação deste índice em áreas de margem passiva, pois este índice é amplamente utilizado em áreas de margem ativa onde o objetivo é verificar como as forças de dobramento orogenético ou até mesmo epirogenético atuam de forma a deformar o perfil do rio, o qual tem de se reorganizar para se manter em equilíbrio. Este índice então verifica os pontos do rio onde este equilíbrio ainda não está atingido (TROIANI & DELLA SETA 2007).

Segundo a proposição original, a aplicação deste índice permite a identificação de setores processualmente "anômalos" ao longo do curso do rio, sendo o índice maior

ou menor quando da passagem do rio por uma litologia ou estrutura mais ou menos resistente. No caso da ocorrência de um mesmo tipo litológico a anomalia geralmente recai sobre uma zona de movimentação tectônica pós-implantação da drenagem contemporânea.

Em áreas de margem passiva este método tem sido utilizado para corroborar pesquisas nas áreas de erosão diferencial, controle litológico e estrutural, além de ser uma ferramenta importante na identificação de deformações neotectônicas ao longo do curso dos rios (ETCHEBEHERE *et al*, 2006; MISSURA, 2005; LIMA, 2009).

Perfil longitudinal de um Rio.

Entende-se como perfil longitudinal de um rio a curva obtida através de dados plotados em gráficos de coordenadas cartesianas onde as coordenadas correspondem à altitude (H) contra a distância da jusante (L) expressa pela equação:

$$H=f(L) \qquad (1)$$

no qual a tangente expressa o gradiente do canal do trecho estudado (MARTINEZ, 2005). Por meio deste perfil aplicado à um curso fluvial pode-se inferir também o comportamento deste gradiente ao longo do canal fluvial, da cabeceira à foz (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Conforme enfatizado por McKeown *et al* (1988), a forma do perfil longitudinal de um curso fluvial que esteja em equilíbrio (*graded*) apresenta a típica forma côncava; qualquer alteração no perfil leva a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja por erosão de seu próprio leito, seja gerando agradação. Tomando esta assertiva como válida, trechos de drenagem fora de equilíbrio podem ser indicativos de atividade tectônica recente (ETCHEBEHERE *et al*, 2004). Em uma paisagem erosiva, o perfil longitudinal de um rio é uma propriedade da drenagem que fornece subsídios para o conhecimento do substrato rochoso, bem como para o entendimento dos processos geológicos e a história geomorfológica de uma área (HACK, 1960, p.50).

“Índice de Hack” ou Relação Declividade-Extensão (RDE)

Ao propor o índice (*stream gradient-index*), Hack (1973) contribui com um elemento bastante prático na determinação de “anomalias” na concavidade natural do perfil longitudinal, permitindo, através deste índice, a normalização dos valores de gradiente e a identificação de valores anômalos em cada trecho do curso fluvial. Este elemento veio solucionar o problema de se determinar e identificar valores anômalos no gradiente do perfil longitudinal, uma vez que este apresenta na maioria das vezes, uma diminuição gradativa da declividade da cabeceira à foz, não necessariamente demonstrando a existência de pontos anômalos (MARTINEZ, 2005).

A utilização deste índice permite identificar, ao longo do perfil longitudinal de um rio, alterações em seu curso, uma vez que relaciona a declividade do canal fluvial com a extensão do referido trecho, fornecendo um índice para comparação de trechos de um curso d’água de diferentes magnitudes.

Partindo desta premissa, o índice declividade-extensão por trecho é calculado através da seguinte fórmula:

$$RDE_{trecho} = (\Delta H/\Delta L).L \qquad (2)$$

onde ΔH é a diferença altimétrica entre os dois pontos selecionados do curso d’água; ΔL corresponde a extensão do trecho analisado; e L é a extensão total do canal da nascente até o ponto final para onde o índice RDE está sendo calculado. Esta relação pode ser melhor visualizada na figura 3.1:

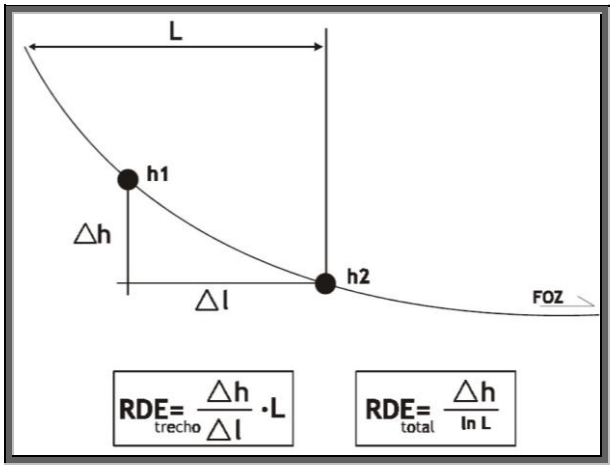


Figura 3.1 Esquema de Hack (1973) utilizado para o calculo do índice RDE. Modificado por Etchebehee (2000).

Também é possível o cálculo do índice RDE de um canal fluvial em sua totalidade. Para isso, considera-se a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença altimétrica da cota da cabeceira e da cota da foz do canal (em metros) e o logaritmo natural da extensão total do curso de água. Segue a fórmula:

$$RDE_{total} = \Delta H/\ln L \qquad (3)$$

No que se refere às anomalias de drenagem propriamente ditas, Seeber e Gornitz (1983) consideram como anômalos os índices de RDE_{trecho} que divididos pelo índice RDE_{total} obtiverem valores acima de 2 (dois). Tais anomalias dividem-se em duas categorias, ou seja, anomalias de 2ª ordem são as que a divisão dos índices obtenham resultados entre os limiares 2(dois) à 10 (dez), e as anomalias de 1ª ordem são as que este resultado é igual ou superior a 10 (dez). Esta classificação é traduzida como sendo as anomalias de primeira ordem encontradas em locais muito íngremes, as anomalias de 2ª ordem encontradas em locais íngremes e quando o índice calculado é menor que 2 (dois) os trechos são pouco íngremes, configurados como gradiente ideal.

A aplicação dos índices RDE foi pela primeira vez aplicada, em rios brasileiros, por Etchebehere (2000), onde através das análises dos dados obtidos, o autor conseguiu levantar explicações pertinentes para as anomalias encontradas na Bacia do Rio do Peixe/SP.

Desta forma a partir do estudo do perfil longitudinal e da aplicação de parâmetros morfométricos como o índice de gradiente (RDE), pode se ter um retrato das características de drenagem de uma bacia hidrográfica no que diz respeito às feições morfoestruturais e morfotectônicas desenvolvidas.

3.2.2 Morfoestrutura

Geramisov & Mescheriov (1968) tratam o termo morfoestrutura como sendo uma paisagem em elevado grau de evolução das formas onde há uma combinação do elemento "estável" (estrutura geológica pré-existente) com o elemento dinâmico (agentes externos) que modelam a superfície. Cotton (1968) ressalta que este termo deve ser usado em análises de caráter regional, onde busque relacionar o controle de estrutura geológica subjacente ao arranjo das feições morfológicas existentes. Saad (1991) corrobora que o termo morfoestrutural está relacionado a compartimentos geomorfológicos cujas principais características demonstrariam um nítido controle exercido pelo arcabouço litológico e/ou estrutural.

Bates & Jackson (1987) dão sua contribuição afirmando ser a morfoestrutura uma feição topográfica maior que coincide com a estrutura geológica ou é uma expressão da mesma ou ainda, é formada por movimentos tectônicos produzidas pela interação de formas endógenas e exógenas, onde é predominante a forma. Deve ser usado em formas que foram elaboradas sob controle tectônico passivo, ou seja, formas de relevo que não estão relacionadas necessariamente à tectônica ativa – neotectônica - (GONTIJO, 1999). Mattos *et. al.* (1982), define morfoestrutura como uma estrutura presumida, identificada a partir de análise e interpretação de informações basicamente de relevo e drenagem, caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição de relevo e drenagem.

3.2.3 Análise de Lineamentos

Um termo originalmente denominado por Hobbs (1912, *apud* Veneziani, 1987), que caracterizava as relações espaciais de feições, tais como cristas, borda de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos petrográficos, ravinas ou vales, e fraturas ou zonas de falhas visíveis como tais. Segundo Veneziani (1987), pode ser empregado para designar feições definidas por alinhamentos de relevo e drenagem, os quais englobam as formas definidas por Hobbs.

A distinção entre lineamentos estruturais e falhamentos, na interpretação de produtos de sensoriamento remoto, é necessária devido aos seguintes fatores (Veneziani, 1987):

- Os lineamentos não se restringem a apenas um tipo de movimento tectônico ao longo de toda sua extensão ou durante o decorrer dos diferentes ciclos ou fases tectônicas que afetaram uma determinada área;

- Uma zona de falha pode dar origem a vários lineamentos paralelos a subparalelos, ou vice-versa, ou seja, várias fraturas associadas a uma zona de falha podem dar origem a apenas um lineamento distinguível nos produtos de sensoriamento remoto.

O termo fratura, segundo Ramsay & Huber (1987), é definido como um plano de ruptura onde a coesão da rocha foi perdida; este plano pode corresponder a juntas ou falhas. Os elementos de drenagem fortemente estruturados (disposição regularmente ordenada), retilíneos ou em arco, denominam-se, segundo Soares & Fiori (1976), lineamentos de drenagem e são interpretados como traços de fratura. Os traços de fratura correspondem a zonas de concentração de juntas.

O termo “conjunto de zonas de juntas” é definido por Plicka (1974) como uma série de zonas de juntas paralelas entre si e com uma gênese comum. Características importantes das zonas de juntas podem ser utilizadas na prospecção mineral (Plicka 1974, Nickelsen 1974):

- Os conjuntos de zonas de juntas podem emergir de rochas mais antigas e se estender verticalmente através de rochas sobrejacentes mais novas;

- Os padrões de fraturamento são cumulativos e persistentes.

O conceito de lineamento aqui adotado é o proposto por Etchebehere, Saad & Fulfaro (2007), que define lineamentos como "feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais". Tais traços foram anotados com a preocupação de se evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se, mais fielmente possível, ao aspecto factual observado nas imagens de sensores remotos, conforme recomendado por diversos autores (Liu, 1984; Taylor, 1988).

4 - BACIA DO RIO TRACUNHAEM – CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

4.1 CLIMA

O clima da região é caracterizado como sendo um clima Tropical Úmido com verão seco e uma estação chuvosa que pode se estender de Fevereiro até Outubro. De acorod com a classificação proposta por Köppen (1936) o clima da área seria caracterizado como sendo As', ou seja, clima megatérmico, úmido com verões secos e chuvas de outono/inverno.

Embora uma classificação do clima ajude na compreensão geral dos elementos climáticos atuantes em uma área, as médias, sobretudo as pluviométricas não constituem um bom parâmetro para a recomposição da gênese climática e mensuração do impacto dos eventos sobre a paisagem. A fim de destacar este problema, Monteiro (1971) propôs que o clima deveria ser estudado a partir de uma perspectiva da análise rítmica dos estados de tempo, devendo o pesquisador observar dia-a-dia os elementos que estão atuando na atmosfera para uma melhor compreensão do clima. Sob esta perspectiva observamos que apesar das chuvas ocorrerem com maior freqüência no período de outono-inverno na região, essa precipitação se dá de forma bem distribuída ao longo do tempo, mas ocorre de forma intermitente e concentrada, alternando eventos pluviométricos de grande magnitude que geram grande trabalho geomorfológico, com períodos secos de duração variada e baixa ação processual sobre as unidades do relevo. As fortes chuvas na região causam consideráveis agravos ambientais principalmente quando atingem áreas desprotegidas de vegetação e quando atingem zonas urbanas com baixo grau de infra-estrutura para o escoamento hídrico.

Os principais sistemas atmosféricos que geram precipitação na região são as Correntes Perturbadas de Leste, os Sistemas Convectivos, os Vórtices Ciclônicos e as Frentes Frias em dissipação. As chuvas são mais intensas quanto maior for o numero de sistemas envolvidos em sua geração e maior for o contraste barométrico entre as massas de ar envolvidas.

4.2 GEOLOGIA

A Província Borborema possui como característica principal, extensas zonas de cisalhamento com *trend* geral E-W e NE, geradas durante um evento importante de deformação dúctil oriundo do ciclo Orogênico Brasiliano (650-550 Ma; BRITO NEVES et al. 2000). As zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco são as principais estruturas pré-cambrianas que ocorrem na área de trabalho (Figura 4.1). Ocorrem na área um embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana e paleoproterozóica, sequência metassupracrustais de idade proterozóica e granitóides de idade pré-brasiliana e brasiliana (JARDIM DE SÁ, 1994; BRITO NEVES et al, 2000). Na ruptura de Gondwana Ocidental e abertura do Oceano Atlântico durante o Mesozóico, as descontinuidades arqueanas foram reativadas por uma tectônica rúptil (MATOS 1987, 1992 apud LIMA 2008). Para Matos (op cit) os esforços oriundos desta quebra propiciaram a instalação de um conjunto de bacias intracontinentais de pequeno porte e também pela geração de bacias marginais, sendo parte da evolução do sistema de *riftes* cretáceos do Nordeste brasileiro.

O regime tectônico atual na região do Nordeste Oriental se caracteriza por um campo de tensões com compressão E-W e distensão N-S. Este campo é atribuído a movimentos de expansão da cadeia meso-oceânica e compressão da cadeia andina (ASSUMPÇÃO, 1992 apud LIMA 2008).

As rochas constituintes do sistema regional encontrado na Bacia do Rio Tracunhaém são essencialmente cristalinas, havendo alteração intempérica das mesmas gerando as coberturas superficiais. Entre elas se destaca o Complexo Gnáissico-Migmatítico do Terreno Rio Capibaribe. Estas rochas do Paleoproterozóico são compostas de Ortognaisse granítico a tonalítico com monzonitos, monzodioritos e dioritos sendo uma região mais homogênea (Região de Nazaré da Mata) e uma mais migmatizada (Região de Salgadinho).

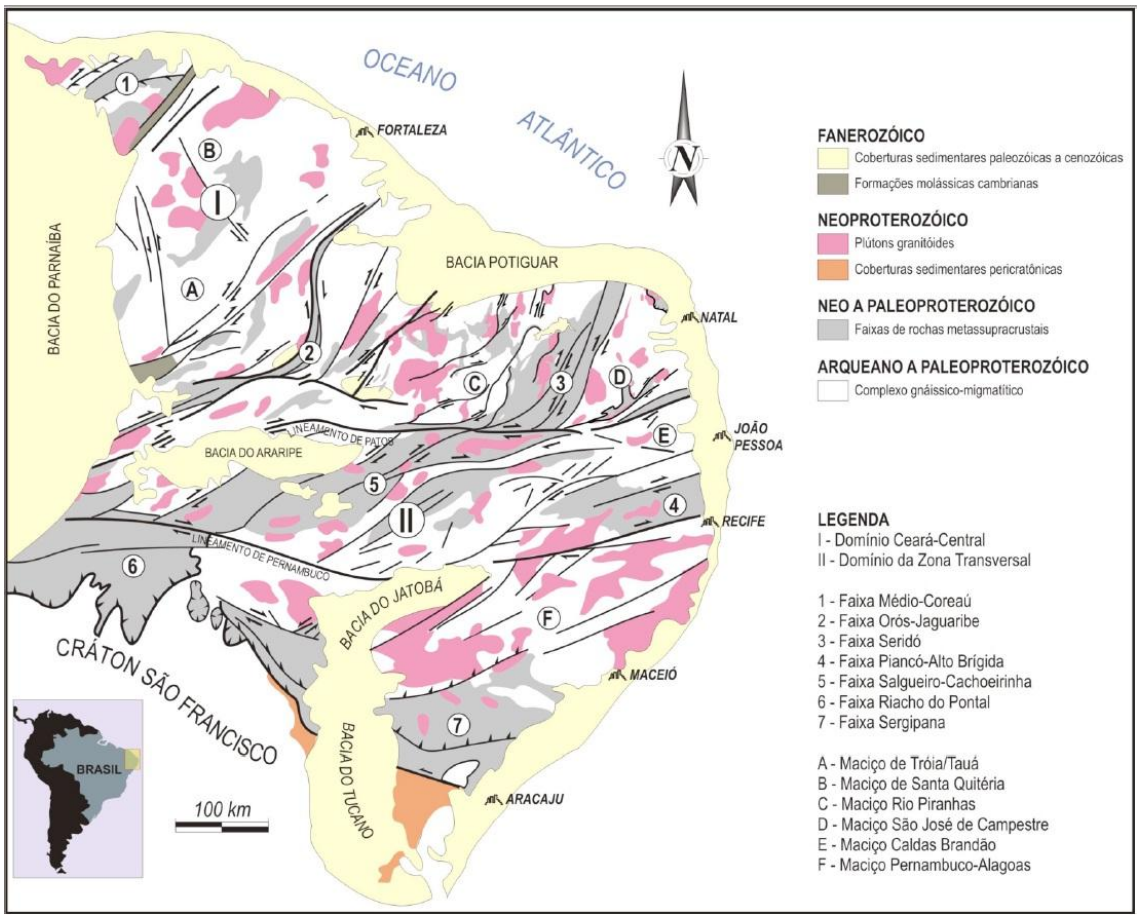


Figura 4.1 – Mapa Geológico Simplificado da Província Borborema onde estão exibidos seus principais domínios geotectônicos (Compilado de Jardim de Sá, 1994)

Outro complexo geológico importante é o Complexo Vertentes, com rochas do mesoproterozóico constituídas de Biotita xisto, paragnaisses incluindo leucognaisses finos e quartzitos, metadacitos, metamáficas, metavulcânicas intermediárias, metavulcano-clásticas, calcissilicáticas e mais raramente metaultramáficas (figura 4.2).

Além destes ainda ocorrem rochas metaplutônicas do mesoproterozóico, suítes magmáticas do neoproterozóico e metagranitóides intrusivos do paleoproterozóico.

O ambiente sedimentar da bacia se encontra no baixo curso com a ocorrência de depósitos Cenozóicos/Quaternários arenosos, argilosos e conglomeráticos. Estes sedimentos por muito temo foram considerados como constituintes da Formação Barreiras, entretanto novas interpretações estão sendo postuladas para a gênese deste material, como por exemplo, uma gênese mais proximal do desgaste dos Horst's adjacentes, e não mais um complexo erosivo regional de grande escala.

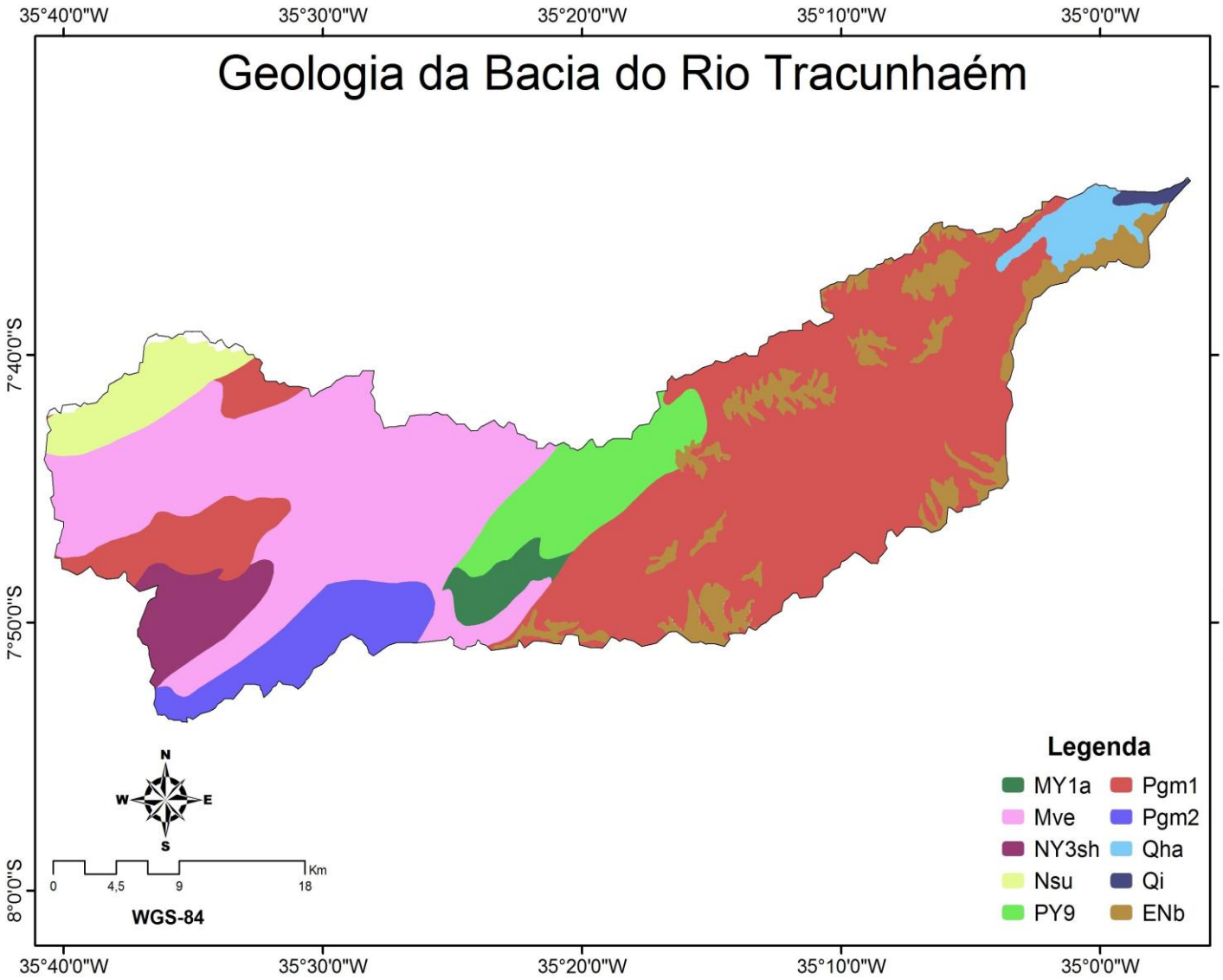


Figura 4.2 – Mapa geológico da Bacia do Rio Tracunhaem (Fonte: CPRM 1:500.000)

MY1a – Rochas Metaplutônicas (Mesoproterozóico): Biotita Anfibólio Augengnaisse e Ortognaisse de coomposição Granítica a Granodiorítica e Quartzosienítica. Suíte Serra de Taquaritinga.

Mve - COMPLEXO VERTENTES (Mesoproterozóico): Biotita Xisto, Paragnaisses, incluindo Leucognaisses finos e Quartzitos, metadacitos, metamáficas, metavulcânicas intermediárias, metavulcano-clásticas, calcissiliclásticas e mais raramente metaultramáficas.

NY3sh - SUÍTE MAGMÁTICA (Neoproterozóico): Anfibólio-Quartzo-Sienitos, Sienitos e Quartzo Monzoníticos, com Clinopiroxênios e/ou Biotita, alem de Álcali-Feldspato Granitos e Granitos. Suíte Shoshonítica Peralcalina e/ou metaluminosa.

Nsu -COMPLEXO SURUBIM (Neoproterozóico): Biotita Gnaisses, Granada Biotita Gnaisses com intercalação de Muscovita Quartzito, Calcário/Mármore e rochas Calcissilicáticas.

PY9 - METAGRANITÓIDES INTRUSIVOS – ORTOGNAISSES DE LIMOEIRO E BUENOS AIRES (Paleoproterozóico): Ortognaisses Tonalíticos com tendência Dioríticas em Buenos Aires e rochas Dioríticas com porções Migmatíticas ao sul de Limoeiro.

Pgm1 - COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS INDISCRIMINADOS (Paleoproterozóico): Embasamento do Terreno Rio Capibaribe – Unidade mais homogênea. Ortognaisse Granítico a Tonalítico, com Monzonitos e Monzodioritos e Dioritos.

Pgm2 - COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICOS INDISCRIMINADOS (Paleoproterozóico): Embasamento do Terreno Rio Capibaribe – unidade mais migmatizada. Ortognaisse Granítico a Tonalítico, com Monzonitos, Monzodioritos e Dioritos (REGIÃO DE SALGADINHO).

Qha -(CENOZOÍCO - QUATERNÁRIO): Sedimentos Aluvionares, arenosos, argilosos e conglomeráticos.

Qi - (CENOZÓICO - QUATERNÁRIO): Areias, Siltes, Argilas, Vasas Diatomáceas, sedimentos turfáceos de ambiente flúvio lacustre, areias de cordões litorâneos, subatuais e atuais, sedimentos Silte-Argilosos de mangue e cobertura eluvial arenosa.

ENb – Grupo Barreiras

4.3 GEOMORFOLOGIA

A Bacia do Rio Tracunhaem possui uma geomorfologia bastante característica de área plataformal, ou seja, áreas tectonicamente estáveis sendo trabalhadas pelos agentes erosivos por longos períodos geológicos sem grandes eventos tectônicos. Esta estabilidade pode ser verificada quando analisados alguns componentes do relevo, principalmente relevos residuais, como as cristas e os relevos lineares encontrados na bacia (figura 4.3). Este tipo de estrutura só atinge a superfície após longo período de denudação regional. Esta denudação expõe as estruturas internas da rocha assim como suítes intrusivas ou corpos discordantes.

A existência de áreas com cobertura sedimentar de proporções consideráveis também pode ser verificada. Uma dissecação convexa e também tabuliforme dá a idéia de que estes sedimentos foram depositados a algum tempo, tempo suficiente para que os rios dissecassem estes sedimentos e formasse em algumas áreas modelados convexos.

Verifica-se também nas áreas altas na bacia a ocorrência de depressões interplanalticas, o que indica que os rios próximos à cabeceira estão erodindo as áreas mais altas a ponto de formar áreas rebaixadas em porções altimétricas de cimeira na bacia. Estas drenagens possivelmente se estabelecem em áreas estruturais mais frágeis como falhamentos ou porções da rocha de mineralogia mais susceptível aos agentes intempéricos.

A existência de uma escarpa no *front* do planalto indica uma antiga posição ocupada pelo planalto em épocas passadas. Esta escarpa pode ter sido originada por agentes climáticos, se tomarmos como aceitável as teorias cíclicas de evolução do modelado, ou pode ter sido originada por um soerguimento do planalto por esforço tectônico ou flexura da borda continental e posteriormente sofrido o ataque dos agentes intempéricos, se aceitarmos as proposições morfoestruturais (MONTEIRO, 2008). A análise dos aspectos morfoestruturais se dará em um capítulo específico desta obra.

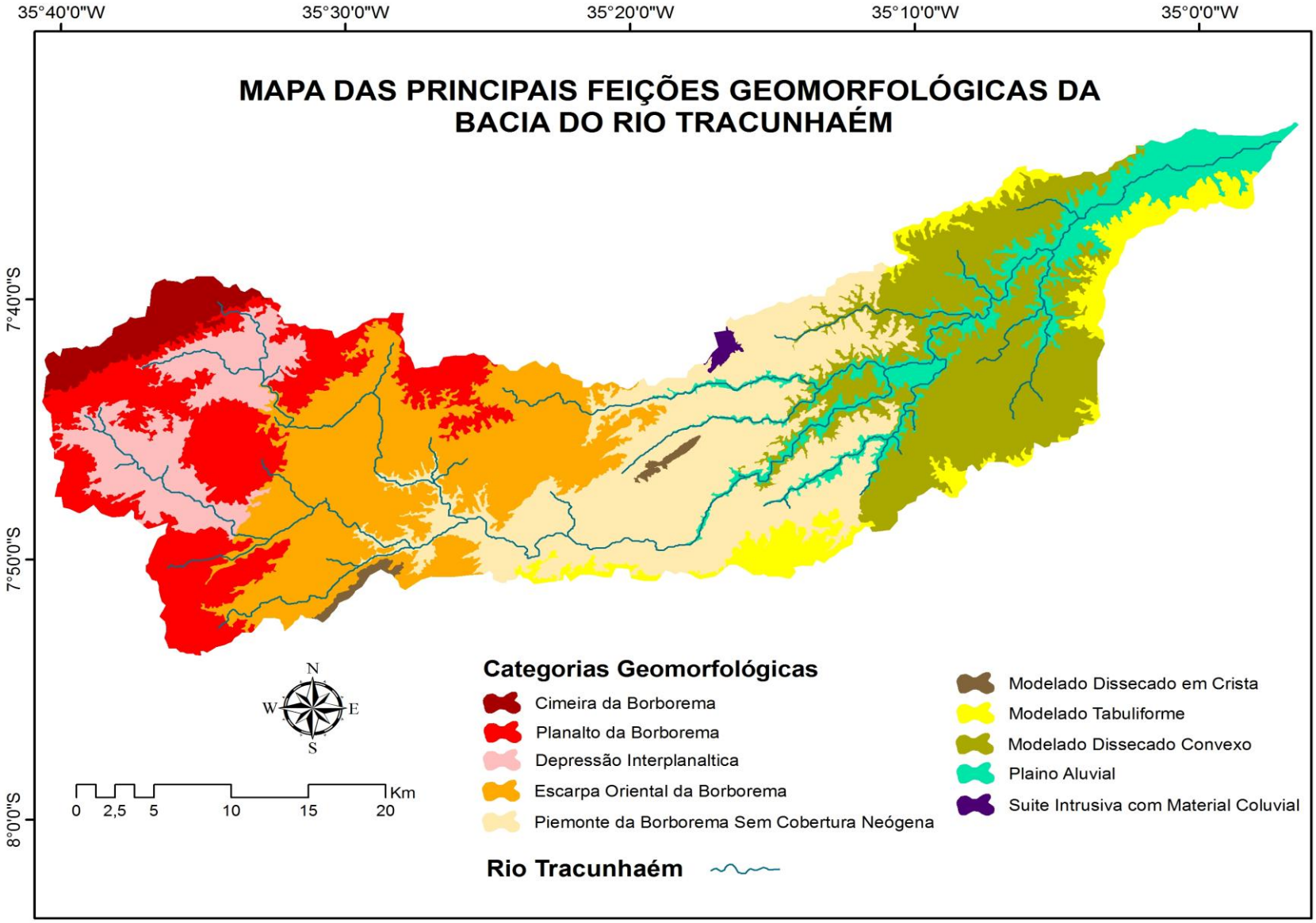


Figura 4.3 – Principais feições geomorfológicas da Bacia do Rio Tracunhaem.

5 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO DA REGIÃO

O estudo geomorfológico vem ao longo dos últimos anos se valendo cada vez mais de dados geológicos e geofísicos para melhor balizar suas proposições. A partir desta perspectiva buscou-se atualizar as informações acerca do sistema geológico estruturante da região ora estudada.

A área de estudo deste trabalho, a Bacia do Rio Tracunhaem, situa-se na borda da província Borborema, próximo à zona costeira, localizada em uma região conhecida como Zona Transversal, parte do "Median Shear Corridor" (TROMPETTE, 1994 apud BRITO NEVES et al, 2001, 2004).

A Zona Transversal se caracteriza como uma área compreendida entre o Lineamento Patos e o Lineamento Pernambuco, ambos de cisalhamento dextral. Se fizermos uma relação de continuidade com o continente africano, há uma estrutura maior chamada de *Median Shear Corridor* (TROMPETTE, op. cit.), onde os Lineamentos Patos e Pernambuco possuem continuidade do lado africano sob a forma dos lineamentos Garoua (Patos) e Adamaoua-Ngaoundéré (Pernambuco) (Fig 5.1). Esta estrutura é herdada da formação de *Gondwana* e possui forma mais ou menos retangular, gerada pela tectônica extrusional. Uma área de movimento transcorrente composta por um complexo esquema de zonas de cisalhamentos, onde são muito comuns falhas de direção NNE-SSW, que acomodam os deslocamentos das mestras paralelas E-W (BRITO NEVES et al, 2001, 2004). Alguns autores atribuem a esta zona o último elo entre América do Sul e África, mais conhecida como *Land Bridge* (RAND 1976; 1985; RAND & MABESSONE, 1982).

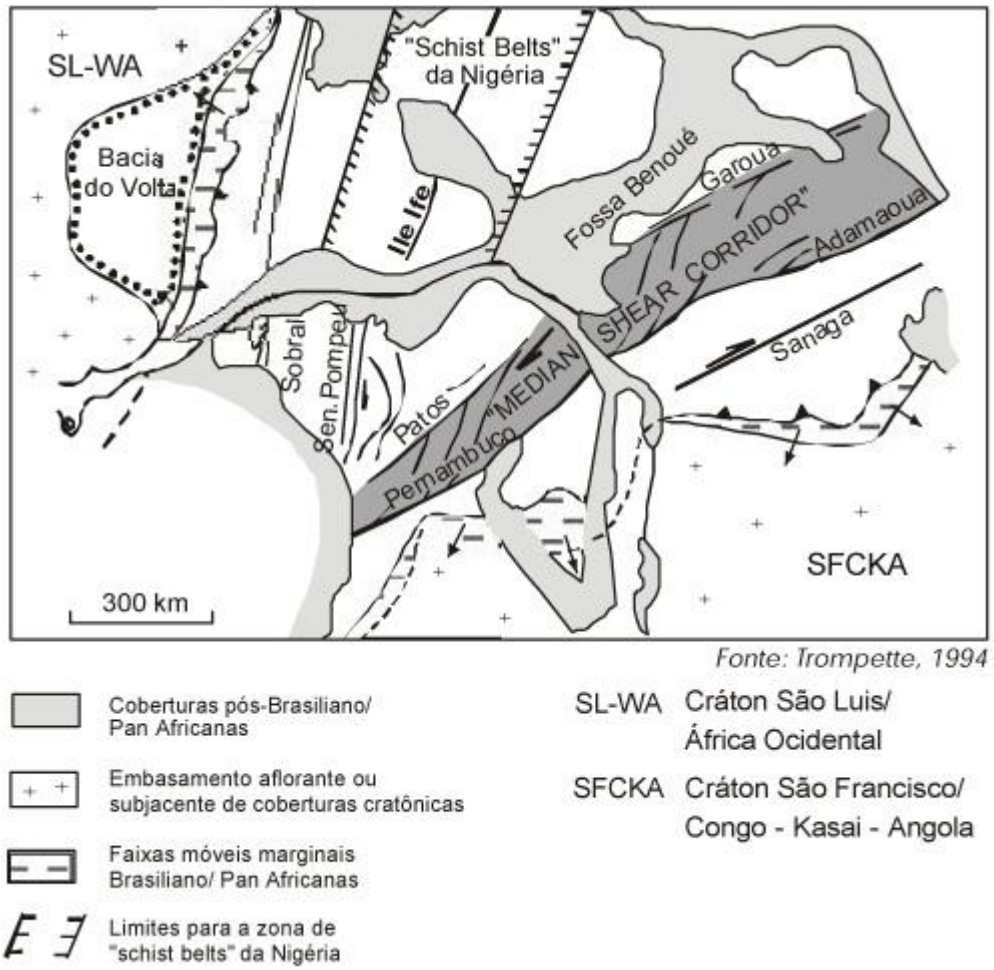


Figura 5.1 – O "*Median Shear Corridor*" como sugerido por Trompette (1994). Ênfase dada aos lineamentos Patos-Garoua (ao norte) e Penambuco-Ngaoundéré/Adamoua (ao sul). (Retirado de BRITO NEVES 2001)

Em relação à formação e dinâmica geológica da Zona Transversal no Proterozóico superior, Brito Neves *et al* (1995), Santos & Medeiros (1999) e Brito Neves *et al* (2000) sugerem a evolução tectônica desta área com base no modelo de acresção de terrenos tectono-estratigráficos. Um modelo de colagem tectônica de terrenos é sugerido por Santos & Medeiros (1999), subdividindo o Domínio da Zona Transversal em um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos alóctones amalgamados e retrabalhados em diferentes orogenias na evolução da área, situados entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco originadas em regime compressional NW, acompanhados de zonas milinotizadas e linhas estruturais de encurvamento flexural para NNE (TAVARES JUNIOR, 2008).

Na figura 5.2 pode-se observar que, diferente do que aconteceu nas estruturas a norte e a sul, a Zona Transversal (limitada entre os Lineamentos Patos e Pernambuco) é considerada uma rampa estrutural flexionada, desenvolvida em falhas de pequeno rejeito e *grábens* de pouca profundidade (LIMA FILHO *et al*, 2005 apud TAVARES JUNIOR, 2008). Isto em parte se justifica na estruturação pré-, sin- e pós-rift atlântico. Barbosa (2004) traz uma vasta revisão sobre a estruturação no Nordeste Oriental desde a fase pré-rift.

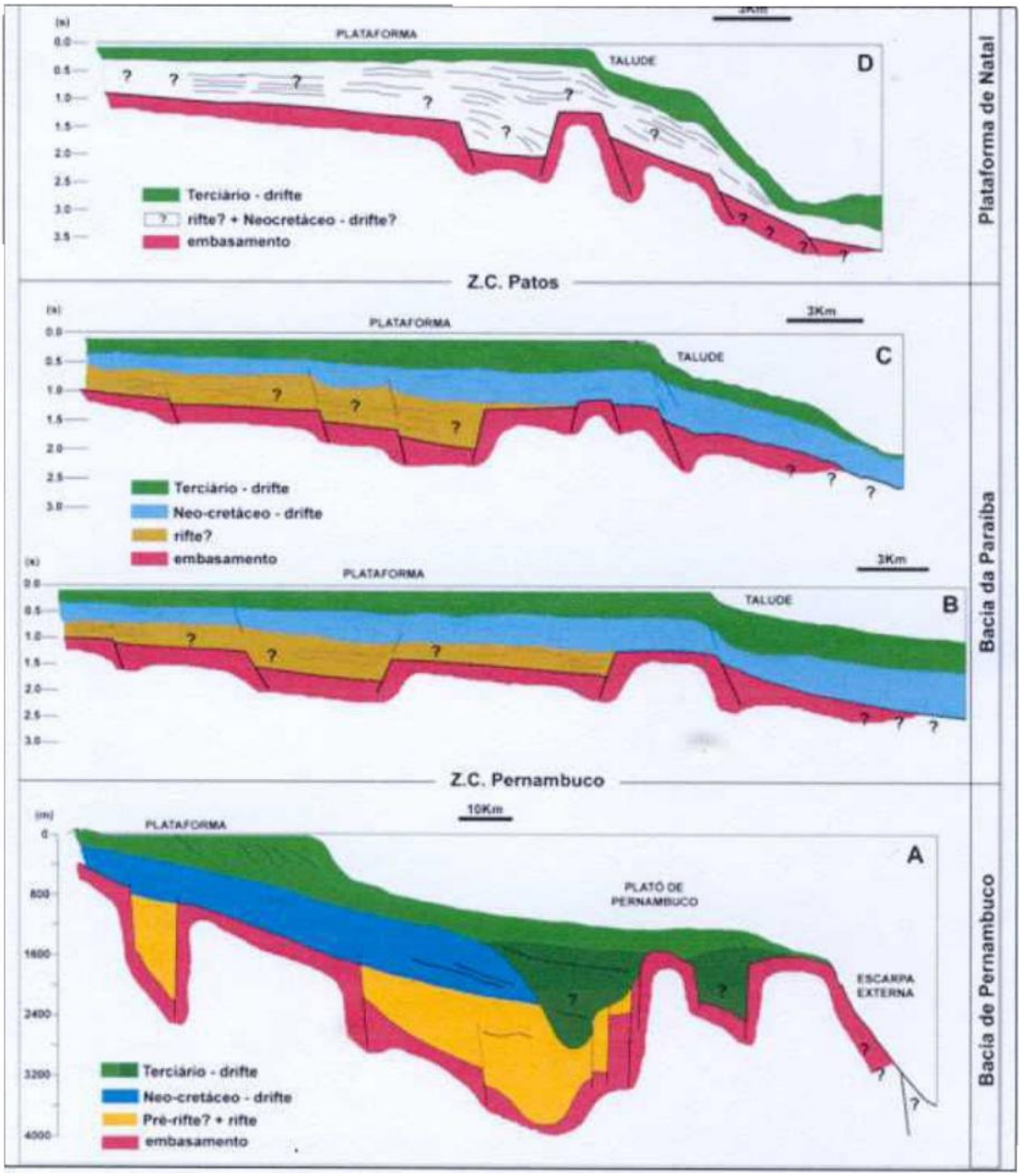


Figura 5.2 Perfis da plataforma da Bacia Pernambuco, Bacia Paraíba e Plataforma de Natal. Adaptado de Barbosa e Lima Filho (2006)

Após algumas discussões sobre esta temática Barbosa (2004) conclui, entre outros fatos, que:

- a área da Bacia Pernambuco–Paraíba (área compreendida entre o sul do Estado de Pernambuco e o Lineamento Patos) sofreu um soerguimento na fase pré-rift que a tornou mais elevada que as áreas adjacentes ao sul e a norte (Bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar);

- durante o estágio inicial da fase rift, do Albiano ao Santoniano, a área da Bacia Pernambuco-Paraíba e áreas adjacentes permaneceram emersas e sujeitas à erosão.

Ponte & Cesero (1997) aventam a possibilidade de que entre o Turoniano e o Coniaciano aparentemente houve a quebra do elo entre o NE do Brasil e Camarões na África, e posterior movimento transcorrente na margem norte brasileira. Já Rand (1985) e Rand & Mabessone (1982) levantam considerações sobre a ligação entre a America do Sul e África supondo que houve um afinamento da crosta derivado do estiramento durante o processo de separação dos continentes. Este estiramento teria gerado uma rampa homoclinal ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Wilson *et al* (2003) apontam uma área de ligação no passado geológico entre Camarões e a Guiné Equatorial na África e o NE brasileiro. Esta área comum está presente também em Castro Junior (1987) que mostra este elo na fase pré-*drift* Atlântico, na região do Delta do Níger.

Enquanto essas áreas permaneciam emersas, as áreas a norte e a sul já contavam com a existência de mares rasos, o que condiciona o sistema de deposição, diminuindo o processo erosivo e estruturando o sistema de drenagem de forma diferente.

Durante a fase rift e pós-rift ocorre na borda continental um processo conhecido como flexura. Este processo se dá devido ao afinamento crustal na borda dos continentes em face de separação. Entende-se esta flexura como um encurvamento da borda continental, em parte gerado pela presença de uma célula ascendente do manto e em parte pela ação da isostasia. Esta flexura leva a uma dobra homoclinal podendo haver quebra em alguns setores ou não. Esta quebra varia com a reologia das rochas existentes (CORRÊA, 2001; McKNIGHT & HESS, 2004).

Quando da ocorrência de reologia rúptil a borda se quebra, formando diversos patamares (Fig. 5.3), que variam com o grau de soerguimento flexural. Este tipo de estruturação gera uma deposição proximal de escarpa de falha com sedimentologia diferente de depósitos de escarpa erosiva (CORRÊA 2001).

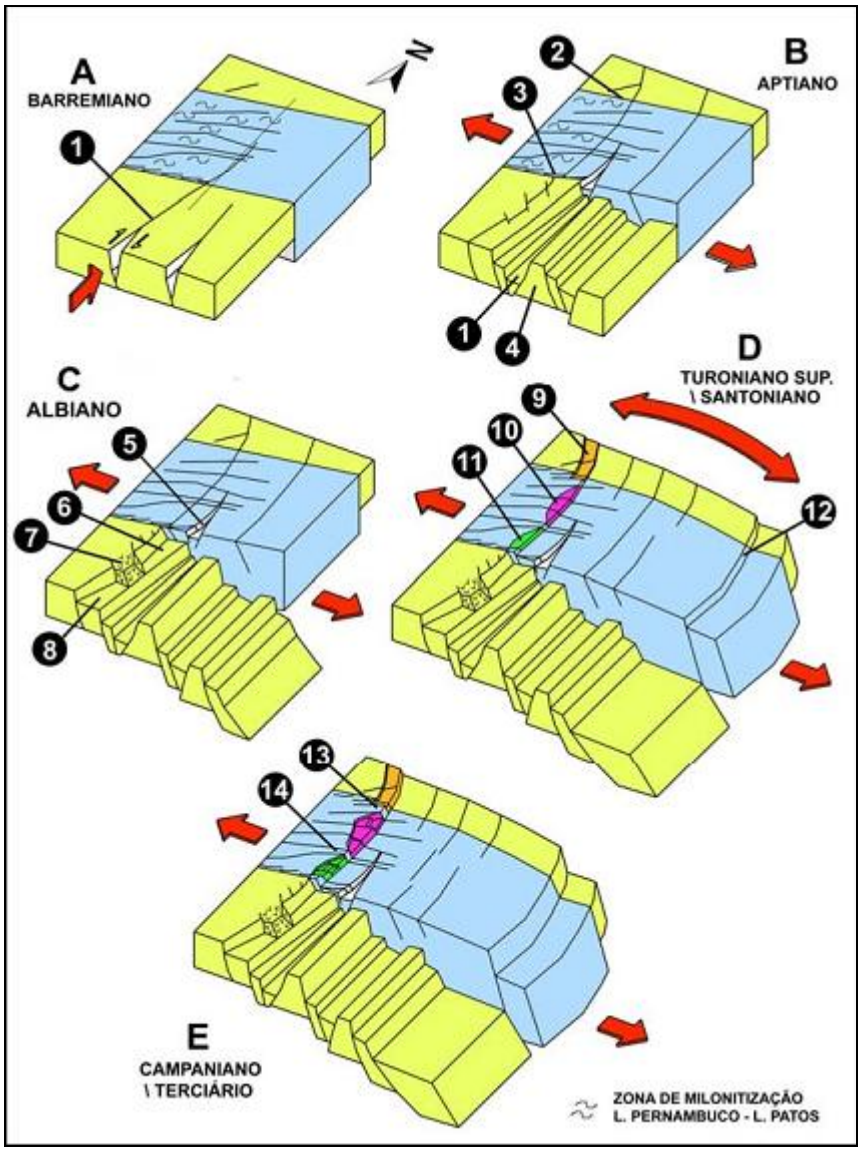


Figura 5.3 – Evolução tectônica das bacias de Pernambuco e Paraíba (Retirado de LIMA FILHO et al 2005) 1 – *Rift* do Cupe; 2 – Zona de Cisalhamento de Patos; 3 – Lineamento Pernambuco; 4 – Alto de Tamandaré; 5 – *Graben* de Olinda; 6 – *Graben* de Piedade; 7 – Cabo de Santo Agostinho; 8 – *Graben* do Cupe; 9 – Sub Bacia de Canguaretama; 10 – Sub-bacias de Alhandra e Miriri; 11 – Sub-bacia de Olinda; 12 – Talude da Baca da Paraíba; 13 – Alto de Mamanguape; 14 – Alto de Goiana.

Estes fatos permitem aventar a hipótese de que diferente das propostas regionais de superfícies aplainadas, o que teria ocorrido a partir do período de separação dos continentes é que os processos geotectônicos propiciaram fases de erosão e

sedimentação em diferentes níveis e de diferentes formas em diferentes áreas, dentro de um mesmo contexto regional.

A sedimentação existente nas fases de elaboração das superfícies "gondwânicas" foi bastante retrabalhada durante a fase rift, e a sedimentação pós-rift em grande parte se deu confinada nos *grábens* estruturados durante este período (BEZERRA et al, 2008). Isto nos desafia a repensar a relação entre os depósitos existentes na plataforma e os topos aplainados continentais.

6 - CONCEITUAÇÃO TEÓRICA

6.1 MORFOGÊNESE E SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO

O relevo terrestre passa por sucessivas fases de elaboração e destruição de suas formas. Essa é uma das principais premissas inerentes às teorias que tratam das superfícies de aplainamento ou superfícies erosivas. A idéia de que o relevo terrestre passa por sucessivas fases de elaboração e destruição das rugosidades não é nova, contudo esta temática não é ultrapassada nem tampouco está consolidada a ponto de não ser constantemente reiterada no campo de discussão da Geografia Física no que tange à evolução do relevo. A paisagem observada hoje não deve ser vista unicamente como um reflexo dos processos que estão atuantes nela no momento. Antes deve ser compreendida como um somatório de elementos interativos e processos atuantes numa historia geológica que no mínimo possui alguns milhares de anos, podendo este tempo alcançar até mesmo centenas de milhões de anos.

A perspectiva da evolução do relevo ao longo do tempo geológico foi um dos temas mais trabalhados no campo da Geografia Física desde o final do século XIX. Estas teorias surgiram após longos debates travados no âmbito da formulação do conceito de paisagem e como se daria sua evolução (MONTEIRO et al, 2007).

A busca por uma melhor compreensão da dinâmica da paisagem levou alguns autores a propor modelos de evolução do relevo a partir de uma confluência de conhecimentos e técnicas adquiridas e utilizadas nas épocas das respectivas proposições. Estes modelos diferenciam-se no método e na abordagem dada por cada autor, os quais têm por objetivo alcançar um melhor entendimento da evolução da paisagem, mas que tem como principais resultados as classificações das formas de relevo e a regionalização de processos.

Cada teoria tem sua abordagem específica, umas com o processo de desenvolvimento da rede de drenagem e conseqüente aumento de ação destrutiva sobre as formas, outras com uma busca de equilíbrio entre a denudação e o soerguimento onde a relação das forças destes processos daria origem a diferentes formas, outras ainda buscando relacionar a dureza da rocha e a capacidade do clima em intemperizá-la e

posteriormente retirar seus fragmentos modificando então a forma como este relevo se apresenta. Mas o elemento que aparece como fator comum a todas as teorias é a vertente. O modo como a vertente se desenvolve é fator fundamental para a compreensão da evolução das formas de relevo, e consequentemente da evolução das paisagens naturais. E é a partir desta perspectiva de evolução das formas que surgem as propostas de existência das superfícies de aplainamento que de acordo com Peulvast & Claudino Sales (2002) são "... superfícies rochosas horizontalizadas formadas pela ação erosiva, apresentando declives apenas suficientes para a ocorrência do escoamento superficial livre das águas e dos fluxos fluviais...".

Um dos primeiros a tratar dessa temática a partir deste novo olhar foi William Morris Davis, quando trabalhou com as paisagens temperadas úmidas da Nova Inglaterra e escreveu sua grande obra "O Ciclo Geográfico" (1899), que se transformaria em um dos pináculos das teorias que iriam se desenvolver a partir de então. A perspectiva de Davis foi norteada pela hipótese de que a atuação da denudação em longa duração de tempo destruiria as formas de relevo. O mesmo adotou então uma abordagem para a compreensão da história da paisagem física fundamentada na metodologia das ciências históricas, trabalhando com a idéia de sucessivas fases de elaboração e destruição do relevo. Seu antecessor no estudo das paisagens norte-americanas Gilbert (1880) utilizava uma perspectiva baseada na compreensão dos processos atuantes no ambiente natural, sem enfatizar a ação do tempo sobre as formas resultantes. O estudo dos processos esclareceria a dinâmica da paisagem natural e a sua compreensão resultaria em um melhor entendimento de como a paisagem física se desenvolveria (CHRISTOFOLLETI, 1974).

A perspectiva das superfícies de aplainamento se tornaria então a procura por um maior entendimento de como se daria a evolução do modelado sob a perspectiva da formação e destruição das cadeias montanhosas ao longo do tempo geológico, e essas duas principais correntes, a temporal de Davis e a processual de Gilbert, seriam a base para as diversas formas de pensamento acerca dessa temática a partir de então.

Algumas destas principais correntes de pensamento e conceitos nelas cunhados decorrentes do emprego das hipóteses com elas relacionadas serão expostas, de uma forma sintetizada a seguir:

6.1.1 Teorias Cíclicas do Relevo

A Perspectiva Temporal: Davis, O Ciclo Geográfico e o Peneplano

William Morris Davis (figura 6.1) foi um dos primeiros autores a trazer este tipo de abordagem sobre o relevo. Seus antecessores e contemporâneos, entre eles Gilbert, não explicavam as formas de relevo colocando-as em seqüências evolutivas coerentes. Entretanto convém lembrar que os trabalhos de Gilbert eram relatórios para as associações de geólogos e para órgãos do governo. Nestes relatórios pretendia-se apenas entender, de uma forma bastante pragmática, as formas de relevo, e não classificá-las.

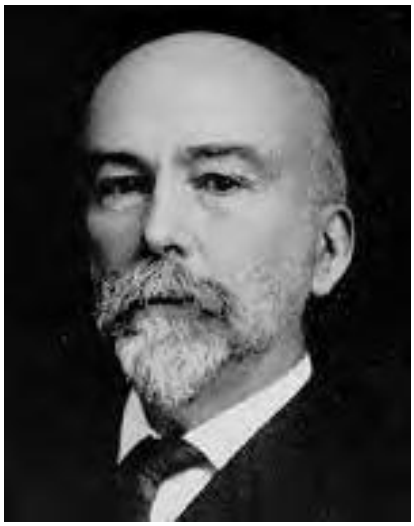


Figura 6.1 – William Morris Davis

Para Baulig (1950, *apud* CHRISTOFOLLETI 1980) a maior contribuição de Davis foi "sistematizar a sucessão das formas em um ciclo ideal e procurar uma terminologia".

Após alguns trabalhos geológicos/geomorfológicos realizados nos Estados Unidos Davis propôs que o relevo se desenvolvia através de um ciclo que passava por Juventude, Maturidade e atingia a Senilidade, retornando posteriormente à juventude numa fase de rejuvenescimento, sendo estas fases resultantes do recuo das vertentes e rebaixamento do relevo. Este processo, considerado por ele como uma *imensurável parte da eternidade,* foi chamado de "O Ciclo Geográfico" (DAVIS 1899).

Cada fase do ciclo possuía um conjunto de formas característico, sendo este conjunto de formas utilizado para a identificação e posterior classificação da paisagem.

Para Davis todas as formas da paisagem são funções de três variáveis definidas como a Estrutura, os Processos e o Tempo. Onde no princípio, quando as forças de deformação e soerguimento estão atuantes, estas irão determinar a estrutura e a altitude da região estando as formas de acordo com o arranjo interno das rochas. Os processos atuam rebaixando o relevo, mas não podem, porém, completar seu trabalho instantaneamente, sendo as alterações geradas a partir da forma inicial, para Davis, função do Tempo, que para o mesmo é o mais importante dos três controles (DAVIS, 1899 pg 482)

Davis estabelece neste momento uma perspectiva temporal de interpretação da Paisagem, pois define a mesma como tendo estágios evolutivos dos quais podem ser observados. Entretanto ele reconhece que a classificação das formas deve ser elaborada levando em consideração os outros controles, processo e estrutura, mesmo dando maior ênfase ao fator temporal. Em seu trabalho Davis (op cit) critica as classificações propostas até então que utilizavam unicamente a estrutura como parâmetro e define que em seu artigo se propõe a reconhecer dois grandes grupos estruturais: primeiro, o grupo de estruturas horizontais com planícies, platôs e suas derivações; e segundo, o grupo de estruturas desordenadas incluindo montanhas e suas derivações.

Neste momento percebe-se claramente a preocupação de Davis em subdividir as formas entre as que já passaram pela ação do tempo e estão em estágio final de aplainamento (planícies, platôs e derivações), e aquelas que ainda não passaram por um período de tempo suficiente para que suas formas tenham sido rebaixadas (montanhas e derivações). Os outros controles são subordinados ao tempo reconhecendo, entretanto que um período maior de tempo é necessário pra estruturas mais resistentes.

Davis reconhece que um esquema de classificação geográfica fundamentado em Estrutura, Processo e Tempo deve ser indutivo em alto grau, mas afirma ser isto intencional, pois o esquema é teorético (DAVIS, 1899 pg 483).

Os três estágios propostos por Davis (Figura 6.2) estão basicamente baseados no nível de atuação da gravidade produzindo detritos provenientes das encostas e da capacidade dos rios em retirar este material.

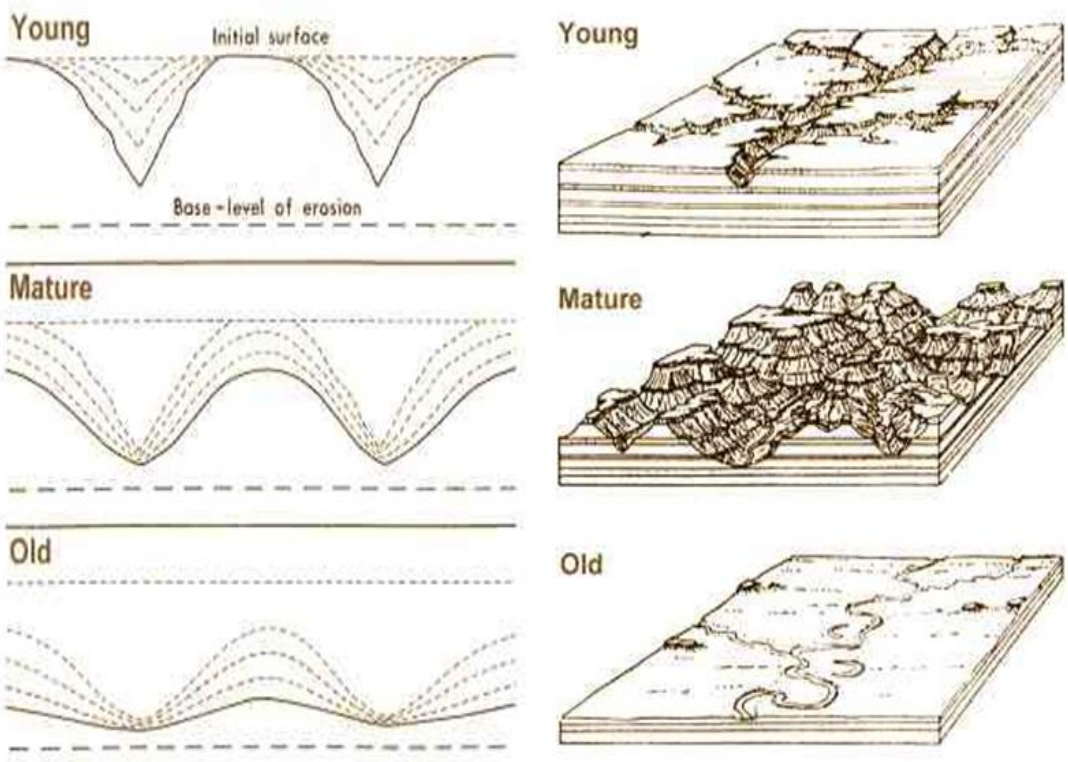


Figura 6.2 – Esquema demonstrando a evolução proposta por Davis

A evolução do relevo se daria por uma constante mudança na granulometria dos detritos provenientes da encosta, sendo eles mobilizados pela ação da gravidade até a base da encosta onde seriam removidos de acordo com a capacidade de carga que esse rio possui. Partindo desse raciocínio o relevo na sua fase de **Juventude (*Young*)** passaria por um soerguimento uniforme e rápido devido à tectônica ou movimentos eustáticos, e alteraria o nível de base geral, que é o nível dos oceanos, no qual desembocam os rios. Com o súbito aumento da declividade os rios se encaixariam aumentando o poder erosivo tanto no curso principal como nos afluentes. Devido a este entalhe. As vertentes possuiriam declives acentuados com a ocorrência de desmoronamentos e ravinamentos. A partir daí a paisagem possuiria encostas inclinadas com uma espessa cobertura de material detrítico na base que seria levado como parte da carga do rio. Neste momento o relevo é máximo, e a velocidade da descarga dos rios também (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Em condições *normais* nesta fase se daria as maiores e mais rápidas mudanças das formas, o relevo (diferença de altura entre topo e vale) seria bastante aumentado devido ao aprofundamento do talvegue. As formas dependeriam então da amplitude do

soerguimento, a diferença entre o nível de base e as partes mais altas da superfície primária. A partir deste momento, devido à declividade, os detritos passam a ser levados com maior competência pelo curso fluvial e as formas são rebaixadas.

A encosta passa a ser bastante recortada por canais e com inclinação bastante suavizada, é a fase de **Maturidade (*Mature*).** Nesta fase o sistema erosivo está suficientemente desenvolvido e a drenagem torna-se mais organizada à medida que o perfil longitudinal do rio se regulariza. Com a suavização das formas, a erosão linear decresce e as vertentes se alargam, ocorrendo principalmente deslizamentos de detritos. Restam ainda na paisagem alguns interflúvios compostos por cristas e morros em diversos níveis altimétricos. Os detritos são carregados aos sopés das vertentes e até o nível de base, tornando as áreas mais baixas grandemente suavizadas com vales bastante alargados e apresentando uma cobertura contínua de aluvião. O processo de rebaixamento do relevo sofre decréscimo considerável de velocidade (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Posteriormente é atingida finalmente a **Senilidade (*Old*)**, onde o sistema fluvial não tem mais capacidade de carrear todo o material, também devido à diminuição do gradiente altimétrico. Não haverá interflúvios consideráveis e toda a rede de drenagem estará interligada decorrente do rebaixamento do relevo. A área possui suaves colinas rebaixadas separadas por um vale fluvial de largura considerável entulhado por diversas camadas de detritos derivados das encostas e o canal passa a meandrar sobre uma superfície quase plana, o **Peneplano**. A superfície primitiva será rebaixada a este nível e desaparecerá não importando qual tenha sido o desnível provocado pelo soerguimento inicial (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Após a Senilidade com completa destruição das formas e aplainamento do relevo ocorreria um soerguimento brusco de duração quase que momentânea se comparado com o tempo de desgaste do relevo, mas de grande eficiência trazendo novamente o relevo a uma fase de juventude.

Inúmeras críticas foram direcionadas ao modelo davisiano, entre elas as mais recorrentes são às referentes ao nível de base e ao soerguimento quase que momentâneo (DERRUAU, 1966; CHRISTOFOLLETI, 1980; HACK, 1972). Este modelo não seria aplicável em áreas onde as variações climáticas são marcadamente comprovadas, pois

as alterações climáticas provocam deslocamento do nível de base, alterando a dinâmica fluvial e impossibilitando o processo *normal* de evolução do relevo descrito pelo autor. Com uma subida do nível de base verifica-se uma diminuição nos processos de encostas devido à falta de gradiente altimétrico, provocando um acumulo de material que não é levado pelos canais atuantes na vertente. Processo inverso é destacado no caso de rebaixamento do nível de base, que acelera o processo erosivo, proporcionando uma retirada mais rápida do material da encosta. Davis (1930) cita ainda a diferença na evolução do ciclo em climas úmidos e áridos. Para ele, em clima úmido o ângulo da encosta sofreria uma diminuição no desenvolvimento do ciclo, enquanto que no clima árido a encosta preservaria sua inclinação original.

O Ciclo Geográfico considera o soerguimento gerador de formas como quase que momentâneo, possuindo uma duração desprezível no tempo, seguido de uma calmaria tectônica de longa duração que permitiria a atuação da denudação na destruição das formas (DAVIS, 1899). O problema é que tanto o soerguimento episódico quanto a calmaria tectônica de longa duração não são verificados mesmo em margens continentais passivas, sendo assim difíceis de serem aceitas por outros autores (HACK, 1972; BIGARELLA, 2003).

Perspectiva Processual Cíclica: Uma Interação de Fatores Diversos

O pioneiro na análise do relevo sob a perspectiva processual foi Grove Karl Gilbert, que em seu *Report on the Geology of the Henry Mountains* (GILBERT, 1880) já apresentava noções de estudos em que se devem considerar os diversos componentes da paisagem como interativos e interdependentes.

Gilbert propôs muito mais do que uma geomorfologia pautada em alguns fatores atuantes na superfície da Terra. Suas idéias foram melhor aplicadas quando relidas por Hack a partir da década de 1960. Entretanto algumas de suas idéias tornaram-se bastante influentes na geomorfologia do Século XX, principalmente em pesquisas de autores que não vislumbravam nas teorias davisianas uma explanação plausível para a geração de formas do relevo. A seguir veremos dois destes autores e suas principais proposições influenciadas, em parte, pelas idéias de Gilbert.

Penck e o Primarrumpf - Em 1924 Walter Penck abordou a evolução das paisagens a partir da perspectiva de interação entre dois fatores que deveriam agir em conjunto: o soerguimento crustal e a denudação.

Penck era um dos maiores críticos da idéia de ciclo geográfico de Davis. Para ele o soerguimento brusco e a calma tectônica prevista por Davis não possuía registros aceitáveis. Formou então a idéia de que o soerguimento não apenas poderia ocorrer de forma brusca, mas também de forma mais lenta, o que para ele seria mais comum, e que a capacidade de denudação do clima em relação a determinado grau de soerguimento é que iria determinar as formas do relevo (PENCK, 1953). De acordo com esse autor as encostas evoluiriam da seguinte forma ilustrada na figura 6.3 (BIGARELLA, 2003):

a) desenvolvimento côncavo (waning development) onde a denudação é mais rápida do que o soerguimento (perfil côncavo).

b) desenvolvimento estacionário (stationary development), quando o soerguimento ocorre com a mesma velocidade da denudação (perfil paralelo ou retilíneo das encostas);

c) desenvolvimento convexo (waxing development), quando o levantamento crustal ocorre de forma mais acelerada do que a denudação (perfil convexo);

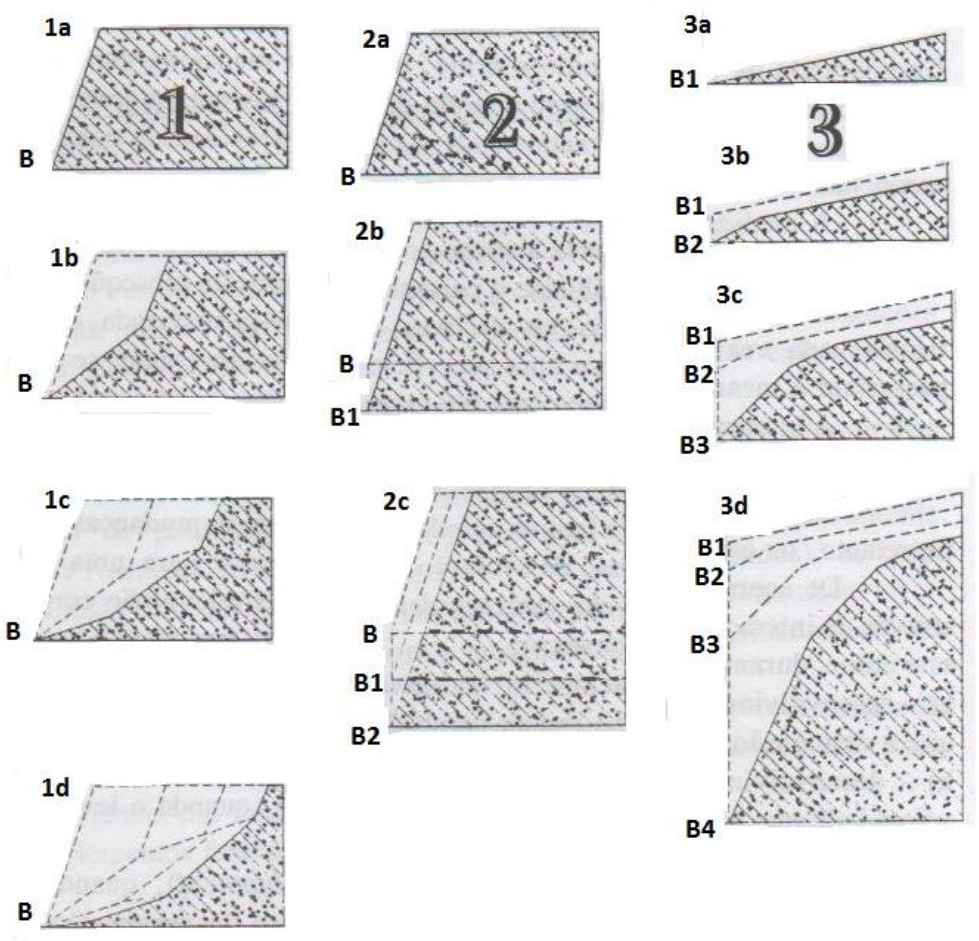


Figura 6.3 – Modelo demonstrando a evolução das encostas como indicado por Penck (1953). 1 – Perfil Côncavo (Waning development); 2 – Perfil Retilíneo (Stationary Development); 3 – Perfil Convexo (Waxing Development). (Retirado de BIGARELLA, 2003).

Mas para a verificação desses perfis devem-se levar em consideração alguns fatores, a saber:

i) em rochas sãs e homogêneas, em uma unidade de tempo, se formaria na encosta uma camada de detritos alterados de espessura constante;

ii) o tempo requerido para a redução do material aumenta em progressão geométrica na medida em que os detritos diminuem em tamanho;

iii) de acordo com a inclinação da encosta a remoção do material alterado requer uma maior ou menor diminuição da textura (declividades suaves correspondem a uma granulação fina);

iv) a remoção do material é feita pelo deslocamento de sucessivas camadas do manto de alteração, com exceção da porção mais inferior da encosta, a qual tem estabilidade pela ausência de declive.

De acordo com estas premissas Penck afirmava ser a ascenção de massa terrestre lenta, tão lenta que quando relacionada à intensidade de denudação esta não iria produzir uma elevação real da superfície, ou mesmo um acréscimo de relevo, gerando então o que o autor chama de ***Primärrumpf*** ou superfície primária (Figura 6.4).

Penck estudou o maciço da Floresta Negra alemã reconhecendo a existência de vários patamares dos quais afirmava ser resultado de um domo em contínua expansão onde a área de cimeira seria o resto da superfície primária (*Primärrumpf*), sendo os patamares representativos de ciclos de erosão cada vez mais recente originados pelo movimento ascencional rápido atuante na região, e não ciclos interrompidos como pensava Davis (CHRISTOFOLETTI, 1980).

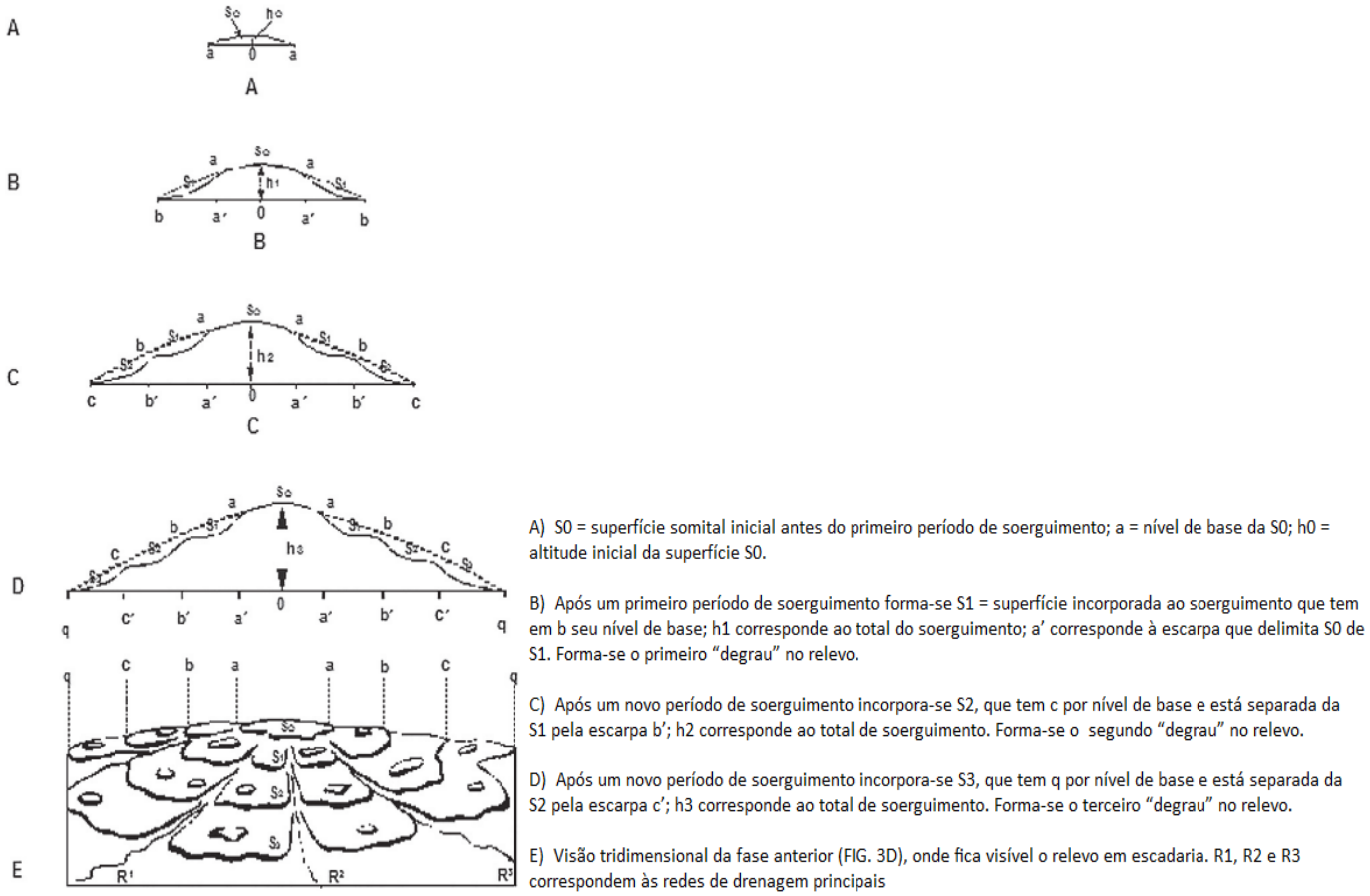


Figura 6.4 – Modelo do *Primärrumpf*. Retirado de Salgado (2007)

Penck concluiu que todos os processos de denudação dependem dos efeitos da gravidade e, portanto, deveriam ser os mesmos para áreas submetidas a climas diferentes (BIGARELLA, 2003)**.** Penck foi também um os primeiros autores a propor a regressão paralela da encosta. Para ele a partir do momento em que a encosta atingisse seu estado de equilíbrio, iria regredir de forma a manter seu ângulo de inclinação, supondo, ao contrário de Davis, não ser a gravidade e o entalhe dos rios ao longo do tempo os principais fatores modeladores da paisagem. Para Penck (1953) denudação e soerguimento trabalhariam, quando atingidos o equilíbrio, de forma a manter o ângulo de equilíbrio da mesma.

Se supormos condições endogenéticas iguais, os processos de denudação deveriam agir de forma similar, variando apenas em grau e não em natureza de acordo com o tipo climático. Ou seja, o clima apenas interfere na intensidade da denudação que vai agir de forma conjunta com o soerguimento crustal (PENCK, 1953). A variação de relação entre estas duas forças pode ser verificada até mesmo em um único maciço montanhoso. Seria possível verificar patamares constituídos por diferentes formas de encosta, variadas pelas diferentes relações entre denudação e soerguimento crustal.

Bigarella (2003) cita o mérito de Penck por ter chamado a atenção para as vertentes como unidade básica para a compreensão da evolução das paisagens. A proposta de Penck relacionou a forma das vertentes às mudanças da intensidade do soerguimento em face à da erosão (HACK, 1972). Entretanto, Bigarella (2003) considera que assim como Davis, Penck elaborou um esquema bastante dedutivo e extremamente teórico, de difícil aplicação à complexidade em que se apresenta a realidade prática.

Pedimentação e Pediplanação – Ao final da década de 1940 e início de 1950 Lester King começou a publicar artigos voltados a proposição da idéia de que na paisagem natural ocorreria a formação de pedimentos (Figura 6.5) no sopé das encostas através do processo de regressão paralela das vertentes (Figura 6.6). Essas idéias de acordo com Chistofoletti (1980) foram anteriormente propostas por diversos autores como McGee (1897), Paige (1912) e Bryan (1932) para áreas semiáridas. Entretanto King as generalizou para explicar o modelado em outros regimes climáticos (KING, 1956; 1962). King (1956) deu uma nova estrutura à proposta de Penck (1953), com

maior elaboração e expansão do conceito de desenvolvimento das vertentes do mesmo (HACK, 1972). Aplicando suas idéias a um maior número de áreas e estendendo a mesma a regiões mais amplas, King (1956) tornou sua proposição universal, ou seja, o processo de pedimentação, para o autor, se daria em todas as regiões da Terra, variando apenas em grau e não em gênese.

King baseou suas novas abordagens conceituais nas idéias de que a encosta ideal deveria apresentar de cima para baixo uma seção convexa (waxing slope), uma face nua (free face), uma seção detrítica (debris slope) e um pedimento. Verificando formas semelhantes do relevo em diferentes zonas climáticas, King afirma, de acordo com Bigarella (2003), que o clima tem pouca influência no desenvolvimento das encostas, mas admite que exceções existam em climas glaciais, periglaciais e muito áridos. Para o autor alguns fatores como diferenças litológicas e espaçamento da rede de drenagem, entre outras, podem alterar o perfil ideal de uma encosta, mas uma vez atingido o estágio de equilíbrio dessa encosta ela evoluiria em recuo com inclinação constante e paralela (KING, 1956).

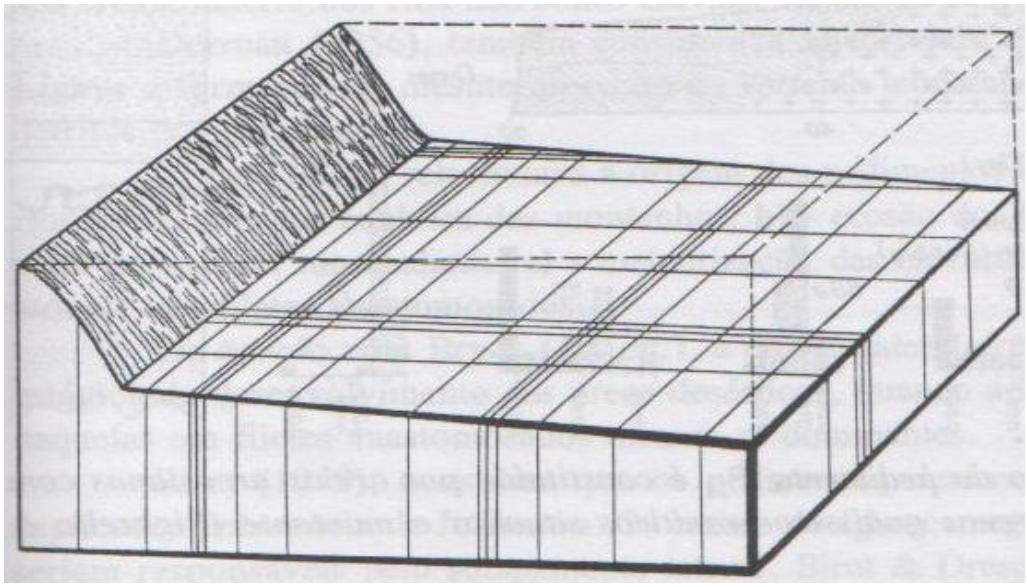


Figura 6.5 – Bloco diagrama ilustrando o conceito básico de pedimento. A superfície de erosão suavemente inclinada desenvolvida pelo recuo das vertentes corta todas as estruturas e rochas independente de sua natureza.

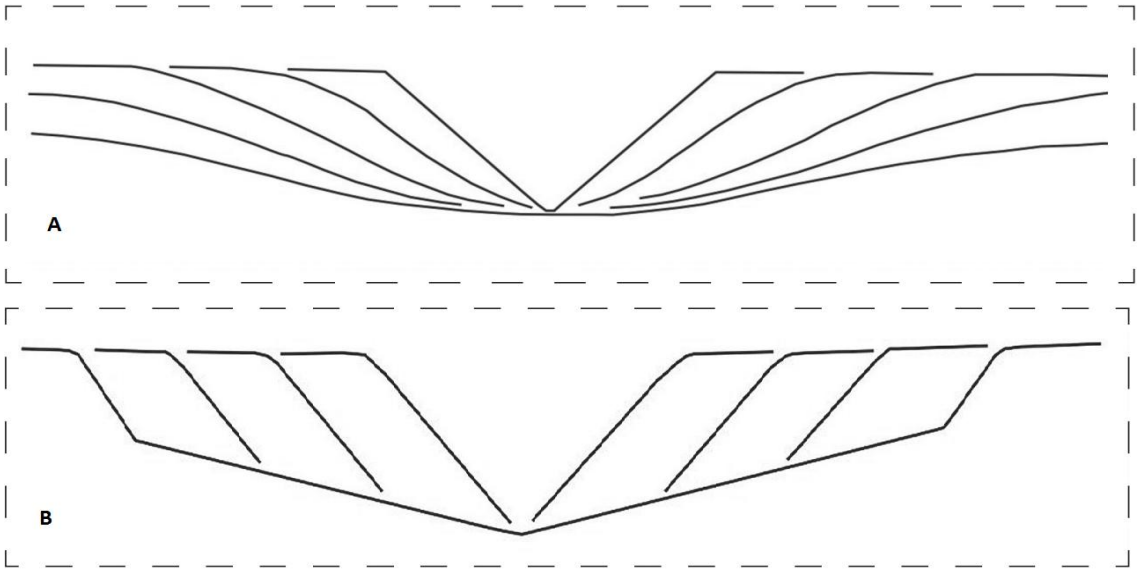


Figura 6.6 – Modelos de evolução da paisagem propostos por Davis (A) para o desenvolvimento das vertentes através de seu continuo rebaixamento vertical, levando à peneplanação e por King (B) para o desenvolvimento das vertentes através do recuo paralelo das encostas, segundo Valadão (1998). Retirado de Bigarella (2003).

King interpreta os sedimentos continentais derivados de deposições de ambientes de clima semi-árido, encontrados em larga escala, como sendo uma afirmação de que no clima semi-árido é onde ocorrem os processos ditos *normais* de evolução do relevo, entretanto ressalta que estes processos podem ocorrer em outros tipos climáticos (KING, 1962). O processo denominado normal por ele seria quando a partir de um soerguimento regional e formação de uma ruptura abrupta no declive (*knickpoint*) a rede fluvial começaria a erodir esta encosta de forma remontante, a erosão regressiva, em direção ao divisor de águas. Desta forma a parte inferior da encosta, com um declive mais suave e ocasionalmente com uma cobertura detrítica, se expandiria acompanhando a regressão da encosta, em direção a cabeceira de drenagem, a essa forma ele denominou **pedimento**. No caso de coalescência de pedimentos, forma-se um **pediplano**.

Seguindo por essa linha de pensamento King define os *inselberg's* como formas ainda em processo de evolução, sendo o remanescente de um antigo divisor de águas. King admite ainda a ocorrência de soerguimentos enquanto ainda estivesse ocorrendo o processo de rebaixamento do relevo, o que resulta nas morfologias escalonadas e remanescentes de antigas superfícies em áreas elevadas do continente.

Bigarella (2003) faz criticas ao modelo de King, observando que apesar dos depósitos decorrentes de climas semi-áridos serem os mais preservados, não parece valido afirmar que a evolução semi-árida seria a normal para o modelado, pois cada região climática tem suas características próprias e definidas quanto à normalidade do desenvolvimento das vertentes. Conclui também que não é um clima específico e sim uma alternância climática que produz com maior eficácia os modelados do relevo (BIGARELLA, 2003). Já Monteiro et al (2007) afirmam, analisando alguns trabalhos feitos no ambiente semi-árido, que não é necessariamente no clima semi-árido ou numa alternância climática que se geram formas de relevo com maior eficácia, mas eventos extremos de grande magnitude com uma enorme competência desagregadora de partículas que elabora as formas com maior capacidade.

King (1956) traz em sua obra grandes contribuições para a compreensão da gênese de formas do relevo brasileiro, como por exemplo, quando indaga duas principais hipóteses para o afogamento dos rios junto à costa: uma elevação eustática antes que os rios pudessem escavar seus leitos e a inclinação da costa devido ao soerguimento. Provavelmente as duas sugestões são verdadeiras. Afirma ainda que com exceção da faixa adjacente à costa e à depressão subandina o Brasil não apresenta formações marinhas desde tempos pós-paleozóicos e que sua morfologia se divide em duas principais classes: agradação e degradação sendo a degradação a mais comum. A agradação é exemplificada pelos extensos aluviões amazônicos e a degradação pelas chapadas e planaltos dissecados.

O grande problema da assertiva de King reside nas suas demasiadas generalizações, utilizando-as na busca de uma melhor compreensão da gênese geomorfológica ou até mesmo por um modelo mais explicativo (MONTEIRO, 2008).

King explica que “os aplainamentos são aparentes a qualquer observador, que podem defini-los em varias altitudes sendo estes aplainamentos mergulhantes em uma mesma direção” (KING, 1956). Ele utilizava o método de topos concordantes para a identificação de superfícies aplainadas. Em áreas onde ocorressem topos nivelados em uma altitude próxima e onde uma linha formada pelo agrupamento desses topos tivesse uma suave inclinação em uma mesma direção, isto seria uma superfície de aplainamento. Estes topos poderiam ter diversos níveis topográficos, e essas

diferenciações iriam determinar se haveria uma ou mais superfícies na paisagem. Em seu trabalho, para dar confiabilidade a sua metodologia de identificação de superfícies aplainadas, cita como até o motorista de sua excursão após alguns dias de campo já era capaz de identificar com certa facilidade as superfícies existentes em determinadas áreas.

Menciona também que dois ciclos de aplainamento são separados por uma escarpa erosiva, que não pode apresentar nenhuma evidencia de tectônica senão, logicamente, descartaria o caráter regressivo. As unidades de aplainamento podem ser facilmente mapeadas se tomarmos as escarpas como limite de um ciclo (KING *op. cit*.).

Mas a principal generalização de processos e formas se dá quando ele alega que

"a paisagem brasileira, na extensa região estudada, mostra, portanto, que evoluiu, e evolui pela regressão de escarpas e pedimentação, uma conclusão em concordância satisfatória com observações realizadas em outras regiões do globo terrestre." (KING, 1956 – pág. 155, 4º parágrafo)

Toma-se por área estudada o Brasil Oriental que o próprio autor define como sendo a região limitada a Sul pela porção norte do Estado do Paraná, a Norte e Oeste pelo Rio São Francisco e a Leste pelo Oceano Atlântico. Compreende então os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, São Paulo, Bahia e Sergipe por completo e partes do Paraná e Minas Gerais.

King cita ainda que a evolução cíclica do relevo se daria pelo recuo das escarpas podendo estas escarpas se encontrarem em dois lugares principais: na costa e nas adjacências dos vales dos rios. Isto é provocado pelo soerguimento do continente e conseqüente descida do nível de base que vai fazer com que a escarpa regrida à partir da costa e no interior do continente a partir do vale do rio que passa a escavar com maior competência devido à descida do nível de base (KING, 1956).

Crickmay (1959) considera desigual, no espaço, a atuação das forças exógenas no modelado. Uma vertente manteria seu declive apenas se um rio meandrante erodisse lateralmente sua base. Caso isso não ocorresse haveria uma diminuição do declive da encosta sem que houvesse uma regressão da sua base. O que ocorreria seriam movimentos de massa em busca do ângulo de repouso, quando a partir daí se daria o

recuo paralelo e retilíneo, mas se o material fosse coerente o recuo se daria paralelo, mas não retilíneo, principalmente através de desmoronamentos que guardariam suas cicatrizes.

Bigarella (2003) aceita a teoria de Crickmay (1959), de que os agentes atuam diferentemente no espaço, mas afirma ainda que as variações também são verificadas no tempo, e em um período rápido e relativamente próximo ao nosso, lembrando também que podem ter ocorridos situações climáticas e processos morfodinâmicos não observáveis no presente.

Entretanto Bigarella (2003) se restringe excessivamente ao seu modelo, baseado em grande parte na teoria Bioresistásica de Ehart (1956). Para Bigarella (2003) o modelado só evoluiria a partir de uma alternância climática onde em um determinado momento a rocha mãe seria intemperizada por um clima mais úmido atuante em uma cobertura vegetal densa e que impediria o tranporte de material em grande escala (Figura 6.7.1). E em outro momento, em dada mudança climática para clima semiárido, os processos atuariam em uma superfície desnuda, carreando o material desagregado para os leitos fluviais, modificando assim a paisagem (Figura 6.7.2 e 6.7.3). Posteriormente uma retomada de fase úmida recortaria os sedimentos depositados e traria novas morfologias à paisagem (Figura 6.7.4).

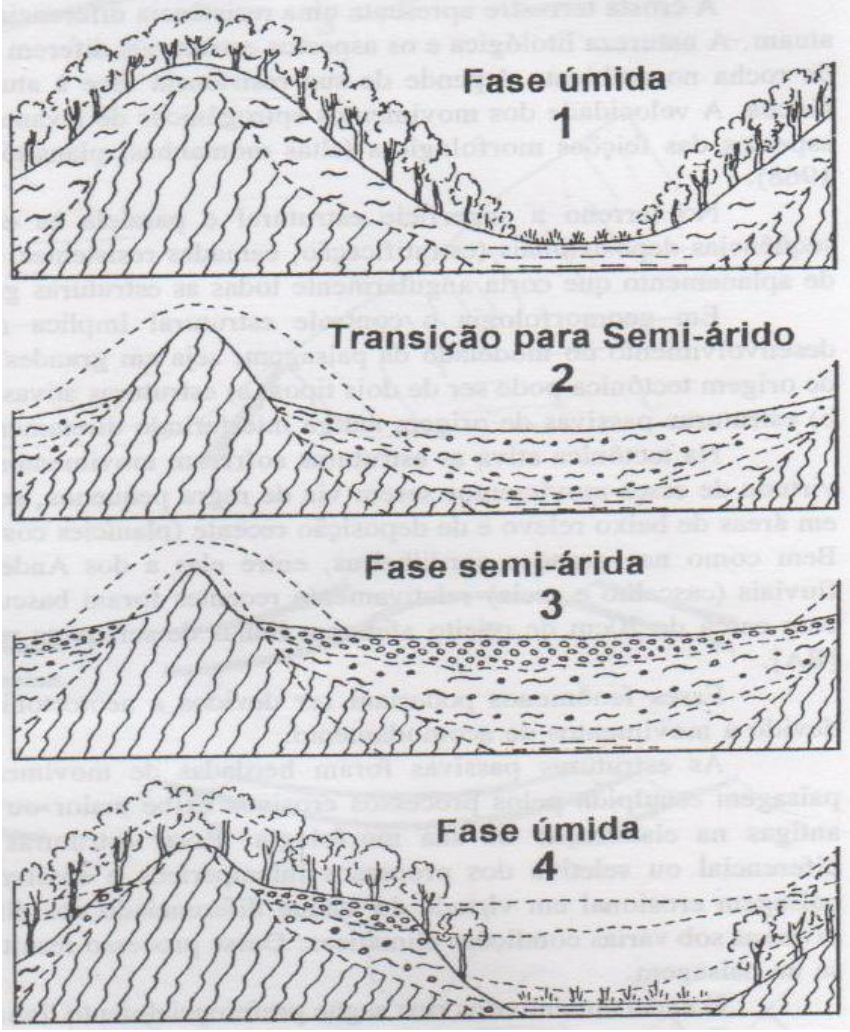


Figura 6.7 – Modelo de alternância climática para a modelagem da paisagem proposto por Bigarella (2003)

Isto ocorreria em ciclos alterando a morfologia da paisagem dependendo da intensidade dos processos atuantes e da capacidade do material em resistir às forças erosivas.

Etchplanação e Duplo Aplainamento

O etchplano, ou plano de corrosão, constitui-se de mais uma tentativa de se compreender a evolução morfológica.

É fato que os processos de denudação constituem, junto com as concepções geotectônicas, as principais preocupações da ciência geomorfológica. Entretanto, mesmo exaustivamente investigados por grandes geomorfólogos durante o último século, esses processos ainda estão longe de ser compreendidos. Para Leeder (1991,

apud Salgado & Valadão, 2003), em parte, isto se justifica no fato de que a denudação total é o resultado da somatória das denudações mecânicas e geoquímicas, que variam no tempo e no espaço, mas atuam sempre relacionadas, sendo a mensuração destes de difícil obtenção.

Carson & Kirby (1972) definem erosão como o processo de remoção, transporte e deposição de material na superfície terrestre. Esta definição exclui os processos geoquímicos atuantes em sub-superfície.

Vitte (2005) por sua vez define intemperismo como "a resposta das propriedades físicas, químicas e mineralógicas das rochas às condições existentes na superfície da Terra", sendo o intemperismo resultante da interação entre litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera.

O papel do intemperismo na morfodinâmica passou a receber atenção com o surgimento da Teoria da *Etchplanação*, desenvolvida inicialmente por Wayland (1933), a partir de trabalhos realizados em Uganda. Para ele a alternância entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial seriam os grandes responsáveis pelas peneplanícies de Uganda. Enfatiza ainda que o processo de Etchplanação é marcado com uma paisagem profundamente alterada, que posteriormente sofreu a ação de um ciclo erosivo com a exposição do saprolito, formando uma planície rochosa (VITTE, 2005). Este processo poderia se repetir várias vezes, o que deixaria exposta à superfície as suas irregularidades criando *inselbergs* na paisagem (OLLIER, 1975 *apud* VITTE, 2005).

O etchplano ganhou maior relevância nos trabalhos geomorfológicos quando Büdel (1982) propôs a idéia de duplo aplainamento (Figura 6.8). O primeiro plano se desenvolveria na superfície e estaria condicionado aos processos atmosféricos e da dinâmica fluvial superficial. O segundo plano ocorreria em sub-superfície e se desenvolveria através da alteração geoquímica da rocha e avanço daquilo que Büdel denominou de plano de corrosão (etchplano), já Millot (1983) chama essa discordância entre o saprolito e a rocha de *Front* de alteração.

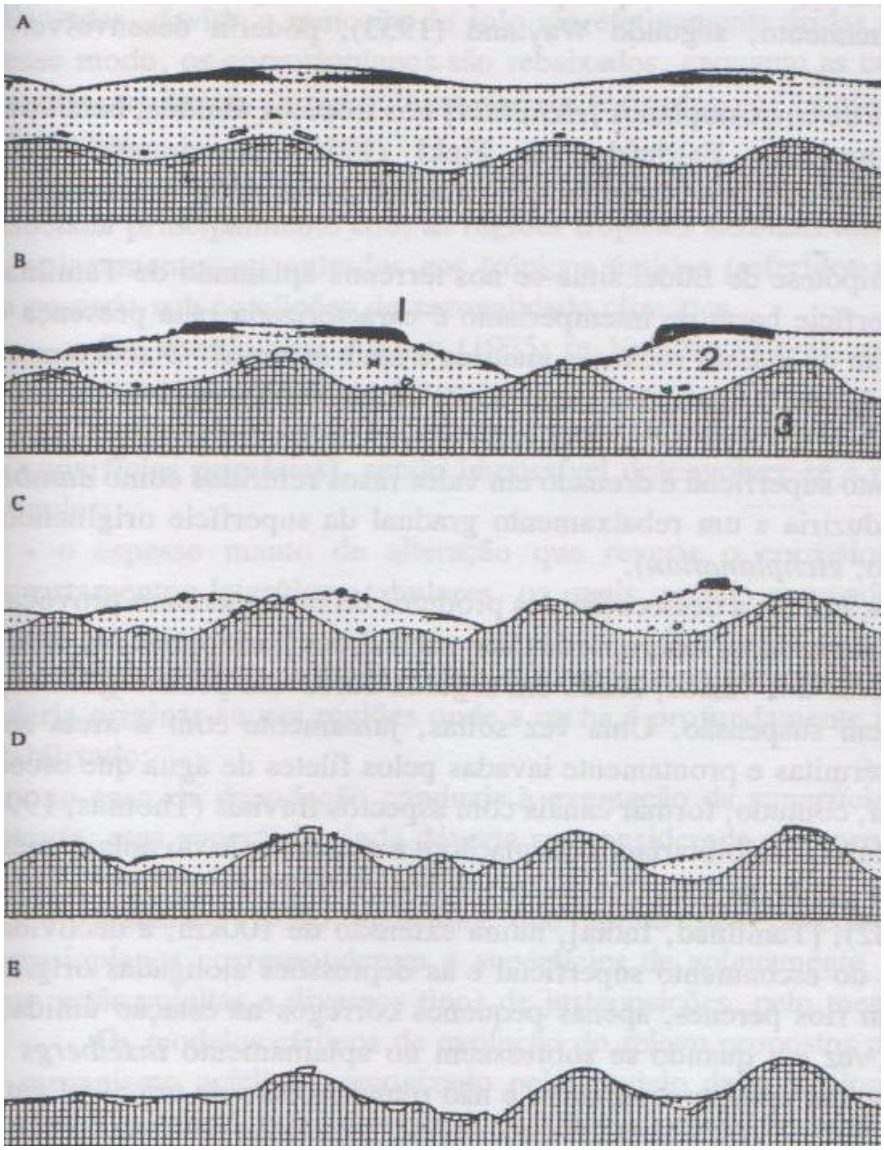


Figura 6.8 – Duplo Aplainamento. Modelo demonstra o *Front* de alteração da rocha. Após a retirada do manto de alteração o *Front* é exibido.

Este *Front* de alteração está condicionado à capacidade da rocha resistir a alteração provocada pelo intemperismo químico. Esse *Front* também seria mais bem desenvolvido em porções das rochas que apresentam fraturas, o que alteraria o grau de resistência litológica. A existência de rochas mais ou menos resistentes ao intemperismo, juntamente com maior ou menor ocorrência de diáclases define o perfil do *Front* de alteração e é isto que vai determinar, anteriormente ao entalhe fluvial, as feições do relevo.

A concepção de etchplanos trouxe novos ares para termos como “erosão diferencial”, o processo de alteração mais veloz de rochas mineralogicamente mais

frágeis frente à resistência das rochas com maior resistência mineralógica. Foi a partir das idéias de Büdel que Bremmer (1977) desenvolve o conceito de que com o "intemperismo divergente" as características estruturais e geoquímicas da rocha vão determinar o grau de intensidade da alteração, que vai gerar abaixamento em rochas menos resistentes e *inselberg's* em rochas mais competentes.

Vitte (2001) menciona que provavelmente por conta da escala de análise Büdel não especificou o papel dos processos pedogeoquímicos na dinâmica das formas da paisagem, falta esta, compensada por Georges Millot (1980, 1983) que passou a relatar que o intemperismo e a pedogênese são fatores muito ativos na formação do relevo, intermediando o embasamento e a erosão superficial.

Millot (1983) ressalta ainda que o intemperismo tem o papel de desagregação, transformando a rocha volumetricamente, sem afetar as características e as propriedades do relevo e cabe a pedogênese, por sua vez, o processo de dissolução, hidrólise e lixiviação que são intensos próximos a superfície e promovem a transformação dos produtos do intemperismo.

Mas para que todos estes processos possam se desenvolver devem-se observar alguns pontos como o regime cratônico de margem passiva, crucial para o desenvolvimento de um perfil profundo de intemperismo, variações climática que alternem aprofundamento do manto de alteração e retirada dos detritos superficiais, mudanças no nível de base que influenciam diretamente no entalhe fluvial e na formação de solos, entre outros.

Embora a proposta da Etchplanação considere os processos geoquímicos como atuantes diretamente na morfogênese, a mesma não é de toda proveitosa para a análise de grandes áreas, principalmente as continentais. Isto se deve ao fato de que um dos principais fatores observáveis nesta proposição é a pedogênese, além da dissolução da rocha entre outros fatores de micro-escala. Esta análise é complexa, mas possível em um sistema como a encosta, entretanto para níveis regionais torna-se impraticável.

Une-se também o fato de que as análises voltadas para o estudo de corrosão e dissolução das rochas é de difícil abordagem. A mensuração e quantificação dos elementos dissolvidos são de singular complexidade. Determinar quais elementos da rocha e em que quantidade estão sendo retirados do sistema, quando não impossível são

de alto custo, fato que dificulta o desenvolvimento deste tipo de estudos. Além disso, como determinar se o produto da pedogênese ainda está no sistema, dentro do perfil do solo, ou da encosta, ou já foi levado pela drenagem de superfície ou sub-superfície torna esta análise difícil de ser executada como proposta.

6.1.2 Gilbert, Hack e a proposta de um Equilíbrio Dinâmico entre as forças

As formas, os materiais e os processos são a tríade necessária para o estudo geomorfológico. Grove Karl Gilbert já em 1880 observava estes fatores como sendo os necessários para a compreensão da morfogênese. Gilbert, ao contrário de seu contemporâneo Davis, toma os processos como o principal dos fatores atuantes na gênese das formas. Para ele não seria o passar do tempo o principal fator, mas quais os processos e como os mesmos estão atuando na paisagem. A escola pragmática norte americana não deu a Gilbert espaço para formulação de suposições acerca de modelos evolutivos. Ao contrário da metafísica kantiana, o método prático proposto na corrente de pensamento pragmática influenciou o autor a buscar um entendimento onde os processos observáveis na paisagem seriam os fatores preponderantes em sua análise (VITTE, 2004).

Gilbert faz relações entre os elementos da paisagem na sua análise de compreensão da mesma. Em seu estudo sobre as *Henry Mountains* (GILBERT, 1877) utiliza-se de relações entre a declividade, as características da rocha e o clima para determinar os graus de erosão no local estudado. Para ele, clima e declividade são fatores preponderantes na determinação dos processos erosivos, cujo potencial vai variar de acordo com as características da rocha atacada.

Além disso, também adiciona ao estudo da evolução do relevo fatores como o tipo de transporte, a quantidade de água, a cobertura vegetal, textura da rocha, entre outros fatores que, para ele compõem o arcabouço de processos erosivos e esculturadores das formas (GILBERT, 1877). Estes elementos em conjunto resultam em formas peculiares que estão ajustadas com o todo e regulam os mesmo, ou seja, as formas são tanto resultado quanto agentes reguladores dos processos e do material subjacente. Os processos modelam a as formas, variando de acordo com o material, sendo estas formas condicionantes dos processos, que produzem material condicionante da atuação dos processos. Estes fatores então, para Gilbert (1877) são interdependentes

de si mesmos, compondo um sistema aberto de equilíbrio onde cada forma está ajustada a todas as outras.

Entretanto as propostas de Gilbert não foram disseminadas tão amplamente, em parte devido à expansão da teoria davisiana, mais simples e com uma aplicação satisfatória, na época, para a classificação das formas, e em parte pela dificuldade de observação e mensuração dos processos atuantes na paisagem. Mais de meio século depois, quando as propostas de Davis já não satisfaziam mais a grande maioria dos estudiosos da paisagem, a proposição de Gilbert foi revisada. John T. Hack trabalhando nos Apalaches Centrais em 1952 não vislumbrou êxito em uma aplicação das teorias cíclicas para os problemas geomorfológicos encontrados naquela região.

Hack (1972) afirma ter feito um "esforço consciente" para abandonar a perspectiva cíclica como explicação para as formas de relevo. Para ele as formas de relevo observadas (escala local) e mapeadas (escala regional) poderiam ser explicadas pelos processos que agem atualmente, focando os estudos na relação entre os fenômenos e como os mesmos se distribuem no espaço (HACK, 1972).

Hack (1972) relata que ao fazer uma releitura de autores clássicos da geomorfologia americana observou que Gilbert usou a abordagem processual e da relação entre os fenômenos e como se distribuem no espaço no seu essencial. Afirma também que procurou seguir as idéias de Gilbert tendo herdado diretamente dele ou de alguns de seus colegas o seu modo de pensar (HACK, 1972). Para ele, embora não tivesse orientado o desenvolver da geomorfologia nos 50 anos seguintes, o estudo sobre as *Henry Montains* apresenta uma base completamente satisfatória para o estudo das paisagens (HACK op cit.).

Em sua crítica ao modelo davisiano Hack considera o Ciclo Geográfico como insatisfatório não lhe parecendo haver conceitos sólidos (HACK, 1972). Para ele, apesar da suposição ser lógica, a proposta davisiana não condiz com o observado na paisagem. Para o autor existe uma diferença entre o aplainamento "observado e descrito" por Gilbert e o "imaginado" por Davis (HACK, op cit).

Com vasta experiência no estudo fluvial Hack passa a elaborar sua critica ao modelo davisiano e sua proposta de equilíbrio dinâmico baseando-se na idéia do perfil do rio equilibrado. Cita Mackin (1948) cujo conceito de rio equilibrado reside na idéia

de que o rio está em equilíbrio quando não está entalhando verticalmente. Passando a erodir apenas lateralmente e seu perfil longitudinal é alterado de modo muito lento, sendo esta idéia concordante com a proposta por Davis. Lembra ainda Leopold e Maddock (1953) que consideram o rio equilibrado em relação à geometria hidráulica do canal, sendo a seção transversal indicativa de um padrão entre as variáveis largura, profundidade, velocidade e carga de sedimentos. Estes autores propuseram o termo *quase equilíbrio* para rios em estágios de equilíbrio ainda não alcançado.

Entretanto para Hack (1972) o equilíbrio de um rio é atingido quase que imediatamente no desenvolvimento de um vale. Com todos os componentes do sistema estão em equilíbrio, a partir de uma mudança em qualquer elemento, todos os outros se ajustam na busca do re-arranjo, não necessitando de milhões de anos para que isso ocorra.

Para Hack (1972) o estágio de equilíbrio é alcançado quando "em um único sistema erosivo todos os elementos da topografia estão mutuamente ajustados de forma que se modifiquem na mesma proporção".

Este conceito necessita de uma condição de balanço entre forças opostas, de maneira que elas atuem em proporções iguais e seus efeitos cancelem cada outro a fim de produzir um estado estável, onde a energia permanece continuamente entrando e saindo do sistema (HACK, 1972).

Levando em conta estes preceitos, nota-se que no modelo davisiano que pressupõe um equilíbrio atingido quando há um balanço entre o material detritítico fornecido pelas cabeceiras e a capacidade do rio de transportá-los, este equilíbrio pode ser atingido apenas em partes do sistema de drenagem. Ou seja, para Davis (1902), poderia haver partes do sistema de drenagem em equilíbrio e partes buscando o equilíbrio. Geralmente esta condição de equilíbrio de daria gradativamente, através do tempo, da jusante para todo o sistema de drenagem. Isto para Hack (1972) não possui validade observável. Para ele o estado estável é atingido quase que imediatamente à imposição da drenagem (considerando o tempo geológico) e esse estado permanecerá com formas imutáveis desde que a intensidade de soerguimento e de erosão não sejam alteradas e que rochas semelhantes sejam expostas à superfície. A partir do momento que as forças de soerguimento e de erosão se alterem ou um tipo diferente de rocha for

exposto à superfície o rio buscará um novo equilíbrio e todos os elementos do sistema serão atingidos proporcionalmente ao grau de alteração.

Esta proposta vem sendo amplamente utilizada nos últimos 30 anos, pois satisfaz, em grande parte, desde os estudos locais voltados para a análise de um perfil de encosta até o estudo de grandes cadeias montanhosas. A idéia de retirada de material e manutenção das formas de grandes corpos montanhosos se deve em grande parte à disseminação da idéia do equilíbrio dinâmico. Esta proposta se baseia no balanço entre a retirada de material das montanhas por erosão e a compensação de massa advinda de uma adição de material vindo da astenosfera. Como esta camada da Terra tem propriedades plásticas oriundas de sua constituição pastosa e fluida, ela se torna bastante moldada pelo peso do material sobrejacente. A partir do momento que parte desse peso é retirado de determinado local e carreado para outro há uma redistribuição de massa compensando as áreas que estão perdendo material devido a erosão.

Este processo ocorre enquanto as forças internas elevam as cadeias montanhosas. A partir do momento em que se encerra este movimento ascensional e a compensação de massa é reduzida, as formas tendem ao rebaixamento, finalizando com a destruição desta cadeia montanhosa.

Do mesmo modo a perspectiva de um equilíbrio dinâmico é utilizado em escala local, observando-se como se dá o comportamento de um perfil de encosta, ou mesmo de um setor da mesma. Quando da ação do intemperismo, atuando de forma a dissolver os solutos no processo de pedogênese, ou mesmo da ocasião de transporte de material na encosta. Como a forma da encosta vai responder aos processos atuantes e como estes processos estão condicionados à forma e ao material.

Em suma, a proposta do equilíbrio dinâmico surgiu como uma alternativa não cíclica para o entendimento do relevo. Não procurando uma classificação genérica ou genética das formas, mas buscando entendê-las em relação aos seus componentes e as trocas de energia e matéria dentro do sistema. Esta perspectiva, como nova proposta de abordagem metodológica, onde as formas, os materiais e os processos são relacionados, será utilizada no presente trabalho, de forma sucinta e limitada por diversos fatores, para tentar trazer uma melhor compreensão de como se deu a morfogênese da área em questão e como as formas estão evoluindo ao longo do tempo geológico recente.

6.2 CICLICIDADE DO RELEVO

A partir do 16° Congresso Internacional de Geografia (Rio de Janeiro 1950), surge um número significativo de autores que relacionam a evolução das formas de relevo aos impactos produzidos pelas alternâncias climáticas entre o úmido e o semi-árido. No Brasil grandes áreas aplainadas foram interpretadas como peneplanícies davisianas, pediplanos (KING, 1955; BIGARELLA & AB' SABER, 1964) e mais recentemente como planos de corrosão. Ao estudar sedimentos situados nas proximidades das paisagens costeiras Bigarella e Salamuni (1961, 1962), verificaram que a estrutura e textura do material depositado indicavam uma ação de transporte rápida e poderosa, tal como seria de se esperar em regiões sujeitas a condições de forte semi-aridez, caracterizada por eventos de grande energia. Desde então considerações paleoclimáticas tem sido utilizadas para explicar as feições policíclicas da paisagem (*apud* BIGARELLA 2003). De acordo com esses autores uma sucessão de climas úmidos e semi-áridos seria responsável pela evolução da paisagem, pelo menos durante o Quaternário.

Davis (1902) despreza a importância das variações climáticas, considerando os eventos tectônicos como causadores das paisagens policíclicas. Para ele as alternâncias climáticas do Quaternário são meros acidentes. Para Penck (1953) um ciclo de evolução do modelado não existe. Para ele a repetição de formas a diferentes níveis altimétricos é resultado do soerguimento diferencial e os níveis escalonados seriam provenientes de uma combinação dos diferentes tipos de desenvolvimentos da encosta. Essas formas são comuns em áreas não orogênicas onde ocorre um soerguimento diferencial ao longo do tempo. O aplainamento total se daria após um longo período de estabilidade crustal, onde ocorreria a destruição de todos os níveis topográficos, chamados de *Piedmonttreppen* (BIGARELLA, 2003)**.**

De acordo com Rich (1938) a principal discordância entre as idéias de Davis e Penck é referente à capacidade dos rios estabelecerem ou não um novo perfil de equilíbrio, antes que ocorra uma ampla degradação dos divisores de água. Para este autor as idéias de Penck seriam melhor aplicadas em ambientes de clima semi-árido, enquanto a de Davis em ambientes de clima úmido.

A maioria dos autores, de modo geral, tem apoiado suas idéias nos conceitos de Davis ou de Penck. King por exemplo aceita a visão de Penck em relação ao *Piedmonttreppen*.

Com uma maneira distinta de analisar esses problemas Hack (1960) propõe a 'teoria do equilíbrio', não aceitando a idéia de ciclo geomórfico e considerando o modelado atual como resultado de um equilíbrio dinâmico entre as forças endógenas e as exógenas. Crickmay (1959) também nega a idéia de ciclo geomórfico baseado contudo, nas noções de estágio anagenético de desenvolvimento (ação dos agentes endógenos ao lado dos exógenos), catagenético (denudação sem que haja movimento crustal) e suspensão do desenvolvimento (estagnação) nas partes da paisagem cujas encostas tem seu recuo interrompido devido a ausência de um agente que solape a base das vertentes (BIGARELLA, 2003).

Bigarella, Mousinho e Silva (1965 *apud* BIGARELLA 2003) verificaram os depósitos correlativos no Sudeste do Brasil e interpretaram correlações de níveis de remanescentes de pedimentos com depósitos detríticos contemporâneos, quer na área de pedimentação, quer na calha de drenagem. Os autores consideraram esses depósitos como testemunhos de eventos climáticos cíclicos entre o semi-árido e o úmido, havendo concordância entre as fases úmidas e os períodos interglaciais, e as fases semi-áridas e os períodos glaciais.

Bigarella (2003) cita que as épocas semi-àridas foram responsáveis pela formação de superfícies aplainadas, pedimentos ou pediplanos, enquanto que as épocas úmidas promoveram a dissecação do terreno. Em oposição às idéias de muitos autores Bigarella considera o clima como fator principal da evolução das vertentes. Mais ainda as alternâncias climáticas recentes, que elaboraram os aspectos policíclicos da paisagem. O autor continua seu raciocínio atribuindo às mudanças paleoclimáticas uma vasta extensão, onde no clima úmido o sistema de drenagem teria aprofundado os vales em toda a área atuante do clima, retirando o atributo dado a um caráter regressivo como sugerido por Davis e Penck, baseados numa origem endógena para o mesmo.

Vitte (2005) corrobora com a idéia de Bigarella (2003) de que a alternância climática é a principal responsável pela elaboração do relevo. O autor trabalha as idéias de Erhart (1956) de Bio-resistasia onde a biostasia é o período de crescimento da flora

com a colonização da paisagem por vastas florestas o que propicia um aprofundamento do manto de intemperismo e a formação de solos profundos levando a uma desagregação do material primário o tornando mais susceptível à erosão, porém, protegido dela pela densa cobertura vegetal. Já a resistasia é o período de retração de vegetação e exposição do manto desagregado, sendo este período correlato a um clima semi-árido com chuvas concentradas e de grande poder erosivo, o que contribui para a retirada deste material desagregado.

Vitte (2005) relaciona a fase de Biostasia com o processo de *etchplanação* e a Resistasia com o processo de pediplanação.

Já Monteiro et al (2007) traçam um perfil de evolução de determinada porção do Nordeste semi-árido oriental brasileiro como sendo de um clima semi-árido ao longo do Neogeno marcado pela presença de picos pluviométricos registrados pelas análises de depósitos derivados de eventos de grande magnitude ocorridos na região no passado geológico.

Salgado & Valadão (2003) por sua vez trazem a "denudação geoquímica" como contribuição importante na evolução do relevo por erosão diferencial na região da Serra do Espinhaço em Minas Gerais. A pesquisa consistiu, entre outros fatores, na mensuração de sólidos totais dissolvidos na água coletada de duas bacias hidrográficas da região onde se obtiveram valores de denudação geoquímica estimada em 5,03mMA^{-1} para uma das bacias hidrográficas e 2,43mMA^{-1} para a outra, sendo a área com maior valor de denudação representante de uma depressão, além de que a área com menor valor de dissolução de sólidos ser constituída em sua grande parte por quartzitos, ressaltando mais uma vez o papel da erosão diferencial na elaboração do relevo.

Esses dados corroboram com a idéia de Vitte (2005) quando o mesmo traça relações entre a Biostasia e a etchplançao, pois é no período de grande presença da cobertura vegetal que o modelado passa a ser alterado em subsupeficie e não na superfície, quando nos tempos de Resistasia. Erhart (1956) cita que em fases de Biostasia a superfície terrestre possui uma cobertura vegetal tão efetiva que a modificação do modelado é mínima, contrariamente à fase de cobertura vegetal mínima, onde o solo, as rochas e os sedimentos ficam expostos e consequentemente mais susceptíveis à desagregação, a Resistasia. Peulvast & Claudino Sales (2002) menciona

que é nas superfícies desenvolvidas em desertos biológicos onde os agentes mecânicos agiram sem entraves, independente do clima ser frio ou quente, úmido ou seco, como é o caso das superfícies anteriores ao Siluriano. Foi sob estas condições que foram elaboradas as mais vastas e mais perfeitas das superfícies de aplainamento conhecidas, tendo elas sido formadas nos escudos pré-cambrianos.

Entretanto nem todo material desagregado sofre transporte, gerando formas consequentemente. Colângelo (2005) traz a perspectiva de que deve-se levar em consideração as propriedades de estabilização dos materiais. Pois nem todo material desagregado sofre transporte. Deve ser atingido certo grau de energia do escoamento para que determinado material sofra deslocamento, sendo este grau de energia variável em cada classe granulométrica.

Quando desagregado e transportado, esse material muitas vezes não atinge a bacia coletora principal e consequentemente o nível de base geral. Em muitos locais esse material fica retido nas encostas formando colúvios que em primeira instancia são feições de acumulação, mas que posteriormente podem tornar-se feições erosivas, dando origem a processos de retirada de material como ravinas e voçorocas de grande expressão, pois são desenvolvidas em material pré-intemperizado e já bastante desagregado. Esse material pode mascarar as escarpas erosivas dificultando a identificação das superfícies de aplainamento, pois uma das formas de identificá-las é delimitando as escarpas não podendo as mesmas ser escarpas de falha, pois se forem derivadas de movimentos tectônicos a hipótese erosiva deve ser descartada.

6.3 CLASSIFICAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DE SUPERFÍCIES EROSIVAS NO NE DO BRASIL

Vários autores, brasileiros e estrangeiros, elaboraram inúmeros trabalhos no intento de identificar e classificar superfícies erosivas no território brasileiro (DE MARTONNE, 1943/1944; RUELLAN, 1956; DEMANGEOT, 1961; BIGARELLA & AB' SABER, 1964; BIGARELLA & ANDRADE, 1964;).

Esses trabalhos buscavam a identificação de grandes compartimentos regionais estruturados a partir de sucessivos eventos erosivos com uma escala temporal longa. Esses compartimentos eram identificados a partir de uma escarpa erosiva que separaria dois eventos erosivos iniciados a partir de um evento tectônico de larga escala, sendo esta feição erosiva desenvolvida após ou durante o soerguimento de acordo com os diversos modelos teóricos de recuo de escarpa (ex: suavização, recuo paralelo, substituição dos ângulos, etc.).

O modo de se classificar topos de mesma altitude como sendo elementos de uma mesma superfície foi amplamente utilizado na classificação das superfícies aplainadas, entretanto este método foi bastante criticado com o advento dos postulados sobre a Neotectônica (OBRUCHEV *apud* SUGUIO, 1998). Blocos que inicialmente compunham uma superfície desenvolvida no período Mesozóico poderiam ter sido soerguidos a altitudes equivalentes a superfícies Paleozóicas, mais velhas e teoricamente mais altas. Ou mesmo blocos de superfícies mais antigas, como as superfícies Pré-Cambrianas, poderiam sofrer subsidência e estarem a altitudes correspondentes a superfícies Paleozóicas, por exemplo. Esses eventos de movimentos verticais de blocos falhados constituem uma das maiores dificuldades para uma identificação das superfícies aplainadas baseada na hipótese dos topos concordantes.

Lester King (1956) traçou feições e características para a identificação de superfícies aplainadas na porção oriental do Brasil. Ele definiu a existência de quatro ciclos formadores de superfícies erosivas. Seriam eles: o Ciclo Gondwana, o Pós-Gondwana, o Sul-americano e o Velhas, havendo ainda um ciclo de aplainamento em andamento, o Paraguaçú.

Bigarella & Andrade (1964) definiram superfícies erosivas no Nordeste do Brasil através da identificação de níveis de pedimentos. Esses pedimentos foram

classificdos como sendo Pd3, Pd2, Pd1, P2 e P1, sendo o Pd3 a superfície mais antiga e mais elevada e o P1 o nível de pedimentação mais recente e topograficamente mais rebaixado.

De Martonne (1943) trabalhando o Sudeste brasileiro identificou três grandes superfícies erosivas, sendo elas a Superfície dos Campos, a Superfície Paleogênica e a Superfície Neogênica. Ab' Saber por sua vez, também trabalhando na região Sudeste identificou quatro grandes superfícies, a saber: Superfície dos Altos Campos, Superfície das Cristas Médias, Superfície Neogênica e Superfície Jundiaí. Todas estas superfícies estão enunciadas de forma decrescente quanto à idade e altitude. A figura 6.9 traça relações entre as superfícies e suas idades inferidas, assim como determinadas por alguns dos principais autores que contribuíram para a aplicação do método em apreço na região Nordeste do Brasil.

O grande problema da classificação das superfícies erosivas no saliente oriental do Nordeste do Brasil deve-se à ocorrência de movimentos verticais de blocos falhados que se seguiram após a reativação Wealdiana, também chamada Pós-Paleozóica (BRITO NEVES et al 2001). Esse evento que culminou na formação do Oceano Atlântico provocou na então costa passiva sul-americana, uma configuração tectônica em teclas de piano, com Grábens e Horsts se alternando em altos e baixos topográficos.

A evolução geodinâmica desta região se deu de forma a desgastar os Horsts, sendo o material proveniente do desgaste depositado nos Grábens adjacentes, assim convertidos em bacias sedimentares. Essa evolução a partir do desgaste de um bloco soerguido e deposição num bloco rebaixado mais próximo pode ser verificada através de ocorrência de fácies deposicionais proximais, como fluxos de detritos (BEZERRA et al 2008), que indicam pouco retrabalhamento erosivo dos sedimentos. Essas características foram encontradas no Gráben do Cariatá, região oriental da Paraíba. Essas idéias põem em xeque o modelo considerado como de evolução normal para a região; uma evolução regional e generalizada de desgaste do macrodomo da Borborema, da qual derivaria a acumulação do Grupo Barreiras, em escala continental.

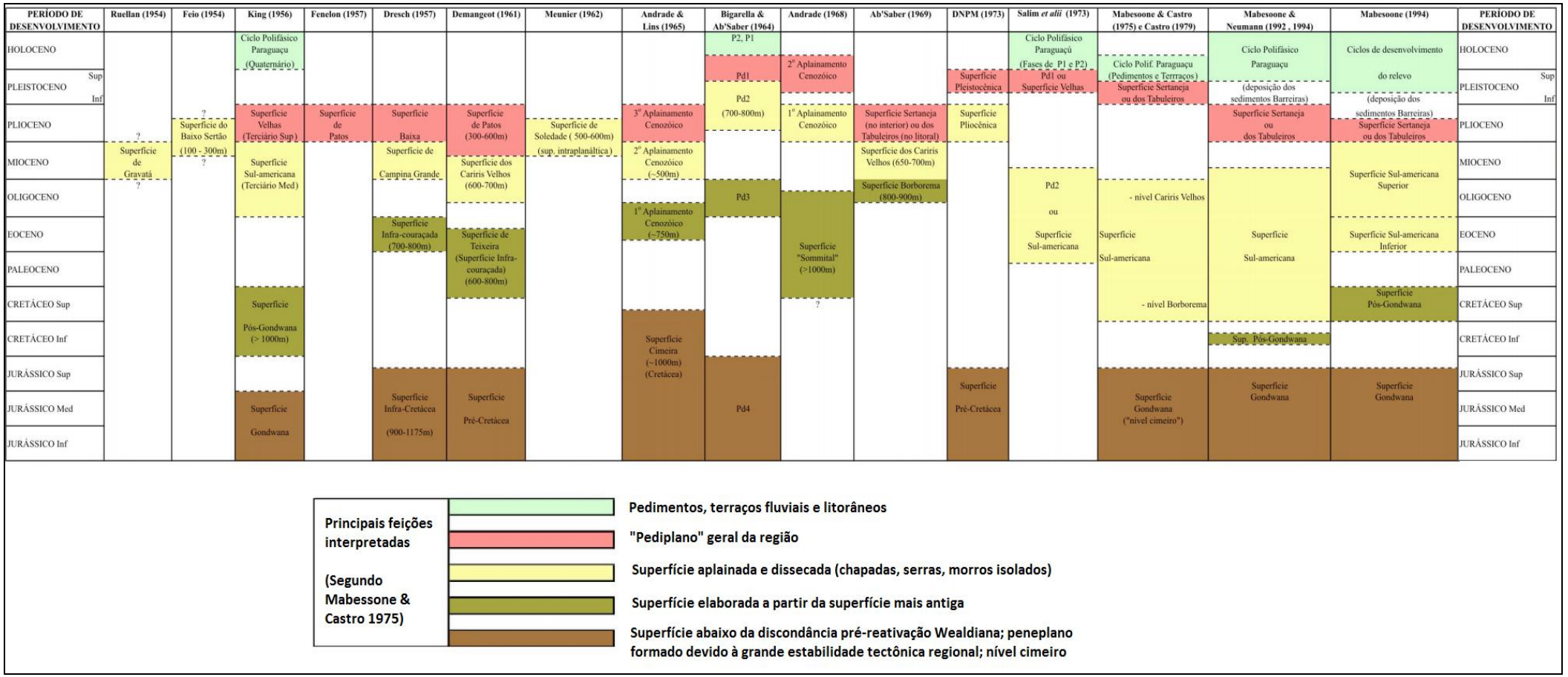


Figura 6.9 – Principais Superfícies de Aplainamento citadas nos modelos de evolução morfoclimática do Nordeste Oriental do Brasil. As idades de desenvolvimento são aproximadas em função das interpretações fornecidas pelos diversos autores. Retirado de Lima (2008).

A região do Gráben do Cariatá apresentou uma morfoestrutura bastante peculiar, sendo identificados nessa área quatro grandes compartimentos erosivos (DUARTE, 2007), que não se coadunavam com os propostos por Bigarella & Andrade (1965).

Duarte (2007) identificou os níveis erosivos a partir da interpretação do modelo tridimensional de paleosuperficies elaborado para a região do Gráben do Cariatá.

Os quatro níveis identificados foram:

- O nível de cimeira associado aos horsts a norte, sul e oeste do gráben;
- A superfície do gráben que corresponde aos tabuleiros neógenos (altitude em torno dos 70 a 120 m);
- Superfície flexurada a leste do gráben (160 a 200 m);
- Superfície rebaixada a nordeste do gráben.

A superfície rebaixada a nordeste localiza-se logo após a captura do rio Paraíba, e sugere que esta área rebaixada controlou o processo de regressão de cabeceiras e captura. Ainda segundo Duarte (2007) duas superfícies geomorfologicas na área do Gráben do Cariatá, a dos tabuleiros neógenos e a superfície flexurada à leste, deveriam fazer parte de uma mesma unidade erosiva, aplicando-se os postulados de King (1956) e Bigarella & Andrade (1964), visto que estão dentro de uma mesma classe altimétrica.

Duarte (2007) e Bezerra *et al* (2008) verificaram que a correlação direta entre altitude e idade estimada da superfície não favorece a uma interpretação mais realista da evolução da paisagem geomorfológica, visto que as reativações tectônicas ocorridas na borda leste do continente Sulamericano desordenaram o arranjo estrutural estabelecido anteriormente. Este re-arranjo necessita de novos níveis interpretativos e novas técnicas tanto de campo quanto laboratoriais para uma melhor aproximação de como se deu a dinâmica evolutiva do relevo neste setor do continente Sulamericano.

Outro método para análise das superfícies aplainadas é o sugerido por Bigarella (2003), mas que é objeto de grandes discussões, os depósitos correlativos. Para Bigarella toda superfície erosiva deve ter uma feição correspondente de deposição que seja correlata ao processo que deu origem a sua formação, ou seja, para cada superfície de aplainamento deve haver depósitos detríticos correspondentes, oriundos do processo

de denudação e depositados no nível de base, sendo este nível de base geralmente o oceano.

Este método foi questionado por Bezerra *et al* (2008) quando os mesmos identificaram feições deposicionais proximais características de depósitos de encostas, estando este material retido próximo da área fonte sem ter atingido o nível de base geral, o Oceano Atlântico. A falta de capacidade da drenagem em retirar o material aliada à sua formação recente (Neógeno Superior), decorrente da ação de eventos extremos de alta magnitude e baixa recorrência (MONTEIRO *et al* 2007) pode constituir-se em um dos principais fatores para o estabelecimento de um modelado deposicional proximal na referida área, cuja superficie de cimeira não carrega qualquer correlação genética e cronológica com o pedimento Pd1, ao qual se referia hipsometricamente.

Partindo da aceitação de uma estruturação em sistema tafrogênico na borda leste do Nordeste do Brasil, o presente trabalho passa a sugerir que a área de estudo aqui estabelecida pode também ter sido desenvolvida sob um regime de desgaste e acumulação de detritos em blocos falhados constituintes deste sistema.

7 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS DE RELEVO E DE DRENAGEM

Os lineamentos que foram extraídos do relevo da região a partir de dados SRTM apresentam segmentos hectométricos a quilométricos, refletindo descontinuidades de ângulo de mergulho do relevo. Os lineamentos foram extraídos tanto da área da bacia do Rio Tracunhaem como da área ao redor da mesma para melhor exemplificar os controles estruturais atuantes na bacia. O resultado desta extração pode ser observado na figura 7.1.

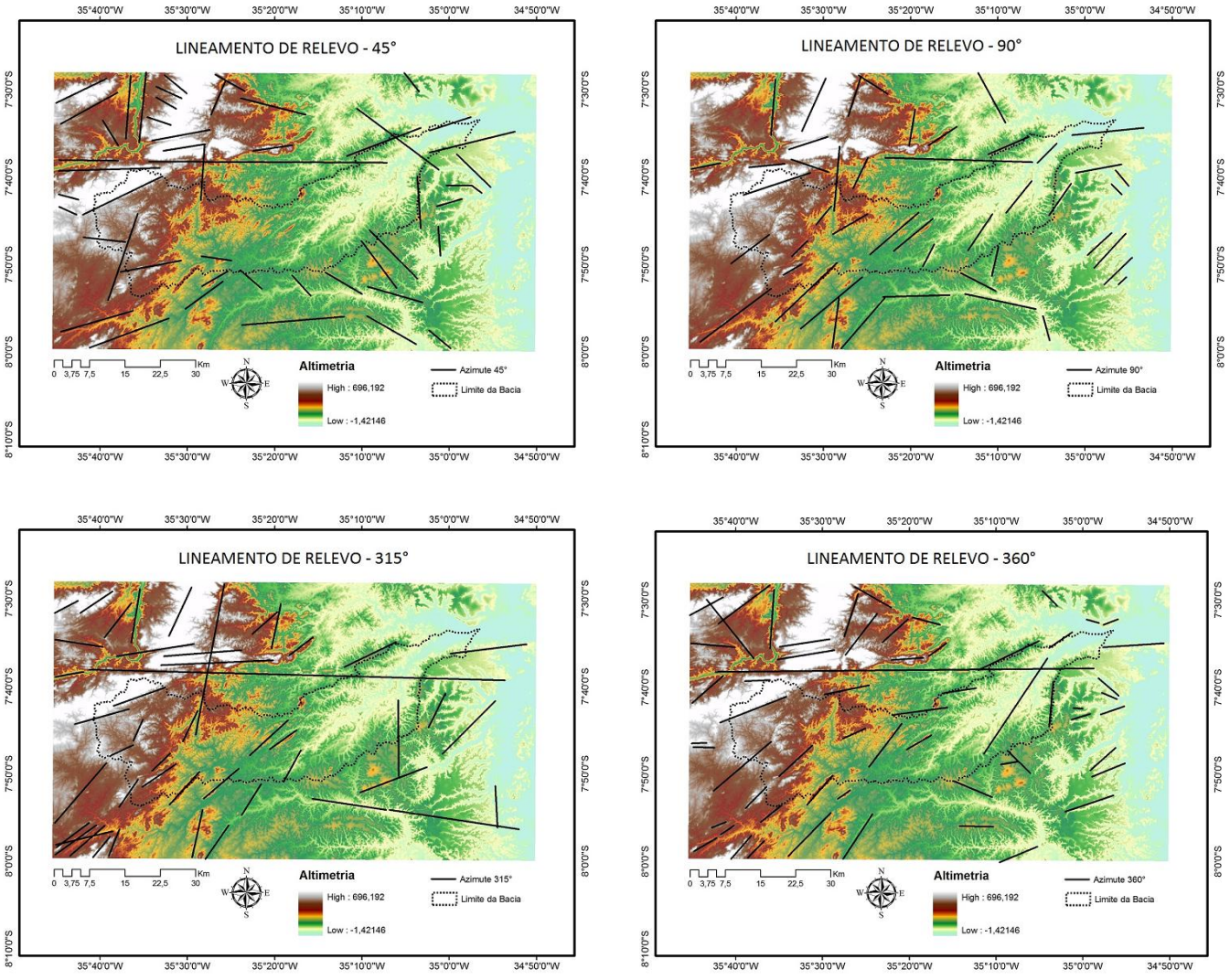


Figura 7.1 – Lineamentos de relevo individualizados de acordo com os azimutes utilizados

Em uma primeira análise, iniciando-se pelos lineamentos de drenagem pode-se observar a dispersão de canais em todas as direções. Entretanto há uma predominância

de ocorrência tanto em comprimento absoluto como em frequência absoluta da direção N-S. Em segundo lugar em frequência ocorrem lineamentos com direção NE-SW e NW-SE (Figura 7.2).

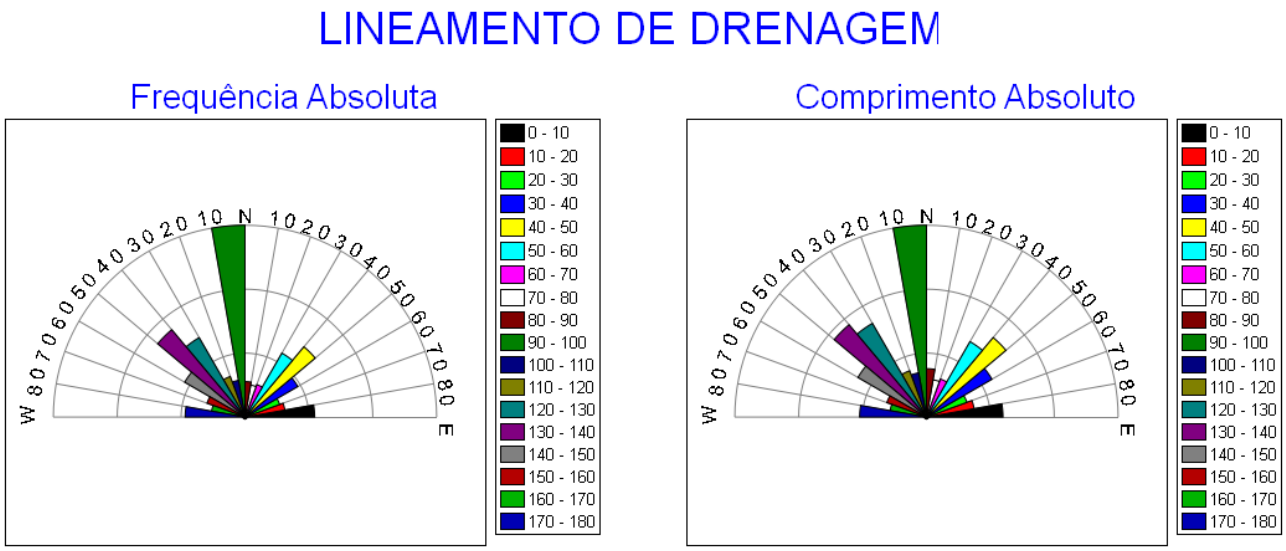


Figura 7.2 – Frequência Absoluta e Comprimento Absoluto dos Lineamentos de Drenagem da área.

A direção N-S representada pela categoria de 90°-100° no diagrama de roseta ocorre em 644 canais sendo a mais representativa em numero de canais. Segue-se a categoria de 130°-140° relativo à direção NW-SE com ocorrência em 383 canais. Outra categoria relativa à direção NW-SE, a categoria entre 120°-130°, apresenta um numero de 308 canais, mesmo número de canais da categoria entre 40°-50° relativo à direção NE-SW. Estes valores podem ser verificados no quadro 7.1.

Para a confecção da imagem e retirada dos lineamentos de relevo foram utilizados 4 azimutes diferentes, ou seja, a luminosidade virtual foi posta em 4 posições diferentes, sendo elas 45°, 90°, 315º e 360°.

Os lineamentos de relevo apresentaram a ocorrência de ao menos um lineamento em cada categoria de direção. As maiores ocorrências entretanto, encontram-se nas categorias de 40°-50°, 0°-10°, 20°-30° e 30°-40° possuindo um numero de 28, 22, 22, e 19 lineamentos de relevo respectivamente. Estas categorias representam uma direção de ângulo baixo variando de E-W a ENE-WSW.

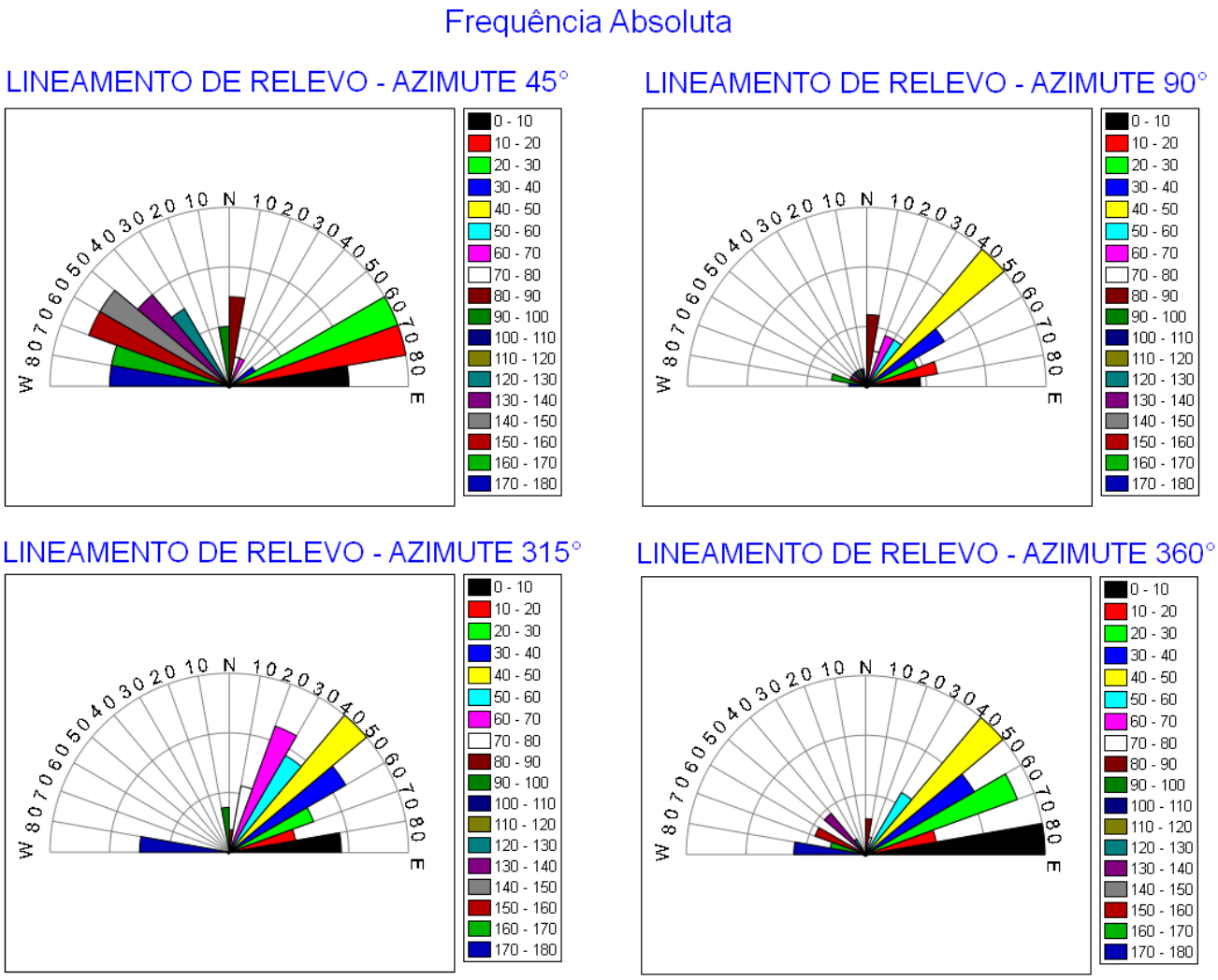


Figura 7.3 - Frequência Absoluta dos Lineamentos de Relevo.

De modo semelhante à frequência absoluta (Fig. 7.3), também no comprimento absoluto (Fig. 7.4) as direções de E-W ou próximas desta possuem maior representatividade nos lineamentos de relevo. As categorias de baixo ângulo de valores 0°-10°, 170°-180°, 40°-50° e 20°-30° se mostram com maior comprimento absoluto de lineamento respectivamente.

Podem-se relacionar estes valores encontrados com o *trend* regional estabelecido para a região, que possui direcionamento preferencial E-W e NE-SW (BRITO NEVES et al, 2000, 2001; BEZERRA et al, 2008). Estes direcionamentos obedecem então uma imposição geotectônica regional derivada de eventos ocorridos no passado geológico e reativados durante a separação America do Sul – África.

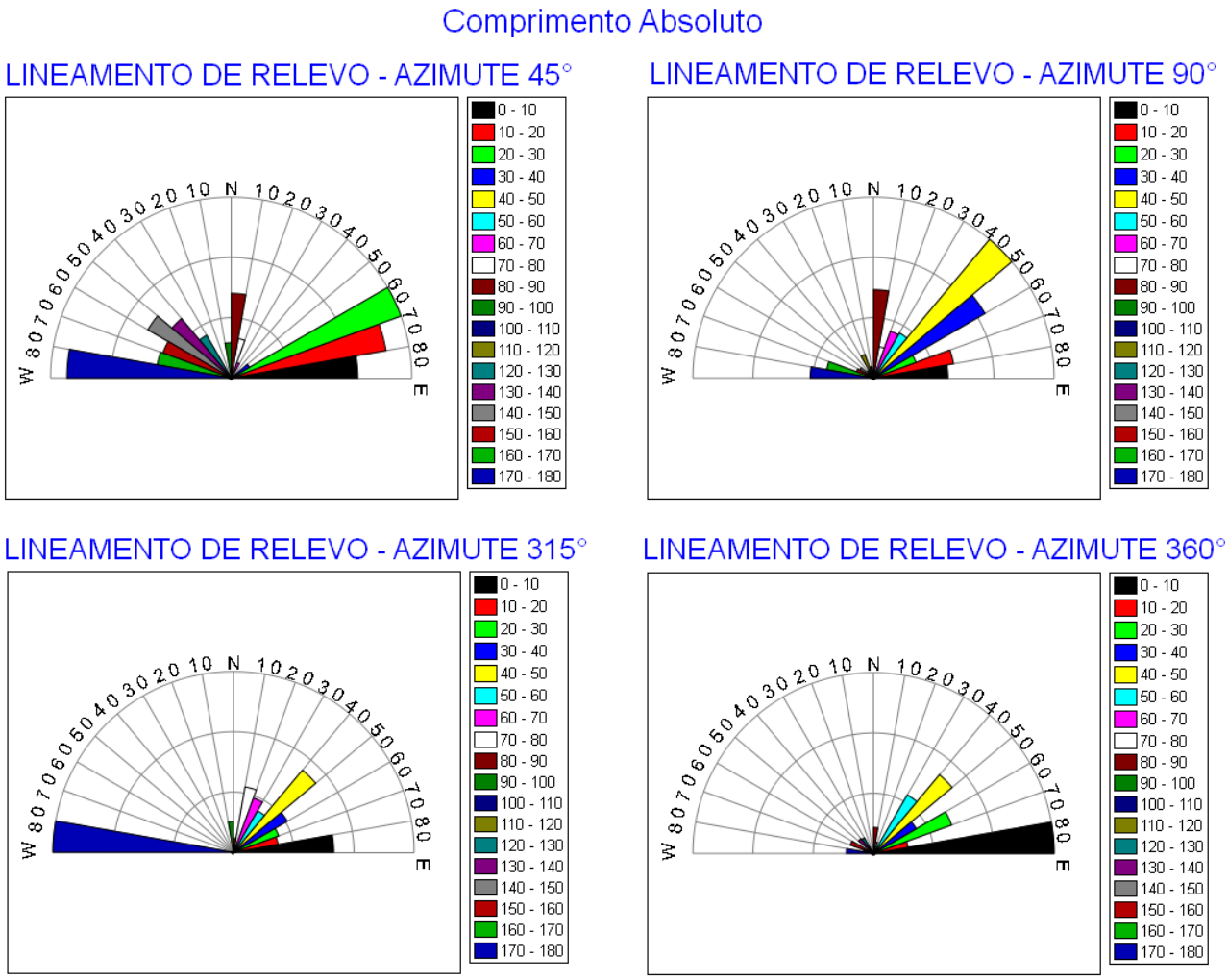


Figura 7.4 – Comprimento Absoluto dos Lineamentos de Relevo.

Correlacionando-se os lineamentos de drenagem e os de relevo observa-se inicialmente uma aparente discrepância, pois a maior representatividade da drenagem se dá na direção N-S enquanto que a maior representatividade do relevo se dá em direção E-W e NE-SW.

Este fato pode ser explicado se aceitarmos que uma estruturação do relevo com direção preferencial E-W impõe a este relevo cabeceiras com direção N-S. Estas encostas são as geradoras de drenagens de 1ª ordem, ordem esta de maior ocorrência na bacia.

Entretanto outro tipo de análise pode ser feita sobre os dados obtidos para os lineamentos de drenagem. Em primeira instância foram tomados dados relativos às

categorias individuais e estes foram comparados entre si. Mas ao tomarmos as categorias mais representativas de direção e agrupá-las poderão surgir novas interpretações.

Ao agrupar as categorias de 30°-40°, 40°-50° e 50°-60° relativas à direção NE-SW tem-se um número de 761 lineamentos. Ao agruparmos as categorias de 120°-130°, 130°-140° e 140°-150° tem-se um número de 925 lineamentos relativos à direção NW-SE. Em contrapartida ao agrupar as categorias de 80°-90°, 90°-100° e 100°-110° verifica-se o valor de 888 lineamentos de direção N-S.

A partir destes dados agrupados verifica-se que, a grande diferença que havia entre a categoria 90°-100° e as demais deixa de existir, passando a haver maior proximidade entre os três principais grupos e modificando também o principal direcionamento dos lineamentos de drenagem, passando de N-S para NW-SE, havendo também significativa ocorrência dos lineamentos de NE-SW.

Esta análise demonstra especialmente que os canais principais seguem o *trend* regional NE-SW e os principais lineamentos ocorrentes no Planalto da Borborema que são de direção NW-SE. No entanto a freqüência elevada de cabeceiras de primeira ordem de direção N-S atesta a pouca capacidade da rede de drenagem em se superimpor epigenicamente ao relevo, o que pode ser um indício de sua juventude, falta de competência hídrica, ou ainda da resistência da rocha mãe destituída de um manto de intemperismo profundo.

Quadro simplificado dos Lineamentos de Drenagem

Início - Fim (°)	Frequência Absoluta	Comprimento Absoluto
0 - < 10	234	0,87
10 - < 20	136	0,55
20 - < 30	124	0,49
30 - < 40	205	0,86
40 - < 50	308	1,18
50 - < 60	248	0,99
60 - < 70	116	0,46
70 - < 80	109	0,43
80 - < 90	119	0,55
90 - < 100	644	2,18
100 - < 110	125	0,51

110 - < 120	145	0,56
120 - < 130	308	1,23
130 - < 140	383	1,37
140 - < 150	234	0,9
150 - < 160	136	0,48
160 - < 170	114	0,42
170 - < 180	201	0,76

Quadro 7.1 - Quadro simplificado dos Lineamentos de Relevo

Início - Fim (°)	Frequência Absoluta 45°	Comprimento Absoluto 45°	Frequência Absoluta 90°	Comprimento Absoluto 90°	Frequência Absoluta 315°	Comprimento Absoluto 315°	Frequência Absoluta 360°	Comprimento Absoluto 360°
0 - < 10	4	0,54	3	0,33	5	0,71	10	1,39
10 - < 20	6	0,67	4	0,36	3	0,32	4	0,27
20 - < 30	6	0,77	3	0,2	4	0,34	9	0,64
30 - < 40	1	0,09	5	0,57	6	0,44	7	0,38
40 - < 50	0	0	10	0,8	8	0,76	10	0,79
50 - < 60	0	0	3	0,23	5	0,34	4	0,52
60 - < 70	1	0,07	3	0,22	6	0,41	0	0
70 - < 80	1	0,17	2	0,14	3	0,47	1	0,09
80 - < 90	3	0,36	4	0,39	1	0,1	2	0,2

90 - < 100	2	0,15	0	0	2	0,22	0	0
100 - < 110	0	0	1	0,05	0	0	0	0
110 - < 120	0	0	1	0,11	0	0	0	0
120 - < 130	3	0,21	1	0,04	0	0	1	0,14
130 - < 140	4	0,33	1	0,03	0	0	3	0,15
140 - < 150	5	0,41	1	0,07	0	0	0	0
150 - < 160	5	0,31	1	0,08	0	0	3	0,19
160 - < 170	4	0,32	2	0,21	0	0	2	0,08
170 - < 180	4	0,7	1	0,28	4	1,28	4	0,21

8 - ASPECTOS MORFOESTRUTURAIS

A análise dos aspectos morfoestruturais da Bacia do Rio Tracunhaem configura-se em uma importante contribuição para o entendimento dos compartimentos de relevo da região. Esta análise pode gerar subsídios para a compreensão dos níveis escalonados do relevo da bacia e também de compartimentos desajustados ao modelo de evolução plataformal "normal". Além disso, alguns aspectos morfométricos se constituem em ferramentas imprescindíveis à análise morfológica.

A Bacia do Rio Tracunhaem é constituída por três (3) compartimentos morfoestruturais principais (Figura 8.1), sendo eles: o Planalto da Borborema, a Escarpa Oriental da Borborema e o Piemonte da Borborema.

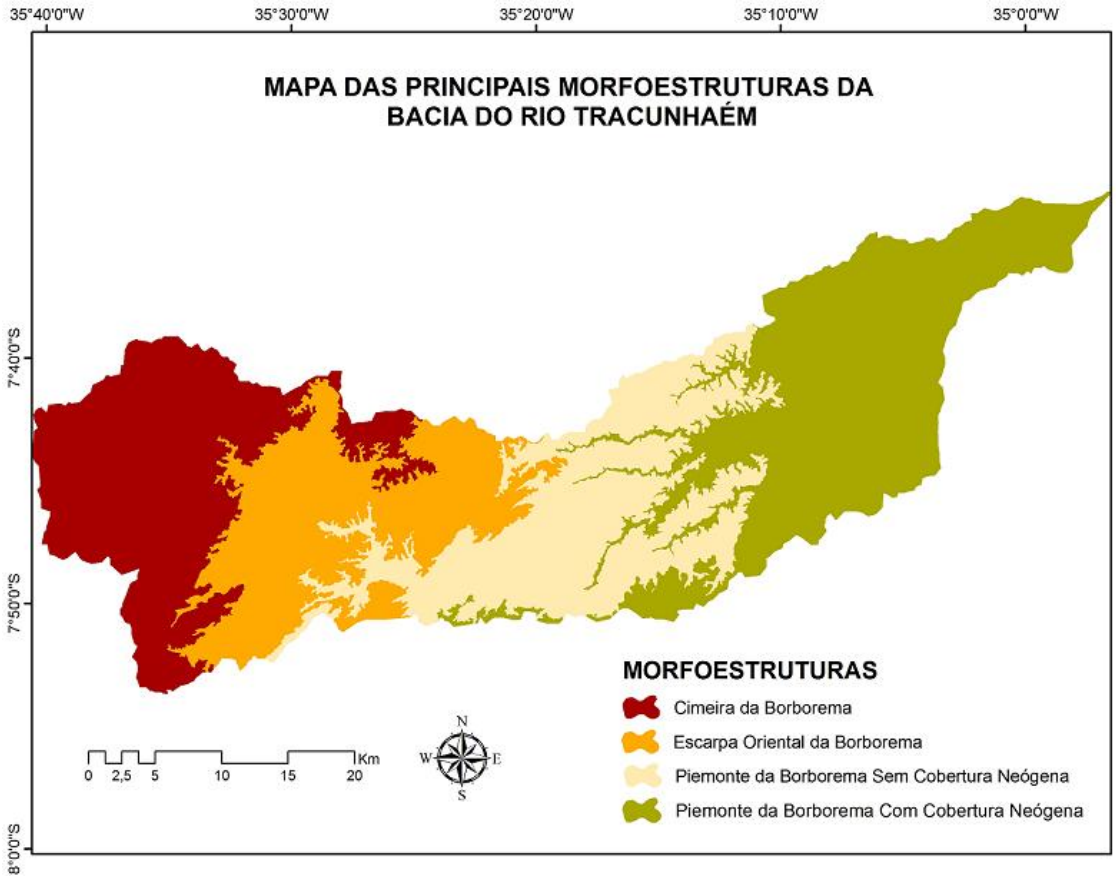


Figura 8.1 – Mapa das principais feições morfoestruturais da bacia do Rio Tracunhaem.

O **Planalto da Borborema** se estrutura no Macrodomo da Borborema, compartimento soerguido resultante da separação América do Sul – África. Este macrodomo por muitos denominado Planalto da Borborema possui diversos patamares

altimétricos interpretados diferentemente por inúmeros autores. Estes patamares possuem gênese bastante discutida, sendo geralmente relacionados à ciclos erosivos de caráter davisiano. Entretanto, alguns autores relacionam a morfogênese da Borborema a uma estruturação derivada de esforços tectônicos de margem passiva, principalmente em resposta à flexura da borda continental.

Os patamares de relevo podem ser vistos nos perfis que se seguem (Figura 8.2):

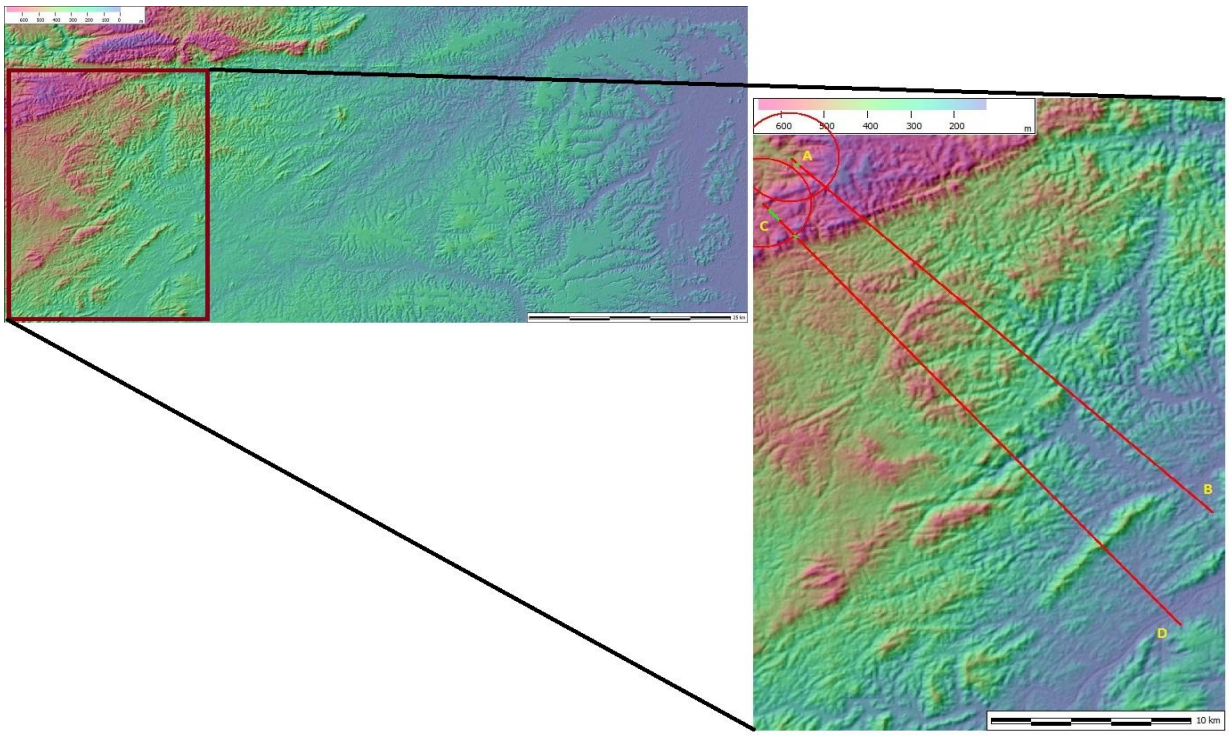
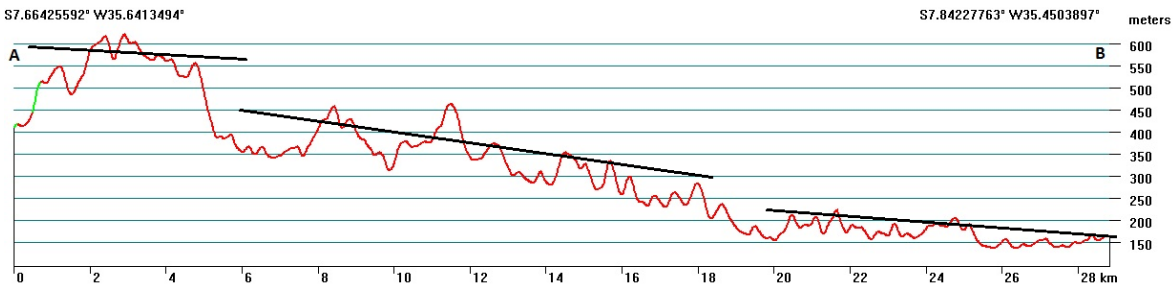


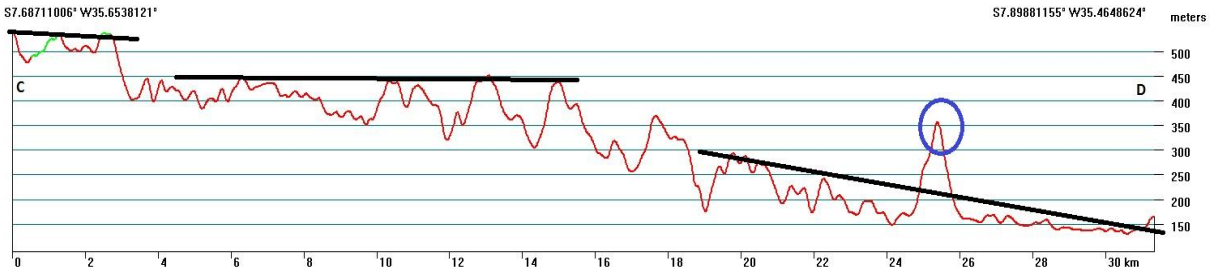
Fig 8.2 - Detalhe da área do Planalto da Borborema que pertence à Bacia do Rio Tracunhaem



Perfil topográfico A-B demonstrando três principais patamares de relevo

O perfil topográfico A-B exibe 3 (três) patamares principais de relevo. Um patamar que se mantém superior aos 500m e se caracteriza por constituir a cimeira da Borborema na área em questão (Imagem 8.1), formado por rochas de alto grau de metamorfismo como Biotita-Gnaisses, Granada-Biotita-Gnaisses e Muscovita-Quartzito. Um patamar intermediário situado entre as cotas de 450m e 300m cortado por inúmeras drenagens e expondo rochas metamórficas como Biotita Xisto e Paragnaisses. O patamar mais rebaixado situado em cotas inferiores a 300m constituindo a Escarpa Oriental da Borborema, sobre a qual discorreremos mais adiante.

Imagem 8.1 – Cimeira da Borborema.



Perfil topográfico C-D

O perfil topográfico C-D também apresenta três patamares principais de relevo ao longo do transecto: um patamar de cimeira em cotas superiores a 500m, um patamar

intermediário com topos atingindo cotas de 450m e incisões que chegam aos 300m, e um patamar inferior com topos inferiores aos 300m, estando sua maioria abaixo da cota dos 200m. As características geológicas e estruturais se assemelham ao perfil A-B com uma diferença relativa à ocorrência de um relevo em crista marcado no perfil por um circulo azul. Esta forma de relevo diferencial deve-se possivelmente ao afloramento de uma faixa de quartzito ou zona milonitizada.

Os perfis acima descritos exibem níveis topográficos em degraus, que no passado foram interpretados como níveis erosivos cíclicos. Estes patamares seriam então resultantes da atuação de ciclos interrompidos de erosão, onde cada grande fase de aplainamento gerou uma superfície quase plana que posteriormente teria sido soerguida gerando uma nova superfície erosiva. Recentemente estes níveis ganharam novas interpretações relacionadas à erosão diferencial e à subordinação do relevo a estruturas geológicas reativadas ou superimpostas, como falhas. Assim vê-se que a ocorrência de Grábens e Horsts, esforços tectônicos em regime de margem passiva e a diferente susceptibilidade das litologias ao intemperismo podem trazer novas interpretações à morfogênese da região.

A **Escarpa Oriental da Borborema** caracteriza-se como o *front* erosivo do macrodomo da Borborema (Imagem 8.2).

Imagem 8.2 – Escarpa Oriental da Borborema

Este *front* constitui-se como testemunho de antigas áreas elevadas que sofreram atuação dos agentes intempéricos e foram rebaixados aos níveis atuais, devido às

características da erosão remontante. Esta estrutura equivale ao patamar inferior demonstrado nos perfis A-B e C-D. Considerando-se aceitável as teorias cíclicas de evolução do relevo, esta escarpa se traduziria como o *front* erosivo do planalto, derivada da ação dos agentes fluviais e gravitacionais.

A partir de uma concepção tectônico-estrutural esta escarpa seria uma escarpa de falha recuada gerada a partir do soerguimento de um bloco ou rebaixamento de outro bloco. Esta forma sendo a área mais susceptível à erosão, devido ao gradiente gravitacional criado pelo desnivelamento altimétrico, que sofreu regressão e rebaixamento de sua encosta deixando testemunhos estruturais da antiga linha do *front* da Borborema sob a forma de divisores festonados.

O **Piemonte da Borborema** seria o contraforte da Borborema (Figura 8.3), ou a área onde o planalto já foi denudado e onde hoje existe a exposição das rochas mais profundas deste complexo cristalino, de relevo rebaixado e com morfologia respeitando as estruturas herdadas das rochas.

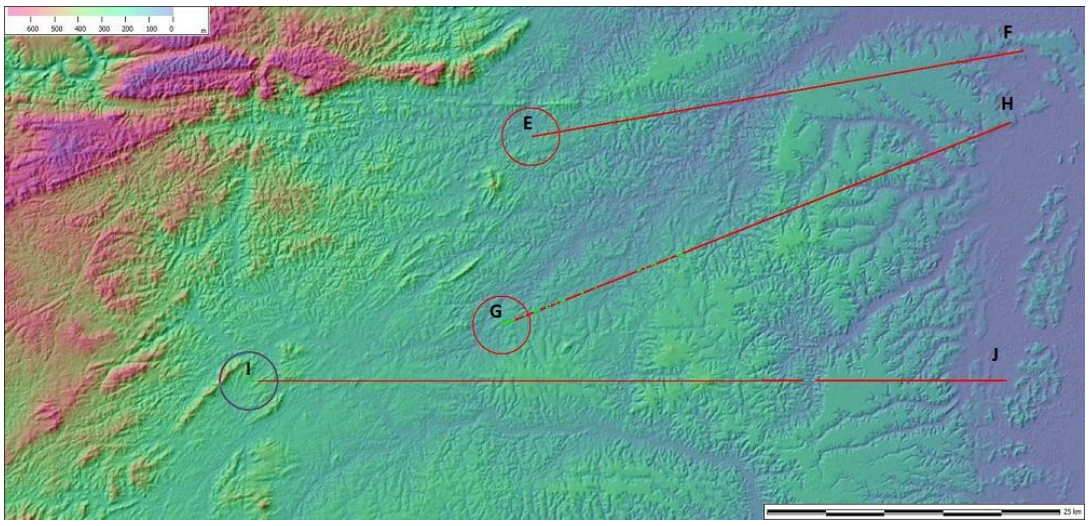
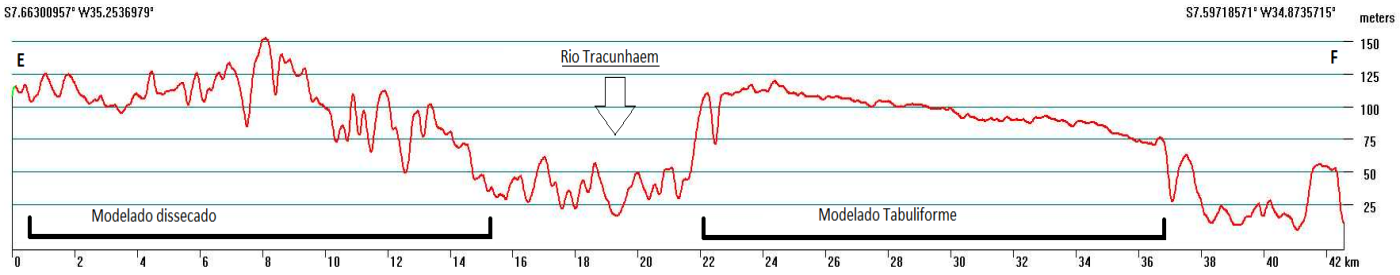
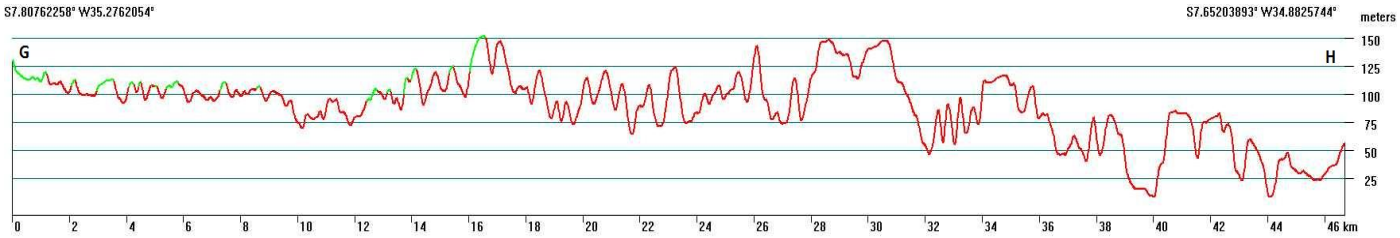


Figura 8.3 – Transectos no Piemonte da Borborema



Perfil Topográfico E-F



Perfil Topográfico G-H

Este piemonte possui duas características principais. Uma primeira porção dissecada onde o mesmo se encontra sem cobertura sedimentar significativa, sendo esta cobertura delgada e provavelmente oriunda de encosta e a ocorrência de exposição de rochas intemperizadas (Imagem 8.3).

Imagem 8.3 – Rocha intemperizada exposta.

Mais a leste ocorre uma porção com considerável cobertura sedimentar composta por relevos tabulares e modelado convexo de morros estruturados em material sedimentar argilo-arenoso (Imagem 8.4), possivelmente derivado do intemperismo das rochas cristalinas existentes na área.

Imagem 8.4 – Modelado Tabuliforme estruturado em material sedimentar

Os relevos tabuliformes se estruturam em um material arenoso, areno-argiloso e até mesmo cascalho-arenoso possivelmente derivado de material fluvial, em muitos casos grosseiro. Este material apresenta-se com características proximais. Outro fator importante para a interpretação morfogenética dessa área é que a porção com cobertura sedimentar, embora se encontre mais próxima à costa, mesmo assim alcança cotas topográficas mais elevadas que o setor imediatamente a oeste. A área sem cobertura sedimentar possivelmente se estrutura como uma depressão periférica, ou seja, em uma área de denudação mais rebaixada existente entre a estrutura cristalina do Planalto da Borborema e as estrutura sedimentares de morfologia tabuliforme, a leste da bacia do rio Tracunhaem.

Esta área próxima à costa atlântica possui características morfogenéticas semelhantes às atribuídas aos peneplanos davisianos de ciclos denudacionais contemporâneos. Área rebaixada no sopé de um escarpamento, com inclinação em direção à costa e drenagem que segue a mesma direção transportando o material erodido para a plataforma. Entretanto, uma análise mais pormenorizada da área aqui estudada, nos permite verificar que esta inclinação em direção à costa não se faz de maneira contínua, mas sim em patamares de topos com diferenças altimétricas de forma individualizada.

A figura 8.4 demonstra que existem áreas mais próximas à costa e mesmo assim mais elevadas do que as imediatamente anteriores. Como o modelo erosivo-denudacional abarcaria esta situação? Apenas se considerasse a existência de blocos com soerguimento diferencial e individualizado não havendo tempo suficiente para que os processos denudacionais os tivessem posto em um mesmo patamar de topos com inclinação suave até a costa.

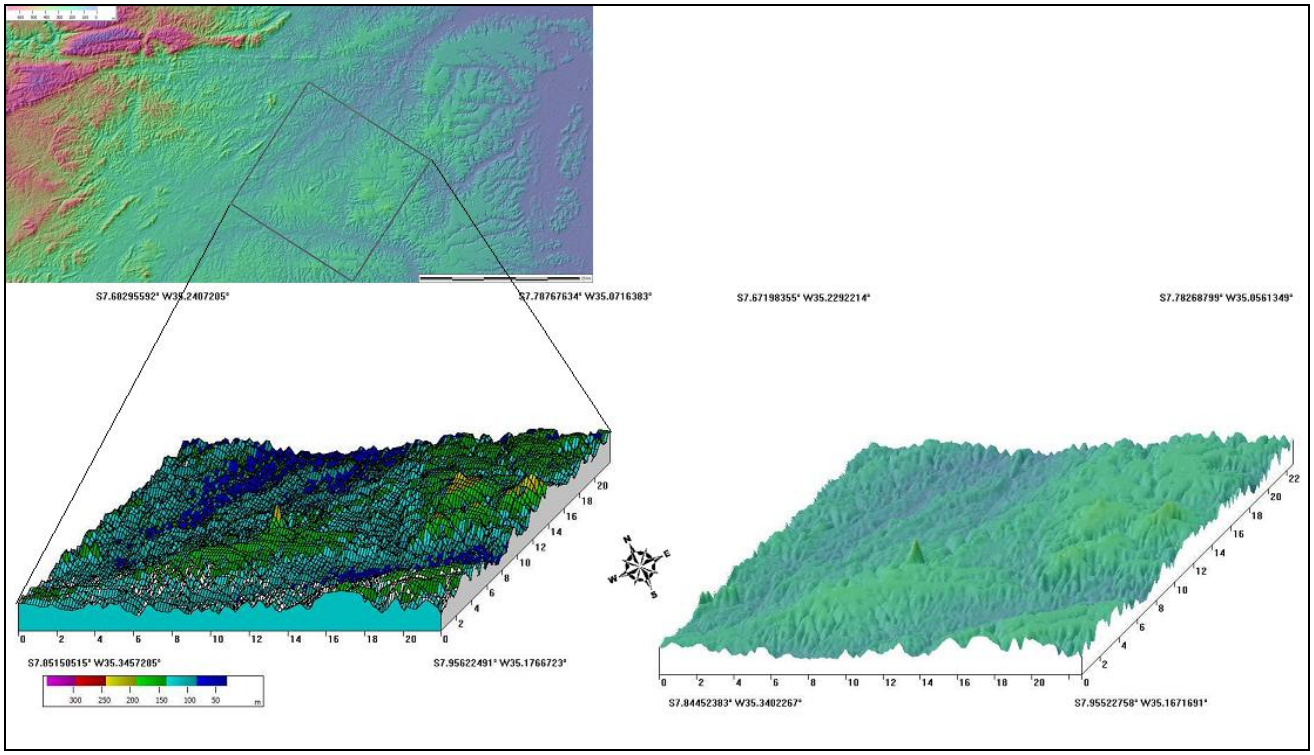
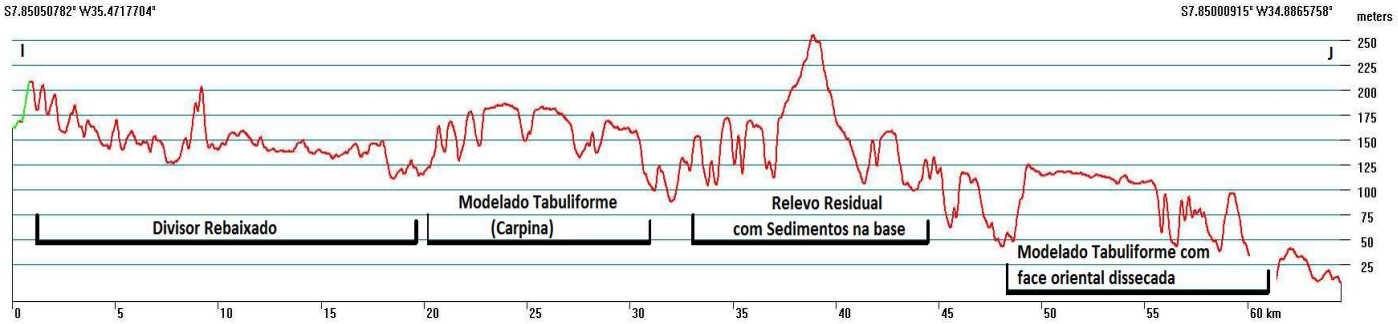


Figura 8.4 – Bloco diagrama demonstrando que a hipsometria aumenta em blocos mais orientais.

A partir de considerações acerca do equilíbrio dinâmico das formas, pode-se postular hipóteses acerca de uma busca de ajuste da morfologia em face à tectônica regional. Assim, compreende-se esta região como sendo composta por blocos falhados com coberturas superficiais diferenciadas e individualizadas. Estes blocos e suas coberturas superficiais respondem de forma diferente aos esforços predominantes.

O perfil I-J retrata uma área no limite sul da bacia, na divisa com a bacia do rio Capibaribe. Um transecto feito de oeste para leste ilustra a existência de uma estruturação em prováveis quatro blocos altimétricos, sendo o mais ocidental mais rebaixado que o imediatamente a leste, que por sua vez é mais baixo do que o respectivamente mais oriental. Junto à costa, no bloco mais oriental, verifica-se a

existência de um bloco rebaixado com cobertura sedimentar e topografia tabuliforme inclinado em direção à costa. Esta composição torna-se de difícil entendimento se avaliado pelas concepções clássicas de evolução do modelado por retomada cíclica da erosão regressiva.



Perfil Topográfico I-J

Mais intrigante ainda é a ocorrência de uma cobertura sedimentar de topo plano na porção intermediária do transecto onde se encontra o município de Carpina, enquanto que na porção mais ocidental quase não ocorre cobertura sedimentar, havendo nesta área um divisor rebaixado indiferenciado entre as duas bacias. Na porção mais elevada há a ocorrência de um relevo residual estruturado em *inselberg*, O Morro do Trapuá (Imagem 8.5), com encosta suavizada pela erosão, circundado em seu sopé por uma cobertura eluvial. Já na porção mais oriental, junto à costa e fora dos limites da bacia ora estudada, encontra-se um modelado tabuliforme de composição sedimentar basculado na direção à costa. Este basculamento propicia a existência de drenagem em sua face oriental que contribui para uma maior dissecação deste lado do modelado tabuliforme.

Imagem 8.5 – Morro do Trapuá

Esta composição pode ser entendida como uma estrutura em blocos falhados que resultaram em diferentes respostas erosivas em face aos esforços tectônicos prevalecentes na região durante o Neógeno. Compartimentos que possuem diferenças topográficas, altimétricas e estruturais entre si e se encontram em sequência linear partindo do sopé do Planalto e direção à costa podem ser interpretados como estruturados em blocos individuais e independentes entre si do ponto de vista erosivo, de acordo com a estruturação superficial da paisagem ou composição geológica peculiar a cada bloco. Esta interpretação, em parte, corrobora o modelo estabelecido por Bezerra et al (2008) para o Gráben do Caritatá, área próxima que também se encontra no Domínio da Zona Transversal, e está de acordo com a estruturação regional de blocos falhados soerguidos e rebaixados em diferentes níveis altimétricos como exposto por Fortes (1998) e corroborado por diversos autores (BARBOSA, 2004; LIMA FILHO, et al 2005;LIMA, 2008).

9 – MORFOMETRIA

Para a análise morfométrica da bacia do Rio Tracunhaem foram escolhidas drenagens que possuíam determinadas características relativas à escala apresentada neste trabalho. Devido à escala cartográfica foi verificado que as curvas de nível de 20m se adequariam bem à proposta de análise. Foram também selecionados rios que possuíssem no mínimo 10 km de extensão da cabeceira ao encontro com o canal principal do Rio Tracunhaem. Além disso, o canal principal foi dividido em dois trechos principais, sendo o primeiro correspondente ao terço superior do canal onde o mesmo corre sobre o Planalto da Borborema e atinge o seu piemonte, e o segundo correspondente ao curso do rio onde o mesmo corre em área rebaixada.

Na Bacia do Rio Tracunhaem foram medidos os RDE's de 8 rios, sendo os mesmo demonstrados na figura 9.1.

A utilização do método RDE gerou uma tabela de valores (tabela 9.1) que foram utilizados para a produção de gráficos no intuito de melhor ilustrar os valores anômalos de primeira e segunda ordem. A tabela, os gráficos e suas respectivas interpretações são apresentados a seguir.

Tabela 9.1

Rio Caraú

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
80	0	0	0	0	0	
60	3164	20	2642	3164	24	**4**
40	3595	20	3330	6759	41	**7**
20	7057	20	5904	13816	47	**8**
						RDE-total = 6

Rio Ribeiro

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
80	0	0	0	0		
60	4831	20	4553	4831	22	**5,5**
40	7429	20	6268	12260	39	**9,75**
						RDE-total = 4

Rio Itapinassú

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
100	0	0	0	0		
80	7354	20	6611	7343	22	**4**
60	4947	20	3767	12290	65	**11**
40	6968	20	4551	19258	85	**14**
						RDE-total = 6

Rio Morojó

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
180	0	0	0	0		
160	1814	20	1260	1814	29	**2,4**
140	2632	20	2034	4446	44	**3,6**
120	4360	20	3279	8806	54	**4,5**
100	6825	20	6065	15631	52	**4,3**
80	7375	20	6443	23006	71	**5,9**
60	1289	20	1041	24295	467	**39**
						RDE-total = 12

Rio Orobó

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
380	0	0	0	0		
360	1331	20	1204	1331	22	*0,95*
340	2860	20	2542	4191	33	*1,43*
320	2098	20	1764	6289	71	**3,08**
300	2192	20	1398	8481	121	**5,26**
280	4108	20	3007	12589	84	**3,65**
260	609	20	578	13198	457	**19,86**
240	358	20	322	13556	842	**36,6**
220	1275	20	1222	14833	243	**10,56**
200	1515	20	849	16348	385	**16,73**
180	640	20	552	16988	615	**26,74**
160	3801	20	3342	20789	124	**5,4**
140	9049	20	5438	29838	110	**4,78**
						RDE-total = 23

Rio Tracunhaem 1/3 superior

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
380	0	0	0	0		
360	2752	20	2311	2752	24	*1,04*
340	4673	20	3919	7425	38	*1,65*
320	3483	20	2918	10908	75	**3,26**
300	2036	20	1706	12914	151	**6,56**
280	2905	20	2223	15819	142	**6,17**
260	1748	20	1564	17567	225	**9,78**
240	178	20	170	17745	2088	**90,78**
220	266	20	256	18011	1407	**61,17**
200	414	20	410	18425	899	**39,08**
180	1408	20	1342	19833	296	**12,86**
160	1437	20	1365	21270	312	**13,56**
140	8982	20	6257	30252	97	**4,21**
						RDE-total = 23

Rio Canguengo

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
260	0	0	0	0		
240	2706	20	1900	2706	28	**2,33**
220	411	20	330	3137	190	**15,83**
200	1019	20	890	4136	93	**7,75**
180	3084	20	2383	7220	61	**5,08**
160	2360	20	1994	9580	96	**8**
140	6967	20	5709	16547	58	**4,83**
						RDE-total = 12

Rio Principal

Altitude (m)	Distância entre as curvas (m)	AH (m)	AL (m)	L (m)	RDEtrecho (graus/m)	RDEtrecho/RDEtotal
140	0	0	0	0	0	
120	13950	20	9075	13950	31	**2,81**
100	7523	20	6438	21473	67	**6,09**
80	3440	20	2670	24913	187	**17**
60	14631	20	11671	39544	68	**6,18**
40	12216	20	9223	51760	112	**10,18**
20	14989	20	10647	66749	125	**11,36**
						RDE-total = 11

Foram analisados 50 trechos entre os diversos rios selecionados, destes 50 trechos apenas 4 não apresentaram anomalias de primeira ou segunda ordem. Dos 46 trechos que apresentaram algum tipo de anomalia, 12 apresentaram anomalias de 1ª ordem, sendo 5 destes encontrados no Rio Orobó, que se localiza na zona de cimeira do Planalto da Borborema. A ocorrência de valores anômalos indica que o Rio Tracunhaem e seus principais tributários ainda estão ajustando seu perfil em relação ao relevo. Sendo os valores de 1ª ordem indicadores de quebra muito acentuada no relevo, pois refletem uma proximidade relativamente alta entre as isoípsas. Esta proximidade é relativa, pois a base da relação comparativa é o gradiente total do rio. Uma quebra de gradiente pode ser mais abrupta em um rio do que em outro, mas possuir um valor menor caso o gradiente total do segundo rio seja menor que o do primeiro.

Esses valores anômalos significativos de ajuste da drenagem também podem indicar a ocorrência de patamares escalonados de relevo. Valores muito elevados indicam escarpamentos de relevo bastante acentuados em áreas onde o rio ainda não teve capacidade ou tempo suficientes para, em sua ação remontante, suavizar as formas de relevo associadas aos knick-points. Os maiores valores encontrados ocorrem ao longo do rio Morojó (39), no rio Orobó (36,6 e 26,74) e na porção superior do rio Tracunhaem (90,78 – 61,17 – 39,08). Esses índices receberão maior atenção a seguir na análise individual de cada drenagem ponderada.

Também foi elaborado um mapa (figura 9.1) sobre o qual foram plotados os valores anômalos em cada rio analisado, permitindo uma melhor visualização dos setores de relevo onde estes valores se encontram. Nota-se uma concentração de valores anômalos nos três rios situados na borda do Planalto da Borborema, no geral entre as cotas de 200 e 260, demonstrando assim de forma morfométrica a ocorrência de um *knickpoint* regional.

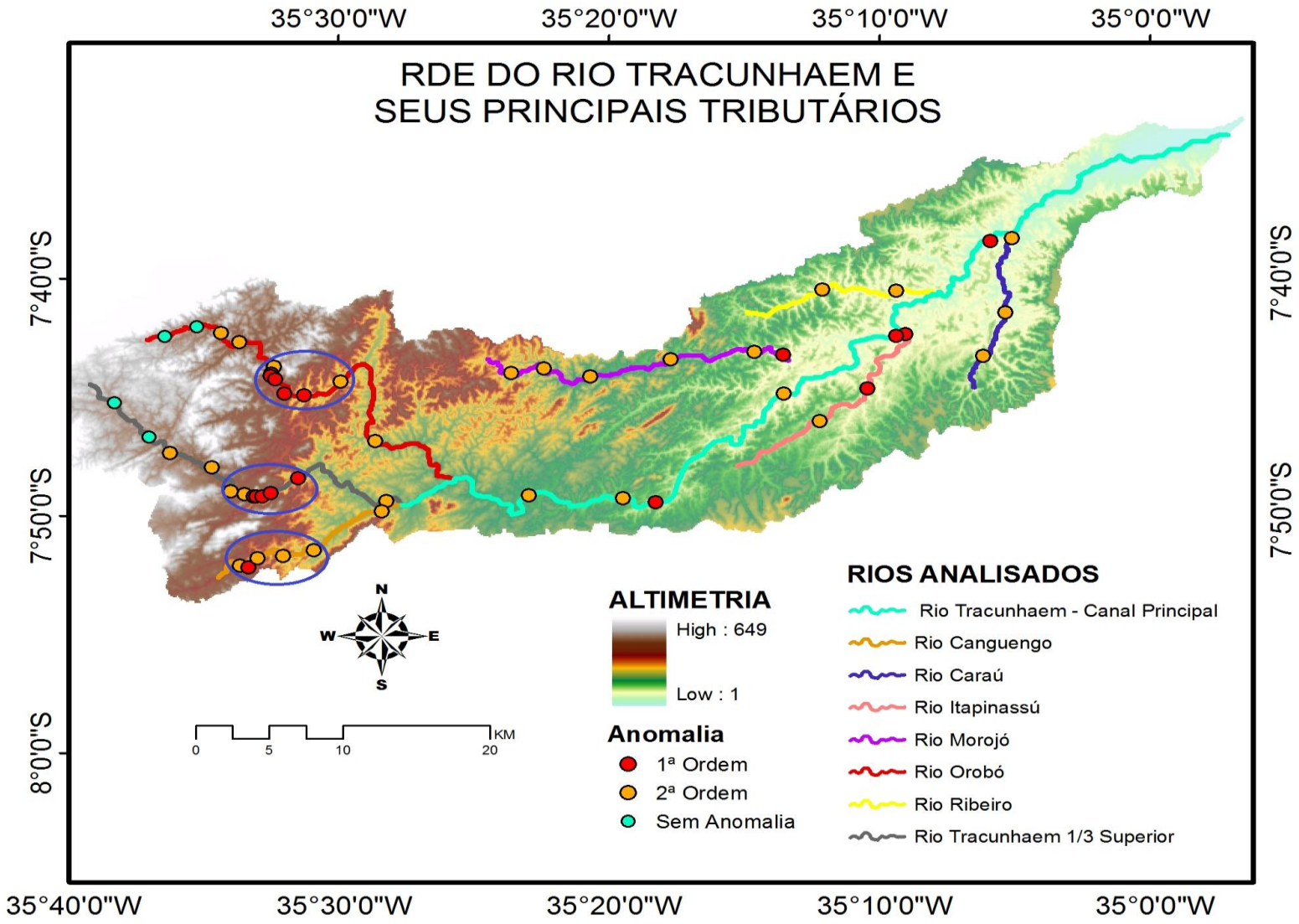
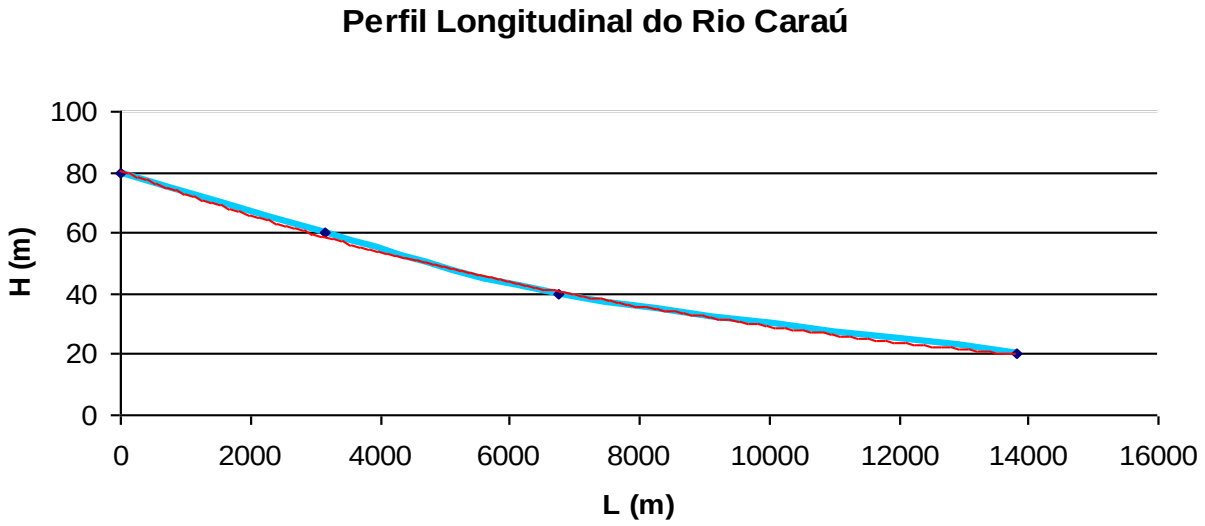
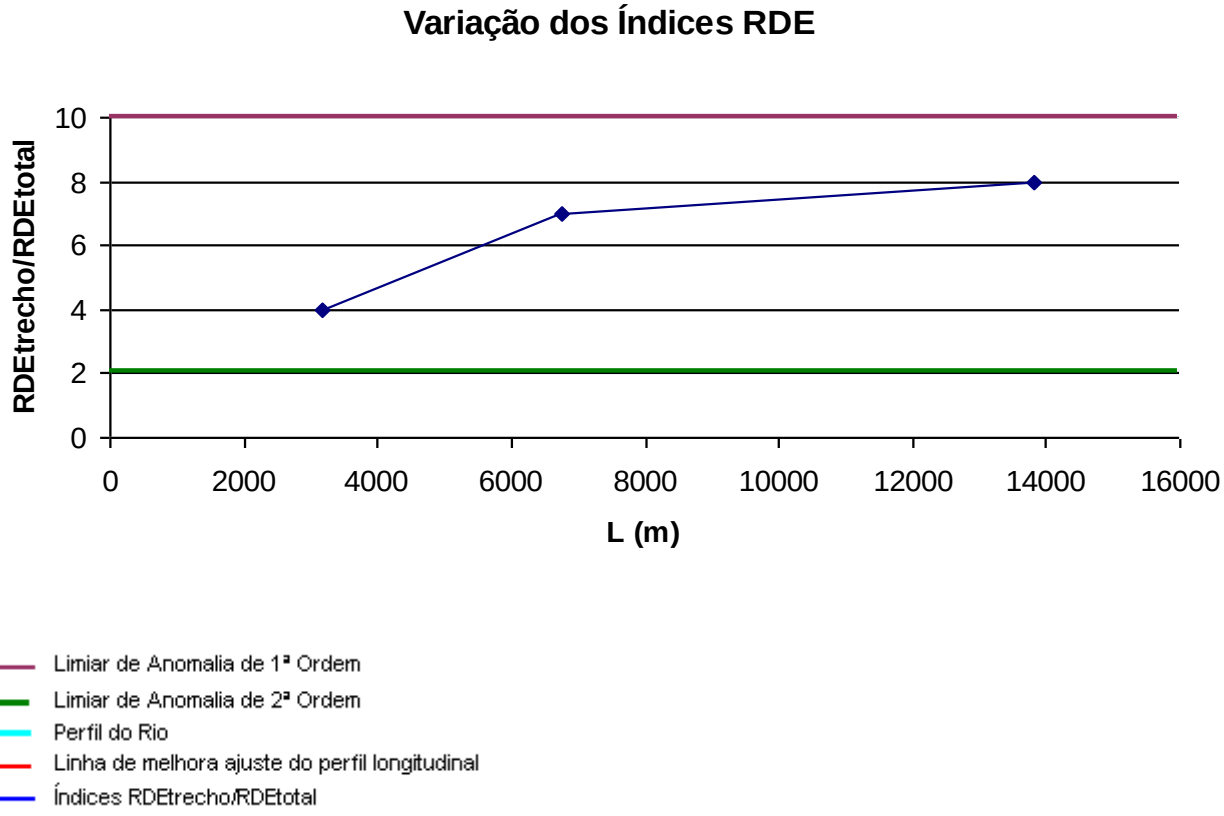


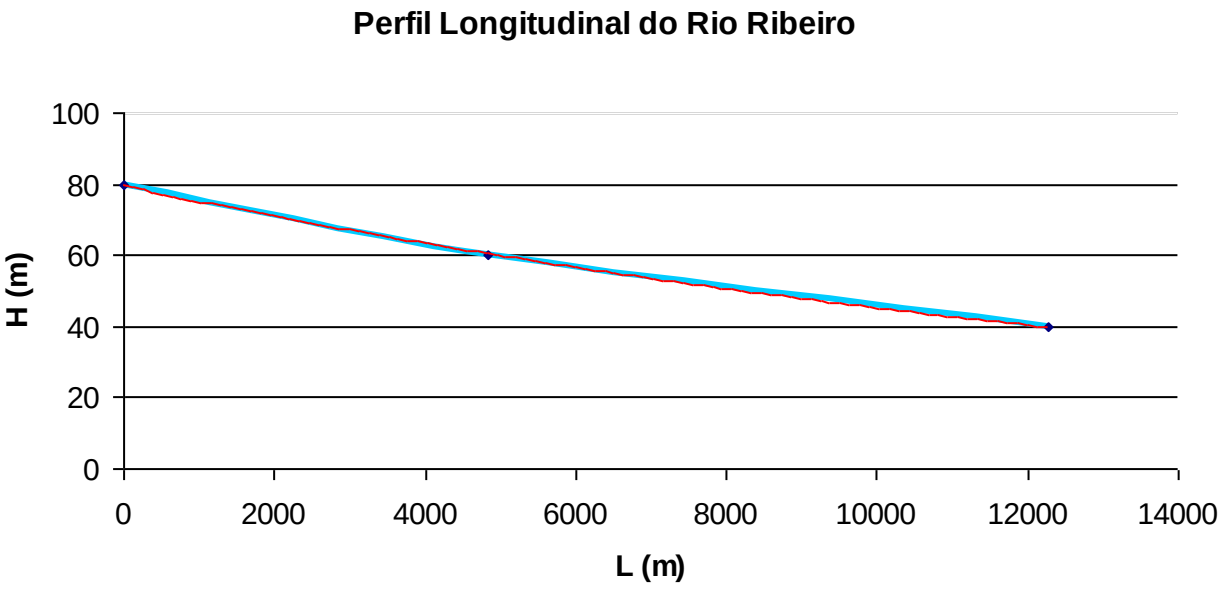
Figura 9.1 Mapa demonstrando as drenagens analisadas pelo método RDE e os pontos anômalos identificados

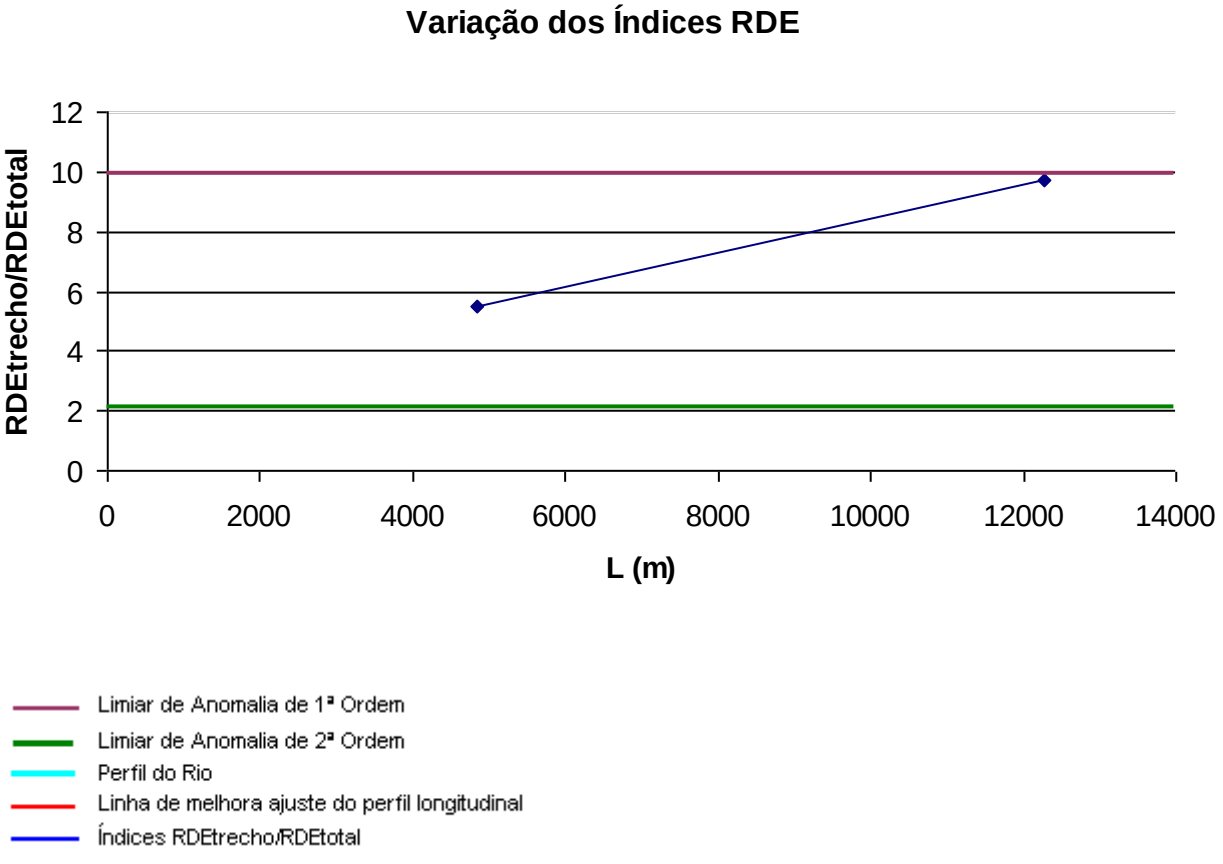




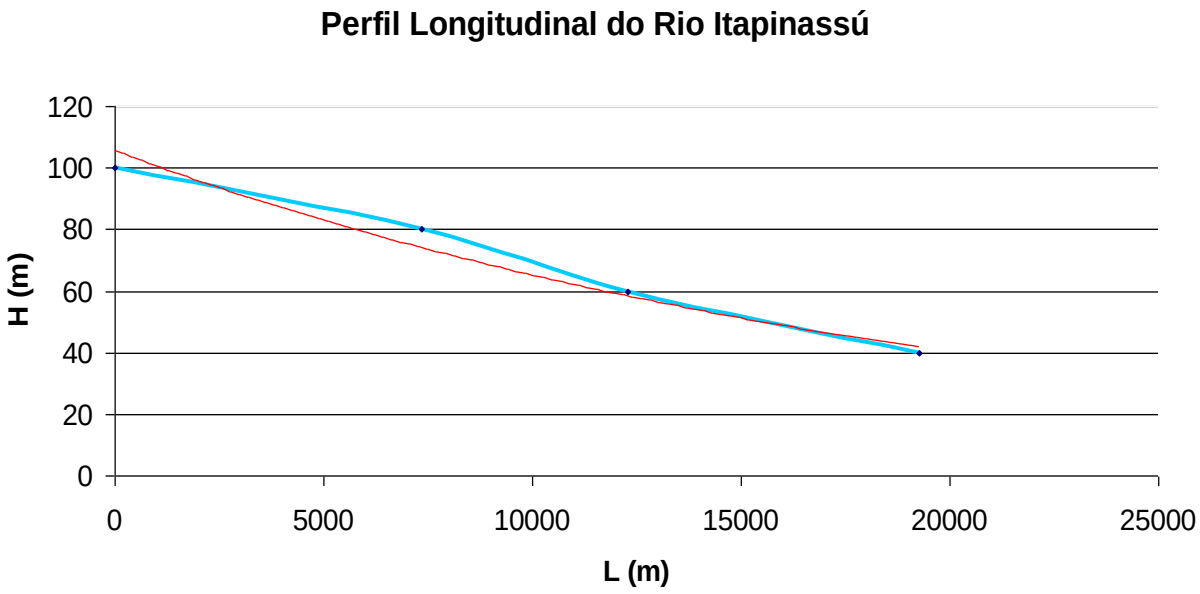
O rio Caraú possui um perfil longitudinal com forma próxima ao perfil de uma drenagem ideal, demonstrando que no percurso do mesmo não há nenhuma grande ruptura de gradiente. Entretanto observando o RDE do rio, verifica-se índices anômalos que variam de 4 a 8. Estes índices de 2ª ordem indicam que em relação ao comprimento do rio a declividade do mesmo ainda não está ajustada. O perfil longitudinal do rio Caraú com curva próxima à ideal pode ser explicado pelo fato do

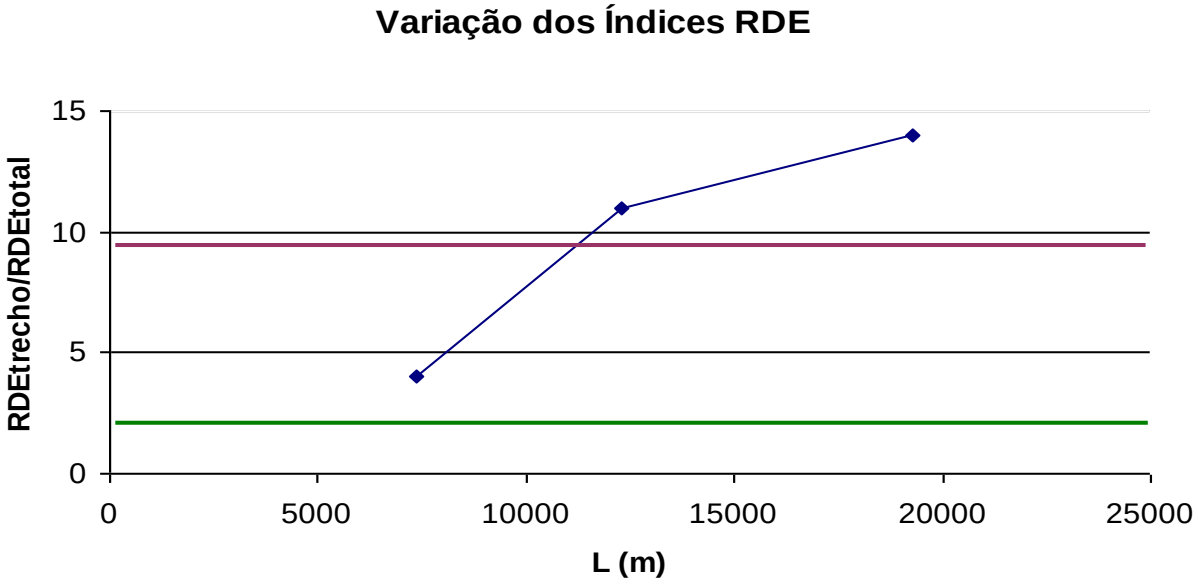
mesmo se encontrar no baixo curso da bacia não sofrendo influência dos componentes geotectônicos encontrados na porção ocidental da mesma.

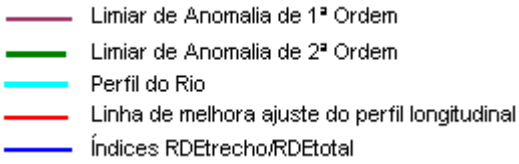




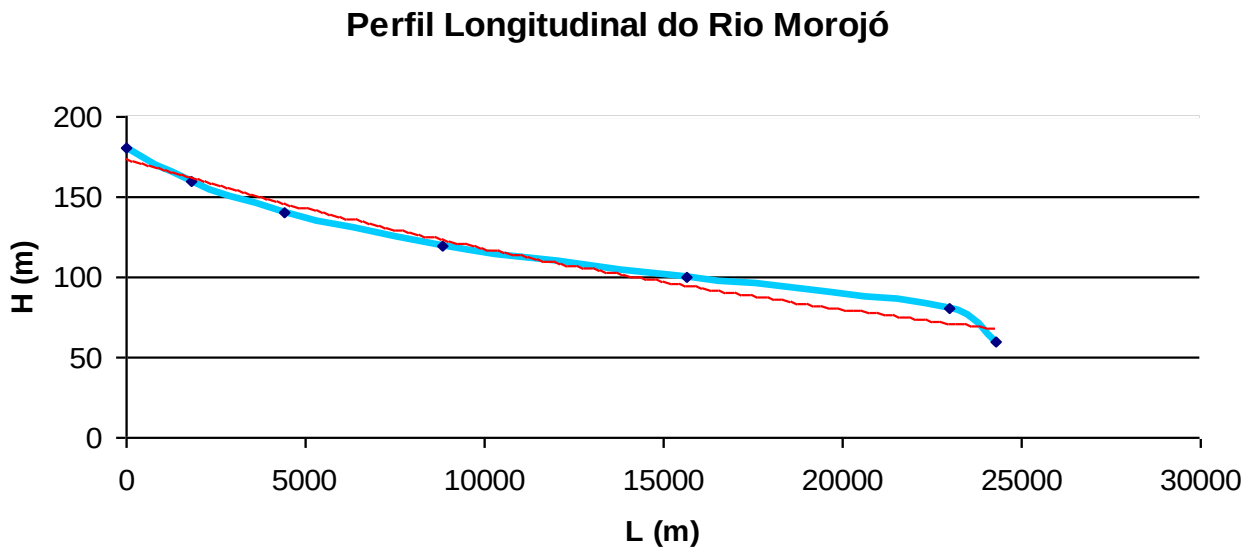
De forma semelhante ao rio Caraú o rio Ribeiro também possui um perfil longitudinal com forma próxima ao perfil ideal da drenagem, mais suavizado. Isto em parte se explica pela geologia constituída por sedimentos friáveis. Os índices de 2ª ordem indicam uma busca pelo ajuste do perfil de equilíbrio do canal ainda não totalmente alcançado. Por se encontrar no baixo curso da bacia as características do rio Ribeiro se assemelham ao rio Caraú.

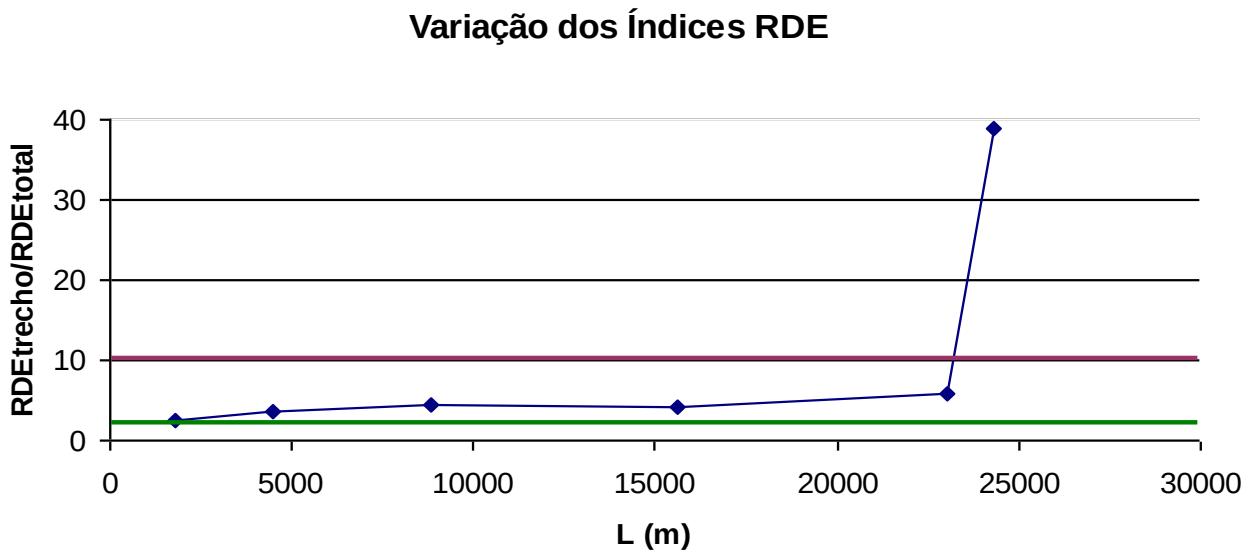


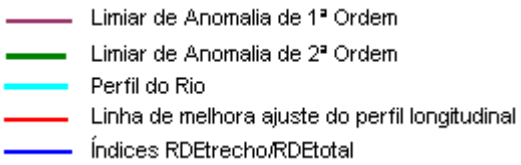




O rio Itapinassú possui um perfil que demonstra uma subordinação da drenagem ao relevo, com a mesma cortando uma geologia metamórfica com ocorrência de alguns depósitos sedimentares que proporcionam alterações no perfil do rio. Apresenta em todas as isoípsas valores anômalos, sendo um de 2ª ordem e dois de 1ª ordem. Esta drenagem tem a característica de estar em posição paralela ao canal principal do rio Tracunhaem em seu trecho final, sofrendo as mesmas influências deste trecho do rio.

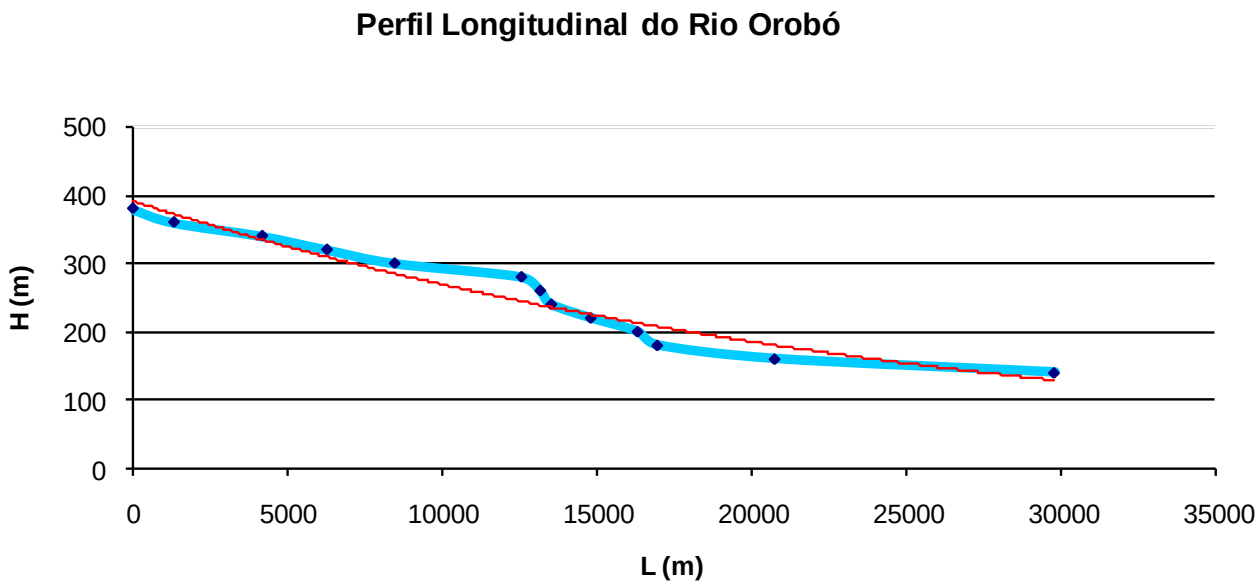


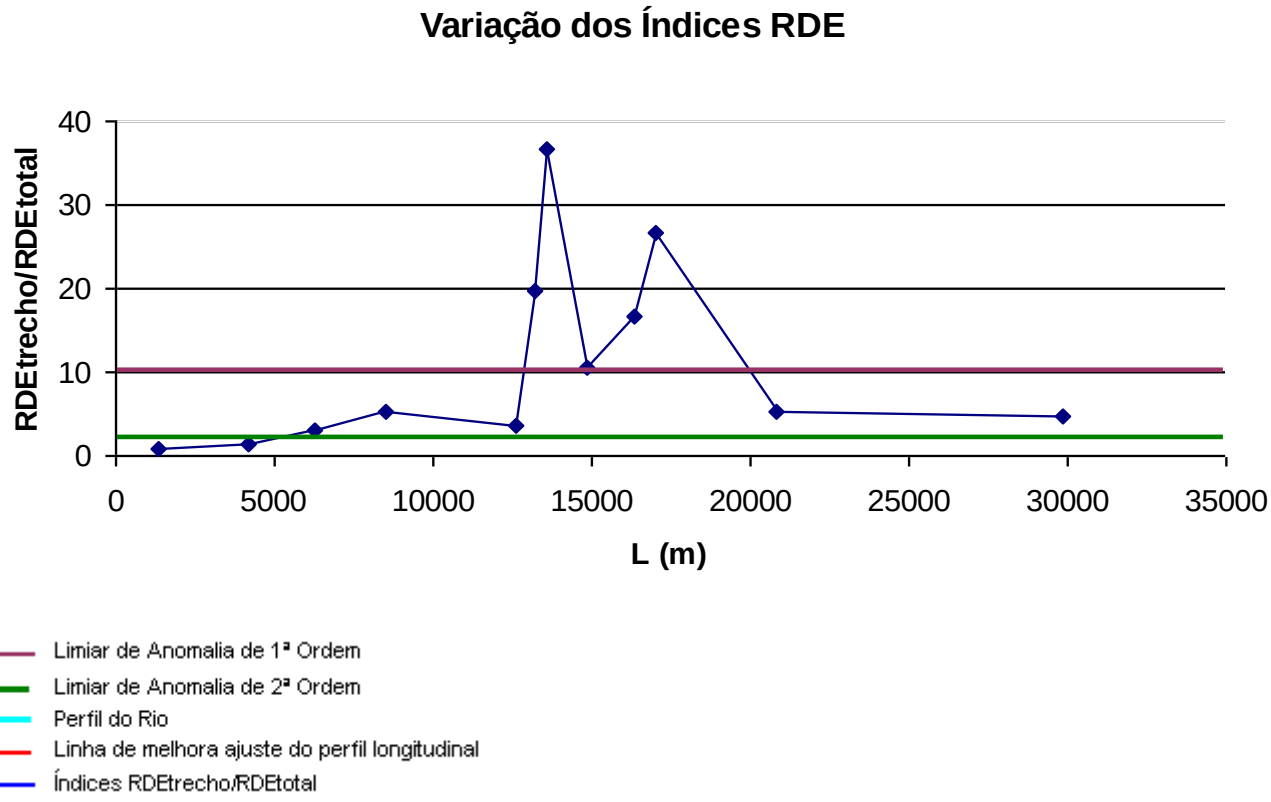




O rio Morojó tem sua cabeceira na encosta oriental do Planalto da Borborema em cotas um pouco abaixo dos 200 metros. Esta drenagem percorre área de afloramento de um metagranitóide ortognáissico e finaliza seu curso em área de exposição do complexo gnáissico-migmatítico. Nesta geologia gnáissico-migmatítica o rio Morojó conflui com o canal principal do rio Tracunhaem. O rio apresenta de forma

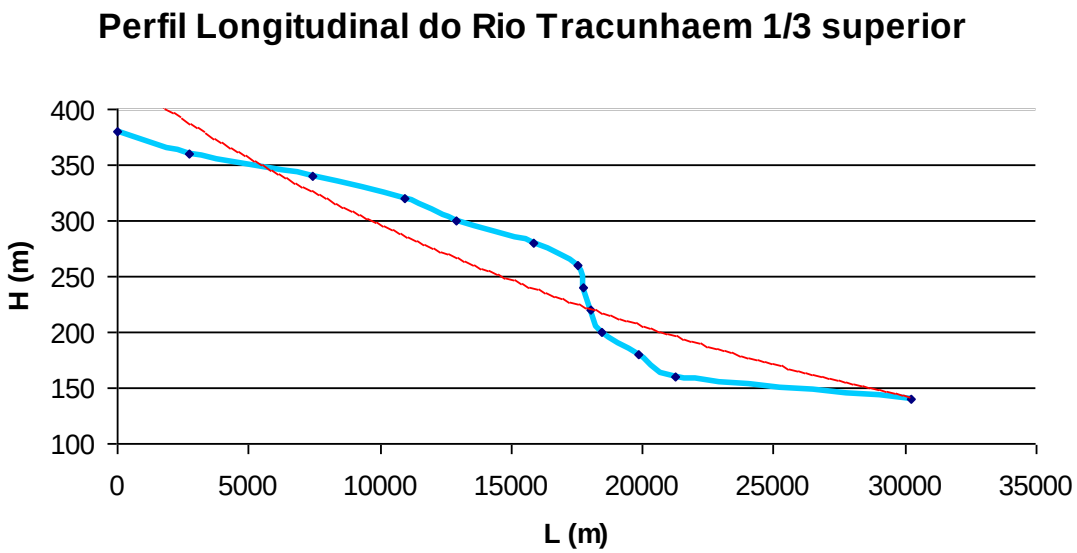
prevalente valores de RDE anômalos de 2ªordem, possivelmente indicando um controle geológico sobre o mesmo. Ocorre ainda um índice anômalo de 1ª ordem que atinge um dos mais altos valores encontrados em toda a bacia. A anomalia que atinge o valor de 39 se encontra no ultimo trecho da drenagem quando ocorre o encontro do rio Morojó com o canal principal do rio tracunhaem. Este encontro se dá ao fim de um relevo ondulado com patamar acima do patamar do rio Tracunhaem, e com o rio Morojó possuindo ao longo de seu curso um perfil sem grandes quebras.

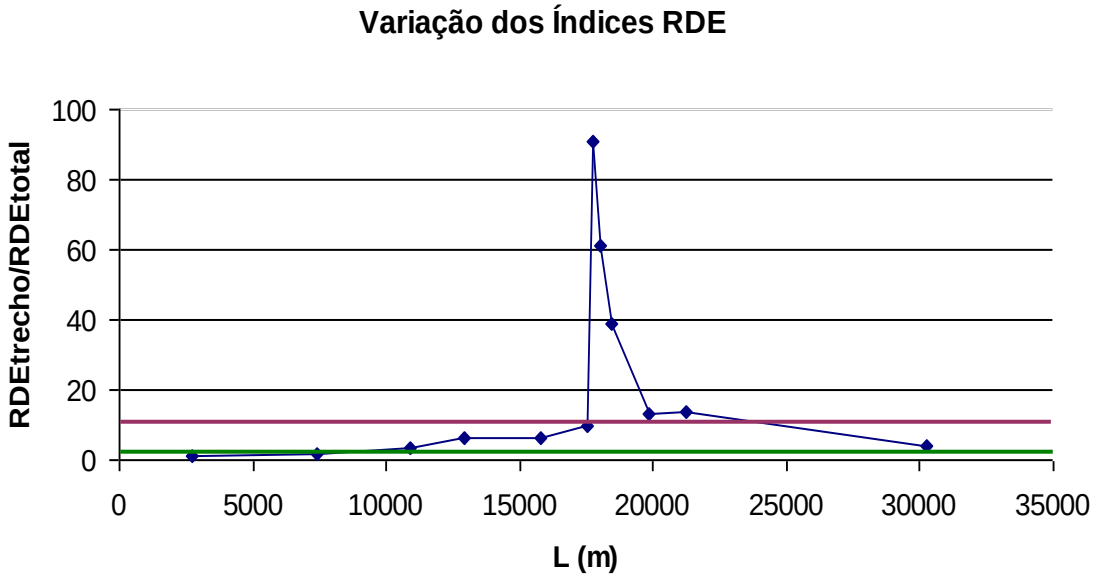


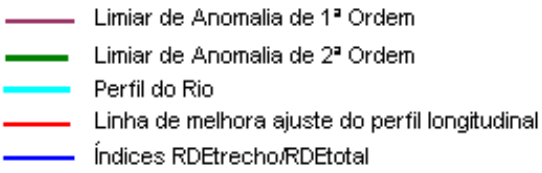


O rio Orobó se encontra na área de cimeira do Planalto da Borborema. Este setor possui como característica as quebras de gradiente decorrentes da flexura da borda continental e o soerguimento do macrodomo da Borborema. Seu maior índice (36,6) aparece no mesmo setor onde ocorre o maior valor encontrado na bacia (isoípsa 240m) e

situado em um rio que corre quase que paralelo ao seu curso, o terço superior do rio Tracunhaem.

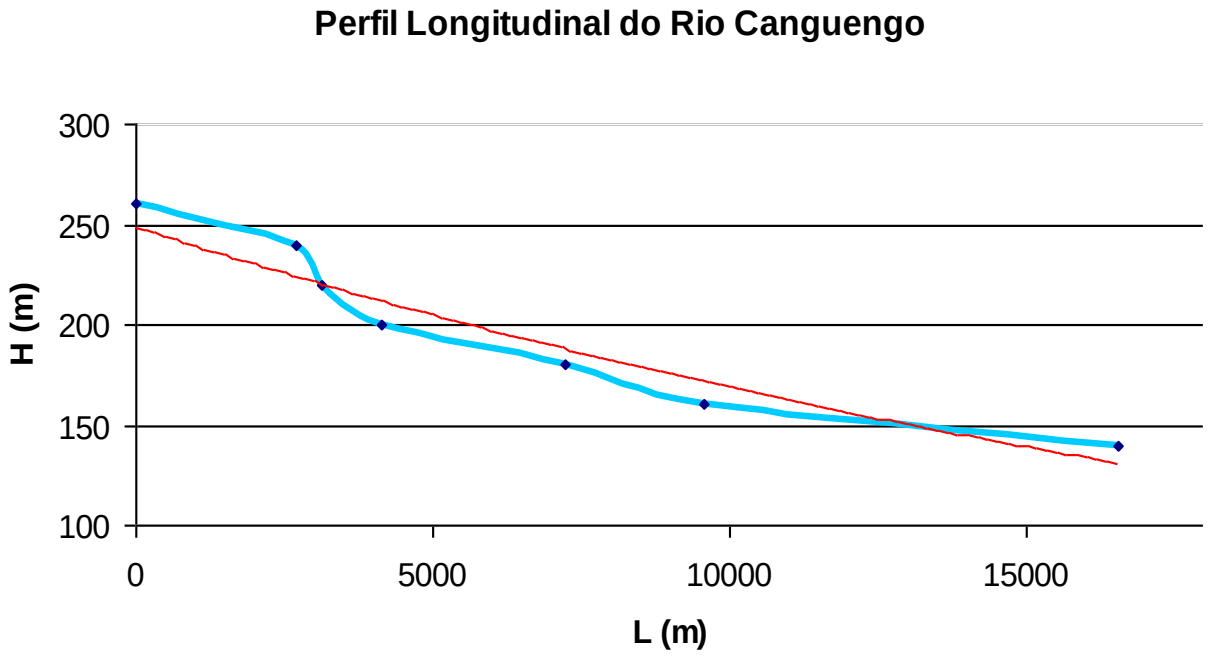


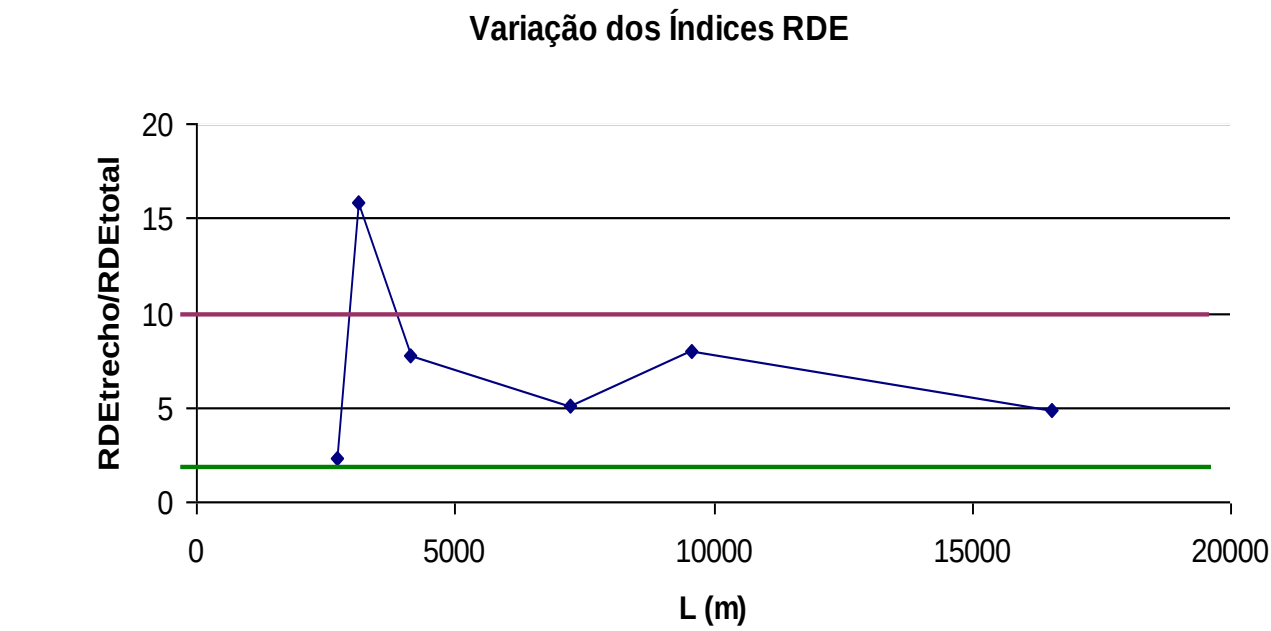


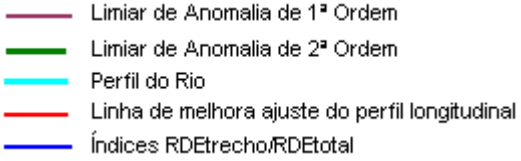


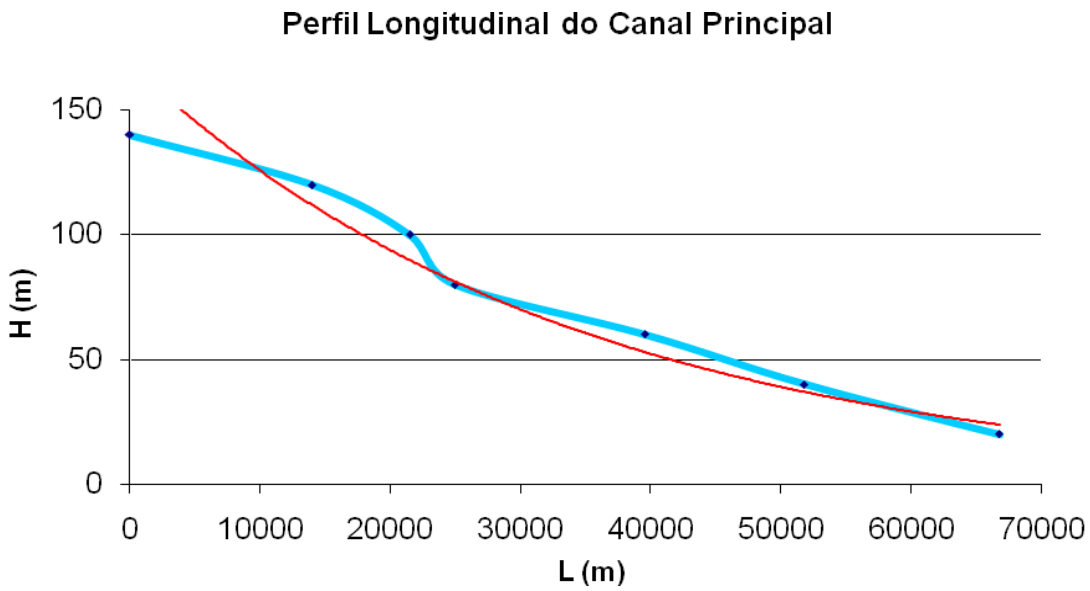
A porção superior do rio Tracunhaem foi separada do restante da drenagem a fim de permitir uma melhor visualização e destaque dos índices encontrados neste setor. Este trecho de drenagem possui os maiores valores de RDE encontrados em toda a bacia. Isto em parte se deve ao fato de que este trecho do rio Tracunhaem se encontra na cimeira do Planalto da Borborema e corre para o patamar imediatamente inferior passando por um escarpamento indicado pelo índice de 90,78. Este valor ocorre na isoípsa de 240m, setor onde se encontra a porção da drenagem onde o rio percorre extensão relativamente curta até atingir a isoípsa inferior de 220m. No trecho seguinte o rio também percorre pequena extensão até cruzar a isoípsa de 200m o que resulta nos valores anômalos de 61,17 e 39,08 respectivamente.

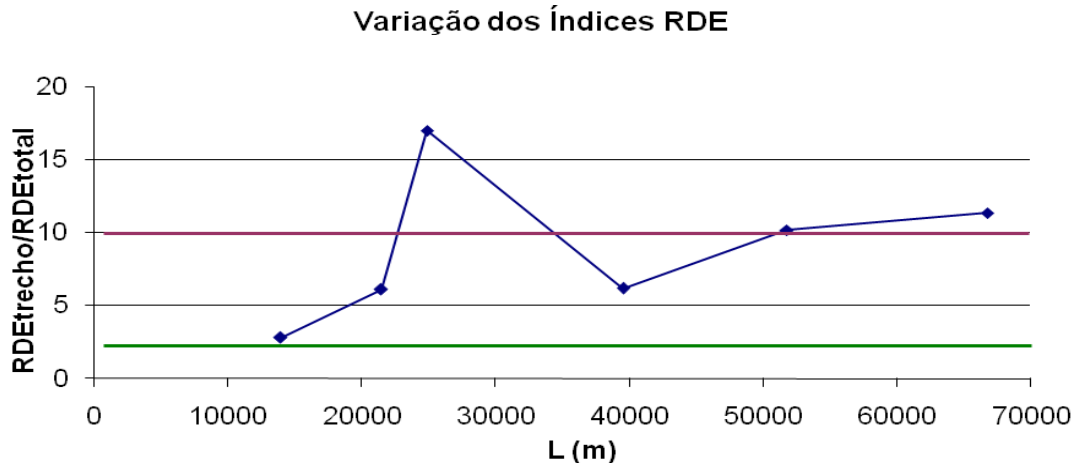
O rio Canguengo por sua vez possui valores inferiores aos dos rios Tracunhaem em sua porção superior e ao Orobó. Entretanto o mesmo também possui valores anômalos de primeira e segunda ordem. Nota-se no perfil longitudinal desta drenagem um setor onde o perfil do mesmo encontra-se próximo à sua curva de melhor ajuste. Isto se dá junto à cabeceira do rio situada nas áreas mais elevadas da bacia. À medida que a drenagem se afasta de sua cabeceira tende a se entrincheirar e escavar o material cristalino em que está estruturada.

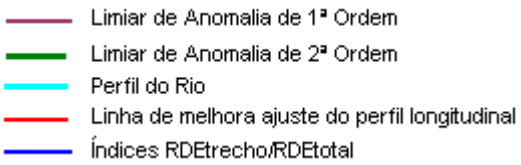

Perfil Longitudinal do Rio Canguengo
300
250
200
150
100
H (m)
0
5000
10000
15000
L (m)


Variação dos Índices RDE
20
15
10
5
0
RDEtrecho/RDEtotal
0
5000
10000
15000
20000
L (m)


Limiar de Anomalia de 1ª Ordem
Limiar de Anomalia de 2ª Ordem
Perfil do Rio
Linha de melhora ajuste do perfil longitudinal
Índices RDEtrecho/RDEtotal


Perfil Longitudinal do Canal Principal
150
100
50
0
H (m)
0
10000
20000
30000
40000
50000
60000
70000
L (m)


Variação dos Índices RDE
20
15
10
5
0
RDEtrecho/RDEtotal
0
10000
20000
30000
40000
50000
60000
70000
L (m)


Limiar de Anomalia de 1ª Ordem
Limiar de Anomalia de 2ª Ordem
Perfil do Rio
Linha de melhora ajuste do perfil longitudinal
Índices RDEtrecho/RDEtotal

O canal principal do rio Tracunhaem possui valores anômalos em todas as isoípsas verificadas. O valor de 17 encontrado no rio, apresentando-se como o maior valor verificado para esta drenagem, é correspondente a uma área de ocorrência de falhas, exemplificando como estas estruturas alteram o perfil da drenagem. O ultimo valor anômalo encontrado (11,36) também corresponde a uma área localizada sobre uma falha. A ocorrência de falhas ao longo do canal foi em primeira mão identificada a partir da análise dos fotolineamentos e depois confirmada em visita de campo.

Nota-se também ao longo dos gráficos de perfis longitudinais analisados a ocorrência em alguns deles de setores onde a curva de melhor ajuste corta acima ou abaixo do perfil do rio. Nos trechos nos quais a linha de melhor ajuste passa acima do perfil do rio tem-se a interpretação do acúmulo de sedimentos, ou seja, neste ponto da drenagem não existe a ocorrência de *knickpoints* e o rio tende a depositar os materiais erodidos por ele próprio. Nos setores do perfil longitudinal onde a linha de melhor ajuste passa abaixo da linha do perfil entende-se como áreas a jusante de um knickpoint onde o rio tende a erodir e entrincheirar o relevo encontrado.

10 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho buscou realizar uma hierarquização da compartimentação geomorfológica da Bacia do Rio Tracunhaem a partir dos fatores controladores da morfogênese, sobretudo na escala estrutural. Trata-se de uma área de exposição de um complexo gnáissico-migmatitico paleoproterozoico, havendo uma grande diferença de litologias sendo expostas ao intemperismo, o que resulta em uma hierarquização geral das formas partir da ação da erosão diferencial. Esta diferenciação torna-se mais clara quando da ocorrência de cristas provavelmente miloníticas ou quartzíticas com direções preferenciais muito bem marcadas NE-SW.

Além do controle litológico existente desde a exposição deste embasamento, ocorrem ainda outros controles morfogenéticos discutidos ao longo do trabalho. Um deles foi a própria abertura do Oceano Atlântico, e o afastamento dos blocos continentais por acréscimo de crosta oceânica, gerando uma flexura da borda continental no Nordeste oriental brasileiro. A ação desta inflexão sobre a topografia é sentida até os contrafortes do Planalto da Borborema, cujas encostas orientais possuem caimento para leste. Entretanto, o cenário acima descrito ainda não é suficiente para gerar uma hierarquização da paisagem.

Um fator preponderante capaz de definir uma hierarquização geomorfológica da paisagem é a sua subdivisão em blocos estruturais menores, como verificado por meio da aplicação de métodos morfométricos como o RDE e a interpretação de fotolineamentos de relevo. Estes blocos possuem padrões de sedimentação/erosão bem individualizados. Cada bloco possui uma estruturação própria, havendo blocos com sedimentação neógena, outros possuindo relevos residuais dissecados e outros com ausência de cobertura sedimentar apresentando rochas antigas com material superficial intemperizado.

O grande problema é a confirmação ou não da idade cenozóica da deposição que recobre alguns blocos atribuindo-lhes sua principal característica morfológica. Este elemento se reveste ainda de maior importância se as idades das coberturas forem correlatas aos achados do Gráben do Cariatá, algumas dezenas de quilômetros a norte,

que revelaram que alguns recobrimentos são muito mais recentes do que se poderia estimar pela idade estimada das superfícies cenozóicas da região.

Dentro dessa linha de suposição, podemos propor que o tabuleiro de Carpina pode ser herdado do Cenozóico Superior, e ser associado à deposição da Formação Barreiras. Esse tabuleiro composto por um material sedimentar conservado na cimeira, pode ser relevante, na elucidação das relações morfoestratigráficas da região. Este material conservado, atualmente em posição de cimeira topográfica, só pôde ser conservado inicialmente em condições de nível de base rebaixado. Ou seja, este material necessariamente passou por condições de topografia baixa até tempos recentes.

Em condições normais, quanto mais próximo da escarpa da Borborema, menos material sedimentar se encontra ou mais delgada se torna a cobertura. Mas no caso em tela se observa uma conservação/erosão em blocos. Mais a leste encontra-se o Inselberg Morro do Trapuá, residual soerguido cristalino com cobertura eluvial no sopé de sua encosta. A oeste se encontra um provável bloco de conservação de material neogeno na cimeira, o bloco sobre o qual se assenta o núcleo urbano de Carpina. No entanto, a oeste de Carpina, ocorre um divisor quase inaparente entre a bacia do Tracunhaem e a bacia do Capibaribe, demonstrando a existência de uma antiga superfície de eversão de exumação.

A complexidade se dá, pois o bloco mais a Oeste está mais rebaixado do que o bloco mais a Leste, enquanto que o Morro do Trapuá, bloco mais a Leste de todos e anterior à porção litorânea, é o mais alçado de todos. Este cenário reflete uma estrutura completamente irregular de superfície, pois como indica Peulvast & Claudino Sales (2002) as superfícies de aplainamento são "... superfícies rochosas horizontalizadas formadas pela ação erosiva, apresentando declives apenas suficientes para a ocorrência do escoamento superficial livre das águas e dos fluxos fluviais...".

Esse contexto reflete muito mais uma superfície elaborada em blocos a partir de um arranjo tectônico complexo, do que um sistema erosivo tradicional de remoção de coberturas neogênicas inconsolidadas e exibição das superfícies inumadas que posteriormente puderam ter sofrido soerguimento nos seus níveis de cimeira.

A descrição acima nos indica que o bloco de Carpina teria permanecido rebaixado por mais tempo, para que pudesse ter conservado a cobertura sedimentar neogênica. De fato, como este bloco encontra-se em uma posição intermediária entre os blocos mais a leste e a oeste, as evidências são de que houve um alçamento posterior à sua conservação. Este alçamento responderia pela situação de um baixo planalto sedimentar que é a atual posição do bloco de Carpina, com ação da erosão remontante sub-atual formando alvéolos de cabeceiras com entalhamento da drenagem nos sedimentos friáveis atingindo até mesmo o embasamento abaixo deste material.

Esta é a principal hipótese apresentada por este trabalho. Algo como uma antiga superfície totalmente ou parcialmente recoberta de sedimentos neogênicos que foi fraturada e alçada diferencialmente em diversos momentos.

As evidências que suportam essa hipótese foram melhor observadas com base na elaboração de perfis em transecto através dos blocos supramencionados, que permitiram verificar os pontos de ruptura entre os blocos. A partir da observação do tipo de modelado que ocorre nestes blocos foram definidas famílias de formas observando-se o tipo de cobertura superficial remanescente.

O trabalho evidenciou também flutuações ao longo do neógeno, que interferiram com a deposição de cascalheiras e lamitos sob a forma de corridas de lama ao longo dos eixos de drenagem muitas vezes criando ombreiras de sedimentação recente sobre níveis que haviam sido, provavelmente, exumados em momentos de erosão ativa que já não detinham mais nenhuma cobertura sedimentar mais antiga do que o quaternário ou mesmo o quaternário tardio.

Desta forma algumas duvidas permanecerão. Como se deu a hierarquização dessas superfícies em blocos de atitudes tectônicas desiguais? No entanto, o perfil traçado desde a costa e eliminando-se de vez a evidencia de cobertura neogênica imediatamente a Leste de Carpina já torna mais viável estabelecer uma hierarquização em blocos que permaneceram baixos durante uma boa parte do Cenozóico, mas que foram reativados, fraturados, soerguidos e que perderam cobertura sedimentar durante provavelmente o neógeno atingindo mesmo o quaternário e quiçá o quaternário superior como no caso do Gráben do Cariatá.

A diferença neste caso é que o controle parece se dar muito mais em direção E-W do que N-S e com um controle espacial mais pormenorizado. Quer dizer, os blocos são menores e possuem atitudes e comportamentos em relação ao seu soerguimento ou rebaixamento com uma dimensão espacial curta, talvez indicando a reativação de zonas herdadas de fraturas antigas agora submetidas a uma deformação extensional condicionada aos movimentos inicialmente de abertura do oceano atlântico e posteriormente a estruturação desta borda a partir de flutuações da própria flexura.

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA, J. A. Evolução da Bacia Paraiba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado. 291p. Programa de Pós Graduação em Geociências. UFPE. 2004

BARBOSA, J. A. & LIMA FILHO, M. F. Os domínios da Bacia Paraíba. *In*: 3° Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás. Salvador – BA. Anais. 7p. 2005

BATES, R. L.; JACKSON, J. A. Glossary of Geology. Virginia: Geological Institute, Alexandria, 788p, 1987.

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 (Amstrerdam), v. 97, p. 555-582, 2008.

BIGARELLA, J.J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. Universitária da UFSC. P. 877-1436. 2003.

BIGARELLA, J. J. & AB' SABER, A. N. Paläogeograohische und Paläoklimatische Aspekte dês Känozoikums in Südbrasilien. Zeit. für Geomorph. Berlin, 8 (3):286-312. 1964.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Universidade do Recife, arquivos Inst. Ciênc. Terra, 2:2-14. 1964.

BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. Ocorrência de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleoclimática. Bol Paran. Geogr. Curitiba. 1961

BIGARELLA, J. J. & SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Instituto de Geologia, Bol. UFPR, Curitiba. 1962

BREMER, H. – Ayers rock ein beispiel fur klimagenestische morphologie. Zeits Geomorph. 9. P. 249-284. 1977

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G. ; SANTANNA, L. G. . O sistema tafrogênico terciário no saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo-SP, v. 34, n. n.1, p. 127-134, 2004.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. – Tectonic hitory of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani U. G.; Milani E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds). Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, p 151-182. 2000

BRITO NEVES, B. B.; SCHMUS, W. R. V.; FETTER, A. - Noroeste África-Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e Problemas de Correlação. Revista do Instituto de Geociências Usp, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 59-78, 2001.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. CAMPOS NETO, M. C. KOZUCH, M. – O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Ver. Bras. Geoc. V. 24, n. 4, p. 279-296. 1995

BRYAN, K. The formation of pediments. Report XVI, Congress. Geog. 1935.

BÜDEL,J. Climate Geomorphology . Princenton Universersity Press. 1982.

CARSON, M.A.; KIRKBY, M.J. Hillslope form and processes. London: ed. Princenton University Press. p. 475. 1972.

CASTRO JUNIOR, A. C. M. The Northeastern Brazil, and Gabon Basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. Tectonics. V. 6 n. 6 p. 727-738. 1987.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. Notícia Geomorfológica, n. 18, p. 35-64, 1969.

_____. Análise morfométrica de bacias hidrográficas no Planalto de Poços de Caldas. 1970. 375 f. Tese (Livre Docência) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1970.

_____. Geomorfologia. São Paulo: Editora Edgar Blücher. 149 pg. 1974.

_____. Morfologia de bacias de drenagem. Notícia Geomorfológica, n. 18, p. 130-132, 1978.

_____. Geomorfologia. São Paulo: Editora Edgar Blücher. 2° edição. 188 pg. 1980

_____. Geomorfologia fluvial. Volume I. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

COLANGELO, A. C. Sobre os Modelos de Magnitude-Freqüência e de Estabilidade de Vertentes. Revista do Departamento de Geografia (USP), v. 16, p. 11-23, 2005.

CONDEPE. Mapa das Bacias Hidrograficas do Estado de Pernambuco, 1996.

CORRÊA, A.C.B. - Dinâmica Geomorfológica dos Sistemas Ambientais dos Compartimentos Elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista Julio Mesquita, UNESP, Brasil, 2001.

_____. Geossistema como um modelo para a compreensão das mudanças ambientais pretéritas: Uma proposta de Geografia Física como ciência histórica. In:Regionalização e Análise Regional: Pepectivas e Abordagens Contemporâneas /Organizadores: Sá, A.J. & Corrêa, A.C.B. Recife. Editora Universitária da UFPE, 2006.

COTTON, A. Geomorphology. London: Witcombe e Tombs Limited, 187p. 1968.

CRICKMAY, C. H. A Preliminary inquiring into the formulation and applicability of the geological principle of uniformity. Calgary: Evalyn Mille Books. 55p. 1959.

DAVIS, W.M; The geographical cycle. Geographical Journal. V.14, p. 481-504, 1899.

_____. Base-Level, grade and peneplain in Geographical essays. 1902.

_____. Rock floors in arid humid climates. Journal of Geology. p. 1-27, 1930.

DEMANGEOT, J. – Ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro. Notícia Geomorfológica, Campinas, 4(7-8):11-23. 1961.

DE MARTONNE, E. Problemas geomorfológicos do Brasil Tropical Atlântico. Rev. Bras. de Geogr., 5(4):532-550. 1943/1944

DERRUAU, M. Geomorfologia. Barcelona: Ed. Ariel. p. 442, 1966.

DUARTE, C. C. Análise Morfoestratigráfica do Gráben do Cariatá. Monografia de conclusâo de curso. NAPA, UFPE, Recife, 2007.

ERHART, H. La gènese des sols en tant que phenomena géologique. Paris: Masson et Cie, 90p. 1956.

ETCHEBEHERE, M. L. C. Utilização de parâmetros morfométricos de drenagem para delinear deformações crustais - Aplicação no vale do Rio do Peixe, SP. 1999. f. 44-111. Exame de Qualificação (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1999

_____. Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas. 2v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Relação Declividade / Extensão de Curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais na bacia hidrográfica do Rio do Peixe, SP. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6. São Pedro. Boletim de Resumos... Rio Claro: SBG-SP/RJ-ES/UNESP, p. 93. 1999.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. Geociências, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J.. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações Neotectônicas. Revista do Instituto de Geociências - USP, v. 4, N. 2, p. 43-56, outubro de 2004.

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; SANTONI, G.; 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. Geociências. São Paulo, 25:271–287. 2006.

FORTES, F. P. A tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v. 3, p. 1145-1159. 1986.

GERAMISOV, I. P.; MESCHEIROV, J. A. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.). The Encyclopedia of Geomorphology – Encyclopedia of Earth Sciences. Pennsylvania - Dowden: Hutchinson e Koss Inc., 731-732. 1968.

GILBERT, G. K. – The geology of the Henry Mountains. U. S. Dpart. of the Interior, Washington, EUA. 1880.

_____ . Geology of the Henry Mountains (Utah). Washington, DC. US Geog and Geol. Survey of the Rocky Mts. Region, US Govt. Printing Office, 160p. 1877.

GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaína, Estados de SP e RJ. 1999. 259f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

HACK, J.. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, U. S. Geol.Surv.Prof. Pap*, 294-B, p. 45-97, 1957.

_____. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. Amer. Journ. Sci, New Haven, Conn. v. 258-A, p. 80-97, 1960.

_____. Dinamic Equilibrium and Landscape Evolution. In Melhorn. Ed. Theories of landform Development. Boston: Allen and Unwin. p. 87-102, 1965.

_____. Interpretação da Topografia erodida em regiões temperadas úmidas. Notícia Geomorfológica. 12 (24): 3-37, Campinas, 1972

_____. *Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the United States Geological Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HORTON, R. E. *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin.*, v. 56, p. 275-370, 1945

JARDIM DE SÁ, E. F. – A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana Pan-Africana. Tese de Doutorado, Universidade de Brasilia. 803 p. 1994.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. Revista Brasiliera de Geografia. p. 147-265. 1956.

_____. Morfology of the earth. UK: Edinburgh. 1962.

KÖPPEN, W. Dasa Geographi SC system der climate. In: Köppen, W., Geiger, R. Handbuch der klimatologia. Gerdrulier Borntraeger. V 1. Par. C. Berlin, 1936.

LEOPOLD, L. B. & MADDOCK, T. Jr. – The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. US Geol. Survey. Prof. Paper 252, 57p. 1953

LIMA, C. S. Aplicação de Parâmetros Morfométricos de Drenagem na Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço (MG). Monografia, UFPE, Recife, 2009

LIMA, M. G. – A história do intemperismo na Provincia Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese de Doutorado. PPGG/UFRN, Natal, 2008.

LIMA FILHO, M. L., BARBOSA, J. A., NEUMAN, V. H., SOUZA, E. M. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. *In*: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Curitiba – PR. Anais. P. 45-47. 2005

LIU, C. C. Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro. 1984. 175f. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

MACKIN. J.H. Concepto of graded river. Geol. Soc. Am. Bull. p. 463-512. 1948.

McGEE, J.W. Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Amer. p. 87-112. 1897.

McKEOWN, F. A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B. L.; McGRATH, M. B.. *Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. U. S. Geological Survey Bulletin*, n. 1807, p. 1-39, 1988.

McKnight, T. L. & Hess, D. – Physical Geography: A landscape appreciation. 8th Edition. Pearson ed. 2004.

MARTINEZ, M. Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal. Dissertação (mestrado). Maringá, 2005.

MATTOS, J. D.; BALIEIRO, M. G.; SOARES, P. C.; BARCELOS, P. E; MENESES, P. R.; CSORDAS, S. M. Análise morfoestrutural com o uso de imagens MSS/Landsat e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. São José dos Campos: Relatório do INPE-1445-RTR/015, 170p, 1982.

MILLOT, G. – Les grands aplanaissements des soles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et desertiques. Mem. ORSTOM, Soc. Geolog. France, 10. P. 295-305, 1980.

_____. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In: INTERNATIONAL SEMINAR ON LATERITISATION PROCESSES, São Paulo. p.53-63. 1983.

MISSURA, R. Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos-MG. Dissertação de Mestrado. Rio Claro, UNESP, 2005.

MONTEIRO, C. A. F. A análise rítmica em climatologia: problemas de atualidade climástica em São Paulo. Climatologia n° 01, p. 01-21, 1971

MONTEIRO, K. A. Superfícies Geomorfológicas e morfodinâmica da área de Nazaré da Mata – PE. Monografia. Departamento de Ciências Geográficas. CFCH. UFPE, Recife – PE. 2008.

MONTEIRO, K. A., CORRÊA, A. C. B., MUTZEMBERG, D. Contribuição à reconstrução da dinâmica geomorfológica a partir da sedimentação quaternária tardia no semi-árido do setor oriental do Nordeste do Brasil. Anais do XI Congresso da Abequa, 2007

MONTEIRO, K. A.; LIMA, C. S.; CORRÊA, A. C. B. Contribuições ao entendimento da gênese e evolução do Modelado na Bacia do Rio Tracunhaém, Pernambuco. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte - MG. Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia. Belo Horizonte: Editora da UFMG, 2008.

NICKELSEN, R. P. Early jointing and cumulative fracture patterns. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1., 1974, Salt Lake City. Proceedings… Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.5. p.193-199, 1974.

PAIGE, S. Rock-cut surfaces in the desert ranges. Journal of geology. p. 442 – 450. 1912.

PENCK, W. Morphological analysis of landforms. London: Ed. MacMillan and Co. p. 283. 1953.

PEULVAST, J.P. SALES, V. C. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. Mercator - Revista de Geografia da UFC, n.01, p. 116-150, 2002.

PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czecholosvakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1., 1974, Salt Lake City. Proceedings… Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.30, p.279-289, 1974.

PONTE, F. C.; CESERO, P. – Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. Bol. Geoc. Petrobras. Rio de Janeiro – RJ. V. 11, n. ½, p. 1-18. 1997

RAMSAY, J. G & HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology: folds of fractures. London, Academic Press, v.2, 700p. 1987.

RAND, H. M. – Estudos geofísicos na faixa litorânea ao sul de Recife. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 112p. 1976.

_____ - Ligação "*Landbridge"* (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. In: Fanerozóico Nordestino. Recife, UFPE/DGEO, Text. Did. Série D, v. 1, p. 44. 1985.

RAND, H. M. & MABESSONE, J. M. – Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. Paleogeogaphyr, Palçeoclimatology, Paleoecology, 38: 163-183. 1982.

RICH, J. L. Recognition and significance of multiple erosion surfaces. Bull. Geol. Soc. America, 49(11): 1695-1722. 1938.

RUELLAN, F. Les caracteres des aplanissementes du relief brasiliens. In: Congresso Int. Geogr. Rio de Janeiro. Premier Rapport e La Comission pour l'Étude et La correlation dês Niveaux d'Erosion et dês Suerfaces d'Aplanissement, autour de l'Atlantique. Union Géographique Internacionale, New York, 5:73-79. 1956.

SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese. 1991. 300f. Tese (Professor Titular) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SALGADO, A. A. R. – Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. Geografias Artigos Científicos. Belo Horizonte 03(1) 64-78. 2007.

SALGADO, A. A. R. ; VALADÃO, Roberto Célio . Contribuição da Desnudação geoquímica para a Erosão diferencial no Espinhaço Meridional/MG (Depressão de Gouveia). Revista Brasileira de Geomorfologia, Goiânia, v. 4, n. 2, p. 31-45, 2003.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. – Constrains from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. Rev. Bras. Geoc. V. 29, n. 1, p. 73-84. 1999.

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

SHREVE, R. L., *Statistical law of stream numbers*: *Journal of Geology*, v. 74, p. 17-37. 1966.

SOARES, P. C. & FIORI, P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia Geológica, v. 16(32), p.40-71, 1976.

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

SUGUIO, K. Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1998.

TAVARES JUNIOR, J. O. – Mapeamento do embasamento da sub-bacia Olinda – PE e sub-bacia Alhandra – PB usando modelagem gravimétrica e magnetométrica 2-D e 3-d. Tese de Doutorado, Recife. UFPE. 2008.

TAYLOR, G. R. Image analysis techniques for the interpretation of airphoto lineaments, petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. Geocarto Int., v.3, p.53-60, 1988.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana. Rotterdam, A. A. Bakelma. 350 p. 1994.

VALADÃO, C. R. – Evolução de longo termo do relevo do cráton São Francisco (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, 1998.

VENEZIANI, P. Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional

(MG): uma correlação com processos evolutivos. 1987. 186f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

VITTE, A. C. . A etchplanação nas regiões tropicais quentes e úmidas. Terra Livre, São paulo, v. 16, p. 11-25, 2001.

_____. Os fundamentos epistemológicos da geomorfologia e a sua inserção no desenvolvimento das ciências da terra. In: Antonio Carlos Vitte; Antonio José Texeira Guerra. (Org.). Reflexões sobre a geografia física no Brasil. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, v.p. 01-33; 2004.

VITTE, A. C. A concepção de geografia em Immanuel Kant. X Seminário de História da Ciência e da Tecnologia. Belo Horizonte: CD-Rom, 2005.

_____ Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. Revista do Departamento de Geografia (USP), São Paulo, 2006.

_____ Da metafísica da Natureza à gênese da Geografia Física moderna. In: Contribuições à história e à epistemologia da geografia. Antonio Carlos Vitte (Organizador). Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007.

VITTE, A. C. (Org.). Contribuições a Historia e a Epistemologia da Geografia. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.290, 2007.

WAYLAND, E.J. Peneplains and some other erosional platforms. Annual report and bulletin, Dept. of Mines. p. 77-79. 1933.

WILSON, P. G.; TURNER, J. P.; WESTBROOK, G. K. 2003. Structural architecture of the ocean-continent boundary at na obliqúe transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modeling: Equatorial Guinea, West Africa. Tectonophysics. V. 374. P. 19-40. 2003.

ZAPE – ZONEAMENTO AGROECOLÓGICO DE PERNAMBUCO. Embrapa Solos – Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento - UEP Recife; CD Rom, 2001.