

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE GEOLOGIA COSTEIRA E SEDIMENTAR

TESE DE DOUTORADO

**INTERAÇÕES MORFO-PEDOGENÉTICAS NOS SEDIMENTOS DO GRUPO
BARREIRAS E NOS LEQUES ALUVIAIS PLEISTOCÊNICOS NO LITORAL
NORTE DO ESTADO DA BAHIA – MUNICÍPIO DE CONDE**

MACÁRIO PROTÁZIO COSTA JÚNIOR

SALVADOR-BA
MARÇO - 2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

MACÁRIO PROTÁZIO COSTA JÚNIOR

**INTERAÇÕES MORFO-PEDOGENÉTICAS NOS SEDIMENTOS DO GRUPO
BARREIRAS E NOS LEQUES ALUVIAIS PLEISTOCÊNICOS NO LITORAL
NORTE DO ESTADO DA BAHIA – MUNICÍPIO DE CONDE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação da Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geologia, sob orientação do Prof. Dr. Geraldo da Silva Vilas Boas.

SALVADOR-BA

MARÇO - 2008

MACÁRIO PROTÁZIO COSTA JÚNIOR

**INTERAÇÕES MORFO-PEDOGENÉTICAS NOS SEDIMENTOS DO GRUPO
BARREIRAS E NOS LEQUES ALUVIAIS PLEISTOCÊNICOS NO LITORAL
NORTE DO ESTADO DA BAHIA – MUNICÍPIO DE CONDE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação da Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Data da aprovação: 06 / 06 / 2008

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Geraldo da Silva Vilas Boas
Orientador

Prof. Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross

Prof. Dr. José Martin Ucha

Prof. Dr. Olivar Antonio Lima de Lima

Profa. Dra. Maria José Marinho Rego

Prof^a. Dr^a. Creuza Santos Lage
Co-orientadora

Aos meus filhos, Júlia e Guilherme e à minha linda netinha Lia, presentes maravilhosos que a natureza me trouxe; à minha companheira Zezé, por ter acontecido em minha vida a tempo, e pelo apoio e compreensão ao longo da nossa ainda pequena jornada. Vocês merecem muito mais.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Geraldo da Silva Vilas Boas pela orientação competente e objetiva, pela cumplicidade nas (várias) dificuldades encontradas e pela amizade.

À professora Dra. Creuza Santos Lage, minha co-orientadora, sempre disposta e precisa na contribuição com os seus conhecimentos em geomorfologia.

Ao professor Félix Ferreira de Farias, pelo seu companheirismo, solidariedade e imprescindível apoio na elaboração do perfil topográfico dos Leques Aluviais.

Ao colega e amigo Fábio Nunes, sempre disposto a colaborar nos trabalhos de campo e análise micromorfológica quando, solidário, enfrentou todas as dificuldades.

Ao amigo, o garoto Jackson, certamente um futuro geocientista, por ter um grande desprendimento e espírito de colaboração, demonstrado quando esteve presente na superação de algumas dificuldades técnicas.

Ao amigo Luis Medeiros (geofísica) por demonstrar competência e disposição quando das tomadas dos dados geoeletricos no campo.

Aos funcionários do Colegiado do Curso de Pós-Graduação Newton, Maria e especialmente ao Gilsélio, pela atenção e presteza no encaminhamento de soluções administrativas.

Ao colega José de Castro Melo quando, seguidas vezes, disponibilizou seu precioso tempo para colaborar na interpretação dos dados geoeletricos.

Ao colega e amigo Jorge Carvalho, pelo seu apoio pessoal ou viabilizando um suporte laboratorial através do DNOCS, a cujos funcionários também sou grato.

Ao amigo e colega de algumas embaixadas pedológicas, Francisco Fortunato, pelo incentivo inicial para a realização deste doutorado e indispensável apoio na busca de textos e imagens no IBGE.

Ao Professor Dr. Olivar Antonio Lima de Lima, por disponibilizar o seu precioso tempo na orientação quando do tratamento dos dados geoeletricos e no entendimento do significado dos resultados obtidos, tão importantes na compreensão geotectônica da área.

À Professora Dra. Maria de Lourdes Rosa, do Departamento de Geoquímica da UFBA, pela gentileza de viabilizar a realização das fotomicrografias dos solos.

À Dra. Maria Clarice, chefe do setor de laboratórios da EBDA, pela cessão das instalações do laboratório de solos para a preparação de amostras micromorfológicas e outras determinações, e especialmente a Ariomar, chefe o laboratório de solos, pela sua amizade e presteza, além de Maria Helena e José.

Ao Dr. Tony Jarbas, pesquisador do CPATSA/EMBRAPA e colega/amigo dos tempos de EBDA, por sua presteza no encaminhamento de soluções de demandas analíticas fundamentais à compreensão de determinados processos pedológicos.

Ao Dr. Daniel Vidal Perez, pesquisador da EMBRAPA SOLOS, Rio de Janeiro, pelo pronto atendimento à solicitação de análises de solos, sem sequer conhecer a minha pessoa;

Ao Professor Paulo Espinheira, por sua ajuda nos trabalhos de fotointerpretação;

Aos colegas do Departamento de Geografia da UESB, pelo apoio permanente à realização deste doutorado. Um agradecimento especial aos professores e colegas Edvaldo Oliveira e Rosalve Lucas Marcelino, pela contribuição e competência na elaboração de gráficos e mapas. Grande abraço.

Ao Cambuí, liderança do assentamento Sempre Vida, trabalhador companheiro a quem pude confiar várias atividades de campo. Obrigado pela amizade.

Ao colega e amigo professor Paulo Laranjeira, companheiro importante na trajetória para a realização deste curso.

A Helô, minha inseparável ex-mulher, pelo apoio permanente durante a realização deste doutorado, pela força da sua personalidade e grandeza do seu coração.

Gostaria de homenagear o professor, colega e amigo, o nosso querido e saudoso Dr. Lucedino Paixão Ribeiro (In memoriam), o Lulu, mentor da pesquisa pedológica no Instituto de Geociências e, por muitos anos, o responsável pela formação de profissionais em Pedologia no Estado da Bahia. Saudades.

RESUMO

A natureza complementar dos processos morfogenéticos e pedogenéticos leva a uma interdependência natural na compreensão da evolução da paisagem e, conseqüentemente, da dinâmica ambiental. Assim, esta pesquisa buscou identificar as interações morfo-pedogenéticas e a sua importância na evolução da paisagem nos sedimentos terciários do Grupo Barreiras e nos Leques Aluviais Pleistocênicos no Litoral Norte da Bahia, município de Conde. Os estudos interdisciplinares contemplaram trabalhos de fotointerpretação, análise de mapas topográficos e de imagens de satélites, micromorfologia e análises físicas e químicas dos solos, morfoscopia das areias, determinações geoeletricas e datações radiométricas (^{14}C). Esses estudos revelaram uma morfogênese inicialmente determinada pela reativação neotectônica, que estabeleceu o controle estrutural para o entalhamento dos vales e desenvolvimento da rede de drenagem. Dados geoeletricos indicam que os sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos foram depositados em um paleovale que compõe o conjunto de estruturas geológicas rebaixadas por falhas que formam um “canyon” ou graben no baixo rio Itapicuru. Oscilações climáticas quaternárias influenciaram na intensidade da dissecação das vertentes, no entalhamento do talvegue, na formação de terraços e várzeas, além de determinarem diferentes ritmos a processos ou ao desenvolvimento de sistemas pedológicos. Nesse contexto poligenético e multifatorial de evolução da paisagem, as interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras são comandadas por fatores como ângulo, comprimento e forma da vertente, cuja repartição tem como referência o modelo catenário de Milne (1936) e o modelo conceitual desenvolvido por Conacher e Dalrymple (1977). Os Leques Aluviais apresentam um relevo suave ondulado, com uma toposseqüência formada por Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos e Litólicos nas baixadas e baixa encostas, Argissolos na média/alta encostas e Latossolo Amarelos nos topos. As características morfológicas, a granulometria e as transformações pedogeoquímicas identificadas nos solos desta superfície revelam transformações Espodossolo/Latossolo nucleadas a partir do processo de podzolização, que supostamente causa a erosão regressiva da vertente em direção ao centro da colina. Dessa forma, promove ainda o desenvolvimento de vertentes suaves no sopé da encosta e, na parte alta, o progressivo rebaixamento do perfil do solo e do relevo, exercendo assim uma influência direta na evolução da paisagem onde Latossolos e Argissolos podem, lentamente, compor uma superfície aplainada com Espodossolo.

Palavras-chave: Geomorfologia, Pedologia, Sistemas Morfo-pedogenéticos, Neotectônica, Climatologia, Sedimentologia, Evolução de Paisagem.

ABSTRACT

The complementary nature of morphogenetic and pedogenetic process leads to a natural interdependence in the understanding of landscape evolution and, consequently, in the environmental dynamics. Thus, this research aimed to identify soil-geomorphology interactions and its importance in the landscape development in the tertiary sediments of Barreiras Group and in the Pleistocene Alluvial Fans in Northern Coast of Bahia, in the county of Conde. Multidisciplinary studies including images interpretation, analysis of topographical maps, images of satellites, micro morphology and physical and chemical analyses of soil, sands morphoscopy, geoelectrical determinations and radiometric dating (^{14}C). Initial studies revealed that morphogenetic process were caused by neotectonic activity, which established a structural control for valleys diggings and development of the draining system. Geoelectrical data indicates that the sediments of the Pleistocene Alluvial Fans had been deposited in a paleovalley, which composes the set of geologic structures lowered by faults that are part of "canyon" or graben in the low Itapicuru River. Quaternary paleoclimatic changes intensified the dissection of the slope, the talvegue shaping, the formation of terraces and fertile valleys. Moreover, they conditioned different rhythms for the processes or for the development of pedological systems. In this polygenetic and multifactorial context of landscape evolution, the soil-geomorphology interactions in the sediments of the Group Barreiras are determined by variables such as angle and length of slope, whose distribution relies on the Catenary model of Milne (1936) and the conceptual model developed by Conacher and Dalrymple (1977). The Alluvial Fans have a soft wavy relief, with a topographic sequence formed by Spodosols and Quartzarenic Sand Neossolo in the downturn and in the lower coast, Argissols in the medium/high hills and Yellow Latossols in the top. The morphologic characteristics, the granulometric and the pedogeochemical transformations identified in the ground of this surface indicated a core Spodosols/Latossols transformations, which were started by podzolization process, supposedly causing 1) the regressive erosion towards the center of the hill, 2) the development of soft sources in downhill and 3), at the summit, the gradual degradation of the ground profile, thus exerting a direct influence in the landscape shaping, where Latossols and Argissols can, slowly, become part of a smoothed surface with Spodosols.

Keywords: Geomorphology, Pedology, Morpho-pedogenetical Systems, Neotectonic, Climatology, Sedimentology, Landscape Evolution.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1. Cartogramas indicativos da localização e situação da área de estudo no Litoral Norte da Bahia, município de Conde. | 28 |
| Figura 2.1. Mapa geológico esquemático área de estudo, onde se destacam pela extensão territorial os sedimentos do Grupo Barreiras e os Leques Aluviais Pleistocênicos..... | 30 |
| Figura 2.2. Representação das isoietas do Litoral Norte da Bahia, onde se observa a diminuição do valor da pluviosidade média em direção ao interior do continente. | 34 |
| Figura 2.3. Gráfico representativo do balanço hídrico da cidade de Conde onde se observa os campos correspondentes aos períodos de deficiência hídrica, reposição de água no solo e excedente hídrico (segundo Thornthwaite e Matter, 1955)..... | 36 |
| Figura 3.1. Formação e evolução das vertentes côncavas (1), retilíneas (desenvolvimento Uniforme, 2) e convexas (3) segundo Penck. As linhas vermelhas correspondem a diferentes posições da encosta em função do balanço denudacional.. | 42 |
| Figura 3.2. Elementos básicos das vertentes segundo King. | 43 |
| Figura 3.3. Esquema da evolução de uma colina ferralítica: no estágio inicial o horizonte óxico amarelo se desenvolve a partir do horizonte óxico vermelho e o saprolito vermelho é transformado em um saprolito branco na baixa encosta. No segundo estágio, a camada de nódulos diferencia-se do horizonte óxico vermelho e o saprolito mosqueado diferencia-se do saprolito vermelho no topo da colina, e a plintita diferencia-se do horizonte óxico vermelho nas vertentes. No terceiro estágio, quando o regime hídrico do solo torna-se sazonalmente saturado, horizontes eluviais desenvolvem-se no topo e na baixa encosta. Em cada etapa da evolução a colina se torna mais baixa e seu perímetro é reduzido..... | 52 |
| Figura 3.4. Etapas do levantamento epirogenético pós-Gondwana e conseqüente formação da Depressão Afro-Brasileira. | 56 |
| Figura 3.5. Representação esquemática da separação dos continentes e o fim do último elo entre a costa do nordeste brasileiro e a costa africana. . | 57 |
| Figura 3.6. Representação esquemática da deposição do Grupo Barreiras segundo Bigarella e Andrade (1964). O traçado 1-1a representa o perfil do pediplano Pd ₂ ; o perfil 2 corresponde ao pediplano Pd ₁ elaborado a partir da erosão do Pd ₂ . Os sedimentos 3 e 4 correspondem, respectivamente, às Formações Guararapes, relacionada ao Pd ₂ e Riacho Morno, ao Pd ₁ | 60 |
| Figura 3.7. O bloco diagrama mostra o sistema de vales controlados por falhas de Guáira e Canguaretama (Rio Grande do Norte) que constituem grabens, enquanto os platôs do Barreiras formam os horsts. | 66 |
| Figura 3.8. Os gráficos acima apresentam as oscilações climáticas ocorridas no período Quaternário e as variações no nível do mar e na temperatura nos períodos glaciais (Günz, Mindel, Riss, Winsconsin antigo e recente), e interglaciais correspondentes. | 75 |
| Figura 3.9. Representação esquemática dos mecanismos de circulação das correntes marítimas na América do Sul atualmente (esquerda) e durante a última glaciação (direita)..... | 76 |

| | |
|---|-----|
| Figura 3.10. Perfil esquemático da morfogênese no período interglacial nos trópicos cujos estratos correspondem a diferentes sistemas morfogenéticos, glaciais ou interglaciais. | 81 |
| Figura 4.1. Mapa esquemático de localização dos pontos de observação e amostragem para solos e matéria orgânica..... | 85 |
| Figura 4.2. Modelo esquemático do arranjo Schlumberger para a determinação do perfil geoeletrico de uma superfície. A e B eletrodos de injeção, M e N eletrodos de leitura..... | 90 |
| Figura 5.1. Perfil MB 1, um Latossolo Amarelo Distrocoeso, localizado no topo de um remanescente de Tabuleiro Costeiro. As setas indicam volumes de concentração de óxido de ferro na massa do solo. | 92 |
| Figura 5.2. Perfil do Argissolo Amarelo Distrocoeso (MLB 2). Na parte 1, à esquerda, têm-se os horizontes A e B, e na parte 2, à direita, o horizonte C mosqueado..... | 93 |
| Figura 5.3. Perfil de um Argissolo Amarelo Distrocoeso (MB 3). À esquerda, foto 1, o perfil completo e, à direita na foto 2, um detalhe com o local da linha de seixos de quartzo que ocorre em profundidade..... | 94 |
| Figura 5.4. Perfil do MB 4, um Latossolo Amarelo Distrocoeso. Ao lado o Horizonte Bw ₂ onde setas indicam os volumes com concentração de material ferruginoso. | 95 |
| Figura 5.5. Perfil do MB 6, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, onde se observa o horizonte B mosqueado e variegado em profundidade (B _{t2})..... | 96 |
| Figura 5.6. Perfil do MLB 1, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, com a evidente arenização em superfície..... | 97 |
| Figura 5.7. Perfil MLB 20, um Neossolo Litólico em posição de alta encosta. Nota-se o contorno de uma fina camada laterítica indicada pelas setas. | 98 |
| Figura 5.8. Perfil do MLB 2, um Argissolo Amarelo situado em uma superfície próxima ao contato do Barreiras com os Leques aluviais. O material parental é Barreiras com colúvio de montante. As setas indicam uma linha ferruginosa que forma um contorno separando em bolsões partes dos horizontes A e B. | 98 |
| Figura 5.9. Espodossolo sobre duricrosta em área de remanescente de tabuleiro. Na foto 1 um afloramento de duricrosta em posição cimeira, na 2, e em seqüência, um declive suave mobiliza material para a baixada onde se desenvolve o Espodossolo (3). | 99 |
| Figura 5.10. Bloco de fragipã revolvido por subsolagem (1) em área de remanescente de Tabuleiro (2)..... | 100 |
| Figura 5.11. À esquerda, superfície em rampa encontrada no bloco do Barreiras supostamente rebaixado tectonicamente, formando um patamar. A foto mostra o afloramento de laterita por erosão laminar em área de Argissolos e Neossolos Litólicos. Observe-se a fratura possivelmente relacionada ao abatimento tectônico desse bloco sedimentar. Na foto à direita, o corte de estrada mostra fraturas no mesmo bloco do Barreiras..... | 100 |
| Figura 5.12. Perfil topográfico apresentando algumas características pedológicas da toposseqüência em um bloco de sedimentos Barreiras, supostamente rebaixado pela reativação neotectônica e formando um patamar entre o Planalto dissecado e a superfície dos Leques Aluviais. | 101 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.13. Perfil de Latossolo Amarelo Distrófico na área dos Leques Aluviais.. | 102 |
| Figura 5.14. Perfil do ML 2, um Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico. | 103 |
| Figura 5.15. (1) Remanescente dos sedimentos Barreiras onde se encontra (2) o perfil de Argissolo Amarelo Distrófico (ML 3) em área dos Leques Aluviais Pleistocênicos. | 104 |
| Figura 5.16. Perfil do ML 6, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, desenvolvido sobre o embasamento cristalino. À direita, um cristal de quartzo encontrado impregnado na massa do solo. Sua fragmentação e o deslocamento em um plano sub-horizontal sugerem ação neotectônica na área. | 105 |
| Figura 5.17. Perfil de um Espodossolo Cárbico Órtico arênico (MLB 3), localizados na superfície dos Leques Aluviais..... | 106 |
| Figura 5.18. Perfil do MLB 4, um Latossolo Amarelo Distrófico em área de Leque Aluvial, apresentando em sua base bolsões arenosos (setas), às vezes cascalhentos, material semelhante aos encontrados nos Espodossolos..... | 107 |
| Figura 5.19. Grãos de quartzo do horizonte Bw (MB 16) do perfil MB 1, um Latossolo Amarelo Distrófico. | 114 |
| Figura 5.20. Fração areia do horizonte Bt do perfil MB 2, um Argissolo Distrófico, onde se observa grãos de quartzo entre os fragmentos de material pedogenizado. | 115 |
| Figura 5.21. Poucos grãos de quartzo hialinos, em uma fração areia predominantemente formada por relíquias pedológicas de consistência muito dura. | 115 |
| Figura 5.22. Grãos de quartzo arredondados e esféricos de um horizonte superficial (A1) em paleofalésia Barreiras. | 116 |
| Figura 5.23. Perfil MB 1. Contextura porfírica, com relíquias de materiais apedais (amarelo mais claro e vermelho-amarelado), sem organização estrutural visível, que estão se degradando e dando origem ao plasma amarelo-avermelhado e amarelo-brunado. Qz - quartzo; R - relíquia do material apedal; P - plasma; F - fantasma do material apedal. | 118 |
| Figura 5.24. Perfil MB 6. Contextura porfírica fechada (nas bordas da fotomicrografia) e aberta (parte mais central da fotomicrografia). Apresenta fissuras, cutãs de iluviação, estrutura plásmica esquelsépica e vossépica. Os cutãs antigos parecem estar cimentado atualmente às fissuras. Qz - quartzo; V - vazios; C - cutãs; F - fraturas; R - relíquia de nódulos..... | 119 |
| Figura 5.25. Perfil MB 7. Contextura porfírica aberta e fechada, com relíquias de materiais apedais (amarelo mais claro), sem organização estrutural visível, que estão se degradando e dando origem ao plasma amarelo-brunado; as linhas tracejadas evidenciam o setor onde o processo é mais evidente e onde a matriz não apresenta sistema poral visível. Contextura porfírica fechada (nas bordas da fotomicrografia) e aberta (parte mais central da fotomicrografia). Apresenta fissuras, cutãs de iluviação, estrutura plásmica esquelsépica e vossépica. Os cutãs antigos parecem estar cimentado atualmente as fissuras. Q - quartzo; R - relíquia do material apedal (cimentado); V - vazio. | 120 |

| | |
|--|-----|
| Figura 5.26. Perfil MLB 4. Contextura porfírica fechada – plasma e agregados ocupando totalmente os vazios intersticiais. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. | 121 |
| Figura 5.27. Perfil MLB 4. Contextura enáulica – plasma e agregados ocupando parcialmente os vazios intersticiais. A seta indica quartzo fraturado. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. | 122 |
| Figura 5.28. Perfil MLB 13. Contextura porfírica, com setores aberta e fechada. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. F - fissuras preenchida por material plásmico amarelo-avermelhado. | 122 |
| Figura 5.29. Perfil MLB 13. Contextura porfírica, com setores abertos e fechados. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. F - fissuras preenchidas por material plásmico amarelo-vermelhado. | 123 |
| Figura 5.30. Perfil MLB 14. Contextura enáulica e setores gefúricos. Qz - quartzo; V - vazios; RN - relíquias de materiais nodulares; F - fraturas. | 124 |
| Figura 5.31. Perfil MLB 14. Contextura gefúrica. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. | 124 |
| Figura 6.1. Bacias hidrográficas dos rios das Pontes e das Pedras e parte das bacias dos rios Itapicuru e Itariri, que formam a rede hidrográfica da área de estudo. | 130 |
| Figura 6.2. Uma das nascentes do rio Mocambo, um dos principais afluentes perenes da margem esquerda do rio Itariri alimentado por lençóis subterrâneos. | 132 |
| Figura 6.3. Olhos d'água no contato Barreiras/Leques alimentando a rede de drenagem dos Leques Aluviais. | 133 |
| Figura 6.4. A proximidade das curvas de nível dos remanescentes de Tabuleiros e Planalto Dissecado mostra uma tendência à captura de canais, ao menos do interflúvio, que ocorre entre afluentes do rio da Ponte e o rio Itariri, e mesmo entre afluentes do Itariri. | 138 |
| Figura 6.5. As setas indicam o sistema de várzeas do rio Itariri e seus afluentes. | 143 |
| Figura 6.6. Várzea do rio Mocambo, afluente do rio Itariri, cujo barranco apresenta um Argissolo bastante pedoplasmado. A cor clara do horizonte inferior deve-se ao ambiente hidromórfico. | 144 |
| Figura 7.1. Controle estrutural da rede hidrográfica, onde se observam lineamentos de fraturas. | 153 |
| Figura 7.2. Representação esquemática em seqüência da Transgressão Mais Antiga (A) sobre os sedimentos Barreiras, seguida de regressão marinha e deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos (B e C). | 155 |
| Figura 7.3. Cartograma mostrando a conformação topográfica dos remanescentes dos Tabuleiros e dos Planaltos Dissecados nos sedimentos do Grupo Barreiras. | 157 |
| Figura 7.4. Cordões dunares que se estendem ao longo da linha de costa, bloqueando os canais de drenagem em direção ao mar. | 158 |
| Figura 7.5. Dunas holocênicas no primeiro plano. Ao fundo, áreas úmidas e cordões dunas da planície litorânea. | 159 |
| Figura 7.6. Localização dos transeptos A-B e C-D traçados na bacia do rio Itariri, para fins de elaboração dos perfis topográficos transversais. | 160 |
| Figura 7.7. Perfil topográfico transversal ao rio Itariri apresentando as variações do relevo nos remanescentes dos Tabuleiros Costeiros e Planalto | |

- Dissecado. Os solos encontram-se nos diversos segmentos de vertentes, em geral distribuídos em catena. Distância horizontal: 7 km..... 162
- Figura 7.8. Perfil topográfico transversal ao rio Itariri próximo à sua foz, apresentando um relevo rebaixado em relação às superfícies a montante. Esse rebaixamento está relacionado à erosão remontante fruto de alterações do nível de base, transgressões e regressões marinhas e à reativação neotectônica. Apresenta vales amplos em U, onde se encontram várzeas e áreas úmidas com manguezais por influência das marés. Os solos encontram-se em geral distribuídos em catena nos diversos segmentos das vertentes, com predomínio de Argissolos distróficos Tb e Solos Hidromórficos. Distância horizontal: 4,5 km..... 163
- Figura 7.9. Superfície aplainada de um remanescente dos Tabuleiros Costeiros, mostrando uma superfície cimeira com extensão de interflúvio com mais de 1 km. 165
- Figura 7.10. Formação de alvéolos no Barreiras, cuja coalescência leva à formação de anfiteatros. A mamelonização das formas, a erosão remontante e o recuo de cabeceira levam à formação do Planalto Dissecado..... 166
- Figura 7.11. Superfície dos Leques Aluviais em primeiro plano. Ao fundo, colinas rebaixadas do Planalto Dissecado do Barreiras..... 167
- Figura 7.12. Perfil Geométrico das SEV'S realizadas no trecho da BA-099, Linha Verde, entre o assentamento Sempre Vida, no Barreiras e a ponte sobre o rio Itapicuru..... 170
- Figura 7.13. Imagem de satélite onde é possível a visualização dos Tabuleiros Costeiros e seus remanescentes, do Planalto Dissecado, Leques Aluviais e do alinhamento de paleofalésias Barreiras sub-paralelas à linha de costa, assim como os lineamentos estruturais. O overlay destaca o “canyon” ou graben do rio Itapicuru em uma superfície rebaixada limitada por falhas, formado pelas áreas úmidas pantanosas que antecedem a cidade de Conde, seguida do vale que adentra o continente sentido NW. Em seqüência, em um patamar superior ao vale e antecedendo o Planalto Dissecado, superfícies aplainadas e parcialmente dissecadas formam os Leques Aluviais. Lineamentos estruturais definem o “canyon” e mostram a influência da neotectônica na área. 172
- Figura 7.14 As figuras mostram a evolução geológica/geomorfológica da área a partir da sedimentação terciária do Grupo Barreiras (1), seguida do máximo da Transgressão Mais Antiga (2). 174
- Figura 7.15. Em seqüência aos eventos da Figura 7.14, a imagem da esquerda (1) apresenta a deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos, seguida da atual configuração da área (2), após o penúltimo e último períodos transgressivos. 175
- Figura 7.16. Seqüência sedimentar semelhante a encontradas no Grupo Barreiras, aflorando na superfície dos Leques Aluviais..... 177
- Figura 8.1. Ação da forças direcionais na vertente..... 179
- Figura 8.2. Exemplos do efeito da água na estabilidade da vertente. Em 1, com material seco, as moléculas da água remanescentes exercem atração eletrostática e agem como liga intersticial estabilizado no

| | | |
|--------------|--|-----|
| | ângulo de repouso. Em 2, a areia úmida possui mais coesão que a areia seca, desde que os poros não se encham de água. A coesão da areia resulta da tensão superficial dos filmes de água os quais mantém os grãos unidos, onde o ângulo de repouso é significativamente maior que em A. Em 3, se todos os poros entre os grãos se encham de água, a tensão superficial é destruída e a areia pode entrar em colapso porque a pressão da água dos poros reduz a efetiva força gravitacional perpendicular. Por esta razão a ruptura da vertente é comumente associada a chuvas pesadas que saturam o solo. | 181 |
| Figura 8.3. | Evolução da vertente em função da evolução da bacia de drenagem onde os estágios de A a D representam etapas e evolução dos solos e da vertente. A ação do solapamento basal pelo rio é inicial, com posterior estabilização da encosta e intemperismo químico do material. | 183 |
| Figura 8.4. | Modelo hipotético de evolução das vertentes em relação à bacia de drenagem. | 184 |
| Figura 8.5. | Vertentes entalhadas no Barreiras no vale do rio Mocambo. Algumas faces não possuem a regularidade encontrada no perfil conceitual de Conacher e Dalrymple (1977). | 185 |
| Figura 8.6. | Perfis de Latossolo, Argissolo, Cambissolo e Neossolo, desenvolvidos em toposseqüência no Barreiras, refletindo os processos morfo-pedogenéticos atuantes. Em relação ao perfil conceitual de Conacher e Dalrymple (1977), figura 8.4, ocupam os setores 1, 2 e 3, respectivamente. | 187 |
| Figura 8.7. | Perfis de Neossolo Litólico encontrados em posição de maior declividade na vertente e seções côncavas da encosta (correspondentes aos setores 4 e 5, figura 8.4), caracterizada pelos movimentos de massa. | 188 |
| Figura 8.8. | Sector de acumulação de colúvios da vertente. A instabilidade da encosta a partir da inconsistência do material favoreceu a formação de voçorocas, cujo material erodido vai ser redepositado em várzeas. | 188 |
| Figura 8.9. | Superfície de acumulação (setor 7, figura 8.5) formando uma várzea do rio Itariri, onde Argissolos (foto) e solos Hidromórficos se desenvolvem sobre material aluvial. | 189 |
| Figura 8.10. | Situação de relevo menos íngreme (Perfil C-D, figura 7.6). Em primeiro plano vê-se a superfície de acumulação formando as várzeas. Em segundo plano, ao fundo, colinas rebaixadas do Barreiras onde se encontram Argissolos, principalmente e Neossolos Litólicos. | 190 |
| Figura 8.11. | Na foto 1, em detalhe, exposição do horizonte Bh do Espodossolo que aflora a partir da erosão em sulcos dos horizontes superiores ou retirada do material para a construção civil, formando um extenso patamar (foto 2). Esses solos ocorrem de forma dominante na superfície dos Leques Aluviais. | 194 |
| Figura 8.12. | Fotografia aérea e overlay mostrando a proximidade dos Leques Aluviais Pleistocênicos com a superfície de áreas úmidas pantanosas. Esse contato favorece a manutenção da umidade dos Leques Aluviais necessária à manutenção da podzolização. | 195 |

- Figura 8.13. Esquema simplificado da seqüência para instalação do processo de podzolização em uma superfície sedimentar ferralítica. Na seqüência de 1 a 3, a acomodação do sedimento e a formação de uma baixada favorecem a hidromorfia e a definição dos horizontes característicos se dá na medida da evolução do processo. 197
- Figura 8.14. Vertente onde se encontra a toposseqüência em que foi realizado o detalhamento morfo-pedológico para o estudo do processo de podzolização nos Leques Aluviais. 198
- Figura 8.15. À esquerda, o perfil MLB 4, Latossolo Amarelo Distrófico, onde as setas apontam horizontes arenosos e desferrificados em profundidade. À direita, parte superior, os perfis MLB 12 e MLB 13, dois Argissolos Distróficos Tb. Na parte inferior tem-se o perfil do MLB 14, um Neossolo Quartzarênico desferrificado em profundidade (horizonte álbico) seguido do MLB 15, um Espodossolo, onde o Bh penetra no C (álbico) em forma de cunha.... 199
- Figura 8.16. Perfil esquemático da distribuição dos horizontes pedológicos na toposseqüência estudada, onde se observa que o abatimento do relevo se dá na medida da extinção dos horizontes óxicos ou ferralíticos (Bw, Bt). A sua presença é uma garantia da sustentação das partes mais elevadas do relevo. 203
- Figura 8.17. A evolução pedogeoquímica diferencial (podzolização) presumivelmente causa o abatimento da superfície com a redução das suas dimensões, a partir da progressão do horizonte álbico (C₁ e C₂ do Espodossolo e Neossolo) nos domínios do horizonte óxico... 203
- Figura 8.18. Representação esquemática da evolução da morfo-pedológica da superfície dos Leques Aluviais Pleistocênicos, a partir da erosão pedogeoquímica diferencial do processo de podzolização. Esse processo supostamente avança de forma remontante da superfície arenosa com o Espodossolo no sentido da superfície Argissolo/Neossolo. A continuidade do processo pode alcançar a superfície argilo-arenosa com Latossolo/Argissolo, que pode ser lentamente transformada em uma superfície rebaixada e aplainada. . 204

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 2.1 - Dados das médias mensais do balanço hídrico do período de 1952 a 1989 para a cidade de Conde. | 35 |
| Tabela 6.1 - Hierarquização da rede de drenagem da sub-bacia do rio Itariri. | 139 |
| Tabela 6.2 - Indicadores para o cálculo da densidade de drenagem da sub-bacia do rio Itariri. | 141 |
| Tabela 6.3 - Hierarquização da rede de drenagem da bacia do rio das Pontes. | 145 |
| Tabela 6.4 - Indicadores para o cálculo da densidade de drenagem da bacia do rio da Ponte. | 146 |
| Tabela 6.5 - Hierarquização da rede de drenagem da bacia do rio da Pedra. | 148 |
| Tabela 6.6 - Indicadores para a densidade de drenagem da bacia do rio da Pedra. | 148 |
| Tabela 6.7 - Hierarquização da rede de drenagem do rio Itapicuru. | 150 |
| Tabela 6.8 - Indicadores para a densidade de drenagem da sub-bacia do rio Itapicuru. | 150 |

LISTA DE QUADROS

| | |
|---|-----|
| Quadro 3.1 - Desenvolvimento do solo em vertentes erodidas e deposicionais..... | 48 |
| Quadro 5.1 - Características Físicas dos Solos do Grupo Barreiras. | 110 |
| Quadro 5.2 - Características Químicas dos Solos do Grupo Barreiras. | 111 |
| Quadro 5.3 - Características Físicas dos Solos dos Leques Aluviais..... | 112 |
| Quadro 5.4 - Características Químicas dos Solos dos Leques Aluviais. | 113 |
| Quadro 8.1 - Dados de ferro livre e óxido de ferro dos solos da toposseqüência estudada..... | 201 |
| Quadro 8.2 - Datações do ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ obtidas da matéria orgânica de horizontes espódicos de Espodossolos dos Leques Aluviais. | 205 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|---------|---|
| A.P. | - Antes do presente |
| Alt. | - Altitude |
| C | - Carbono |
| Ca | - Cálcio |
| da | - Densidade aparente |
| Dd | - Densidade de drenagem |
| Def. | - Deficiência |
| dr | - Densidade real |
| EMBRAPA | - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária |
| EP | - Evapotranspiração potencial |
| ER | - Evapotranspiração real |
| Exc. | - Excedente |
| Fe | - Ferro |
| FPA | - Frente Polar Atlântica |
| IBGE | - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística |
| IDP | - Índice de desenvolvimento do perfil |
| K | - Potássio |
| KCl | - Cloreto de potássio |
| Lat. | - Latitude |
| Long. | - Longitude |
| m | - Metro |
| MEA | - Massa Equatorial Atlântica |
| Mg | - Magnésio |
| mm | - Milímetro |
| N | - Nitrogênio |
| Na | - Sódio |
| P | - Precipitação |
| pH | - Potencial hidrogeniônico |
| S | - Soma de bases |
| SEV | - Sondagem elétrica vertical |
| T °C | - Temperatura em graus Celsius |
| CTC | - Capacidade de troca catiônica |
| TFSA | - Terra fina seca ao ar |
| UMG | - Último Máximo Glacial |
| V | - Grau de saturação por bases |

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1 INTRODUÇÃO | 24 |
| 1.1 Apresentação | 24 |
| 1.2 Objetivo | 26 |
| 1.3 Localização..... | 27 |
| 2 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA REGIONAL..... | 29 |
| 2.1 Geologia | 29 |
| 2.2 Geomorfologia..... | 30 |
| 2.3 Solos..... | 31 |
| 2.4 Clima | 32 |
| 2.4.1 Clima atual..... | 33 |
| 2.4.1.1 Elementos do Clima..... | 33 |
| 2.5 Vegetação | 36 |
| 3 REFERENCIAL TEÓRICO | 38 |
| 3.1 As interações morfo-pedogenéticas | 38 |
| 3.1.1 Elementos da geomorfologia | 39 |
| 3.1.2 Conceitos geomorfológicos para a evolução das vertentes..... | 41 |
| 3.1.3 Elementos da pedologia | 44 |
| 3.1.3.1 O conceito de catena..... | 46 |
| 3.1.3.2 Cronossequência do solo | 46 |
| 3.1.3.3 Análise estrutural da cobertura pedológica..... | 49 |
| 3.1.4 Desenvolvimento do solo e evolução da bacia de drenagem..... | 50 |
| 3.1.5 Transformações geoquímicas, translocações e a dinâmica das vertentes..... | 51 |
| 3.2 Os sedimentos do Grupo Barreiras | 53 |
| 3.2.1 Determinantes da evolução geotectônica (Antecedentes Geotectônicos)..... | 54 |
| 3.2.2 Origem, período e condições de deposição. | 58 |
| 3.3 Neotectônica..... | 62 |
| 3.3.1 O Grupo Barreiras e o seu significado neotectônico | 64 |
| 3.4 Os sistemas morfo-pedogenéticos e os sedimentos do Grupo Barreiras..... | 67 |
| 3.5 Os leques aluviais pleistocênicos | 70 |
| 3.6 O processo de podzolização | 72 |
| 3.7 Paleoclimatologia | 74 |
| 3.7.1 Condições climáticas durante o Último Máximo Glacial (UMG)..... | 77 |
| 3.7.2 A Importância das mudanças climáticas na gênese das estruturas superficiais..... | 80 |
| 4 MATERIAL E MÉTODOS | 82 |
| 4.1 Trabalhos de escritório | 82 |
| 4.1.1 Revisão bibliográfica..... | 82 |
| 4.1.2 Interpretação de imagens de sensores remotos e material cartográfico | 83 |
| 4.1.3 Interpretação de dados analíticos e redação de textos | 83 |
| 4.2 Trabalhos de campo | 83 |
| 4.3 Trabalhos de laboratório..... | 85 |
| 4.3.1 Análises físicas e químicas dos solos..... | 86 |
| 4.3.1.1 Análises físicas | 86 |
| 4.3.1.2 Análises químicas..... | 86 |

| | |
|---|-----|
| 4.3.2 Estudo Mineralógico e da Morfoscopia das areias | 87 |
| 4.3.3 Análise de lâminas delgadas (Micromorfologia) | 87 |
| 4.3.4 Datações | 88 |
| 4.4 Estudo geolétrico ou eletrorresistividade | 88 |
| | |
| 5 CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS | 91 |
| 5.1 Caracterização morfológica | 91 |
| 5.1.1 Caracterização morfológica dos solos do Grupo Barreiras..... | 91 |
| 5.1.2 Caracterização morfológica dos solos desenvolvidos nos leques aluviais | 102 |
| 5.2 Caracterização física e química dos solos..... | 108 |
| 5.2.1 Caracterização física dos solos do Grupo Barreiras..... | 108 |
| 5.2.2 Caracterização química dos solos do Grupo Barreiras..... | 109 |
| 5.2.3 Características físicas dos solos dos Leques Aluviais..... | 111 |
| 5.2.4 Características químicas dos solos dos Leques Aluviais..... | 112 |
| 5.3 Morfoscopia das areias..... | 114 |
| 5.3.1 Análise das amostras | 114 |
| 5.4 Análise micromorfológica..... | 117 |
| | |
| 6 EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM | 126 |
| 6.1 Considerações gerais | 126 |
| 6.2 Desenvolvimento da rede de drenagem nos Sedimentos Barreiras e Leques Aluviais Pleistocênicos | 128 |
| 6.2.1 Análise morfológica e morfométrica..... | 133 |
| 6.2.1.1 Rio Itariri | 136 |
| 6.2.1.2 Rio da Ponte..... | 144 |
| 6.2.1.3 Rio da Pedra..... | 146 |
| | |
| 7 CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO..... | 151 |
| 7.1 Considerações gerais | 151 |
| 7.2 Evolução durante o Quaternário..... | 151 |
| 7.3 Distribuição das formas de relevo na paisagem | 155 |
| 7.4 Os sedimentos Barreiras | 159 |
| 7.5 Leques aluviais pleistocênicos | 166 |
| 7.5.1 Considerações gerais..... | 166 |
| 7.5.2 Os Leques Aluviais e a Neotectônica | 168 |
| 7.5.2.1 Estudo geofísico | 168 |
| 7.5.2.1.1 Análise dos dados e discussão | 169 |
| | |
| 8 INTERAÇÕES MORFO-PEDOGENÉTICAS | 178 |
| 8.1 Considerações gerais | 178 |
| 8.2 Forças direcionais e estabilidade da vertente..... | 179 |
| 8.3 Setores de vertentes | 182 |
| 8.3.1 Caracterização morfológica geral | 182 |
| 8.3.2 As interações morfo-pedológicas e os setores de vertentes no Grupo Barreiras | 185 |
| 8.4 Os Leques Aluviais Pleistocênicos | 192 |
| 8.4.1 A evolução morfo-pedogenética nos Leques Aluviais Pleistocênicos | 192 |
| 8.4.2 Detalhamento Morfo-pedogenético da Vertente das Colinas Baixas..... | 197 |
| 8.4.3 Datação do 14C na Matéria Orgânica do Solo | 204 |

| | |
|------------------|-----|
| 9 CONCLUSÃO..... | 207 |
| REFERÊNCIAS..... | 210 |
| APÊNDICES..... | 222 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A geomorfogênese assim como a pedogênese são determinadas por fatores como o clima, geologia, organismos, tempo e, apesar dos fatores comuns, a intensidade e velocidade dos fenômenos que agem nas suas formações são diferentes (REGO, 1997). A natureza complementar de ambos os processos leva a uma interdependência natural na compreensão da evolução da paisagem e, conseqüentemente, da dinâmica ambiental.

Apesar dessa cumplicidade natural, o estudo do solo e do relevo desenvolveu-se de modo autônomo e por caminhos raramente paralelos. Para a geomorfologia, na elaboração do relevo, os solos teriam um papel secundário, apenas a parte superficial de um sistema complexo controlado pelas relações estratigráficas e sedimentológicas, e a pedogênese teria a função do preparo de um material de fácil erosão (RUELLAN, 1986).

Nos anos 30 do século XX, os cientistas do solo começaram a perceber a existência de relações de dependência entre a história dos solos e a posição ocupada nos relevos onde se encontram. Inicialmente, a posição topográfica determinaria uma ação diferenciada da água sobre características dos solos e, posteriormente, perceberam também que solos mais “jovens” ocorrem sobre relevos de evolução recente. Somente na segunda metade do século XX a Geomorfologia passou a perceber a importância do conhecimento dos produtos do intemperismo (solos, alteritas, formações superficiais) como testemunhos de processos de gênese e evolução das formas de relevo.

Para McFaden (1990), a utilização da pedogênese no estudo da evolução das superfícies vem do fato de que os solos formam uma parte essencial dos elementos da paisagem, registrando os ganhos e perdas das superfícies geomórficas, meio no qual se desenvolve o solo. Por outro lado, são as características do solo que controlam, em parte, a erosão e a estrutura dos solos influi, de modo significativo, no escoamento difuso (CASTRO, 1979). A história da evolução do relevo está, portanto, intimamente relacionada à história do desenvolvimento dos solos, local e amplamente, implicando que sem a análise dos solos a geomorfologia não está habilitada a analisar a história do desenvolvimento e mudanças na paisagem. Por

sua vez, o relevo, enquanto um dos fatores responsáveis pela formação dos solos se constitui em um importante instrumento indutor da dinâmica pedogenética.

O Grupo Barreiras guarda a história das transformações pela qual passou a Terra nos últimos milhões de anos, cujos registros se encontram na sua estrutura geológica sedimentar, nas evidências das alterações climáticas, nas ações da neotectônica, morfodinâmica e transformações pedológicas, transformações essas que necessitam ser estudadas e compreendidas. Estudos realizados nos Tabuleiros Costeiros do Recôncavo e Litoral Norte do Estado da Bahia (RIBEIRO, 1998, 2001; UCHA, 2000; ROMERO, 2003; PEREIRA, 2004; FORTUNATO, 2004), comprovam que as mudanças climáticas quaternárias associadas à ação da neotectônica foram determinantes para a morfodinâmica e, conseqüentemente, para a elaboração do modelado, ao tempo em que, nos solos, a remoção de horizontes e camadas, exposição de outras, alterações na dinâmica hídrica e da matéria orgânica, promoveram a adequação do desenvolvimento pedogenético a uma nova dinâmica ambiental.

Os esclarecimentos produzidos por estas e outras pesquisas, obviamente não esgotam os questionamentos que demandam o conhecimento das transformações e evolução sofridas por esse ambiente. Daí a questão: as interações morfo-pedogenéticas se constituem em processos efetivos na evolução da paisagem nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos Leques Aluviais Pleitocênicos da área de estudo? De que forma se dá essa interação? Quais fatores são determinantes?

Nesse contexto, o estudo das interações morfo-pedogenéticas nestas superfícies, dado seu conteúdo interdisciplinar, pode esclarecer questões relativas aos Leques Aluviais Pleistocênicos e sua relação com os sedimentos do Grupo Barreiras, a natureza das areias brancas que recobrem algumas superfícies: cobertura eólica, material pedogenético, ou ambos? Qual a importância da neotectônica e da erosão geoquímica na elaboração do relevo e da pedogênese.

Essa pesquisa orienta-se pela hipótese de que, mesmo tendo a geomorfologia e a pedologia desenvolvido os seus conhecimentos e técnicas de forma independente, a evolução do conhecimento científico possibilitou o entendimento de que, definitivamente, no estudo das Geociências, a compreensão da dinâmica da natureza só é possível com o estudo interativo das suas variáveis. Nessa perspectiva, a evolução da paisagem, a forma das vertentes, o intemperismo, a profundidade dos solos, o movimento da água, etc., envolvem a história geológica,

climatológica e tectônica de uma área, porém, fundamentalmente, envolvem processos e mecanismos de interdependência da pedologia e da geomorfologia.

O caráter interdisciplinar geocientífico abordado induz os fundamentos metodológicos dos estudos a uma visão integrada dos elementos da natureza, e ao domínio dos conteúdos necessários à análise e interpretação corretas dos fatos fundamentais à credibilidade científica.

1.2 Objetivo

Esse estudo tem o propósito de analisar em que medida os fatores de transformação ambiental atuantes no período Quaternário (mudanças climáticas, oscilações do nível do mar, neotectônica) agiram nos sedimentos Barreiras e Leques Aluviais Pleistocênicos, qual a sua importância na evolução da paisagem local e como os diferentes sistemas se organizam e se relacionam. Isso se dará a partir do conhecimento da morfodinâmica e dos processos pedogenéticos atuantes e pretéritos, a partir da análise da estrutura geomorfológica e dos sistemas pedológicos associados, evidenciando as relações morfo-pedogenéticas. A sistematização dos fatos e a correlação interdisciplinar dos estudos deverão permitir o conhecimento da dinâmica ambiental ou evolução/transformação da paisagem nos Tabuleiros Costeiros e Leques Aluviais Pleistocênicos no Litoral Norte do Estado da Bahia.

A importância da identificação e caracterização dos sistemas morfo-pedogenéticos está no aporte de conhecimentos técnico-científicos que serão gerados e - se não definitivos e certamente não o serão - mais precisos em relação à compreensão a respeito de determinados processos pretéritos e atuais. Isto também poderá ser um elemento indutor de uma maior responsabilidade ambiental e de uma consciência crítica e responsável em relação às formas de intervenção nos sistemas ambientais físicos.

Assim, a originalidade metodológica da construção do cenário morfogenético e o estudo integrado das relações morfo-pedogenéticas, ao associar as toposseqüências aos sistemas geomorfológicos, possibilita uma compreensão sistematizada do conjunto dos mecanismos e transformações atuantes no solo e no relevo, contínuos e localizados, das superfícies sedimentares estudadas. A perspectiva é a de que quanto mais se entende os solos, inclusive os processos de

formação e variações relativas às suas posições nas superfícies geomorfológicas, mais conhecimento adquire-se sobre os processos de elaboração e evolução das paisagens. Similarmente, quanto mais se compreende a evolução das superfícies em escalas temporais e espaciais, melhor podemos entender os complexos problemas dos solos que estudos pedológicos isolados têm falhado em resolver.

1.3 Localização

A área de estudo localiza-se no Litoral Norte da Bahia, município de Conde, a 180 km de Salvador, com acesso pela rodovia BA 099 (Linha Verde), entre as coordenadas geográficas de 11º 45' 00" e 12º 00' 00" de latitude sul e 37º 30' 00" e 37º 45' 00" de longitude oeste (Figura 1.1).

A escolha da área de trabalho obedeceu a critérios em que a ocorrência dos sedimentos do Grupo Barreiras se desse de forma significativa em termos de extensão territorial, e que apresentasse uma significativa diferenciação geomorfológica e pedológica que justificasse o investimento da pesquisa. A existência do desenvolvimento recente de estudos em geociências na região seria desejável, por conta de um aprofundamento da investigação e a possibilidade de melhor fundamentação científica no desenvolvimento da pesquisa e do conhecimento regional nessas áreas. As condições de acessibilidade à área também foram consideradas.

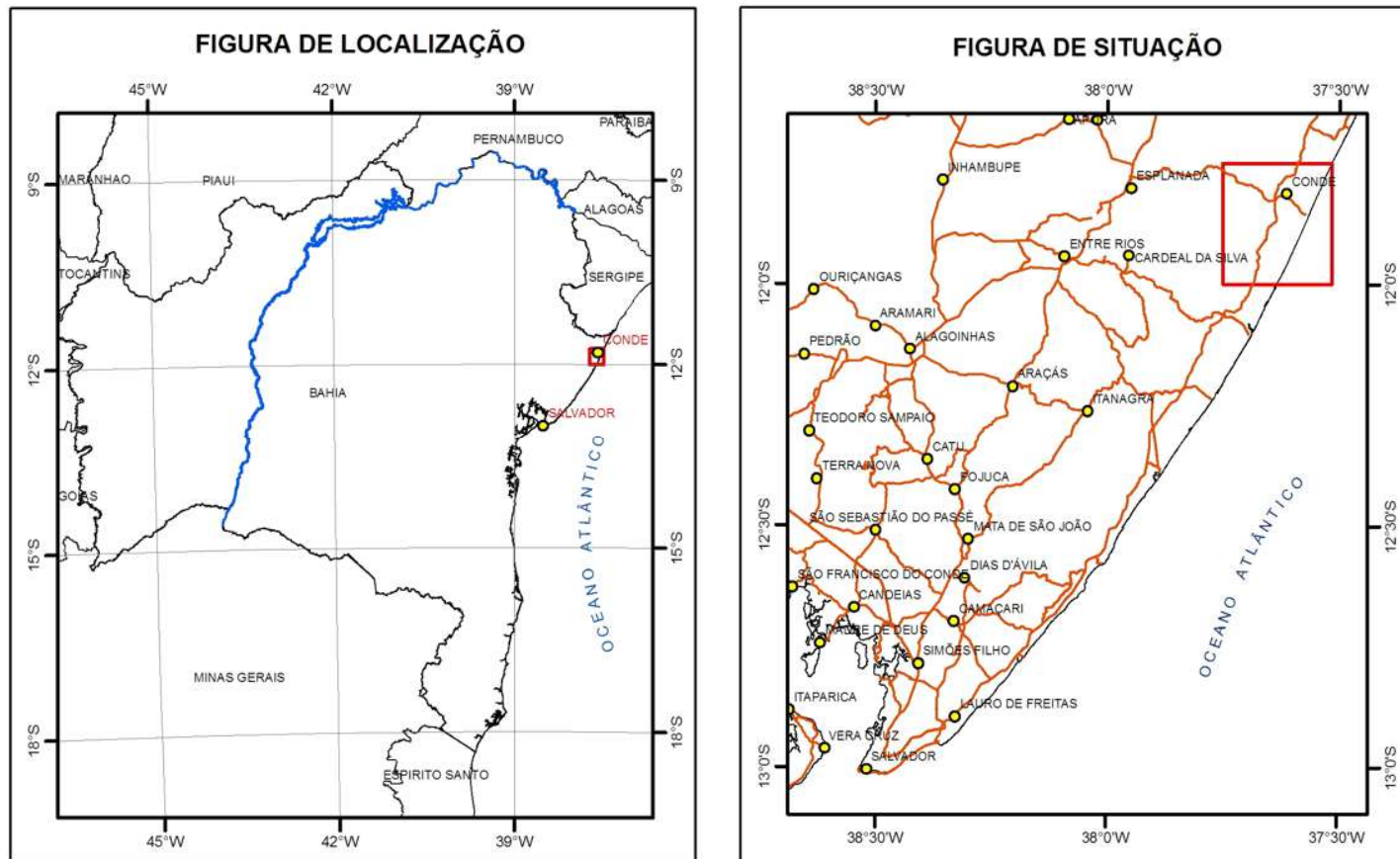


Figura 1.1. Cartogramas indicativos da localização e situação da área de estudo no Litoral Norte da Bahia, município de Conde.

2 CARACTERIZAÇÃO FÍSIOGRÁFICA REGIONAL

2.1 Geologia

A geologia da área estudada é formada por sedimentos cenozóicos miocênicos e pleistocênicos do Grupo Barreiras, sedimentos quaternários pleistocênicos (leques aluviais, dunas e terraços marinhos) e holocênicos (dunas frontais, dunas “Blowout”, depósitos fluviais, depósitos de delta do rio Itapicuru, terraços marinhos e zonas úmidas do tipo manguezal, brejos e pântanos). As rochas do embasamento cristalino aparecem em afloramentos pontuais no rio Itapicuru próximo à cidade do Conde e distrito de Sítio do Conde e em alguns entalhes mais profundos do rio Itariri na superfície Barreiras, próximo a sua foz (Figura 2.1).

Os sedimentos do Grupo Barreiras no litoral norte da Bahia foram depositados por fluxos de detritos, fluxos de detritos pseudoplásticos e depósitos subaquosos. Esses sedimentos são predominantemente formados por areias grossa e fina, argilas amarelo-avermelhadas e arenitos grosseiros a conglomeráticos pobremente selecionados com matriz caolinítica (VILAS BOAS e outros, 2001).

Os Leques Aluviais Pleistocênicos, também conhecidos como Formação Continental Pós-Barreiras, são sedimentos continentais que formam depósitos arenosos pobremente selecionados, grânulos e seixos, cujas fontes podem ser o embasamento cristalino, rochas do Mesozóico ou os sedimentos do Grupo Barreiras, como identificam suas características texturais e mineralógicas (BITTENCOURT, 1979; MARTIN e outros, 1980; VILAS BOAS, 1985; SUGUIO, MARTIN e FLEXOR, 1988).

Os depósitos holocênicos são o reflexo das alterações climáticas e eustáticas do período Quaternário, seja na forma de depósitos eólicos que formam as dunas e os cordões duna ao longo da linha de praia, os terraços depositados a partir da regressão marinha e progradação da linha de costa, e no estabelecimento de estuários e diferentes áreas úmidas ali encontradas.

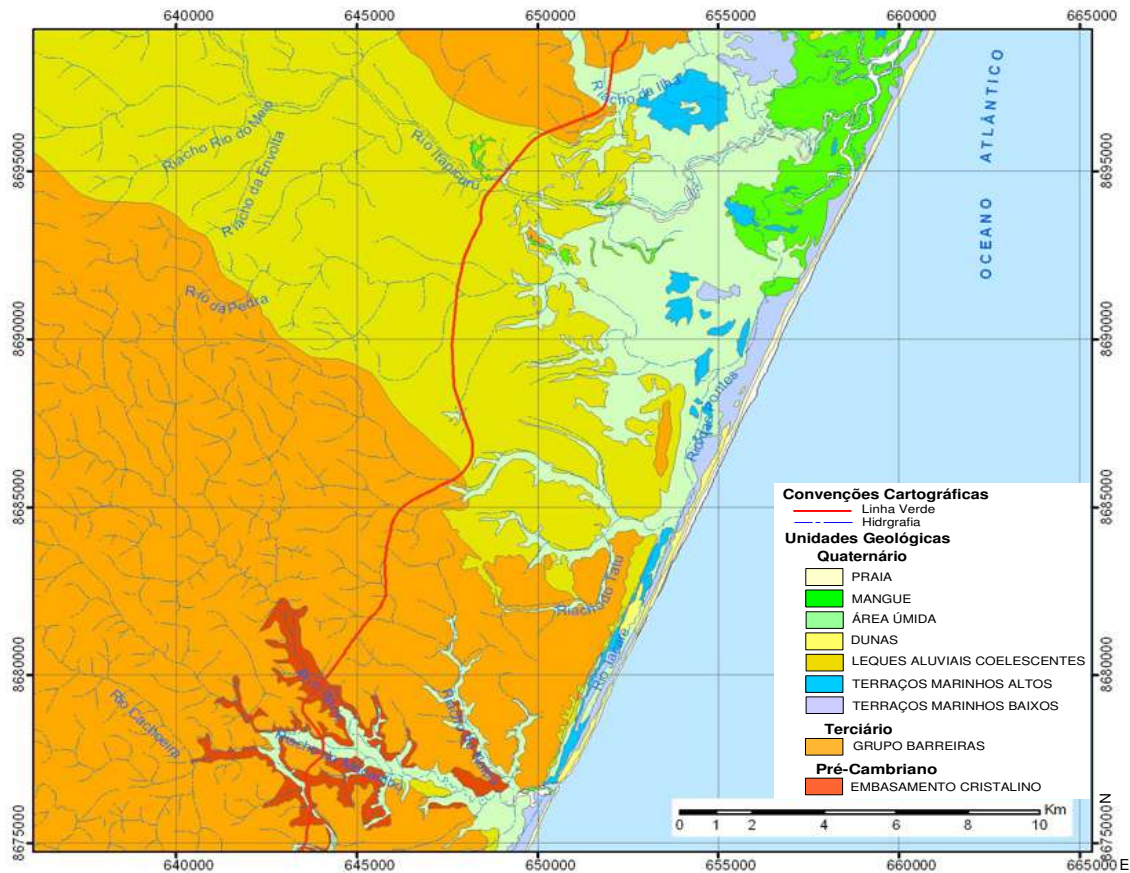


Figura 2.1. Mapa geológico esquemático da área de estudo, onde se destacam pela extensão territorial os sedimentos do Grupo Barreiras e os Leques Aluviais Pleistocênicos.

Fonte: CONDER, 1994, com adaptações.

2.2 Geomorfologia

A geomorfologia encontra-se diretamente relacionada às diferentes unidades geológicas existentes na área. Dessa forma, nos sedimentos do Grupo Barreiras são encontrados remanescentes das feições aplainadas dos Tabuleiros Costeiros formando morros testemunhos, e o Planalto Dissecado de topo convexo, com fortes desníveis altimétricos e entalhes profundos. Tais desníveis resultaram, principalmente, da dissecção dos Tabuleiros pela rede de drenagem que, atualmente, forma a bacia do rio Itariri e os diferentes sistemas morfogenéticos a ela associados, que elaboraram essa paisagem. Paleofalésias pleistocênicas do Barreiras são encontradas próximas ao litoral na faixa atlântica, enquanto superfícies de acumulação formam várzeas e terraços ao longo dos canais de maior ordem na bacia do rio Itariri.

A superfície dos Leques Aluviais apresenta um relevo em rampas suaves e lombas, com amplitude altimétrica variando de 20 a 40 m. Sua evolução esteve condicionada ao retrabalhamento realizado pela Penúltima Transgressão e de forma menos abrangente, pela Última Transgressão. As bacias dos rios das Pedras e das Pontes formam a rede hidrográfica que drena essa superfície a partir das cabeceiras situadas nos sedimentos do Grupo Barreiras, além do rio Itapicuru, em seu trecho final.

Na época atual, Holoceno, a geomorfologia encontra-se representada pelas formas de acumulação eólica das dunas e cordões dunas e terraços marinhos acumulados durante a fase regressiva, e áreas úmidas que formam pântanos e manguezais (Figura 2.1).

2.3 Solos

Nas áreas cobertas pelos sedimentos do Grupo Barreiras, os tipos de solos ocorrem correlacionados às superfícies geomórficas encontradas, bem como à natureza litológica do sedimento e aos processos pedológicos associados. Assim, nas superfícies remanescentes dos Tabuleiros Costeiros encontram-se Latossolos e Argissolos Amarelos em toposseqüência. A existência de Cambissolos, Neossolos Litólicos e Espodosolo também em toposseqüência está relacionada à ocorrência de duricrostas em alguns desses remanescentes. Nos Planaltos Dissecados os Argissolos são encontrados principalmente nos topos convexos e alta encosta, enquanto nas demais superfícies das vertentes que formam os vales a ação da morfodinâmica elabora solos mais rasos ou pouco evoluídos nos seus horizontes pedológicos; aí são encontrados principalmente Cambissolos e Neossolos muitas vezes plínticos e pedregosos, cujas características refletem variações faciológicas nos sedimentos do Grupo Barreiras. A morfologia dos Latossolos e Argissolos é marcada pela existência, em subsuperfície, de uma camada coesa de espessura variada, que envolve os horizontes B/A, B_t e B_w, às vezes até o A/B. Além da coesão, a existência eventual de duricrostas pode gerar horizontes com diferentes graus de cimentação, formando fragipãs e duripãs. Essa coesão ou cimentação é fator de grande limitação ao aproveitamento agrícola desses solos, relacionados especialmente a impedimentos físicos como penetração e maior exploração do volume do solo pelo sistema radicular;

limitações à livre circulação da água causando a diminuição da aeração do solo e formação de lençóis suspensos temporários e ambiente redutor; perdas ou baixo aproveitamento de corretivos e fertilizantes que têm dificuldade de penetração no solo assim como na dispersão de defensivos agrícolas eventualmente danosos ao ambiente. Nos terraços aluviais desenvolvem-se Argissolos, às vezes Gleissolos, enquanto nas várzeas são encontrados solos Hidromórficos ou Solos de Mangue, naquelas várzeas influenciadas pelas marés.

Nos Leques Aluviais Pleistocênicos os Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Litólicos e Espodossolos, associam-se em toposeqüência a Argissolos e Latossolos, formando um relevo de rampas suaves e colinas onduladas. Os Neossolos Quartzarênicos, Neossolos Litólicos e Espodossolos normalmente ocorrem nas superfícies mais baixas, com profundidade variável, o que eventualmente pode encobrir o Bh de um Espodossolo quando este se encontra a mais de 2 m de profundidade. Linhas de seixos e/ou cascalhos de quartzo estão quase sempre presente nesses solos. Os Latossolos e Argissolos são encontrados em posições cimeiras da encosta. São solos coesos, distróficos, que apresentam uma arenização superficial, que pode estar relacionada ao manejo do solo e/ou a processos pedológicos de degradação da argila por acidólise ou ferrólise.

2.4 Clima

O clima é um dos elementos naturais que mais influenciaram a evolução da paisagem regional no Quaternário, tanto na elaboração da rede hidrográfica, quanto na esculturação das formas de relevo e na dinâmica morfogenética. Influem também nos diferentes processos pedogenéticos, na sedimentologia, na definição das formações vegetais e na formação de aquíferos. Não apenas as modificações de elementos do clima como pluviosidade e temperatura, mas a ação de ventos e as variações do nível relativo do mar (em conseqüência de mudanças climáticas globais) quaternárias foram responsáveis por importantes transformações no litoral brasileiro, em especial o nordestino, tendo elaborado elementos da paisagem como dunas, praias, terraços, estuários, manguezais. Outra influência direta encontra-se no desenvolvimento de processos sedimentares, como na formação de leques aluviais e terraços fluviais.

2.4.1 Clima atual

As massas de ar se constituem no mais importante elemento atmosférico na produção do clima. No Brasil, atuam direta ou indiretamente aquelas massas responsáveis pelas condições climáticas na América do Sul, sendo que na região Nordeste as condições climáticas do seu litoral leste estão submetidos à ação do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, onde se originam os ventos alísios de SE. São definidas, principalmente, pela atuação da Massa Equatorial Atlântica (MEA), responsável pelas chuvas de outono/inverno. Essa massa de ar é influenciada pela Frente Polar Atlântica (FPA) que pode trazer chuva ao litoral da Bahia, no caso de um anticiclone polar vigoroso (NIMER, 1979).

Os dados climatológicos das séries históricas existentes para o litoral norte da Bahia revelam um clima úmido sub-úmido megatérmico na classificação de Thornthwait, e tipo Af, tropical úmido sem estação fria com temperatura média do mês mais frio superior a 18° C, na classificação de Köppen, para a faixa mais próxima ao litoral. Em direção ao interior do continente o clima é do tipo Am, com precipitação do mês mais seco inferior a 60 mm. O clima na cidade de Conde, de acordo com a classificação de Thornthwait e Matter (1955), é do tipo úmido sub-úmido megatérmico, com pluviosidade média anual de 1.427 mm e temperatura média anual de 24,2° C (BAHIA, 1976).

Pela situação geográfica representativa da área de estudo, os dados climáticos da cidade de Conde serão tomados como referência neste trabalho.

2.4.1.1 Elementos do Clima

- Análise da Pluviosidade

A observação das isoietas para o litoral norte revela uma redução gradual da pluviosidade do litoral para o interior. Nesse sentido, a cidade de Conde está próxima à isoietas de 1.400 mm enquanto o distrito de Altamira, a 30 km para o interior, é cortado pela isoietas de 1.200 mm (Figura 2.2). Essa figura revela ainda que ao sul da área em estudo, os totais pluviométricos são ainda maiores, porém mantendo o mesmo ritmo de redução das chuvas com a continentalidade.

Os dados pluviométricos da cidade de Conde revelam uma maior pluviosidade (P) no período outono/inverno, quando os totais mensais estão sempre acima de 100 mm, com valores mais elevados em maio e junho (204 e 198 mm, respectivamente). Na primavera/verão a pluviosidade mensal tem uma redução significativa, com mínima de 59 mm (outubro) e máxima de 107 mm (março), portanto com valores próximos nesse período do ano. Segundo esses dados, a pluviosidade média anual na cidade é de 1.427 mm (Tabela 2.1).

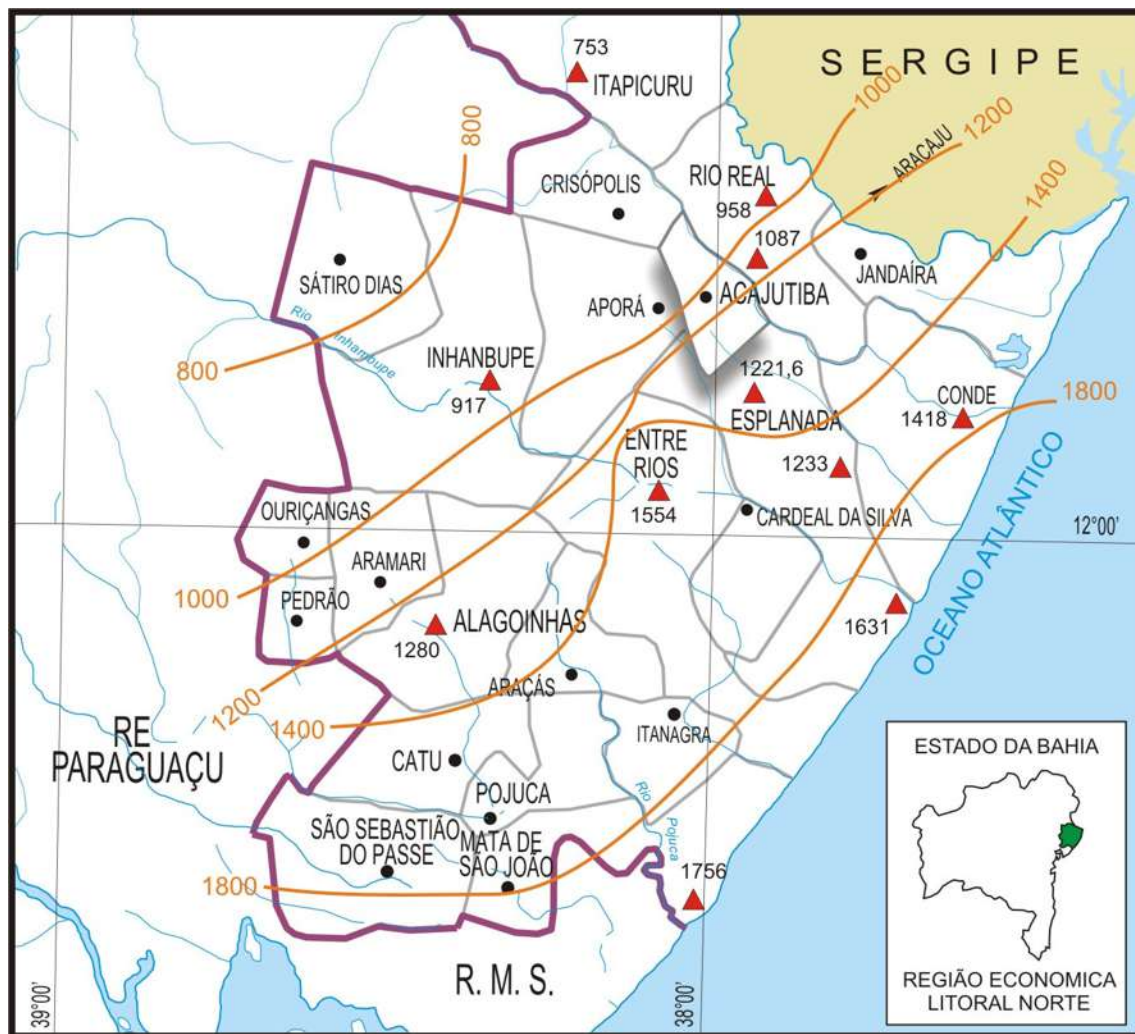


Figura 2.2. Representação das isoietas do Litoral Norte da Bahia, onde se observa a diminuição do valor da pluviosidade média em direção ao interior do continente.

Tabela 2.1 - Dados das médias mensais do balanço hídrico do período de 1952 a 1989 para a cidade de Conde.

| Meses | T °C | P (mm) | EP (mm) | Alt. | ER (mm) | Def. (mm) | Exc. (mm) |
|-------|------|--------|---------|------|---------|-----------|-----------|
| Jan. | 25,9 | 60 | 140 | 0 | 60 | 80 | 0 |
| Fev. | 26,0 | 86 | 126 | 0 | 86 | 40 | 0 |
| Mar. | 25,7 | 107 | 135 | 0 | 107 | 28 | 0 |
| Abr. | 25,0 | 171 | 112 | 59 | 112 | 0 | 0 |
| Mai. | 23,3 | 204 | 99 | 66 | 99 | 0 | 39 |
| Jun. | 22,3 | 198 | 86 | 0 | 86 | 0 | 112 |
| Jul. | 22,0 | 190 | 78 | 0 | 78 | 0 | 112 |
| Ago. | 22,0 | 133 | 79 | 0 | 79 | 0 | 54 |
| Set. | 23,0 | 89 | 90 | -11 | 90 | 0 | 0 |
| Out. | 24,1 | 59 | 105 | -46 | 105 | 0 | 0 |
| Nov. | 24,6 | 76 | 120 | -44 | 120 | 0 | 0 |
| Dez. | 25,2 | 64 | 125 | -24 | 88 | 37 | 0 |
| Ano | 24,2 | 1.427 | 1.295 | - | 1.110 | 185 | 317 |

Lat. 11°46'00"S, Long. 37°49'00"W; Altitude: 140 m; CAD: 125 mm; IM: 15,9 mm.

Fonte - SUDENE

– Temperatura

Como característica marcante dos climas tropicais, a amplitude térmica mensal da temperatura ao longo do ano é muito pequena. Com uma temperatura média anual de 24,2° C, os valores mensais observados no inverno estão quase sempre acima dos 23° C, ultrapassando os 25° C nas demais estações do ano, porém sem ultrapassar os 27° C (Tabela 2.1).

– Balanço Hídrico

Os dados do balanço hídrico segundo o método de Thornthwait e Mather para a cidade de Conde revelam uma deficiência hídrica total de 185 mm, distribuídos no período de setembro a março, com conseqüente retirada de água do solo. A reposição de água no solo tem início no mês de maio se estendendo até o mês de agosto, com média anual de 294 mm. Os períodos de retirada e reposição de água obviamente correspondem aos períodos de menor e maior pluviosidade, respectivamente. A evapotranspiração real (ER) é de 1.110 mm enquanto que a evapotranspiração potencial (EP) é de 1.295 mm. A diferença P-EP positiva em 132 mm permite o fechamento do balanço hídrico sem deficiência hídrica anual (BAHIA, 1976) (Figura 2.3 e Tabela 2.1).

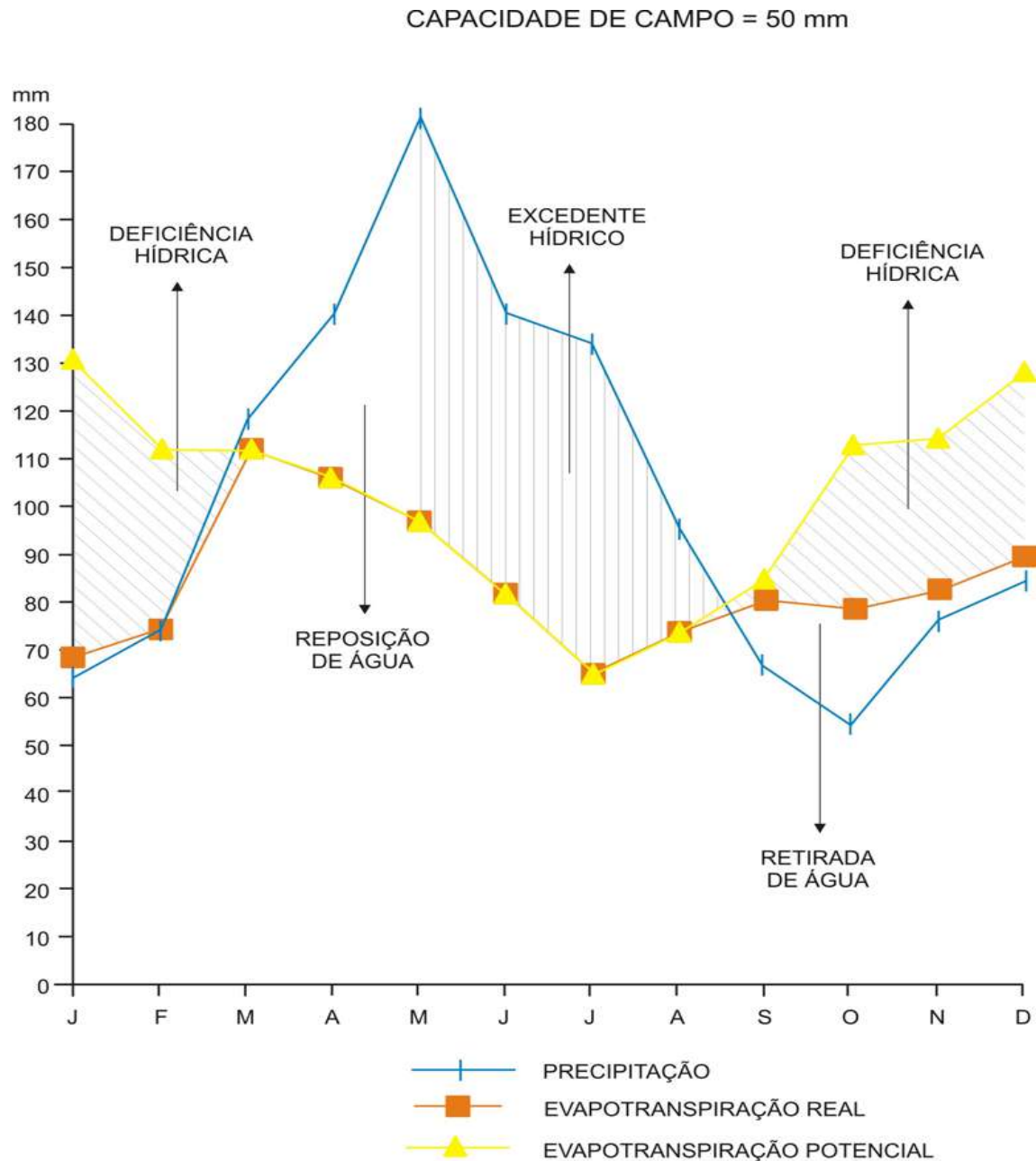


Figura 2.3. Gráfico representativo do balanço hídrico da cidade de Conde onde se observa os campos correspondentes aos períodos de deficiência hídrica, reposição de água no solo e excedente hídrico (segundo Thornthwaite e Matter, 1955).

Fonte: adaptado de BAHIA, 1976.

2.5 Vegetação

A classificação da vegetação do Brasil feita pelo IBGE (BRASIL, 1992) considera a área de estudo como pertencente à Região Fitoecológica da Floresta Estacional Semidecidual de Terras Baixas (Floresta Tropical Subcaducifólia). Essa

classificação define uma formação vegetal florestal formada principalmente por macro, meso e microfanerófitos semidecíduos, isto é, com indivíduos arbóreos passíveis da perda de até 50% das folhas no período climático desfavorável ou período seco. É uma formação florestal de ambiente climático transicional, portanto coerente com a classificação climática de clima úmido sub-úmido de Thornthwait.

No entanto, além do clima, o fator edáfico pode ser determinante na ocorrência de outras formações vegetais: assim, a Floresta Estacional Semidecidual ocupa principalmente a superfície coberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras enquanto nos Leques Aluviais, os Neossolos Quartzarênicos, Litólicos e Espodossolos vão favorecer a ocorrência de encraves com espécies de clímax edáfico como Savana (Cerrado) e Formações Campestres. As Formações Pioneiras ou o Sistema Edáfico de Primeira Ocupação representadas pela Vegetação com Influência Marinha, Vegetação com influência Flúvio-marinha e Vegetação com Influência Fluvial ou Lacustre vão ocupar as dunas, manguezais e as diferentes áreas úmidas encontradas na área, respectivamente. As Formações Pioneiras são compostas de espécies vegetais resistentes às diversas limitações (hídricas, texturais, de fertilidade, salinidade, profundidade, etc.) impostas pelos solos que ocupam. São cactáceas, bromeliáceas, reptantes e gramíneas além de micro e nanofanerófitos decíduos.

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 As interações morfo-pedogenéticas

As interações morfo-pedogenéticas se constituem no estudo dos processos de elaboração das formas de relevo e da influência que esses processos têm na formação dos solos, acrescido do fato de que sistemas de transformações pedológicas podem agir no sentido da modificação do relevo. Para Olson (1989, apud GERRARD, 1999), a avaliação da estratigrafia e do material parental da área, a definição das superfícies geomórficas no tempo e no espaço e a correlação das propriedades e das características dos solos com as geomorfológicas são etapas fundamentais ao estudo morfo-pedológico. Hugget (1975) via o sistema solo-paisagem como armazenador, transformador e transmissor do poder das plantas, que aporta material e energia e exporta sedimentos clásticos, colóides e materiais solúveis. Para Bockheim (2005) o solo é um corpo além do pedon ou polipedon, onde a migração lateral de componentes em suspensão e solução que percolam o solo são componentes chaves de diferenciação morfo-pedogenética. Quando o solo se desenvolve, o seu perfil se modifica e suas características químicas, estruturais e propriedades físicas vão influenciar nos processos tais como infiltração, fluxos, escoamentos e movimentos de massa (GERRARD, 1993). Na teoria da Etchplanação (WAYLAND, 1933 apud VITTE, 2005) encontra-se o fundamento do papel das transformações pedogeoquímicas das rochas na dinâmica morfológica da paisagem, quando as análises geomorfológicas se fundamentavam apenas nas variáveis estruturais e climáticas sob atuação cíclica.

O conceito de Ecodinâmica estabelecido por Tricart (1977) considera o balanço morfo-pedológico responsável pela existência dos meios instáveis, estáveis e intermediários (intergrades), se constituindo em um referencial de muitos estudos em bases morfo-pedogenéticas. Em Lage (1986), a definição da evolução da paisagem de uma bacia hidrográfica é feita com base no conceito da Ecodinâmica, se constituindo no primeiro trabalho em geomorfologia no estado da Bahia a relacionar a morfogênese com a pedogênese.

Segundo Christofolletti (1973), os processos morfogenéticos como o intemperismo e movimentos do regolito ou de massa (rastejamento ou reptação, solifluxão e fluxos de lama, avalanche, deslizamentos e desmoronamentos)

representam ações da dinâmica externa responsáveis pela elaboração das vertentes que, para Tricart (1957), se constituem na forma de relevo mais importante para o homem. Para a compreensão da evolução das vertentes é fundamental o entendimento das formas atuais do relevo terrestre (Cassetti, 1995), se constituindo, portanto, no principal elemento de investigação da paisagem onde ocorrem as interações morfo-pedogenéticas, como será observado a seguir, nos elementos da geomorfologia e da pedologia.

3.1.1 Elementos da geomorfologia

A geomorfologia é a ciência da natureza que estuda as formas de relevo, cuja análise dos fenômenos se dá através do aspecto estático (descrição das formas) e dinâmico (análise dos processos). A sua concepção se fundamenta na análise da natureza, organização e diferenciação das formas e a compreensão dos processos que formaram e estão formando as superfícies (PENTEADO, 1970). Na geomorfologia, o relevo terrestre está diretamente relacionado aos processos endógenos – relativos a ações tectônicas, vulcanismo, magmatismo e orogênese – e aos processos exógenos, envolvendo o intemperismo e atividades relacionadas ao clima e à ocupação humana.

Os fundamentos da geomorfologia foram estabelecidos a partir do século XVIII através dos trabalhos de Hutton, estudioso sistemático da gênese dos solos e da geologia (PENTEADO, 1974). No início do século XIX, as formas terrestres, especialmente do mundo tropical, foram descritas por exploradores científicos como Charles Darwin, Wallace e Humboldt, quando grande quantidade de informações geomorfológicas foram geradas e acumuladas nos cursos de geologia e solos pelas administrações coloniais (GUPTA, 1993). Em meados do século XIX, Alexandre Surret (apud ROSS, 2003) estabeleceu o princípio da Tensão Regressiva e o Conceito de Perfil de Equilíbrio. A geomorfologia importava-se então com processos fluviais relativos a inundações, erosão marginal e deposição de sedimentos (QUEIROZ NETO, 2000).

Como ciência autônoma, a geomorfologia fundamentou os seus princípios na Teoria do Ciclo da Erosão, do geólogo americano William Morris Davis. Nessa teoria as fases do relevo são comparados ao ciclo da vida, onde os estágios do ciclo de

erosão passam pelas etapas de juventude, maturidade e senilidade (CHRISTOFOLETTI, 1974).

A geomorfologia, especialmente a tropical, caracterizava-se então pelo estudo de formas climato-genéticas (GUPTA, 1993). Segundo Penteadó (1970), sob o sistema climático tropical quente e úmido a morfogênese age no sentido da biostasia (EHART, 1967) ou equilíbrio bioclimático, onde o intemperismo químico é o processo mais eficaz no desenvolvimento dos solos. A cobertura vegetal e os solos vão favorecer a componente vertical no balanço morfogenético das encostas, onde as formas de relevo resultantes são:

- As meias laranjas ou relevo de mar de morros no cristalino;
- Colinas com perfis convexos nas regiões sedimentares;
- Vales de perfis quebrados com setores planos (alvéolos) e setores de corredeiras.

Nas regiões de clima semi-árido o sistema é resistático (EHART, 1967), e o processo de pedimentação elabora as seguintes formas:

- Superfície plana, regular, com inclinação suave em direção à calha de drenagem. Essa superfície faz contato em ângulo forte com escarpas mais altas ou rampas;
- Superfície com cascalheira de elementos angulosos no contato da cobertura com a superfície rochosa, indicando transporte curto sobre as vertentes (depósito de colúvios). Essa cobertura detrítica pode estar mal consolidada ou agregada com cimento ferruginoso.

Essas formas se desenvolvem segundo um fenômeno conhecido por ciclicidade de erosão, onde uma sucessão de climas úmidos e semi-áridos é responsável pela evolução da paisagem. Durante as fases úmidas a predominância da erosão linear promove a dissecação do relevo, enquanto que as fases semi-áridas seriam responsáveis pelo desenvolvimento de superfícies de pedimentação. Entretanto, de acordo com Gupta (1993), os processos geomorfológicos e as formas são apenas parcialmente dependentes do clima, porém em grande extensão do neotectonismo, litologia, eventos episódicos e catastróficos como os ciclones tropicais e as alterações antropogênicas da paisagem, que geram uma grande variedade de formas.

A tendência da pesquisa geomorfológica está no conhecimento de fatores e processos ativos determinantes como a erosão geoquímica, movimento das encostas, hidrologia, sedimentação e eficiência da denudação. Atualmente a história

da geomorfologia regional pode ser traçada do Pleistoceno aos dias atuais através do estudo de pólenes preservados na estratigrafia aluvial sedimentar, datação por C^{14} , U/Th e TL, e identificação das mudanças quaternárias envolvendo glaciações, associação de regimes de alteração climática e vegetação, alteração na área dos desertos e florestas pluviais e mudanças nos sistemas dos rios causadas por alterações no nível do mar (GUPTA, 1993).

3.1.2 Conceitos geomorfológicos para a evolução das vertentes

Na opinião de Casseti (1995), a compreensão da evolução das vertentes fundamenta o entendimento das formas atuais do relevo terrestre. Entre os precursores na sistematização dos conhecimentos e elaboração dos principais modelos sobre a evolução morfológica das paisagens William Davis, Walter Penck, Lester King, J. Hack e Jean Tricart são as principais referências.

No Ciclo Geográfico da Erosão, Davis apoiou-se na teoria da evolução e na termodinâmica como aspectos fundamentais na definição dos estágios do relevo e na constituição da peneplanície. Para Davis (apud BIGARELLA, 1965), no desenvolvimento de uma vertente um perfil convexo seria elaborado no topo, com um delineamento côncavo na base e uma superfície inclinada intermediária, cuja declividade dependeria do estágio de evolução (juventude, maturidade, senilidade). Os detritos mais grosseiros seriam então removidos das partes mais inclinadas por gravidade, escoamento superficial ou rastejamento (creep), a depender da declividade. Acredita que o recuo das encostas seria seguido pela diminuição de sua declividade independentemente de suas formas originais.

Walter Penck aponta a importância do soerguimento crustal e as taxas de incisão da drenagem na constituição das formas de relevo, numa relação dialética entre as forças endógenas e exógenas da Terra. De acordo com Penck (1953, apud BIGARELLA, 1965), a evolução das vertentes se realiza através da interação do levantamento crustal com uma denudação. Dessa maneira, e em função do balanço soerguimento crustal/denudação, a evolução das vertentes ocorre da seguinte forma: 1) desenvolvimento convexo, quando o levantamento se opera mais rapidamente que a denudação (perfis convexos); 2) desenvolvimento estacionário, quando o levantamento se dá na mesma velocidade que a denudação (recuo paralelo e retilíneo das encostas); 3) desenvolvimento côncavo, no qual a

denudação é mais rápida que o levantamento (perfis côncavos). A ruptura do gradiente nas vertentes e conseqüentes desnivelamentos estão relacionados a movimentos crustais e processos erosivos associados a mudanças climáticas (Figura 3.1).

Para King (1956), os fundamentos da evolução das vertentes permanecem os mesmos em qualquer regime climático exceto para os glaciais, periglaciais e extremamente áridos. Define como uma encosta ideal aquela que teria, de cima para baixo, uma seção convexa, uma face nua, uma seção detrítica e um pedimento (Figura 3.2). Os pediplanos, pedimentos e inselbergues encontrados em áreas distintas estariam ainda em evolução atualmente, apesar da diversidade das condições climáticas locais.

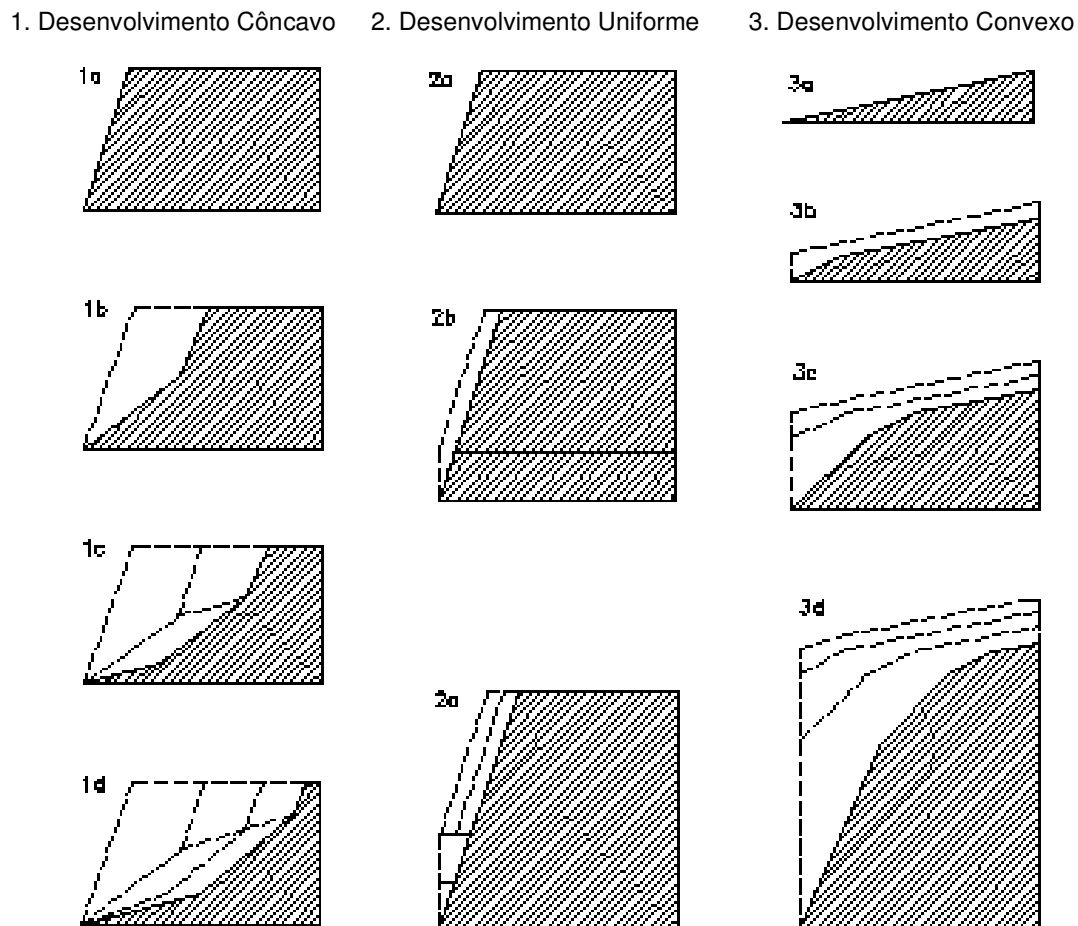


Figura 3.1. Formação e evolução das vertentes côncavas (1), retilíneas (desenvolvimento Uniforme, 2) e convexas (3) segundo Penck. As linhas vermelhas correspondem a diferentes posições da encosta em função do balanço denudacional.

Fonte: Bigarella, 1965.

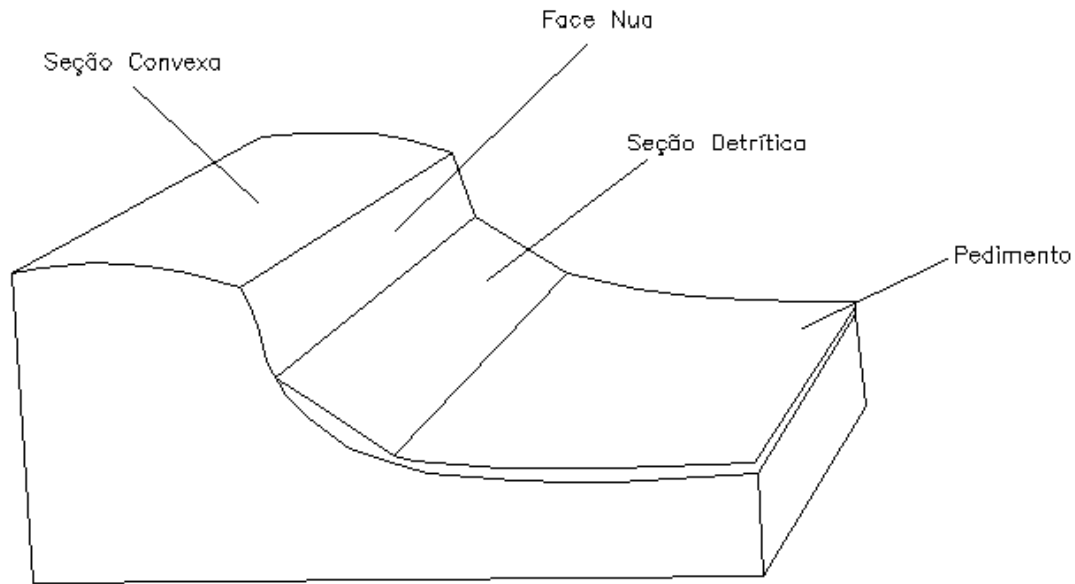


Figura 3.2. Elementos básicos das vertentes segundo King.
 Fonte: Bigarella, 1965, com adaptações.

Jahn (1954, apud CASSETI, 1995) estudando a evolução das vertentes, observou que as forças morfogenéticas atuantes nas vertentes, ao que chamou “balanço denudacional”, possuem duas componentes: 1) uma perpendicular, que se caracteriza pela infiltração da água e é responsável pelo intemperismo químico; essa componente é favorecida pela cobertura vegetal, o que implica em alteração de natureza bioquímica bem como na decomposição responsável pela pedogênese, proporcionando assim o fornecimento de material para um eventual transporte. 2) a outra, paralela, responsável pelo processo denudacional (morfogênese) e pelo transporte do material intemperizado e pedogenizado, caracterizando os efeitos erosionais. Ele definiu a vertente como “forma tridimensional modelada pelos processos de denudação atuantes no presente ou no passado, representando a conexão dinâmica entre o interflúvio e o fundo do vale”.

Tricart (1957) denominou de “balanço morfogenético”, o “balanço denudacional” de Jahn, e concluiu que uma vertente é comandada principalmente pelo valor do declive, pela natureza da rocha e pelo clima. A dissecação, a estrutura e o clima são os fatores que comandam o afeiçoamento das vertentes. Afirma ainda que a intensidade da dissecação está associada ao posicionamento dos talwegues, cuja evolução pode estar relacionada a mudanças climáticas, às oscilações gláucio-eustáticas pleistocênicas, como aos efeitos de natureza tectônica, cujo ajuste

promove a reorganização da estrutura e interfere na declividade da vertente. Os fatores morfoclimáticos atuam a partir das formas de intemperismo e pedogênese enquanto a influência da litologia se dá, especialmente, na forma do perfil da vertente, na sua declividade média, na velocidade do recuo, dentre outras.

Bigarella e Mousinho (1965) consideram os movimentos crustais eficientes na escultura do gradiente das vertentes, porém reforçam a importância das mudanças climáticas como as responsáveis pelo aspecto policíclico da paisagem, que se origina nos processos morfogenéticos atuantes nas vertentes.

Para McFadden e Knuepfer (1990), a forma das vertentes está relacionada a processos geomorfológicos, por sua vez fortemente influenciados por fatores como clima e litologia. Apesar de uma tendência para a aceitação de uma maior importância climática ou dos ciclos de erosão na elaboração das formas de relevo, Castro (1979) considera a tectônica como o motor principal da morfogênese, valorizando, porém, a importância da interação dos fatores climáticos, biogeográficos, geológicos e antrópicos.

3.1.3 Elementos da pedologia

Os tempos históricos definiram a preocupação com o conhecimento dos solos no momento em que as sociedades humanas, na sua passagem do comportamento nômade para o sedentário, desenvolveram a agricultura e as plantas cultivadas necessitavam de melhores terras. Verdadeiros tratados sobre agricultura na Roma dos Cesares foram encontrados, incluindo informações sobre a qualidade dos solos e como reconhecê-los.

O reconhecimento da importância dos elementos químicos na nutrição das plantas deu-se ao final do século XVII e início do século XIX. Nesse período, o francês Boussingault propõe a Teoria Húmica, segundo a qual a matéria orgânica seria o componente do solo mais importante ao desenvolvimento das plantas. Posteriormente o alemão Liebig propõe a Teoria Mineral, demonstrando a importância da nutrição mineral a partir dos elementos químicos existentes no solo. Conhecido como conceito edafológico, essa visão prevaleceu na ciência do solo no início do século XX. É ainda enfatizada quando a fertilidade enfoca a física e a química do solo, atributos importantes para o crescimento das plantas, com pequena atenção para as condições externas do meio de crescimento das raízes

(BOCKHEIM, 2005). Na Pedologia, portanto, a preocupação voltava-se para o conhecimento das características e qualidade dos solos, o que colocava seus direcionamentos voltados a problemas relacionados ao uso da terra (QUEIROZ NETO, 2000).

Em 1883, o geólogo russo Dokutchaev, pai da moderna Ciência do Solo, revela a importância do conhecimento da sucessão de horizontes e sua relação com a origem e desenvolvimento dos solos, assim como o estabelecimento do conceito de zonalidade. O solo não é considerado como um meio inerte, refletindo unicamente a composição da rocha subjacente, mas evolui segundo os fatores ativos do ambiente como clima, organismos, vegetação, relevo, material de origem e tempo (DUCHAUFOR, 1977).

Os horizontes dos solos identificam camadas genéticas mais ou menos paralelas à superfície da terra, distintas nas propriedades morfológicas, físicas e químicas e usadas para interpretar a história do desenvolvimento do solo, sugerindo que esses horizontes podem ser usados para classificação e diferenciação dos solos. Nos Estados Unidos esse fato marcou o início do reconhecimento dos solos como um corpo natural distinto do material geológico e a evolução do conceito de pedon, identificado como a menor unidade tridimensional do solo. Segundo o Soil Survey Staff (1960), o solo é um corpo natural composto de sólidos (minerais e matéria orgânica), líquidos e gases que ocorre na superfície da terra, ocupa espaço e é caracterizado por horizontes ou camadas distintas do material rochoso subjacente.

Para Hugget (1998), a versão tradicional da teoria da formação dos solos considera que o solo se forma ou se desenvolve progressivamente sob a influência de fatores ambientais estáticos. O equilíbrio com as condições ambientais vigentes daria, então, a maturidade ou equilíbrio do solo (solo normal). Solos zonais (Podzol, Chernozem) estariam em equilíbrio climático nas médias e altas latitudes e o equilíbrio geral somente seria alterado por fatores geomorfológicos. Essa idéia foi concebida a partir do “Ciclo Geográfico” de Davis e considerava a pedogênese atrelada à geomorfogênese, a paleoclimas e processos como erosão, remanejamento e truncamento e à ocorrência de descontinuidades litológicas e paleossolos, estabelecendo os fundamentos interpretativos da pedologia (RUELLAN, 1986).

O desenvolvimento dos estudos pedológicos e os conhecimentos científicos incorporados a partir da apropriação desses conteúdos, propiciou o aparecimento de conceitos que refletem uma melhor compreensão dos sistemas naturais físicos, onde “o solo se constitui num sistema natural altamente complexo, caracterizado pela interação de processos pedológicos que operam simultaneamente e refletem os impactos de variáveis dependentes e independentes” (MCFADDEN e KNUEPFER, 1990).

3.1.3.1 O conceito de catena

Milne (1936), foi o responsável pela formulação do conceito de catena (toposseqüência) quando, trabalhando com mapeamento de solos em território africano, observou a relação dinâmica entre a vertente e o desenvolvimento do perfil do solo, sob condições climáticas constantes. Foi um dos primeiros cientistas da terra a incluir os processos de erosão como o maior fator de diferenciação de solos geneticamente relacionados. As mudanças no solo de uma vertente em concordância com a relação processo-forma e o passado histórico dessa vertente, são causadas pelas condições de drenagem, transporte diferencial de material erodido, e transposição e redeposição de constituintes químicos móveis. A evolução de muitas vertentes é o resultado de interações contínuas entre o desenvolvimento da forma, do solo e da cobertura do regolito.

A catena é a inter-relação dos solos em uma vertente. O seu estudo permite o entendimento da superposição geomorfologia/pedologia, além de informações relativas ao papel gerador de vertentes, do clima e da litologia (GERRARD, 1993). Para Dan e Yaloon (apud BOCKHEIM, 2005), a superfície pedomórfica é uma paisagem na qual os solos são geneticamente e evolucionariamente interdependentes em sintonia com a superfície geomórfica.

3.1.3.2 Cronosseqüência do solo

A Cronosseqüência do solo é uma ferramenta de investigação pedológica cujo conceito aborda a visão evolucionária da pedogênese onde a permanente inconstância ambiental, mudanças multidirecionais e uma dinâmica não linear

solo/paisagem levam à evolução dos solos, transformando diferenças espaciais em temporais. Nessa evolução estruturas podem ser construídas, destruídas, assim como a pedogênese pode evoluir, regredir ou estacionar, em função das circunstâncias. A cronoseqüência pode ainda ser definida como “relações genéticas dos solos nas quais a vegetação, topografia e clima são similares” (HARDEN, 1982).

Segundo Phillips (1993) a introdução de modelos evolucionários e dinâmicos na pedogênese deu pesos equivalentes a processos isotrópicos e anisotrópicos, acrescentando outras tendências na evolução dos solos que não apenas o aumento do grau de desenvolvimento do perfil. Tem-se então o conceito de pedogênese progressiva ou horizonção, que resulta no aprofundamento dos solos, definição de horizontes e conseqüente organização do perfil; e a pedogênese regressiva ou haplodização que, ao contrário da horizonção, resulta em solo raso e simplificação do perfil.

A relação entre a horizonção e haplodização pode ser visualizada no quadro 3.1, na qual Tonkin e Basher (1990) evidenciam pontos em que os solos são submetidos a fases de erosão e outros com acumulação de detritos e o desenvolvimento do perfil do solo. Observa-se que na coluna Solo Erodido (haplodização ou simplificação do perfil), a quantidade de horizontes (A, B, C) e subhorizontes (Bw, 2Ab, Bw, etc.) é reduzida no sentido do aumento da erosão, enquanto que na coluna Acréscimo Depositional (horizonção), a formação de horizontes e subhorizontes é maior, com o desenvolvimento do perfil do solo.

| Solo erodido | Solo original | Acréscimo deposicional (horizontação) | | | |
|--------------|---------------|---------------------------------------|-----|-----|-----|
| | | | A | A | |
| | | | 2A | 2A | |
| | | | 2C | 2C | |
| | C | A | | | |
| | | C | | | |
| | | | A | A | A |
| | | | 2A | 2A | 2A |
| | | | 2Bw | 2B | 2C |
| | | | 2C | 2C | 3A |
| C | Bw | A | | | 3Bw |
| | C | C | | | 3C |
| | | | A | A | A |
| | | | 2Bs | 2Bs | 2Ab |
| | Bs | Bs | | | 2Cn |
| | Bw | Bw | | | 3Bs |
| | C | C | | | 3Bw |
| Bw | | | | | 3C |
| C | | | | | |
| | | | | A | A |
| | | A | A | C | 2A |
| | | E | 2E | 2E | Bw |
| | Bs | Bs | 2Bs | 2Bs | 3E |
| Bw | Bw | Bw | 2Bw | 2Bw | 3Bs |
| C | C | C | 2C | 2Cd | 3Bw |

Aumento no desenvolvimento do solo

← Aumento da erosão

Aumento da deposição →

Quadro 3.1 - Desenvolvimento do solo em vertentes erodidas e deposicionais.

Fonte: Gerrard, 1993, com adaptações.

A taxa de pedogênese progressiva tende a declinar na progressão do desenvolvimento de um solo, devido ao próprio limite natural de alguns processos, como a depleção (redução) de minerais alteráveis e a redução na taxa de intemperismo na frente de alteração, quando aumenta a espessura do regolito. O caminho da pedogênese regressiva inclui: remoção do solo por erosão ou perda de massa; desenvolvimento retardado causado por acréscimo de material à superfície e haplodização. Muitos dos processos de haplodização são externos (pedoturbação, adição e remoção de material associada ao aumento da entrada de água). Outros são associados a transformações, translocações e ciclos de nutrientes que podem ser parcialmente progressivos assim como regressivos.

No domínio temporal, a pedogênese tem o seu grau de desenvolvimento sensivelmente dependente das condições iniciais de formação, que pode não estar relacionado à idade do solo ou da superfície associada. No domínio espacial, variações locais nos fatores de formação do solo, resultam em variações espaciais no grau de desenvolvimento do solo, mesmo em áreas aparentemente homogêneas. Daí a razão de alguns solos antigos terem desenvolvimento mínimo e alguns solos jovens possuírem forte desenvolvimento, o que pode ser explicado, em grande parte, pela natureza poligênica dos solos e a flutuação temporal em vetores dinâmicos

(especialmente) e passivos da pedogênese (JOHNSON e outros, 1990).

O desenvolvimento do perfil do solo é um indicador usual do estado do sistema paisagem. Todavia pode não ser sempre um reflexo acurado da idade relativa de superfícies e/ou depósitos. Em alguns casos, o grau de desenvolvimento do solo pode refletir a idade e/ou a estabilidade de uma superfície geomórfica (PHILLIPS, 1993). O estado de desenvolvimento do solo pode ser alcançado usando o índice de desenvolvimento do perfil (IDP), baseado nas mudanças morfológicas no perfil do solo em relação ao material parental subjacente do horizonte C (BOCKHEIM, 2005).

Uma cronosseqüência pode ser inferida na observação do desenvolvimento do solo numa vertente a partir da identificação de diferentes estágios, numa suposta ordem cronológica. Não é um método plenamente confiável, pois a idade dos diferentes solos na seqüência considerada pode ser apenas uma suposição. Um método mais seguro para a construção de uma cronosseqüência e a avaliação das variações nos processos pedogenéticos é a utilização de solos em uma superfície de idades conhecidas: seqüências como leques aluviais, terraços aluviais, dunas costeiras ou outras superfícies datáveis tais como fluxos de terra, de lama, depósitos de loess, e marcas de desmoronamentos (HUGGET, 1998). Adicionalmente, serão necessários dados sazonais de temperatura, precipitação, evapotranspiração potencial, comunidade de plantas, conteúdo de CO₂ do solo e minerais reativos.

3.1.3.3 Análise estrutural da cobertura pedológica

Ruellan (1986), ao se referir à evolução da pesquisa pedológica, discorre sobre o aperfeiçoamento metodológico de estudo e a transformação conceitual da pedologia a partir da análise estrutural da cobertura pedológica. Segundo esse conceito o solo é parte integrante do ecossistema, sofrendo e provocando transformações no ambiente em que se desenvolve. Considera que:

O aprimoramento das análises estruturais dos solos em diferentes escalas, a continuidade progressiva das observações, de medidas e de experimentações sobre o funcionamento atual dos solos (dinâmica da água e das soluções, transporte de partículas e de elementos, atividades biológicas), e sobre o comportamento desses solos face às técnicas de exploração, tudo isso revelou, gradativamente, o predomínio dos mecanismos propriamente pedológicos e a existência de sistemas de

transformações dos constituintes e das organizações pedológicas (RUELLAN, 1986, p. 98).

Para Queiroz Neto (2000), com o conceito de análise estrutural da cobertura pedológica, a visão verticalista de perfis isolados, modais e típicos tornou-se ultrapassada, prevalecendo o estudo detalhado lateral/espacial (tridimensional) dos solos ao longo da vertente. Segundo Boulet (1992), a análise estrutural da cobertura pedológica permite mostrar a participação dos processos superficiais na diferenciação lateral da cobertura pedológica e perceber o papel e a importância dos processos geoquímicos e pedológicos na evolução do relevo.

3.1.4 Desenvolvimento do solo e evolução da bacia de drenagem

Estudos de Arnett e Conacher (1973) apontam que o desenvolvimento da bacia de drenagem pode ser examinado em termos das relações entre as unidades de paisagem. Essas interações ao longo do tempo levam à seqüência do desenvolvimento do vale quando a expansão da bacia de drenagem influencia a dinâmica do sistema solo-geomorfologia.

As transformações na paisagem geralmente se propagam através da bacia de drenagem. Isso porque a bacia hidrográfica se constitui num receptor natural das mudanças ambientais, sejam elas de ordem tectônica, climática, eustática ou antrópica, com reflexos na morfodinâmica e na pedogênese.

O efeito das mudanças depende da sensibilidade da paisagem, que pode estar relacionada a determinadas propriedades. Por exemplo, materiais são geralmente mais facilmente removidos de encostas íngremes do que de encostas suaves, o que dá à forma da vertente e sua declividade atributos importantes na absorção das mudanças. Dessa forma, elementos da vertente como ângulo, comprimento e forma da encosta podem comandar as etapas da morfo-pedogênese, cujo desenvolvimento vai estar relacionado com a posição na bacia de drenagem. Paisagens com elevada densidade de drenagem são potencialmente mais sensíveis a mudanças do que áreas com poucos canais.

Áreas com respostas rápidas têm alta sensibilidade para externar pulsos gerados, reação e adaptação rápida ao novo estado do sistema. São sensíveis a variações climáticas e atuam como filtros energéticos. Existe uma lenta degradação

temporal da forma da vertente enquanto a cobertura pedológica se adequa à nova condição, a partir das relações existentes entre os componentes morfológicos e certas propriedades dos solos: a profundidade, a espessura do horizonte B e percentagem de argila do horizonte A são tidos como inversamente relacionados ao ângulo máximo da vertente e à taxa de convexidade. Essas áreas são morfológicamente complexas porque incluem misturas de características e formas transitórias.

Bacias com respostas lentas a transformações ocorrem em áreas que possuem alta capacidade de absorção e raramente são afetadas por mudanças propagadas para dentro. São áreas pouco sensíveis, como alguns interflúvios e platôs, que se constituem em formas antigas e estáveis caracterizadas pela baixa concentração de energia, água e materiais e geralmente possuem solos maduros e bem desenvolvidos (GERRARD, 1993).

3.1.5 Transformações geoquímicas, translocações e a dinâmica das vertentes

No meio intertropical a importância dos fenômenos de alteração química, de subtrações de matéria e de concentrações minerais residuais permite mostrar a eficiência dos mecanismos geoquímicos de transformação e subtração mineralógica, a modificação da circulação da água na diferenciação lateral dos solos e retificação dos relevos (RUELLAN, 1986). Nesse contexto, a Teoria da Etchplanação considera que existe uma integração dialética entre a alteração geoquímica das rochas e a erosão superficial. Essa moderna teoria destaca o papel do intemperismo no desenvolvimento do relevo. Nas teorias da pediplanação de Davis (1899) e King (1953), as variáveis estruturais e climáticas determinam a evolução do relevo, mas o papel da alteração geoquímica foi negligenciado (WAYLAND, 1933 apud VITTE, 2005).

Estudos recentes realizados na Amazônia por Dubroeuq e Volkoff (1998) detalham a evolução de paisagens desenvolvidas sob clima tropical quente e úmido, envolvendo a passagem do Latossolo ao Espodosolo em diferentes seqüências (EMBRAPA, 1999). Os estudos realizados com observações micromorfológicas e de campo nas formas montanhosas do relevo revelam o seu rebaixamento em seqüência. O desenvolvimento do Espodosolo é o motor da erosão regressiva lateral das colinas e da conseqüente redução das suas dimensões, e da ampliação

da superfície intermontana arenosa e aplainada. Isso acontece, provavelmente, devido à mobilidade química e translocação de elementos pelo intemperismo do perfil, e o transporte de partículas entre a lateral da colina e a sua parte superior. São processos importantes em áreas tropicais úmidas sob floresta pluvial primária (DUBROEUCQ e VOLKOFF, 1998). A figura 3.3 representa o sistema de transformação pedológica dos horizontes e os reflexos da erosão geoquímica das vertentes observados em uma seqüência.

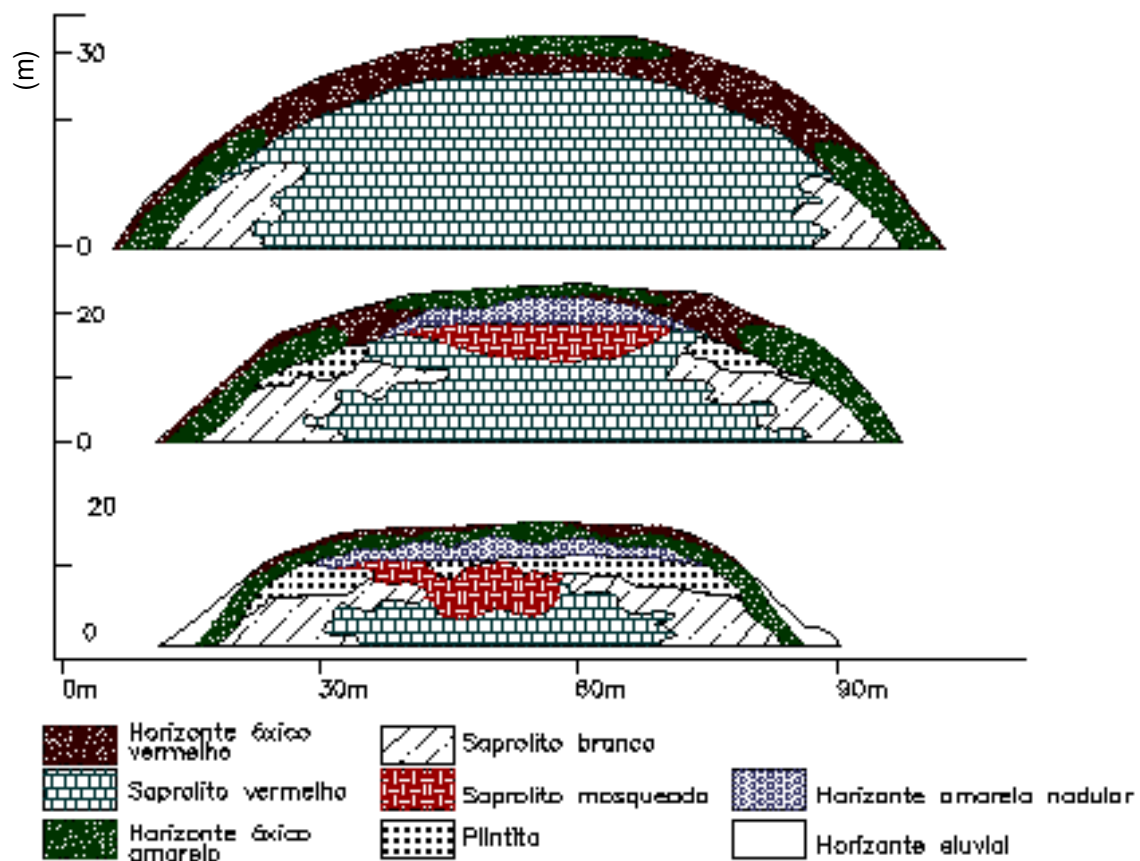


Figura 3.3. Esquema da evolução de uma colina ferralítica: no estágio inicial o horizonte óxico amarelo se desenvolve a partir do horizonte óxico vermelho e o saprolito vermelho é transformado em um saprolito branco na baixa encosta. No segundo estágio, a camada de nódulos diferencia-se do horizonte óxico vermelho e o saprolito mosqueado diferencia-se do saprolito vermelho no topo da colina, e a plintita diferencia-se do horizonte óxico vermelho nas vertentes. No terceiro estágio, quando o regime hídrico do solo torna-se sazonalmente saturado, horizontes eluviais desenvolvem-se no topo e na baixa encosta. Em cada etapa da evolução a colina se torna mais baixa e seu perímetro é reduzido.

Fonte: Dubroeuq e Volkoff, 1998, com adaptações.

Lucas e outros (1984), pesquisando sobre a transição de Latossolo para Podzóis nas proximidades de Manaus (AM), concluíram que os Podzóis podem evoluir a partir de Latossolos muito argilosos, com até 85% de argila, em função de mecanismos clássicos de podzolização. Estes incluem a ação do clima, a ação de compostos húmicos complexantes na desestabilização e transporte dos compostos minerais, a acidólise, os processos de dissolução e migração de soluções e a posição na paisagem. Estudos realizados nos depósitos de areia branca ao norte de Manaus por Horbe, Horbe e Suguio (2003), apontam para uma origem pedogenética desses depósitos, a partir do intemperismo e iluviação da matéria orgânica, dissolução da caolinita e corrosão do quartzo, numa evolução típica do processo de podzolização. Segundo esses autores, os Espodossolos dessa região se originaram do intemperismo de saprolitos arenosos da Formação Alter do Chão, numa clara confirmação da evolução vertical dos perfis tendo, na componente lateral, uma ação subordinada, o que contraria a evolução proposta por Dubroeuq e Volkoff (1998). Pesquisas pedogeomorfológicas realizadas na Amazônia por Andrade e outros (2005), em uma seqüência Latossolo – Neossolo Quartzarênico revelam que a diferenciação lateral dos solos deve-se a processos pedogenéticos de destruição das argilas e/ou remoção da fração fina por ferrólise e acidólise, evidenciados pela destruição do plasma argiloso ao nível micropedológico.

Estudos desenvolvidos nos Tabuleiros Costeiros do litoral norte da Bahia e no Recôncavo Baiano, também apontam o Espodossolo como o motor da erosão regressiva a partir de transformações pedogeoquímicas sobre os solos da encosta nos sistemas pedológicos abordados. Esses estudos tornam evidentes que as transformações pedogeoquímicas podem acarretar a dinamização das formas de relevo (UCHA, 2000; RIBEIRO, 2001; FORTUNATO, 2004; ANDRADE e outros 2005).

3.2 Os sedimentos do Grupo Barreiras

Os sedimentos do Grupo Barreiras ocupam grande extensão do litoral brasileiro, sendo encontrados em faixas de largura variável, podendo chegar a 100 km do litoral ao interior. O Grupo já foi descrito na carta de Pero Vaz de Caminha quando se referia às terras chãs: "Esta terra, senhor me parece que da ponta que contra o sul vimos até outra ponta que contra o norte vem [...] Tem, ao longo do mar,

nalgumas partes, grandes barreiras, delas vermelhas, delas brancas [...]” A partir do evento do descobrimento, teve início a ocupação européia do que viria a ser o Brasil e também a primeira grande atividade econômica, a exploração extrativista da madeira do Pau Brasil, da Floresta Ombrófila da hoje em dia praticamente extinta Mata Atlântica, fato da nossa História por todos conhecido. Esses sedimentos estendem-se desde o vale amazônico, por toda região costeira norte e nordeste até o estado do Rio de Janeiro. Para o sul, seqüências equivalentes têm sido encontradas até o Uruguai. Encontram-se recobrimdo o embasamento Pré-Cambriano nos litorais dos Estados do Espírito Santo, Bahia e Ceará; os depósitos siliclásticos Cretáceos no Recôncavo Baiano, nos Estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte, Maranhão e Pará; em posição sobrejacente ou parcialmente interdigitado nos calcários Terciários da Formação Maria Farinha nos Estados de Pernambuco e da Paraíba e da Formação Pirabas nos Estados do Maranhão e do Pará (SUGUIO, 1999). Segundo Bezerra (2001), os sedimentos Barreiras se constituem na última rocha sedimentar terciária do Nordeste do Brasil formada na história da abertura do Atlântico, A continuidade física dessas manchas sedimentares, ao longo de mais de 4.000 km do litoral, sugere que sua forma inicial correspondia a rampas detríticas coalescentes mergulhando rumo ao nível de base atlântico. Corresponde a uma sedimentação correlativa de eventos de soerguimento epirogenético, que edificaram as superfícies culminantes em diversos pontos do interior brasileiro. À sedimentação Barreiras é atribuído o papel de melhor meio para encontrar o elo entre os contextos geomorfológicos do final Mesozóico e do Cenozóico, e desvendar o papel da tectônica na evolução geomorfológica diferenciada do Brasil Oriental durante o Cenozóico (SAADI e outros, 2005).

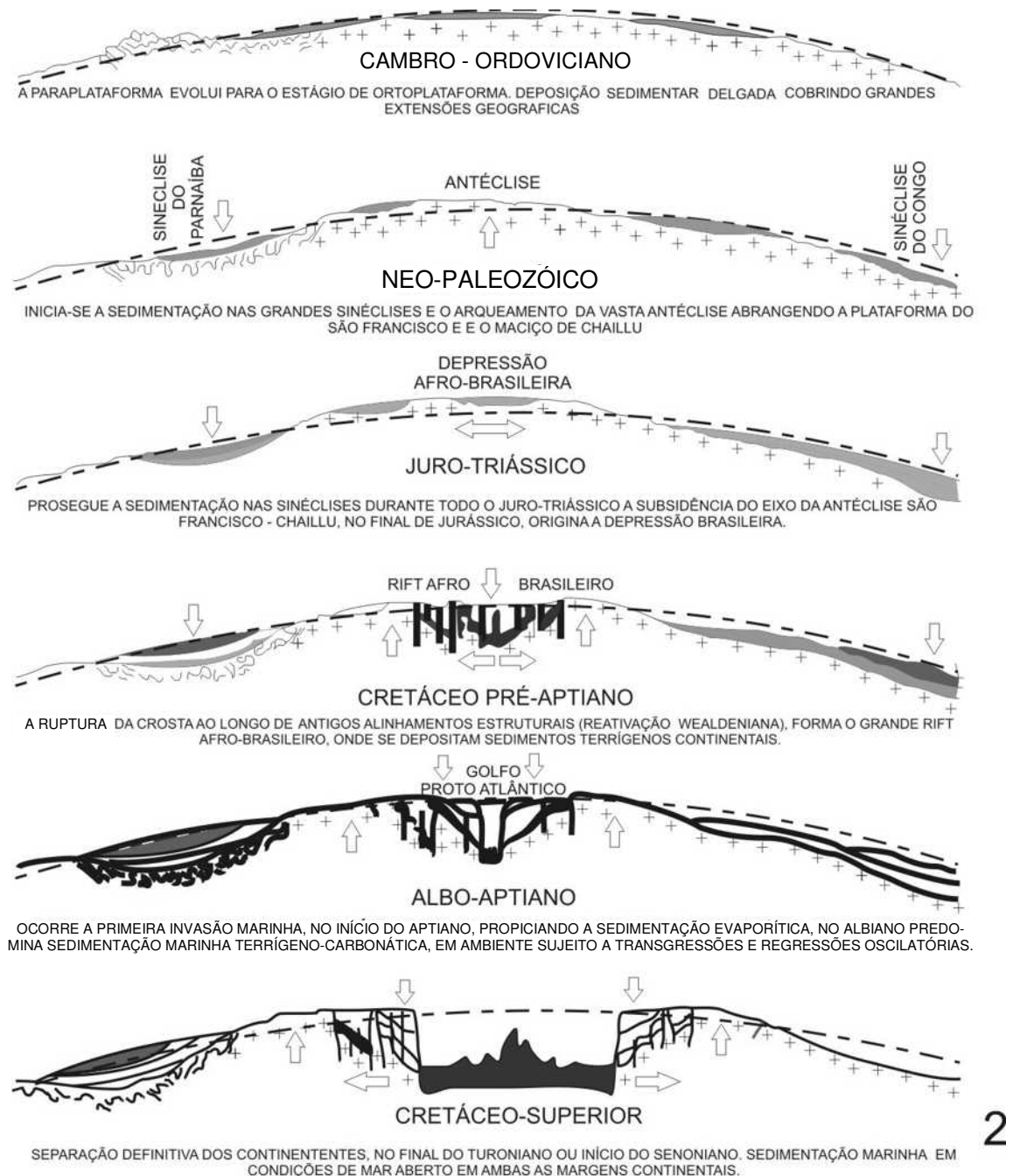
A sedimentação Barreiras obedeceu a uma conjunção de fatores ambientais que envolveram, principalmente, mudanças climáticas, oscilações do nível do mar e movimentos tectônicos, que ocorreram em uma seqüência de eventos determinantes à elaboração da configuração atual do litoral brasileiro, em especial do nordestino.

3.2.1 Determinantes da evolução geotectônica (Antecedentes Geotectônicos)

Para alguns autores a sedimentação Barreiras é, provavelmente, um testemunho de importantes eventos geológicos de escala continental (abertura do Oceano Atlântico Sul, tectonismo hidro e lito-isostático e orogênese andina) e,

talvez, mundial, dada a sua correlação com a Formação Continental Terminal da África Ocidental (TRICART e SILVA, 1968; SUGUIO, 1999; RIBEIRO, 2007).

De acordo com De Cesero e Ponte (1997), no início do Mesozóico (Triássico), após a fragmentação do Gondwana, a plataforma Afro-brasileira apresentava um levantamento epirogenético contínuo que deu origem à formação de uma antéclise, cuja erosão dos sedimentos neopaleozóicos e paleozóicos expôs o embasamento. No Jurássico Superior, o alívio de tensões atuantes no eixo da antéclise, como consequência das falhas longitudinais e do adelgaçamento da crosta favoreceram a construção da calha de uma bacia sedimentar alongada, de direção N-S, formando a “Depressão Afro-brasileira” (Figura 3.4). No início do Cretáceo, a Reativação Wealdiana (ALMEIDA, 1967), foi o motor do fendilhamento tafrogênico sobre antigos alinhamentos estruturais, influenciando na reativação de grandes falhas e na fragmentação da “Depressão Afro-brasileira”. A separação dos continentes - com o rompimento da ligação entre Pernambuco-Rio Grande do Norte e Nigéria-Camerum - deve ter se completado entre o final do Turoniano e o Coniaciano, desaparecendo assim a união do nordeste brasileiro à costa do Camerum-Nigéria (Figuras 3.4 e 3.5). O rompimento do último elo que unia os dois continentes permitiu a aceleração das placas continentais, em movimentação transcorrente, ao longo da costa norte do Brasil e de sua simétrica africana, passando a vigorar no Atlântico as mesmas condições de mar aberto e de alta energia existentes até hoje (BRASIL, 1983; De CESERO, 1997).



2

Figura 3.4. Etapas do levantamento epirogenético pós-Gondwana e conseqüente formação da Depressão Afro-Brasileira.

Fonte: De Cesero, 1997.

Ao longo das atuais costas leste brasileira e oeste africana, progrediu um fendilhamento formando um sistema de rifts. Uma bifurcação que se constituiu em uma ramificação do rift principal, evoluiu mais tarde para a formação das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá.

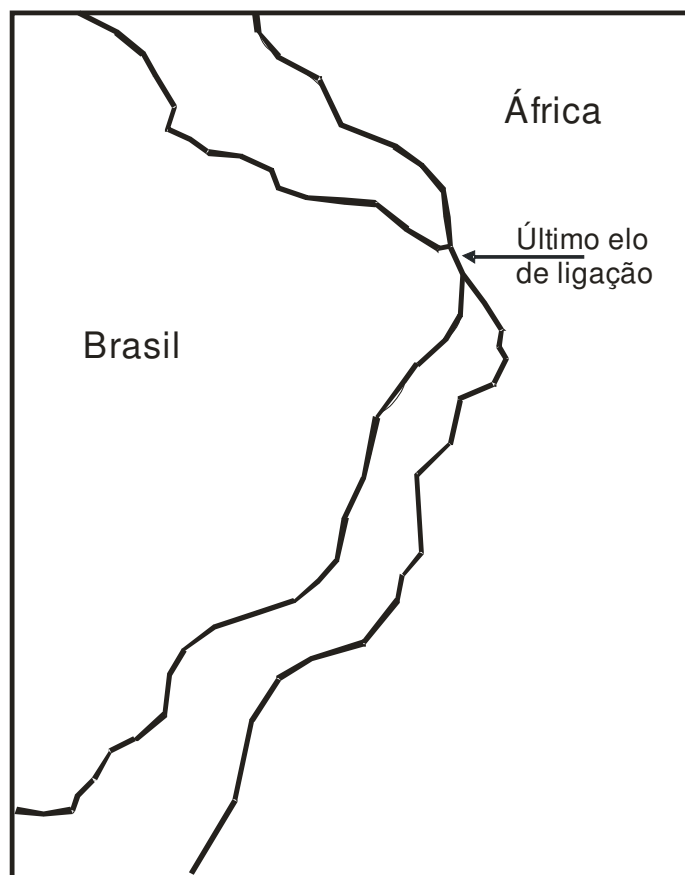


Figura 3.5. Representação esquemática da separação dos continentes e o fim do último elo entre a costa do nordeste brasileiro e a costa africana.

Fonte: De Cesero, 1997, com adaptações.

Ao fim do Terciário, o ajustamento isostático produziu o soerguimento das bordas do Atlântico Sul, havendo então um basculamento das placas em direção ao interior dos continentes. Com isso, uma faixa de 100 a 300 km de largura ao longo dos litorais de ambos os continentes ficou exposta à erosão, tendo servido como fonte de sedimentos para as bacias costeiras e depressões interiores. Esta ampla epirogênese terciária ao longo da costa, associada à alta energia do Atlântico, seria responsável pela sedimentação predominante terrígena na plataforma continental. Do Aptiano ao Eoceno se processou uma sedimentação marinha na bacia Sergipe-Alagoas e continental na bacia Recôncavo-Tucano (BRASIL, 1983; De CESERO, 1997).

Segundo Peulvast (2004), o padrão morfológico do Nordeste do Brasil é classicamente considerado como o resultado de um soerguimento regional de

grande bloco ou núcleo, soerguimento diferencial de Bigarella e Andrade (1964) ou a flexura continental (KING, 1956; TRICART, 1959; BITTENCOURT, 1999). Um sistema de superfícies de aplainamento em patamares estaria relacionado à quebra do Gondwana, portanto aos antecedentes geotectônicos, interagindo com as flutuações climáticas durante o Cenozóico (MABESOONE e CASTRO, 1975). Trata-se do modelo do desenvolvimento cíclico de sucessivas superfícies de aplainamentos rejuvenescidas como resposta à flexura ou bloco soerguido em todo o Nordeste (SAADI e TORQUATO, 1992), diretamente relacionado ao princípio Davisiano de evolução da paisagem.

Para Bigarella (1964) as superfícies de aplainamento estão definidas nos três níveis pedimentares Pd₁, Pd₂ e Pd₃, da mais recente para mais antiga, enquanto King (1956) define cinco níveis principais: superfície Gondwana do Cretáceo Inferior; pós-Gondwana de idade Cretácea Superior; Sul Americana esculpida durante o Terciário Inferior; superfície Velhas que se desenvolveu principalmente durante o Terciário Superior e o Ciclo Paraguaçu, que se constituiu na erosão cíclica quaternária responsável pela dissecação final das superfícies baixas e dos depósitos Barreiras. Ter-se-ia então a formação de paisagens de pediplanos cobertos com maciços residuais e inselbergues, e o Grupo Barreiras, fina camada de sedimentos do Neógeno.

3.2.2 Origem, período e condições de deposição.

A grande maioria dos estudiosos em assuntos relacionados às questões geocientíficas do litoral do Brasil tem uma compreensão semelhante a respeito dos processos e fatores das condições de jazimento e evolução da paisagem dessa parte do território brasileiro, em particular naquela que concerne à história do Grupo Barreiras.

No estudo da geomorfologia do Brasil Oriental King (1956) revela que, no pacote da Formação Barreiras acham-se indicadas deposições em meio aquoso e que “os sedimentos parecem ter sido acumuladas como planícies de aluviões derivadas de direção oeste, talvez com uma fase lagunar para leste”. Essa massa arenosa teria derivado, em parte, de rochas do Arqueano, mas em sua maior parte provém de sedimentos Mesozóicos de oeste antes da subsidência, no Pleistoceno, do vale de afundamento do São Francisco. Considera ainda que, do Plioceno ao

Recente a alternância de períodos de deposição e de denudação estaria assim representada:

- Plioceno, provavelmente Superior – com nível do mar mais baixo que o atual – deposição da série Barreiras e correlacionadas. O ciclo de erosão ou superfície Velhas revela-se sob a forma de vales que dissecam o planalto do ciclo Sul Americano, e está correlacionada à morfologia de tabuleiros;
- Pleistoceno: denudação e o entalhamento profundo dos vales, e erosão regressiva das escarpas mais importantes em duas fases do ciclo de peneplanação Paraguaçu;
- Recente, a deposição das areias costeiras, aluviões, dos calcários superficiais e das poeiras vermelhas do interior.

Segundo diversos autores a deposição dos sedimentos do Grupo Barreiras deu-se a partir do soerguimento das áreas continentais, e concomitante abatimento das áreas litorâneas contíguas, ao longo da costa atlântica brasileira. Para Tricart e Silva (1968) uma intensa ablação ocorreu durante o período Barreiras varrendo quase inteiramente as formações de alterações anteriores. Consideram o fim do Terciário “marcado por acumulações detríticas importantes, designada sob o nome de Série, Formação ou Grupo Barreiras”. Sua deposição, sob clima semi-árido, portanto em um ambiente de vegetação rarefeita, possui características de enchentes violentas provenientes de aguaceiros intensos e espraiamento do material detrítico. Os autores identificam as formações detríticas mais ricas em cascalhos, encontradas no interior, como um prosseguimento da sedimentação Barreiras, associando-as aos processos de escoamento superficial em forma de enxurradas.

Por se tratar de sedimentos afossilíferos a datação direta da sedimentação Barreiras não pode ser feita e, por essa razão, tem sido tema de amplo debate. Sabe-se que são posteriores ao Mioceno Inferior pois repousam sobre a Formação Pirabas na região litorânea do Maranhão e do Pará. (TRICART e SILVA, 1968; MABESONE e outros, 1972). Suguio (1999), considerando a condição de depósito de cobertura da Formação Pirabas, sugere que a Formação Barreiras seria do Mioceno Superior, mais provavelmente do Plioceno. Para Vilas Boas e outros (2001) o Grupo Barreiras se constitui num depósito sedimentar terrígeno continental cujos processos deposicionais ocorreram do Mioceno ao Pleistoceno Inferior.

De acordo com Tricart e Silva (1968):

Estamos na presença de uma acumulação maciça, muito espalhada, tendo sido submetida a uma ação química bastante importante antes de sua mobilização. Sob um clima tropical úmido, uma alteração poderosa não fornece formações detríticas e os rios despejam facilmente no mar os produtos dissolvidos, as areias finas e argilas. Como as condições paleontológicas parecem ter sido relativamente uniformes sobre a fachada atlântica do Brasil no Terciário, seríamos, pois tentados a admitir que os climas úmidos com ação química predominante duraram da metade do Eoceno à metade do Mioceno.

O lapso de tempo que decorre entre a consumação do Pd₃ e o término da elaboração do Pd₂ acha-se registrado por vários remanescentes de níveis de erosão intercalados, provavelmente do tipo pedimentos, sugerindo notáveis modificações climáticas entre o sub-úmido e o semi-árido rigoroso, pelo menos nas regiões mais ou menos interiorizadas ao longo da costa oriental nordestina. Ao que indicam certos vestígios muito bem representados, pelo menos duas épocas semi-áridas rigorosas alternaram-se com fases úmidas entre o Pd₃ e Pd₂.

A partir da interpretação dessa seqüência evolutiva, na compreensão dos autores, a porção inferior do Grupo Barreiras corresponde à Formação Guararapes, ligada aos processos que elaboraram o Pd₂ (superfície do ciclo Velhas de King), enquanto a parte superior do Grupo, a Formação Riacho Morno, encontra-se relacionada à elaboração do Pd₁ (Figura 3.6).

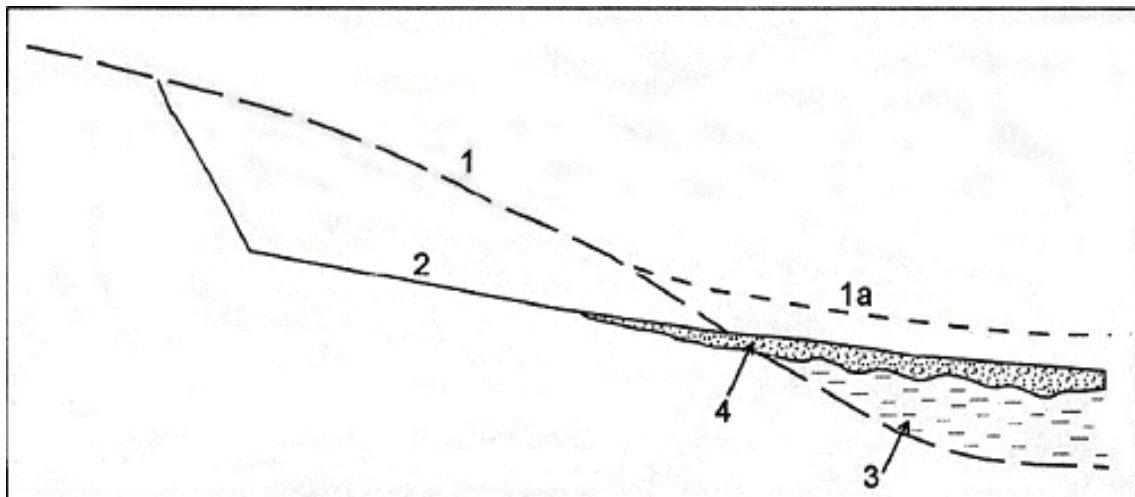


Figura 3.6. Representação esquemática da deposição do Grupo Barreiras segundo Bigarella e Andrade (1964). O traçado 1-1a representa o perfil do pediplano Pd₂; o perfil 2 corresponde ao pediplano Pd₁ elaborado a partir da erosão do Pd₂. Os sedimentos 3 e 4 correspondem, respectivamente, às Formações Guararapes, relacionada ao Pd₂ e Riacho Morno, ao Pd₁.

Ab'Saber (1979) associa os sedimentos do Grupo Barreiras ao término do Terciário e início do Quaternário (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior), cujas

feições dos pediplanos neógenos estão associadas a processos morfoclimáticos semi-áridos.

Mabesoone e outros (1972) referem-se à origem dos sedimentos Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, sugerindo que durante as épocas de relativa tranqüilidade tectônica e estabilidade climática, formaram-se solos lateríticos espessos. Fases seguintes a uma ruptura do equilíbrio removeram por erosão os solos (capas de intemperismo), com redeposição correlativa do material como sedimentos das formações Serra dos Martins, Guararapes e Macaíba. Consideram a Formação Riacho Morno, de Bigarella, como uma capa de intemperismo do Plioceno Superior. Afirmando que o “Grupo” Barreiras encontra-se subdivido em três formações: Serra dos Martins, Guararapes e Macaíba, respectivamente, depositadas em épocas cenozóicas, a partir dos movimentos tectônicos de abaulamento e falhamento e variações paleoclimáticas. Segundo esses autores, a sedimentologia das Formações Serra dos Martins e Macaíba identificam depósitos por águas correntes em ambiente fluvial, portanto ainda sob um clima úmido. A Formação Guararapes, por seu turno, teria sido depositada com corridas de lamas e areias, portanto sob clima semi-árido.

Para Ghignone (1979), a planície costeira nordestina é o resultado da erosão remontante e sedimentação correlativa em cones de dejeção coalescentes, do material erodido a partir do soerguimento continental pliocênico. A deposição da unidade inferior do Grupo Barreiras, atribuída ao Mioceno Superior/Plioceno, associa-se ao evento tectônico deformacional miocênico ou Superfície Sul-Americana flexurada. Um outro episódio deformacional na forma de soerguimento, seguido de regressão marinha no Plioceno Superior, teria criado as condições para a deposição da unidade superior do Barreiras, atribuída ao intervalo Plioceno Superior/Pleistoceno (AMADOR, 1982).

Fundamentado na interpretação das características sedimentológicas observadas no litoral norte da Bahia, Vilas Boas e outros (2001) concluem que a forma de deposição do Grupo Barreiras está agrupada em três diferentes tipos: depósito por fluxo de detritos, depósitos por fluxo de detritos pseudoplásticos e depósitos subaquosos. Suas características sedimentares, na área estudada, indicam uma deposição em carga de leito predominantemente de areia cascalhenta em sistema fluvial entrelaçado relacionado a leques aluviais, sob clima árido a semi-árido. Para esses autores a sedimentação Barreiras é fortemente condicionada por

episódios tectônicos que resultaram na reativação de falhas relacionadas a zonas de fraqueza crustal originadas no Proterozóico.

Essa seqüência de fatos naturais possui registros hoje identificados nas paleofalésias, nas falésias vivas, nos terraços marinhos, dunas e leques aluviais pleistocênicos, configurando o cenário litorâneo atual.

3.3 Neotectônica

Muitos estudiosos se referem à neotectônica como um elemento indutor decisivo na atual configuração geomorfológica do Brasil, especialmente na faixa litorânea nordestina, e relacionada ao evento da sedimentação Barreiras nas diferentes etapas de sua sedimentação e evolução. Registros históricos e instrumentais demonstram que o Nordeste do Brasil é uma das regiões que apresenta maior atividade tectônica no país, cuja sismicidade ocorre “como enxame de terremotos” na parte superior da crosta, entre 1 e 12 km de profundidade (SAADI e outros, 2005).

Em termos conceituais, observa-se a existência de desacordos relacionados à determinação de um marco temporal para o início do que se denominou de Neotectônica. Uma compreensão temporal pode contemplar qualquer movimento ou deformação da Terra ou da referência de nível geodésico, seus mecanismos, suas origens e aplicações práticas e futuras extrapolações. Esse conceito desvincula o sentido da neotectônica de qualquer implicação cronológica que passa a compreender desde movimentos sísmicos instantâneos até aqueles ocorridos há 10^7 anos passados até os movimentos crustais no Terciário Superior (Neógeno) e Quaternário (SUGUIO e MARTIN, 1996). O conceito de que a “Neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos jovens que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região qualquer, após suas orogêneses ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo” foi divulgado pela International Union for Quaternary Research (INQUA). Kopechý (1996) denomina de estágio neotectônico ao período geológico em que novas estruturas estão sendo criadas e as antigas completamente reestruturadas (OBRUCHEV, 1948 apud SUGUIO e NOGUEIRA, 1996; SAADI e outros, 2005).

Resgatando a cronologia dos fatos, Suguio e Martin (1999) atribuem o início da fragmentação do supercontinente Gondwana ao final do Jurássico (cerca de 150

milhões A. P.). Seguindo-se um evento tectono-magmático-sedimentar denominado Reativação Pós-paleozóica ou Wealdeniana que foi o grande responsável pela formação das bacias marginais brasileiras, bem como do oceano Atlântico Sul. Hasui (1990 apud MENDIGUREN e RICHTER, 1978) relaciona a origem do neotectonismo no Brasil à abertura do Atlântico Sul e à expansão litosférica da Cadeia Meso-Atlântica a partir do Terciário com conseqüente migração da Placa Sul-Americana em direção WNW. Esse deslocamento provocou a colisão com a Placa de Nazca a oeste e com a Placa do Caribe ao Norte, tendo como conseqüência estrutural a reativação de antigas falhas, ligadas à estruturação primária do continente. Outra conseqüência desta expansão foram os movimentos epirogenéticos positivos e secundariamente negativos, resultantes de reajustes de massas crustais. Morfologicamente, esses movimentos epirogenéticos positivos condicionam grandes áreas à erosão e os negativos à sedimentação (FORTUNATO, 2004).

Em sintonia com Suguio e Nogueira (1999), Costa e outros (2000) consideram que “o quadro neotectônico é decorrente de deformação intraplaca imposta pela atuação de forças de um par conjugado dextral, de direção E-W, gerado pela rotação da placa Sul Americana para oeste”. Ao avaliar a importância do neotectonismo no interior da placa Sul Americana destacam a sua influência decisiva no modelado da paisagem e pelo potencial de desdobramentos em diversas frentes de aplicação de conhecimentos geológicos, como na prospecção de petróleo, ouro, bauxita e outros bens minerais, na definição de fluxo e acumulação de água e controle de alteração de rochas, no planejamento e desenvolvimento de obras de engenharia, e no planejamento da ocupação do meio físico.

Com relação ao registro desses eventos, são muitos os cientistas que têm comprovado essas ocorrências através de estudos sedimentológicos, geomorfológicos, sismológicos, pedológicos e históricos. Nesse sentido, Suguio e Martin (1999) afirmam que em setores da costa brasileira é possível demonstrar mudanças holocênicas da linha de praia, como conseqüência da neotectônica, dando como exemplo a baía de Todos os Santos, sobre a bacia marginal do Recôncavo, onde movimentos verticais de blocos por falhas produzem mudanças nas linhas de praia holocênicas. Uma seção transversal através da bacia marginal do Recôncavo mostra que, atualmente, ela é formada por uma série de compartimentos mais ou menos paralelos, limitados por blocos de falhas. De acordo

com os autores acima citados, esses blocos de falhados estão claramente desnivelados entre si, apresentando maior ou menor subsidência, enquanto outros permaneceram estáveis durante o Quaternário.

Segundo Tricart e Silva (1968), a rede hidrográfica em direção à baía é embrionária, numa evidência da incipiente erosão diferencial o que leva à suposição de uma idade geológica recente para a origem da baía de Todos os Santos. Esse fato já tinha sido considerado por King (1956). De fato, muitos espaços e vales afogados que ocorrem ao redor da baía indicam um comportamento diferencial entre os blocos falhados e as falhas de Salvador e Maragogipe, indicando atividades neotectônicas, representadas por quedas d'água associadas a escarpas.

Bittencourt e outros (1999) referem-se a um controle flexural na configuração de toda a zona costeira brasileira, onde a carga de sedimentos depositada nas margens continentais geraria forças extensionais que reativariam falhas antigas e poderiam nuclear novas falhas. Esse seria então o modelo responsável pela morfogênese da faixa costeira do Brasil, que abrange grande parte dos Tabuleiros Costeiros.

Na compreensão de Bezerra (2001), a grande maioria das falhas do Terciário Superior e Quaternário representa reativações de zonas de fraqueza preexistentes nas estruturas controladas do embasamento.

3.3.1 O Grupo Barreiras e o seu significado neotectônico

Segundo King (1956) “as Barreiras” sofreram, no final do Terciário ou no Pleistoceno, esforços tectônicos que as inclinaram para o mar na direção ESE. Nos estados da Bahia e Sergipe haveria ainda evidências de pequenas dobras e falhas com um a dois metros de deslocamento, fruto desses eventos tectônicos.

Andrade e Lins (1963) assinalaram a deposição Barreiras numa bacia longa, estreita, paralela à linha de costa e suavemente arqueada para baixo (“downwarping”). Essa ampla flexura teria favorecido a deposição Barreiras. Para esses autores, as deformações neotectônicas que afetaram o Grupo Barreiras durante e após a sua deposição, datam de cerca de 12 milhões de anos (Mioceno/Plioceno), sendo geradas pela intensificação da deriva continental restrita ao ambiente intraplaca.

Na opinião de Fortunato (2004), esses eventos neotectônicos atuaram na fase evolutiva do ambiente de deposição, na fase deposicional e pós-deposicional do Barreiras. Estão relacionados a movimentações epirogenéticas, falhamentos e movimentação de blocos (verticais e basculamentos). São observados em superfície como lineamentos (traços de falhas), rejeitos de falhas, diques de areia, grabens, padrões e anomalias na rede de drenagem, evolução de vales e vertentes, controle no recuo de escarpas, alinhamento de relevos residuais, alinhamento de depressões, desnivelamentos na linha de costa, modificações no nível de base e alinhamento na ocorrência de solos específicos. O autor constatou também o controle estrutural sobre a evolução da rede de drenagem.

Para Bezerra e outros (2001), o registro geológico do Nordeste do Brasil é caracterizado por sucessivas fases de reativação de falhas que ocorreram na região desde o Plioceno. Feições geomorfológicas de origem tectônica podem ser vistas ao longo da planície costeira onde a alternância entre graben e horst são responsáveis pelo suporte estrutural costeiro. Seus blocos soerguidos (horst) vêm sendo dissecados enquanto os rebaixados (gaben) são capeados por terraços aluviais, dunas de areias ou ambos.

Em estudo realizado no litoral sul da Bahia, Saadi e Torquato (1992) confirmam o neotectonismo no Grupo Barreiras referindo-se aos grabens dos baixos cursos fluviais e os blocos basculados adjacentes a esses grabens como indicadores de neotectonismo, segundo a interpretação morfotectônica, cujos critérios geomorfológicos observados foram os traçados retilíneos de vales largos com fundos perfeitamente planos e margens com escarpas verticais a subverticais. Saadi e outros (2005) reforçam que as estruturas de horsts e grabens alternados identificados na costa oriental do Rio Grande do Norte e da Paraíba mostram a influência de movimentos neotectônicos no Quaternário, resultantes principalmente da reativações de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Essa estruturação produziu os chamados Tabuleiros Costeiros, que representam horsts capeados por sedimentos Barreiras, em altitudes de até 200 m. Na zona costeira os horsts acabam abruptamente na zona de praia, formando falésias de até 50 m de altura. Os grabens abrigam vales fluviais encaixados em falhas transcorrentes e normais (Figura 3.7).

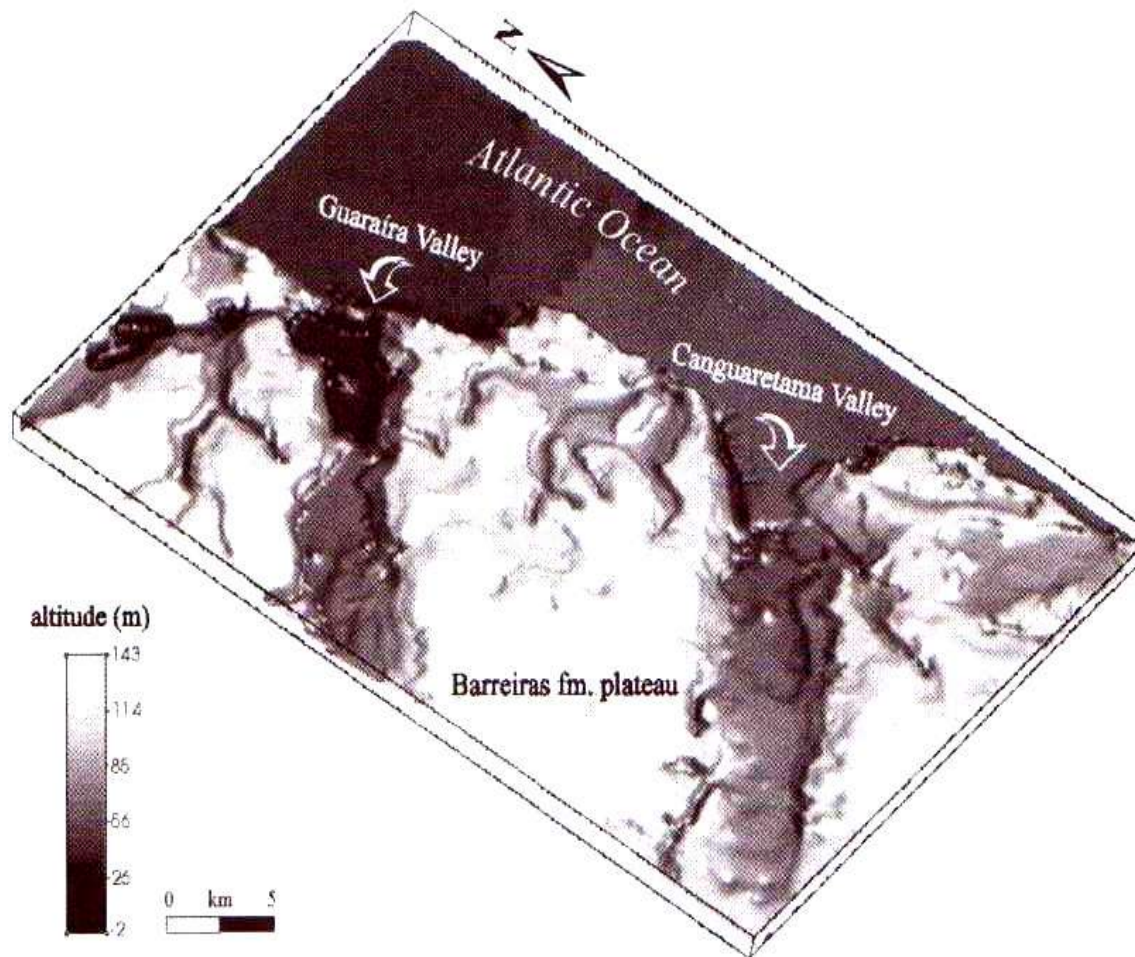


Figura 3.7. O bloco diagrama mostra o sistema de vales controlados pelas falhas de Guairá e Canguaretama (Rio Grande do Norte) que constituem grabens, enquanto os platôs do Barreiras formam os horsts.

Fonte: Bezerra e outros, 2001.

Para Tricart e Silva (1968), a disposição dos tabuleiros Barreiras em patamares, escalonados em níveis altimétricos, são manifestações das influências neotectônicas no relevo, cujos registros encontram-se na disposição dos modelados, no basculamento da superfície em direção norte/sul, na inclinação das camadas, na retilinização e no paralelismo dos canais fluviais, no percurso preferencial dos escoamentos e nos alinhamentos do relevo. Tricart e Silva identificaram ainda no litoral sul da Bahia um basculamento para sudeste nos sedimentos Barreiras que se prolongaria por toda a plataforma continental. Bittencourt e outros (1999) mostram, através de imagem de radar e de fotografia aérea, o basculamento para NE de um bloco da superfície Barreiras, ao norte do vale do Buranhém, evidenciado pelo alinhamento no padrão de drenagem.

Nos mapeamentos geomorfológicos realizados pelo Projeto Radambrasil (BRASIL, 1983), foi observado forte controle estrutural na evolução da paisagem e na instalação e desenvolvimento da rede hidrográfica. Tal controle se expressa nos vales retilinizados, em estruturas com direção SW-NE e NW-SE e nas feições de dissecação coincidentes com alinhamentos estruturais.

Na opinião de Lima (2000), a deposição Barreiras e seu modelado posterior são produtos da neotectônica ao longo do litoral brasileiro, associando a ocorrência das falésias a expressão da morfologia local, relacionadas a zonas sismogênicas de sistema de falhas e fraturas associadas.

Em estudos realizados na região Amazônica Costa e outros (2000), concluíram que as unidades litoestratigráficas do intervalo Mioceno-Recente representadas pelas formações Solimões, Pirabas e Boa Vista e pelo Grupo Barreiras, bem como pelas formações lateríticas, guardam íntima relação com os movimentos tectônicos do Terciário Superior e Quaternário. As formações lateríticas servem de referência na identificação de deslocamentos neotectônicos representados por níveis topográficos de 10 a 144 m nas regiões nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. Os autores acima referidos afirmam ainda que registros recentes de movimentos através de estudos sedimentológicos, geomorfológicos, estruturais e sismológicos indicam a continuidade da neotectônica no Quaternário.

3.4 Os sistemas morfo-pedogenéticos e os sedimentos do Grupo Barreiras

Os Tabuleiros Costeiros se constituem na unidade geomorfológica de maior expressão territorial do Grupo Barreiras em quase toda a faixa costeira do Brasil, desde o Estado do Rio de Janeiro ao Amapá, com extensão até o vale do rio Paraíba do Sul, no Estado de São Paulo. Ocupam ainda grande extensão do médio e baixo Amazonas e dos Estados do Maranhão e Piauí. Estima-se que no Brasil, as áreas de Latossolos, Argissolos e outros solos provenientes dos sedimentos Barreiras ou similares, compreendem uma área de 200.000 km² (JACOMINE, 2001). Observações de campo provenientes de diversos mapeamentos pedológicos ao longo dos tabuleiros costeiros no Nordeste do Brasil, revelam que a repartição dos solos no relevo possui uma seqüência evolutiva no sentido Latossolo => Argissolo

=> Espodossolo, ocupando respectivamente as superfícies mais altas e planas, as ombreiras e encostas bem como as depressões circulares (ARAÚJO FILHO, 2001). No entanto, estudos pontuais detalhados revelam que a organização dos sistemas pedológicos no Barreiras se mostra muito mais complexa. Nesse sentido, estruturas pedológicas importantes como horizontes coesos, duricrostas, fragipãs, duripãs, lateritas hidromórficas, horizontes espódicos, etc., afloram como resultado de sistemas de transformações naturais que envolvem além das interações morfo-pedogenéticas, fatores tectônicos, sedimentológicos e climáticos, que sofrem variações no tempo e no espaço. Melo (apud JACOMINE, 2001) estudou perfis de Espodossolo e Argissolo no norte de Pernambuco e constatou que esses solos são derivados do mesmo material. Apenas o posicionamento no relevo, remodelado pelos processos erosivos característicos da região, é responsável pela diferenciação pedológica da área.

Ribeiro (1998), estudando os solos dos tabuleiros costeiros no Recôncavo Baiano, município de Cruz das Almas, com vales dissecados em V, identificou que os solos em topossequência se distribuem em organização catenária com Latossolos no topo plano e alta encosta, Argissolos na média encosta com associação de Cambissolos e Neossolos Litólicos na baixa encosta e baixada. Nessa região os solos evoluíram através de uma pedogênese policíclica, devido principalmente às oscilações climáticas, mudanças no relevo e no nível do mar, com influência no nível de base e conseqüentemente no nível freático regional. A pedogênese atual teria como processos indutores a atividade de substâncias humificadas, a temperatura, a dinâmica da água e processos como ferrólise, hidrólise, oxirredução e acidólise.

Para Ucha (2000), os processos de transformação Latossolo – Espodossolo sobre os sedimentos Barreiras no Litoral Norte da Bahia apresentam uma seqüência de transformações ocorridas na superfície sedimentar, cuja topossequência é formada por Latossolos, Argissolos e Espodossolos. Segundo esses estudos, inicialmente uma fratura existente no embasamento ultrapassa o manto sedimentar Barreiras formando uma depressão, e propiciando um fluxo contínuo de material das partes mais elevadas para a zona deprimida. A continuidade do transporte e as oscilações climáticas criaram condições alternantes de umidade - o que possibilitou a gênese de horizontes endurecidos (duripãs) e de um horizonte espódico – e de aridez, responsável pela interrupção desse processo e da degradação do duripã.

Uma posterior reativação da fratura (neotectônica) pode ter provocado o abatimento da superfície, isolando a área rebaixada e interrompendo a progressão da acumulação e a retenção de água. Com o colapso do sistema o processo de degradação se impôs com as depressões se constituindo em pólos irradiadores de transformações pedogenéticas. Tem-se então a evolução de um sistema morfo-pedogenético associado a mudanças climáticas e à ação da neotectônica.

Romero (2003), estudando a gênese e degradação de duripãs no município de Conde, afirma que essas formações ocorrem comumente em regiões áridas e semi-áridas. Nos tabuleiros costeiros, em área de clima úmido/sub-úmido, os duripãs estão relacionados a superfícies com depressões fechadas com indícios de que o material cimentante (alumínio, silício) é diferente daqueles encontrados em ambientes de clima árido e semi-árido.

Estudos realizados por Pereira (2004), no Litoral Norte da Bahia entre as bacias dos rios Pojuca, Imbassaí, Açu e Sauípe indicam que a evolução geomorfológica dos sedimentos Barreiras se deu em seis etapas. Segundo sua interpretação, essas etapas estão relacionadas aos principais eventos transgressivos e regressivos do Quaternário, associados a oscilações climáticas de maior umidade ou maior aridez e a eventos neotectônicos ao tempo da deposição Barreiras. Os seus estudos apontam ainda que os processos morfodinâmicos recentes estão em grande parte associados a impactos antrópicos, relacionados principalmente ao desmatamento e manejo inadequado dos solos que levam à redução da porosidade e do teor de matéria orgânica.

De acordo com Fortunato (2004), os sistemas pedológicos nos tabuleiros costeiros em sua área de trabalho foram controlados por duricrostas preexistentes, neotectônica e condições paleoclimáticas do Quaternário. Considera terem as duricrostas, cuja espessura podia alcançar 32 m, se formado a mais de 125.000 anos AP, a partir da litificação superficial dos sedimentos por sílica e alumínio liberados por Espodosolos. As fissuras que facilitariam a infiltração da água e a instalação de um processo de podzolização teriam sido provocadas por falhamentos. Os sistemas pedológicos resultantes criaram três domínios: o de convergência de fluxos onde se desenvolvem os Espodosolos; o de divergência ou bem drenado domínio dos Latossolos e um intermediário, domínio dos Argissolos.

3.5 Os leques aluviais pleistocênicos

Leques aluviais são depósitos sedimentares formados quando um canal emerge de uma bacia de drenagem soerguida, com um vale adjacente. Embora ocorra em regimes climáticos diferenciados, leques foram tradicionalmente estudados nos desertos devido a sua excelente exposição e facilidade de acesso (BLAIR e MCPHERSON, 1994).

A construção de leques aluviais resulta da acumulação de sedimentos onde a corrente sai da área elevada e perde sua força e sua capacidade de transporte. Quase sempre se compõem de depósitos de grânulos grosseiros pobremente selecionados devido: à relativamente curta distância de transporte dos sedimentos; o envolvimento do processo de perda de massa causado pela elevação do relevo; e à rápida perda de capacidade de transporte do fluxo. Na baixa vertente os leques geralmente são limitados por ambientes eólicos, fluviais, lacustres e marinhos (BULL, 1964).

Em leques aluviais, o longo período de tempo entre sucessivos episódios deposicionais expõe os sedimentos superficiais à ação de processos pedogenéticos. Alterações por intemperismo físico e químico ocorrem nos depósitos de leques imediatamente abaixo da superfície, modificando o leque sedimentar. São mecanismos como o crescimento de cristais nos vazios ou a hidratação de minerais ao longo dos planos de fraqueza; adição de partículas de argila aos poros dos sedimentos como resultado de transporte por água de infiltração; alteração de grãos instáveis como minerais ferromagnesianos ou feldspatos e minerais filitosos ou óxidos secundários, produzidos por hidrólise e oxidação. Os clásticos precipitados como películas de hidróxido de manganês que formam verniz de rocha, têm sido datados com radiocarbono para conhecer a idade relativa de lóbulos de leques (BLAIR e MCPHERSON, 1994).

Os tipos de solos desenvolvidos em leques resultam da ação poligênica dos elementos relacionados ao ambiente deposicional do leque. Assim, processos de acumulação (de argila, carbonato, sílica, ou evaporitos como gesso) desenvolvem-se em ambiente árido ou semi-árido, enquanto processos de lixiviação ou transformação geoquímica podem ocorrer em ambiente sub-úmido a úmido. A extensão do desenvolvimento do perfil do solo em leques é função do tempo, da influência de ambientes periféricos e da pluviosidade. A presença de raízes nos

sedimentos também promove acumulação nos horizontes dos solos, produzida pela percolação da água, inclusive argila, carbonato e gesso.

Horizontes B bem desenvolvidos e cimentados como o horizonte petrocálcico, quando exumados pela erosão funcionam como proteção ao leque a futuras erosões secundárias. Essas camadas também reduzem a infiltração, aumentando o fluxo superficial. Ambientes eólicos, marinhos e fluviais periféricos aos leques podem impactar a pedogênese por modificar as condições iniciais de desenvolvimento do solo. A atividade eólica pode interferir aportando material com os depósitos do vento e provocando uma pedogênese regressiva, enquanto ambientes fluviais interferem por erodir as margens distais dos leques e afeta a declividade das suas vertentes.

Processos secundários de elaboração de leques aluviais como a reorganização dos sedimentos pela água, bioturbação e atividade da água subterrânea vão também influenciar na pedogênese. Eles interferem no movimento da água no solo seja na ascensão por capilaridade ou na percolação; no desenvolvimento de estruturas e no aporte de elementos químicos por incorporação de matéria orgânica (BLAIR e MCPHERSON, 1994).

Os Leques Aluviais Pleistocênicos, também conhecidos como Formação Continental Pós-Barreiras, são sedimentos continentais cujo material de origem pode ser o embasamento cristalino, as rochas do Mesozóico ou os sedimentos do Grupo Barreiras, como identificam suas características texturais e mineralógicas. A sua deposição se deu nos sopés das elevações do Grupo Barreiras antes do máximo da Última Transgressão, no Pleistoceno, por processo do tipo fluxo de detritos em um ambiente climático semi-árido e após o rebaixamento relativo do nível do mar. A Penúltima Transgressão (120.000 anos A. P.) erodiu parcialmente esses leques aluviais (BITTENCOURT, 1979; MARTIN e outros, 1980; DOMINGUEZ, 1983; VILAS BOAS, 1985; SUGUIO, MARTIN e FLEXOR, 1988; SUGUIO, 1999). A Última Transgressão e a Transgressão Mais Recente também exerceram um trabalho erosivo nessa superfície, porém de menor intensidade, estabelecendo assim os limites das áreas úmidas, terraços, paleofalésias e leques aluviais e dando à paisagem uma configuração aproximadamente igual à atual.

3.6 O processo de podzolização

O processo de podzolização está relacionado à existência de uma vegetação acidificante e a presença de uma rocha matriz pobre e essencialmente silicosa (PEDRO, 1986). Resulta de uma acidificação acentuada da matéria orgânica, cuja decomposição produz um húmus ácido do tipo moder ou moder-mor, compostos orgânicos hidrossolúveis resistentes à decomposição microbiana que migram em profundidade. São ácidos orgânicos simples (como o ácido cítrico, ácido oxálico, ácido acético) ou com estruturas mais complexas (fenólicos) como os ácidos húmicos e ácidos fúlvicos. No ambiente de podzolização predominam os ácidos húmicos brunos e ácidos fúlvicos livres que são menos polimerizados, mais leves e muito mais móveis (DUCHAUFOR, 1977; DABIN, 1978; RIBEIRO, 1998). A complexação do alumínio e ferro com a participação desses ácidos orgânicos forma o mecanismo de complexólise. A complexólise age a um pH muito baixo (4) e em períodos de forte pluviosidade com o Eh no seu mínimo, com o ferro geralmente no estado ferroso.

Os ácidos orgânicos simples (alifáticos) parecem ser mais importantes na realização da complexólise, porém certos polímeros fenólicos solúveis, precursores dos ácidos fúlvicos, são também eficientes (BRUCKERT, 1970; RAZZAGHE-KARIMI e ROBERT, 1975 apud DUCHAUFOR, 1977). Vai ocorrer uma alteração de parte do mineral silicatado do complexo absorvente, liberando a sílica e o alumínio que migram no perfil. Essa alteração varia segundo o horizonte, sendo máxima no A₀ e A₁ e mínima no B, onde a cobertura dos minerais pelos amorfos que migram da superfície exerce uma ação protetora. Esse mecanismo de alteração é caracterizado como acidocomplexólise, com existência de fenômenos de aplasmogênese.

Segundo Van Breemen (1998 apud GOMES, 2002), a podzolização é explicada por diversas teorias, sendo as principais:

- A teoria dos fulvatos (adsorção/precipitação) sugere que os ácidos fúlvicos do horizonte superficial dissolvem o ferro e o alumínio dos minerais primários e secundários, formando os complexos organo-metálicos, que precipitam quando ocorre a saturação. Schnitzer (1982) acredita que soluções de ácido fúlvico percolando o solo em profundidade podem formar complexos com o ferro e o alumínio liberados por intemperismo, e que os complexos permanecem solúveis

até que a relação crítica do metal com o ácido fúlvico seja alcançada, e a subsequente precipitação do complexo possa ocorrer formando então o horizonte espódico. Os ácidos fúlvicos migrando como complexos com o alumínio e o ferro no perfil, precipitam pela contínua adição de metais ao alcançarem uma relação carbono/metal suficiente para tal, criando o horizonte B iluvial (DE CONINK, 1980). Estudos da interação entre o ácido fúlvico purificado do horizonte espódico com soluções de FeCl_3 e AlCl_3 evidenciam que os complexos nos quais a razão molar do íon metálico para o ácido fúlvico é igual a 1, são solúveis em água. Alguma floculação ocorre quando a razão for 3:1 e completa precipitação a 6:1. Cálculos baseados em análises totais dos complexos indicam que $\text{Al}(\text{OH})_3$ e $\text{Fe}(\text{OH})_3$ são os principais compostos presentes na baixa relação dos complexos. Em um Espodossolo, as grandes moléculas de ácidos húmicos predominam no horizonte Bh enquanto no horizonte Bs, as moléculas menores e mais móveis de ácidos fúlvicos são predominantes (DUCHAUFOR, 1977);

- A teoria da alofana, descrita por Anderson e outros (1982), considera que o ferro e o alumínio são eluviados ao horizonte B como silicatos positivamente carregados, e precipitam como alofanas e imogolita, através do aumento do pH. Após isto, material orgânico pode precipitar na alofana causando um enriquecimento secundário no horizonte B;
- A teoria dos ácidos orgânicos de baixo peso molecular, descrita por Lundström e outros (1995), que considera que estes ácidos são responsáveis pelo transporte de ferro e do alumínio ocasionada por quebra microbiológica do agente transportador. Os ligantes orgânicos, principalmente os ácidos orgânicos de baixo peso molecular, são decompostos microbiologicamente durante sua migração no perfil, liberando alumínio e ferro iônicos, os quais precipitam no horizonte B um material do tipo imogolita ou ferridrita. São mais estáveis e apresentam maior tempo de resistência em ambientes ácidos ($\text{pH} < 5$), e são substâncias biodegradáveis sob condições pedogeoquímicas favoráveis (DABIN, 1978; DUCHAUFOR, 1977; DE CONINCK, 1980; LUNDSTRÖM e outros, 1995).

No processo de podzolização em ambientes tropicais, a acidez, o poder complexante e quelante das substâncias orgânicas são fundamentais na acidólise e complexólise que ocorrem na degradação dos minerais primários e secundários da parte superior do perfil, e também na formação de componentes organometálicos

móveis que viabilizam a translocação do alumínio e ferro em profundidade. A flutuação do lençol freático próximo à superfície também é um parâmetro importante na gênese dos Espodosolos.

Nesse sentido, a flutuação do lençol freático promove a alternância do ambiente em oxidante e redutor (oxi-redução) e induz o mecanismo da ferrólise (BRINKMAN, 1970), processo que altera o estado do ferro em férrico (Fe^{+3} , oxidante) e ferroso (Fe^{+2} , redutor), resultando na produção de íons H^+ e na acidificação do meio. A alteração dos minerais primários e secundários se dá por acidólise na fase oxidante, e a eliminação de produtos liberados (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , SiO_2 , Al^{3+} e Fe^{3+}) na fase redutora. Nos ambientes hidromórficos, a redução do ferro e a menor polimerização da matéria orgânica provoca o enfraquecimento da coesão e a desestabilização dos agregados (VIZIER, 1990).

Segundo Duchaufour (1977), a formação dos Podzóis Hidromórficos Tropicais está condicionada à presença de um lençol permanente e de um material desprovido de minerais alteráveis e de textura arenosa, ou ainda um material ferralítico remanejado contendo quartzo, caolinita e uma proporção elevada de ferro livre. Isso permite a circulação do lençol e favorece a acidificação. Essa podzolização hidromórfica pode ocorrer em clima estacional em uma vegetação de savana de gramíneas, sobre um mull-moder bastante ácido; as alternâncias de umidade e ressecamento relativo do horizonte húmifero favorecem ao ciclo polimerização-despolimerização da matéria orgânica. Em períodos de saturação pela água se formam polímeros fenólicos hidrossolúveis que provocam uma degradação por hidrólise da caolinita e liberam alumínio livre: uma parte evolui para a uma cristalização incompleta e forma uma gibbsita secundária (TURENNE, 1975 apud DUCHAUFOR, 1977).

3.7 Paleoclimatologia

Os conhecimentos adquiridos sobre o período do Quaternário revelam acentuada instabilidade climática de caráter cíclico, abrangendo épocas de clima glacial e interglacial, de intensidade variada no planeta, em função da latitude, principalmente, com amplitudes variadas, conferindo à climatologia quaternária um caráter oscilatório evidenciado por numerosas flutuações climáticas (Figura 3.8).

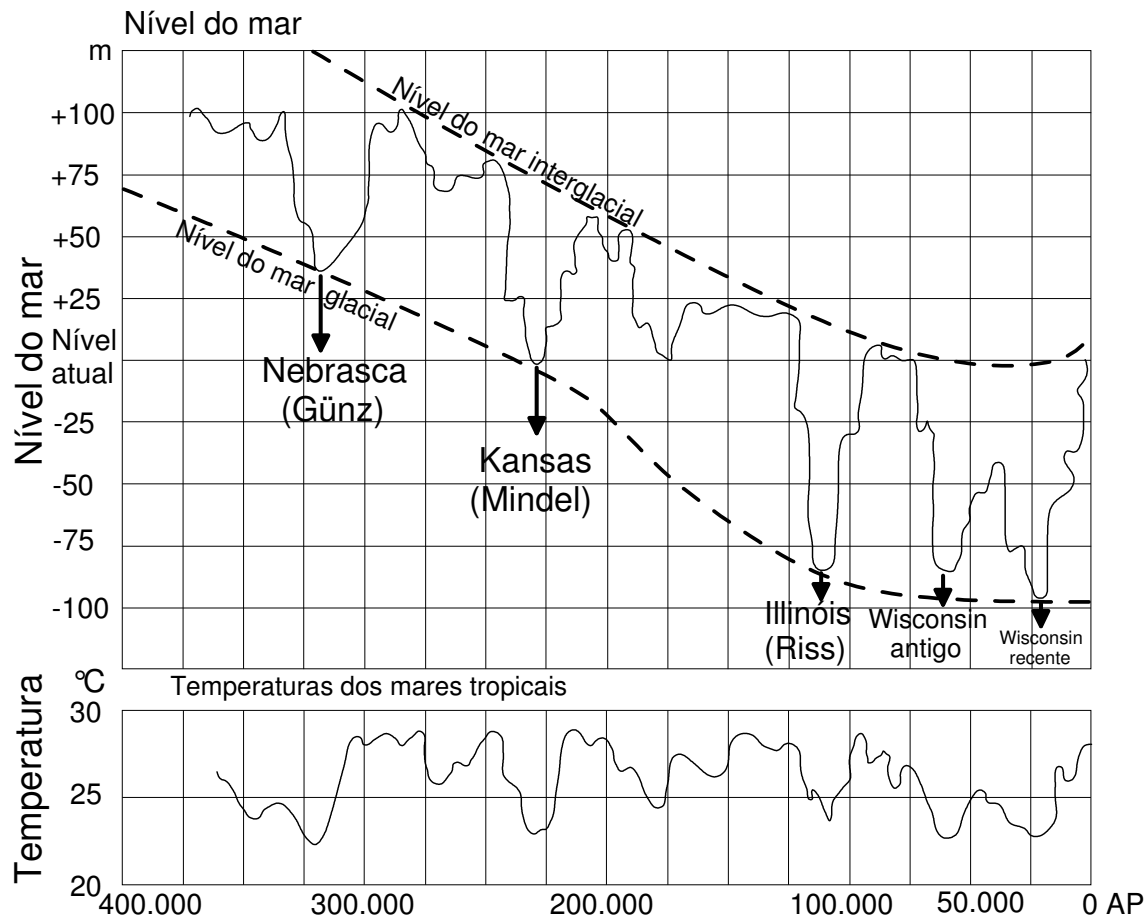


Figura 3.8. Os gráficos acima apresentam as oscilações climáticas ocorridas no período Quaternário e as variações no nível do mar e na temperatura nos períodos glaciais (Günz, Mindel, Riss, Wisconsin antigo e recente), e interglaciais correspondentes.

Fonte: Fairbridge, 1977.

Elementos dinâmicos da superfície da terra como: circulação atmosférica, circulação das correntes oceânicas, nível do mar, dinâmica fluvial e ciclo hidrológico, isostasia, intemperismo, erosão, transporte, sedimentação, distribuições biogeográficas, foram fortemente afetados por essas mudanças climáticas.

Durante as épocas de glaciação nas regiões tropicais e subtropicais brasileiras, vigoraram climas do tipo semi-árido. Por outro lado, nas épocas interglaciais predominaram condições climáticas semelhantes às atuais, de caráter úmido a sub-úmido. Alternaram-se quadros ecológicos diretamente associados a condições ambientais úmidas e quentes nas fases interglaciais e mais secas e mais frias nas fases glaciais, acompanhadas por oscilações no nível do mar, cujo grau de intensidade variava em função da altitude e especialmente da latitude. Pesquisas

geomorfológicas, sedimentológicas, palinológicas, fitogeográficas, ecológicas e oceanográficas possibilitaram um conhecimento mais preciso a respeito dessas oscilações climáticas, assim como do mosaico morfoclimático e fitogeográfico no conjunto da América do Sul (BIGARELLA, 1971; AB'SABER, 1977).

Segundo Ab'Saber (1977), no período glacial conhecido como Würm/Winsconsin, na América do Sul Atlântica, climas frios causados pelo aumento da freqüência e intensidade das frentes frias provenientes da Antártica provocaram a extensão para o norte das correntes Falklands/Malvinas, criando uma faixa de semi-aridez desde o Uruguai até aproximadamente o centro/sul da Bahia, com acentuação entre 13 e 20.000 anos A. P. Frentes frias polares alcançavam mais ao norte e tiveram uma maior influência no Sudeste do Brasil do que têm atualmente (Figura 3.9). Esse evento rebaixou as médias térmicas de 4 a 6° C, no mínimo, nas zonas equatoriais e nas áreas tropicais, atingindo valores ainda mais acentuados nas altas latitudes (BEHLING, 1997).

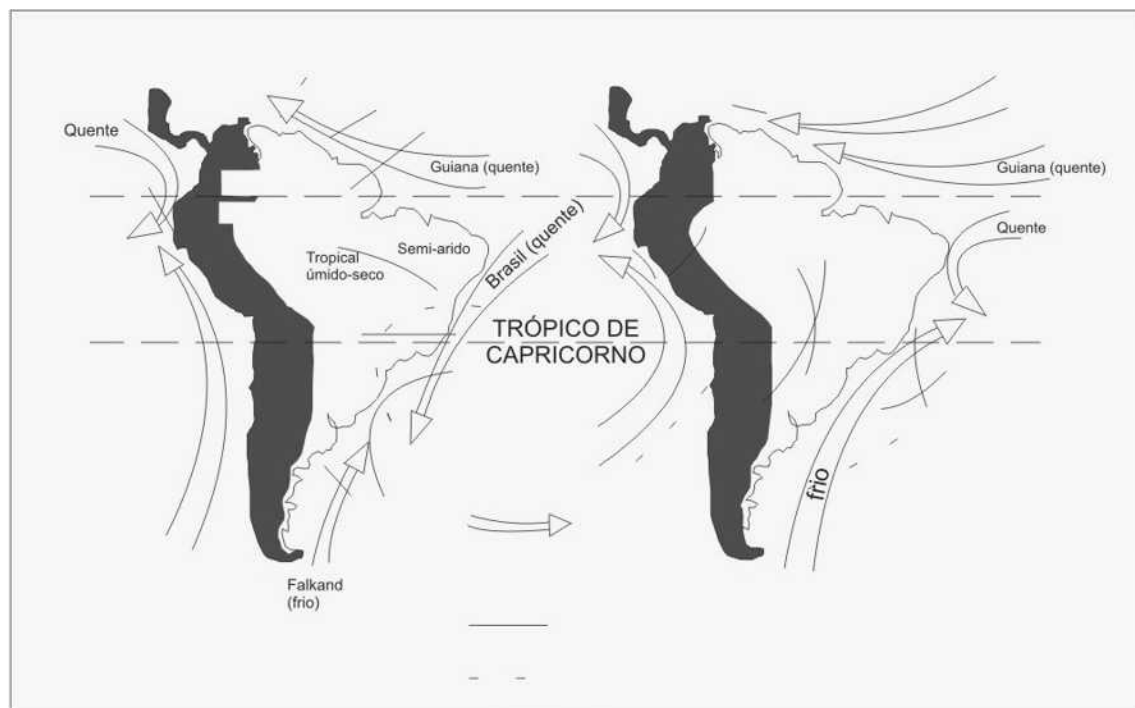


Figura 3.9. Representação esquemática dos mecanismos de circulação das correntes marítimas na América do Sul atualmente (esquerda) e durante a última glaciação (direita).
Fonte: Ab'Sáber, 1977.

Estudos de Bigarella (1971), identificaram amostra de madeira em ambiente eólico nos arredores da cidade de Florianópolis, cuja datação revelou uma idade radiométrica superior a 35.000 anos, o que coloca as dunas subjacentes numa época do Pleistoceno situada no Winsconsin ou mesmo anterior, sendo mais provável no Winsconsin/Illinoian.

Evidências de aridez em tempos glaciais nas terras baixas do Brasil de Sudeste foram registradas em Lago do Pires (390 m de altitude), onde fósseis polínicos indicam condições climáticas secas com vegetação de cerrado (BEHLING, 1997; LEDRU, 1998). Na localidade de Salitre (970 m de altitude), a oeste de Belo Horizonte, registros de pólen indicam, entre 50.000 e 40.000 anos A. P., a existência de uma vegetação de clima árido seguido de um período úmido de 40.000 a 27.000 anos A. P. O registro polínico de Serra Negra (1170 m de altitude, oeste de Belo Horizonte), entre 40.000 e 14.340 anos A. P., indica uma floresta mosaico com taxas indicadoras de climas frios e fases muito secas alternadas com climas quentes e úmidos. No Morro de Itapeva (1850 m de altitude) em Campos do Jordão, 320 km ao sul de Belo Horizonte, registros palinológicos datados para o intervalo entre 35.000 e 17.000 anos A. P., mostram a expansão de campos de altitude e a ausência de floresta de Araucária, de floresta de neblina e da floresta pluvial Atlântica, indicando um clima marcadamente mais frio e mais seco que o atual.

3.7.1 Condições climáticas durante o Último Máximo Glacial (UMG)

Para Ledru (1998), uma depleção da temperatura do clima tropical durante o UMG (50.000 a 20.000 anos AP), entre 5 a 7^o C parece provável, ainda que os valores exatos para esse resfriamento não tenham sido estabelecidos. Ainda segundo o autor, o ressecamento correspondente aponta para uma diminuição da precipitação em torno de (15)25 a 50(65)%, no qual os extremos reproduzem uma variação muito ampla nos trópicos úmidos como um todo. O resfriamento nas terras baixas do Brasil no UMG foi de 5,4 +- 0,6^o C sugerindo que a importância da variação da temperatura nas terras baixas dos trópicos úmidos da América do Sul foi tão grande quanto aquela das altas latitudes, uma visão sustentada por Colinvaux e outros (1996).

Segundo Klaus Heine (2000), a captação anual da Amazônia é de 12×10^{13} m³ de água em precipitação, mas apenas $5,5 \times 10^{12}$ m³ alcançam o oceano via rio

Amazonas. Essa precipitação está relacionada ao vapor d'água transportado do Atlântico para o continente e pela recirculação de vapor d'água interno. Portanto, a precipitação reciclada por evapotranspiração é então da ordem de $6,5 \times 10^{12} \text{ m}^3$. Para Anderson e Webb (1994 apud KLAUS HEINE, 2000), o resfriamento dos oceanos tropicais durante o UMG em torno de 4 a 5° C, resultou em significativa redução da evaporação e, portanto, da precipitação. Ainda segundo esses autores menor evaporação no oceano Atlântico tropical provoca menos vapor d'água transportado na Amazônia e menor precipitação sobre a América do Sul tropical, como demonstram a pequena extensão dos glaciares do UMG na Bolívia e redução de umidade no Equador.

Possíveis mudanças na cobertura vegetal no UMG resultaram de mudanças na precipitação, considerando-se a grande quantidade de vapor d'água reciclada. No entanto, conforme demonstrado por Colinvaux e outros (1996), a distribuição da vegetação do UMG não foi influenciada apenas pela baixa temperatura e diminuição da precipitação, mas também pela baixa concentração de CO₂ atmosférico e alto valor de insolação de raios ultra violeta B (UV-B). Essa baixa pressão parcial do CO₂ levou Flenley (1998 apud HEINE, 2000) a concluir pelo predomínio das gramíneas nas montanhas tropicais durante o UMG, considerando que essas plantas possuem melhores condições de crescimento já que a fotossíntese do C₄, muito utilizado pelas gramíneas, é muito mais efetiva com baixa pressão parcial do CO₂, enquanto a fotossíntese usada pelas árvores é a do C₃. C₃ e C₄ são ciclos fotossintéticos obtidos a partir da relação ¹³C/¹²C.

Segundo Ledru e outros (1998), registros de mudanças na litologia e vegetação encontram-se documentados em Carajás da seguinte forma: Antes de 28.000 anos A. P. a sedimentação é principalmente orgânica e caracteriza um período mais úmido com floresta tropical. Entre 28.000 e 23.000 anos A. P. a sedimentação é em sua maior parte de origem mineral e a vegetação se torna mais aberta indicando uma tendência à seca. Entre 23.000 e 13.000 anos A. P. um hiato é registrado: a 220 cm de profundidade, um tênue limite litológico separa uma argila orgânica escura de uma cobertura de camada de siderita. Dados de radiocarbono em material orgânico registram 22.870 anos A. P. a 230 cm de profundidade e 12.520 anos A. P. a 206 cm de profundidade, mostrando que o hiato se termina há 9.000 anos e inclui o UMG.

Variações locais na pluviosidade e padrões edáficos podem ter sido importantes e Ksdomura (1995 apud THOMAS, 2000) sugeriu que a savanização pode ter afetado as altas montanhas e interflúvios, durante a sobrevivência da floresta em muitas terras baixas e locais ribeirinhos. Esse padrão pode ter alcançado paisagens de maior altitude onde o efeito orográfico está presente, e pode explicar parcialmente as anomalias no espectro polínico de muitos locais úmidos, onde as condições climáticas se tornaram marginais para a sobrevivência e regeneração da floresta. Essa fragmentação da floresta pode explicar importantes mudanças na dinâmica das montanhas e comportamento de canais fluviais nas áreas onde parte da floresta sobreviveu durante o UMG.

De acordo com a Teoria do Refúgio (AB'SABER, 1979), com a disseminação do clima seco no litoral e no continente durante a época glacial, as formações florestais perderam sua continuidade, reduzindo-se a refúgios em algumas situações da paisagem mais bem servidos pela umidade, favorecendo o desenvolvimento de gramíneas e ervas nas demais posições da paisagem. Ilhas de preservação de uma formação vegetal preferencialmente úmida, que, segundo a teoria, resistiram e sobreviveram às flutuações climáticas quaternárias, serviram de patrimônio biológico essencial não somente da flora, inclusive com o aparecimento de novas espécies, como também da fauna. Isso no momento da re-expansão das florestas e demais formações pluviais, no Holoceno, iniciada entre 8.000 e 10.000 anos A.P., aproximadamente.

Os dados encontrados por Colinvaux (1996) para o Lago Pata foram de 70 a 80% de pólen de árvores da floresta pluvial, com pequena percentagem de gramíneas demonstrando que a floresta pluvial tropical ocupou a região continuamente e que savanas e campos não estiveram presentes durante o UMG. Esses dados sugerem que no oeste da Amazônia a floresta não foi fragmentada em refúgios nos tempos glaciais, como sugere a Teoria do Refúgio, e que as terras baixas, superfícies de menor altitude, não foram submetidas a uma secura climática. Aparentemente, as mudanças no balanço hídrico pela redução da precipitação, duração da estação seca ou rebaixamento do lençol freático não foram suficientes para desestabilizar a floresta pluvial, cujo regime de umidade permaneceu dentro da tolerância da maioria dos taxa. Os dados apontam para o enriquecimento da floresta pluvial por espécies de altitudes elevadas, acomodando uma taxa adaptada ao ambiente mais frio (COLINVAUX, 1996). Dessa forma, apesar da redução da

precipitação, a savana provavelmente não se expandiu para as terras baixas. Segundo Kerr (1996), a pesquisadora Barbara Leyden, da Universidade de South Florida questiona esses indicadores, sugerindo que as florestas galerias confinadas nas margens dos rios poderiam superar o pólen de gramíneas, destruídos pela distância.

3.7.2 A importância das mudanças climáticas na gênese das estruturas superficiais

Como a maior parte da umidade responsável pela precipitação resulta da evaporação dos oceanos, durante as glaciações, a maior parte da quantidade de água evaporada não retornava aos mares, já que as precipitações nas latitudes altas e médias se acumulavam em forma de neve. Esse acúmulo contribuiu para a expansão das calotas polares e para a origem de banquisas (gelos flutuantes em altas latitudes), restringindo o retorno cíclico da água e provocando o decréscimo do nível marinho (eustatismo negativo ou regressão marinha). Na fase interglacial, a fusão das calotas polares em função da elevação da temperatura e o conseqüente retorno das águas aos oceanos, elevaram o nível marinho afogando áreas retrabalhadas nas fases glácio-eustáticas anteriores (eustatismo positivo ou transgressão marinha).

Na Europa, as quatro fases glaciais Günz, Mindell, Riss e Würm, nesta seqüência, intercaladas por fases interglaciais, promoveram deposições ou formas elaboradas pelo deslocamento de geleiras, como as morainas, originando patamares ao longo das vertentes. No extremo sul da América do Sul ocorreu o desenvolvimento de glaciais alpinos (gelo nas partes elevadas), os quais desciam as encostas criando vales em “U” decorrentes da erosão por atrito. Em função do equilíbrio isostático, a concentração do gelo no continente provoca a subsidência que se reflete na crosta interna, provocando a elevação de áreas periféricas e conseqüente deslocamento de massa. Nos períodos interglaciais, ao contrário, o alívio de carga em decorrência da fusão do gelo produz o soerguimento da crosta interna e conseqüente abaixamento da periferia por compensação isostática.

As oscilações climáticas pleistocênicas foram responsáveis pelas variações morfogênicas associadas às diferentes formas de intemperismo (físico ou mecânico e químico), com reflexos diretos na tipologia dos depósitos correlativos. Na faixa intertropical, o clima semi-árido das fases glaciais produz uma

torrencialidade pluviométrica concentrada, responsável pelo transporte dos depósitos detríticos, o que caracteriza o pedimento. É a morfogênese mecânica com predomínio do processo de pedimentação. Na fase interglacial, o intemperismo químico age no sentido do entalhamento da drenagem e do coluvionamento das superfícies: com o espessamento do regolito pela alteração química vai ocorrer a reorganização da drenagem e o coluvionamento vai inumar os detritos produzidos em condições pretéritas. A Figura 3.10 apresenta o perfil correspondente a uma morfogênese interglacial intertropical, onde os pedimentos detríticos, vinculados à morfogênese mecânica (período glacial), recobrem o material alterado *in situ*. O colúvio pedogenizado corresponde à morfogênese química interglacial (CASSETI, 2001).

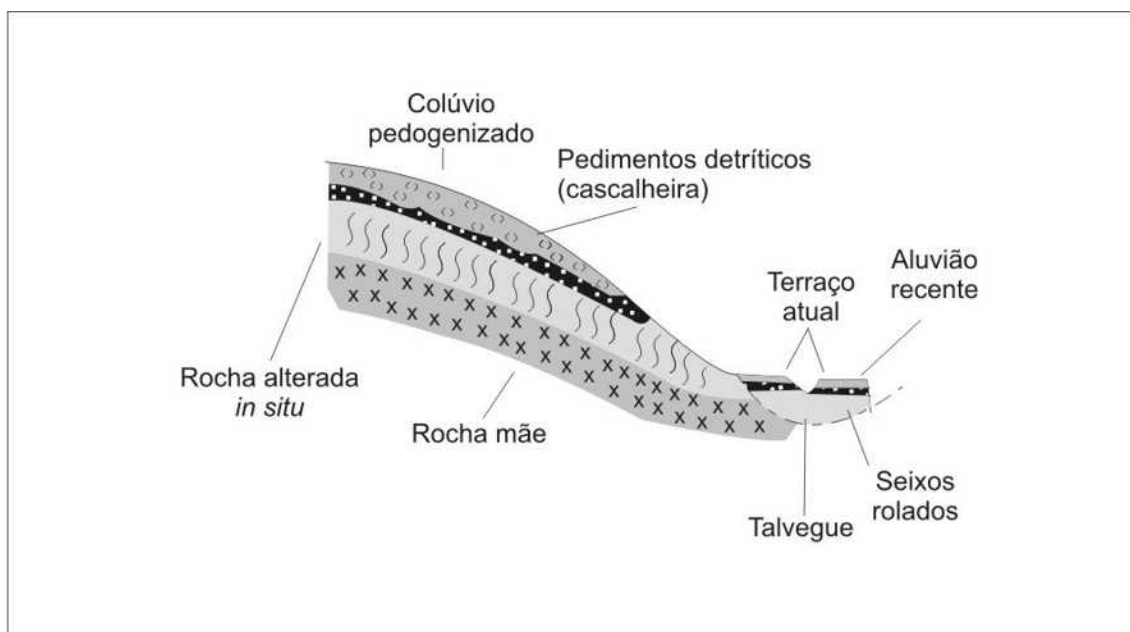


Figura 3.10. Perfil esquemático da morfogênese no período interglacial nos trópicos cujos estratos correspondem a diferentes sistemas morfogenéticos, glaciais ou interglaciais. Fonte: Casseti, 2001.

As mudanças climáticas constituem-se em um dos mais importantes fatores da morfogênese em escala global, porém, também determinante na evolução morfo-pedogenética das paisagens regionais. Associadas a fatores e processos tectônicos e litológicos, as mudanças climáticas produziram a atual configuração litorânea e pré-litorânea do Brasil, por exemplo, incluindo aí a origem, deposição e evolução morfo-pedológica da paisagem nos sedimentos do Grupo Barreiras e dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Os procedimentos utilizados nesse estudo buscam entender as interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos Barreiras e leques aluviais pleistocênicos e seus mecanismos. A identificação da estrutura geomorfológica resultante da atuação dos processos morfogenéticos, da tectônica, dos elementos climáticos e da pedogênese possibilitará o conhecimento da organização dos sistemas morfo-pedológicos resultantes das transformações ocorridas no tempo e no espaço, e dos fatores responsáveis por essas transformações.

Em se tratando de uma pesquisa de conteúdo interdisciplinar, os materiais e métodos contemplaram aqueles utilizados nas áreas das geociências abordadas no estudo. A definição das unidades de relevo possibilitou a seleção de vertentes cujos segmentos foram detalhados, utilizando-se os métodos de análise geomorfológica propostos por Ross (1996, 2003), com identificação das unidades morfológicas e detalhamento dos segmentos de vertentes, e as técnicas e conceitos estabelecidos para o levantamento de solos e descrição de perfis (EMBRAPA, 1998), da cronossequência dos solos e da catena. Métodos geofísicos, sedimentológicos e datação por ^{14}C também foram utilizados nos estudos.

Os materiais e métodos constam da clássica divisão em trabalhos de escritório, campo e laboratório, especificados a seguir.

4.1 Trabalhos de escritório

Dos trabalhos realizados no escritório constam aqueles referentes à revisão bibliográfica, interpretação de imagens de sensores remotos, cartas temáticas e topográficas, análise de lâminas delgadas, interpretação de dados analíticos e redação de textos, bem como do planejamento da logística dos trabalhos de campo.

4.1.1 Revisão bibliográfica

Nessa fase do trabalho de escritório foram realizados levantamentos bibliográficos em bibliotecas de acervos pessoais e públicos, especialmente do IGEO, pesquisas na Internet com ênfase especial aos Periódicos CAPES, através do portal da UFBA, onde foi possível o acesso a títulos completos de trabalhos

nacionais e internacionais atualizados, além de outros portais de busca. São mapas e estudos temáticos, imagens de sensores remotos e textos geocientíficos de conteúdo preferencialmente geomorfológico, pedológico, sedimentológico, geológico e climático, referentes aos sedimentos Barreiras, aos Leques Aluviais Pleistocênicos e flutuações climáticas do Quaternário.

4.1.2 Interpretação de imagens de sensores remotos e material cartográfico

Essa etapa refere-se especialmente à fotointerpretação de fotografias aéreas em pares estereoscópicos, em fotos do Litoral Norte da Bahia na escala de 1:25.000, da Companhia de Desenvolvimento Urbano (CONDER, 1993). Foram observados os elementos geomorfológicos, e interpretados os padrões pedológicos, geológicos, padrões de drenagem, cor, aspectos texturais, estruturais, e topográficos, que permitam a individualização de elementos ou observação de fatos relevantes aos estudos. Como suporte ao trabalho de fotointerpretação foram utilizados os mapas topográficos do IBGE, escala 1:25.000, folhas de Cangurito, Barra do Itariri e Conde (1999), documentos cartográficos básicos para os estudos.

4.1.3 Interpretação de dados analíticos e redação de textos

Essas etapas se complementaram na medida em que disponibilidade dos dados analíticos, elaboração de gráficos, tabelas, produção de figuras, mapas, fotografias e imagens permitiram que a sua interpretação se constituísse no produto de alimentação do conteúdo necessário à formulação, comprovação, questionamentos, novas concepções e mesmo negação de idéias e/ou hipóteses estabelecidas. Como resultado tem-se a elaboração de textos preliminares e artigos que, aperfeiçoados, vieram a se constituir no produto final que é a organização desta tese.

4.2 Trabalhos de campo

Inicialmente foi realizada uma viagem para reconhecimento da área, quando foi possível observar as linhas gerais das unidades geológicas da paisagem dos períodos Terciário e Quaternário como os sedimentos dos Grupo Barreiras e os

Leques Aluviais Pleistocênicos, e suas feições geomorfológicas, pedológicas, vegetação, uso do solo, etc. Em seguida ao reconhecimento, as várias etapas dos trabalhos de campo foram planejados no escritório a partir da evolução obtida por etapa realizada, utilizando-se como ferramenta básica de planejamento as fotografias aéreas e mapas topográficos na escala de 1:25.000 e 100.000, além de outros documentos, cartográficos ou não. Assim foram definidos os esquemas de prospecção para as operações de campo, num total de 53 dias de efetivos de campo.

Durante as operações de campo foram feitas identificações dos elementos sedimentológicos, tectônicos, geomorfológicos e pedológicos e sua correlação com os registros da interpretação de imagens, seleção de estruturas para detalhamento dos estudos das unidades geomorfológicas, seleção de vertentes para o estudo dos setores, locação de trincheiras, seleção de cortes de estradas e barrancos visando a descrição morfológica dos perfis e coleta de amostras, segundo o Manual de Métodos de Trabalhos de Campo (EMBRAPA, 2002), para as diversas análises químicas, físicas, morfoscopia das areias e mineralógicas. Foram coletadas ainda amostras indeformadas e orientadas de solos para a confecção de lâminas delgadas necessárias ao estudo micromorfológico, além de amostras do horizonte Bh de Espodosolos para a datação do C^{14} (Figura 4.1). Estudos geofísicos de eletrorresistividade foram realizados na superfície dos leques aluviais pleistocênicos para obtenção de dados de subsuperfície.

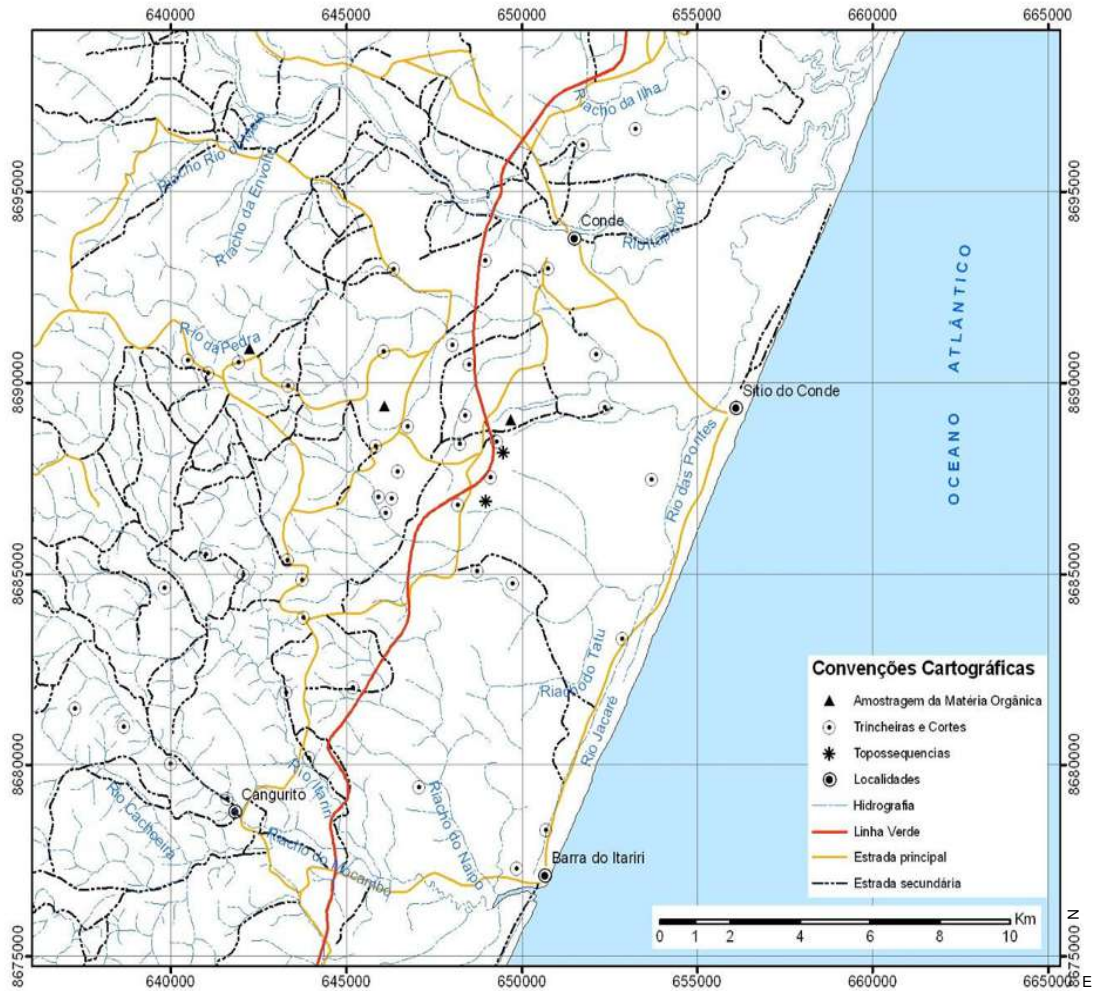


Figura 4.1. Mapa esquemático de localização dos pontos de observação e amostragem para solos e matéria orgânica.

4.3 Trabalhos de laboratório

As amostras de solo coletadas nos trabalhos de campo foram encaminhadas ao laboratório de solos do Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOCS) e Empresa Baiana de Desenvolvimento Agrícola (EBDA), onde foram realizadas as análises físicas e químicas, segundo metodologia específica. De algumas destas amostras foi retirada a areia grossa, necessária ao estudo da morfoscopia das areias, assim como a fração argila, para o estudo mineralógico. As análises para a obtenção do ferro livre e ferro total (Fe_2O_3) foram realizadas no Centro Nacional de Pesquisa do Solo (CNPS) da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) no Rio de Janeiro.

4.3.1 Análises físicas e químicas dos solos

As análises físicas e químicas dos solos foram realizadas a partir da terra fina seca ao ar (TFSA), obtida após secagem, destorroamento e peneiramento do solo em malha de 2 mm de diâmetro.

4.3.1.1 Análises físicas

Granulometria: a granulometria do solo foi determinada pelo método da EMBRAPA (1997). As amostras foram agitadas a 60 rpm por 24 horas, sendo utilizado como dispersante o pirofosfato de sódio a 40 g/l. A escala granulométrica utilizada foi a do United States Department of Agriculture (SOIL SURVEY STAFF, 1962), dada como: areia grossa (2 – 0,2 mm), areia fina (0,2 – 0,05 mm), silte (0,05 – 0,002 mm) e argila (< 0,002 mm). As frações silte e argila foram separadas pelo método da pipeta de Robison, a areia grossa por peneiramento e a areia fina por diferença.

Densidade real do solo: obtida pelo método do balão volumétrico, que consiste em obter uma relação entre o solo seco a 105^o C e o seu volume real.

Densidade aparente do solo: obtida com a utilização do anel volumétrico de Kopeck (50 cm³). Considera-se o volume do solo relacionado a sua organização natural.

4.3.1.2 Análises químicas

Bases trocáveis: para o cálcio e o magnésio foi utilizado como extrator e KCl N e dosado por complexometria com EDTA. O potássio e o sódio foram extraídos com HCl 0,05 N mais H₂SO₄ 0,025 N,

Soma de bases (S): obtida pela soma dos valores das bases trocáveis (Ca⁺⁺+Mg⁺⁺+Na⁺+K⁺).

Acidez extraível (Al⁺⁺⁺+H⁺): obtida pelo método do acetato de cálcio 1N a pH 7 na proporção de 1:15 e determinada por titulação com hidróxido de sódio.

Alumínio extraível: obtido com solução de cloreto de potássio N obtido na proporção de 1:20 e dosado por titulação da acidez com NaOH 0,060 N.

Capacidade de troca catiônica (CTC): obtida pela soma da acidez extraível com a soma de bases.

Grau de saturação por bases (V): determinado pela fórmula $V = S/T \times 100$.

Saturação por alumínio: obtida pela fórmula $Al^{+++}/Al^{+++} + S \times 100$.

pH H₂O e KCl: determinado com utilização de potenciômetro em suspensão solo/líquido na proporção de 1:2.5.

Carbono orgânico (C) determinado a partir da oxidação da matéria orgânica em solução de dicromato de potássio a 0,4 N, método de Tiurim, na presença de sulfato de prata como catalizador e titulação pelo sulfato ferroso amoniacal 0,1 N e indicador de ditenilamina.

A matéria orgânica foi obtida a partir da fórmula $C\% \times 1,724$, tomando-se como referência que a matéria orgânica possui, em média, 58% de carbono.

Ferro Livre: método do citrato-dotionito-bicarbonato (CDB). Extração dos compostos de ferro por uma solução complexante tamponada de citrato/bicarbonato, à qual é adicionada ditionito de sódio em pó como agente redutor. O ferro é determinado por espectrofotometria de absorção atômica no extrato.

Ferro total (Fe₂O₃): Método do ataque sulfúrico 1:1 e determinação por espectrofotometria de absorção atômica do extrato sulfúrico.

4.3.2 Estudo Mineralógico e da Morfoscopia das areias

A obtenção da areia para a morfoscopia se deu a partir de 20 g de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), à qual foi acrescentado 20 ml de pirofosfato de sódio 1N e agitado em coqueteleira por 15 minutos. O material foi lavado em peneira de 0,053 mm em água corrente e posteriormente seco em estufa por 3 horas.

A morfoscopia das areias foi realizada em lupa binocular com aumento ótico de 10x, onde foi observado o grau de arredondamento segundo a escala visual de Shepard (1967, apud SUGUIO, 1980) além da natureza do material.

4.3.3 Análise de lâminas delgadas (Micromorfologia)

As lâminas delgadas utilizadas na análise micromorfológica foram preparadas a partir da impregnação do solo para endurecimento utilizando-se mistura de monômero de estireno, resina, acelerador e catalisador (proporção de 1000 ml, 600

ml, 0,3 ml e 0,3 ml, respectivamente). A completa impregnação foi obtida com a utilização do dessecador e bomba de vácuo e secagem em estufa a 40⁰ C por 24 horas. Após completa secagem as amostras foram serradas e submetidas a um processo de laminação.

As lâminas foram estudadas utilizando-se um microscópio petrográfico, a partir da metodologia proposta por Kubiena (1938) adaptada.

4.3.4 Datações

Foram selecionadas 3 amostras de horizontes Bh de Espodosolos para serem datadas pelo método ¹⁴C, sendo que um perfil está localizado no contato Barreiras/Leques Aluviais (perfil MLB 3) e os demais (perfis ML 2 e ML 7) encontram-se na superfície dos Leques Aluviais.

As amostras foram encaminhadas ao Geochron Laboratories em Massachusetts (U.S.A.), e submetidas a um pré-tratamento para a dispersão do material, eliminação da fração areia e demais resíduos por peneiramento e tratamento com HCl 1N a quente para a eliminação de carbonatos, além de outros procedimentos para a eliminação de impurezas. Em estado gasoso, a amostra foi submetida a contagem proporcional para a obtenção da razão ¹⁴C/¹²C.

A datação foi realizada de acordo com o método do radiocarbono de W. F. Libby (meia-vida do ¹⁴C de 5.570 anos), tendo como padrão de referência o ácido oxálico NBS (95%) do "US National Bureau of Standards". A idade de referência para o presente é o ano de 1950.

4.4 Estudo geométrico ou eletroresistividade

O método geométrico é baseado na determinação da resistividade elétrica dos materiais, uma medida de dificuldade que um determinado material impõe à passagem de uma corrente elétrica. A condutividade elétrica é a facilidade com que a corrente elétrica passa através de um certo material. O comportamento elétrico de uma rocha vai depender de fatores como a resistividade intrínseca da matriz, a porosidade, a textura e distribuição dos poros, a resistividade do líquido intersticial e os processos que ocorrem nas superfícies de contato entre a matriz e as fases fluidas. De uma maneira geral, para uma dada porosidade, uma rocha cujos poros

estão impregnados por uma água salina será tanto mais condutiva quanto maior for a salinidade dessa água. A salinidade é assim um dos fatores principais que condicionam a resistividade das rochas. O outro é a porosidade, já que quanto maior a porosidade, maior será a quantidade de íons dissolvidos nas águas intersticiais.

As rochas sedimentares caracterizam-se por possuírem baixa resistividade, quando comparadas com outros tipos. Contudo algumas possuem resistividade muito elevada, como as areias de duna quando secas e as que possuem muito baixa porosidade como o gesso. A presença de argilominerais normalmente promove a diminuição da resistividade elétrica, que se acentua na presença da água, pelo efeito combinado de água e da polarização superficial das partículas de argila. As rochas eruptivas apresentam valores elevados de resistividade elétrica devido, em particular, à sua porosidade muito baixa, enquanto as rochas metamórficas apresentam valores de resistividade que se situam entre os valores apresentados pelas rochas sedimentares e as eruptivas (MOURA, 2003; GALLAS, 2003).

O método de investigação das variações da resistividade utilizando corrente elétrica contínua – campo elétrico estacionário – baseia-se em medidas da diferença de potencial elétrico entre dois pontos da superfície (eletrodos de leitura) injetando para tal, corrente através de dois outros eletrodos (de injeção) dispostos de forma apropriada. Os eletrodos de injeção são designados de A e B e os eletrodos de potencial de M e N (Figura 4.2). Conhecendo-se a corrente e a diferença de potencial gerados, é possível calcular uma função aparente que é interpretada para determinar a estrutura e a resistividade verdadeira do subsolo. A partir de medições do potencial elétrico na superfície pode-se determinar, no sub-solo, a existência de corpos minerais e reconhecer suas estruturas geológicas.

Neste estudo foi utilizado o arranjo Schlumberger, no qual os eletrodos A, B, M e N são colineares e dispostos simetricamente em relação a um ponto central. Uma sondagem implica na variação progressiva do afastamento dos eletrodos de injeção, de modo a fazer variar a contribuição das formações mais profundas para a diferença de potencial medida nos eletrodos de leitura.

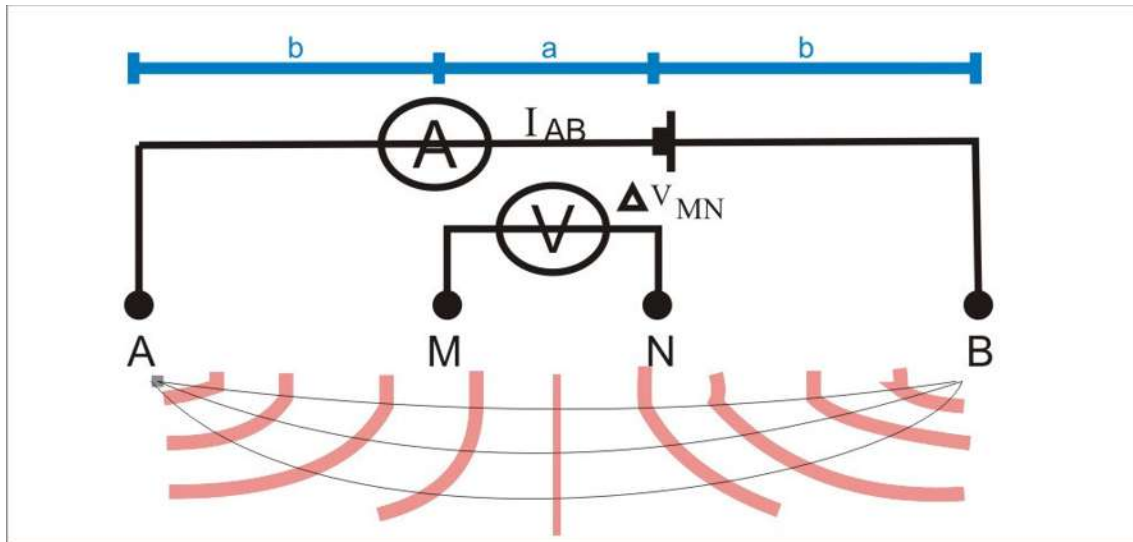


Figura 4.2. Modelo esquemático do arranjo Schlumberger para a determinação do perfil geolétrico de uma superfície. A e B eletrodos de injeção, M e N eletrodos de leitura.
Fonte: Adaptado de GALLAS (2003).

Os dados geolétricos de subsuperfície foram obtidos ao longo de 12 km da rodovia BA 099 (Linha Verde) utilizando-se o equipamento SYSCAL-R2. Esse sistema é composto por uma unidade transmissora alimentada por bateria de 12 volts com saída de voltagem ajustável entre 100 e 800 volts, e uma unidade receptora computadorizada que executa o processamento primário dos dados geolétricos e o armazenamento das informações em meio digital. Foram realizadas 16 sondagens com espaçamento de 500 m entre as estações, e o espaçamento entre os eletrodos de corrente ($AB/2$) sendo aumentando progressivamente a partir das estações, iniciando com 1,0 m, em seguida 2,0; 3,0; 4,0; 5,0; 6,0; 8,0; 10,0; 15,0; 20,0; 25,0; 30,0; 40,0; 50,0; 60,0; 80,0; 100,0; 150,0; 200,0; 250,0; 300,0; 400,0 e 500,0 m. Os espaçamentos entre os eletrodos de potencial foram: 0,5; 2,5 e 10,0 m. Foram feitas repetições nas estações E2, E3 e E7, com o espaçamento entre os eletrodos alcançando 800 e 1000 m.

5 CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

Neste capítulo encontra-se as caracterizações morfológicas, físicas e químicas dos solos, acrescida de avaliações relativas a possíveis processos morfopedogenéticos atuantes nos diferentes setores considerados. O estudo da morfoscopia das areias e a análise micromorfológica de alguns horizontes completam o capítulo. A ordem em que se encontram os dados ou comentários sobre os perfis dos solos obedecem a uma organização em grupos por toposseqüência ou setores de vertentes distintos, onde a numeração dos perfis não se encontra necessariamente seqüenciada.

5.1 Caracterização morfológica

5.1.1 Caracterização morfológica dos solos do Grupo Barreiras

A superfície onde se encontra a seqüência de perfis MB 1, MB 2 e MB 3 encontra-se a noroeste do distrito de Cangurito, e é divisora de águas dos riachos Mocambo e Cachoeira, ambos afluentes do rio Itariri, onde a declividade da encosta pode chegar a 10°. Já os perfis MB 4, MB 6 e MB 7 localizam-se em um interflúvio entre as bacias dos rios Itariri e dos rios da Pedra e da Ponte, em uma superfície com declividade aproximada de 2°. Os perfis MLB 1, MLB 20 e MLB 2, encontram-se localizados na área sede do assentamento Sempre Vida, cuja superfície se encontra em um nível topográfico mais baixo, formando um patamar entre o Planalto Dissecado e os Leques Aluviais.

PERFIL MB 1:

Coordenadas: 641562.1822 E

8680266.4905 N

Perfil de um Latossolo Amarelo Distrocoeso, bem drenado, com seqüência de horizontes A, B_w, C, alcançando o B_{w3} no perfil. Os horizontes A1 e A/B apresentam um processo de remoção seletiva ou destruição da argila, identificado pelo gradiente textural observado entre esses horizontes e os horizontes B, além da ocorrência de

areia lavada. O perfil foi descrito úmido dos horizontes B/A ao B_{W3}. Apesar da umidade as evidências de coesão são encontradas na morfologia das estruturas, na resistência ao impacto do martelo ou penetração da faca, especialmente nos horizontes B/A e B_{W1}.

Uma linha ferruginosa ocorre a 1,70 m de profundidade nas faces da trincheira, fruto da liberação e acumulação de óxido de ferro a partir do intemperismo do material de origem e mobilização do ferro. Fragmentos endurecidos de solo encontrados no perfil em torno de 100 cm de profundidade sugerem uma relíquia do intemperismo de paleoestruturas ou material de origem do solo, possivelmente duripãs (Figura 5. 1).

Tradagem de 1,30 m no fundo da trincheira de 1,75 m apresenta o mesmo material encontrado no B_{W3}.

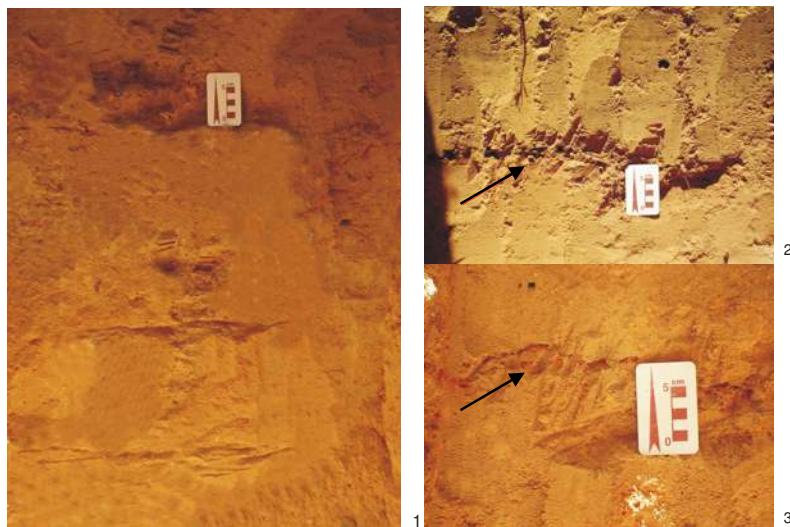


Figura 5.1. Perfil MB 1, um Latossolo Amarelo Distrocoeso, localizado no topo de um remanescente de Tabuleiro Costeiro. As setas indicam volumes de concentração de óxido de ferro na massa do solo.

PERFIL MB 2:

Coordenadas: 641281.8397 E

8678547.2620 N

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrófico, A moderado, com seqüência de horizontes A, B_t, C, situado no terço médio de uma encosta com aproximadamente

10º de declividade, que tem início no trecho do rio Mocambo que corta o distrito de Cangurito.

De maneira semelhante ao MB 1, os horizontes A1 e A/B apresentam um processo de remoção seletiva de argila, identificado pelo gradiente textural observado entre esses horizontes e os horizontes B, porém com pouca areia lavada. Nesse caso, a remoção seletiva pode estar relacionada, principalmente, à ação mecânica do escoamento superficial e subsuperficial em função da declividade da encosta. A erosão laminar é observada em toda a área não apenas pela declividade, mas também por se tratar de um local com uma vegetação secundária em sucessão vegetal de capoeira rala. Esses horizontes apresentam ainda uma concentração relativa de seixos de quartzo, especialmente no A1, o que pode reforçar a mencionada remoção seletiva de finos.

No horizonte C observa-se a alteração característica do material argiloso do Barreiras, isovolume e de coloração variegada, podendo assim ser possível estabelecer uma relação direta do solo a esse substrato, considerando ainda o fato de que a transição entre o Bt e o C se dá de forma clara e gradual, estabelecendo, portanto uma continuidade entre os horizontes. A coloração mosqueada pode estar relacionada a um intemperismo diferenciado e/ou hidromorfia temporária no perfil do solo (Figura 5.2). Não foram observadas ocorrências de duripãs nesse trecho.



Figura 5.2. Perfil do Argissolo Amarelo Distrocoeso (MLB 2). Na parte 1, à esquerda, têm-se os horizontes A e B, e na parte 2, à direita, o horizonte C mosqueado.

PERFIL MB 3:**Coordenadas: 643218.2275 E****8678599.5679 N**

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrocoeso com perfil alcançando o Bt₂, situado no terço inferior de uma encosta com aproximadamente 12º de declividade, próximo ao curso do rio Mocambo, distrito de Cangurito. Trata-se de um solo que apresenta em todo o perfil uma estrutura maciça, mesmo em superfície, chegando a muito duro no horizonte B.

De maneira semelhante aos perfis anteriores, os horizontes A1 e A/B apresentam um processo de remoção seletiva de argila, identificado pelo gradiente textural observado entre esses horizontes e os horizontes B, porém com pouca areia lavada. Ocorre uma linha de pedra de aproximadamente 20 cm entre o B_{t1} e o B_{t2}, aos 150 a 170 cm, formada de seixos de quartzo e material ferruginoso (Figura 5.3).

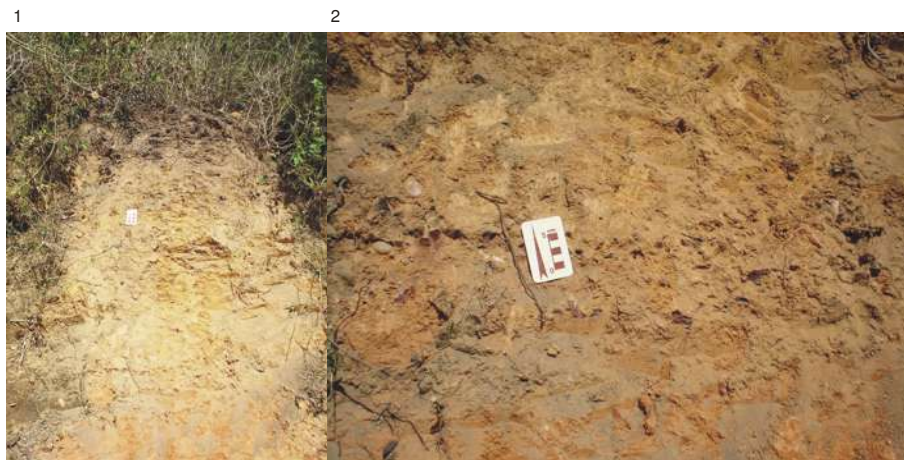


Figura 5.3. Perfil de um Argissolo Amarelo Distrocoeso (MB 3). À esquerda, foto 1, o perfil completo e, à direita na foto 2, um detalhe com o local da linha de seixos de quartzo que ocorre em profundidade.

PERFIL MB 4**Coordenadas: 643359.9286 E****8689352.3472N**

Perfil de um Latossolo Amarelo Distrocoeso, bem drenado, com seqüência de horizontes A, B, C, alcançando o B_{w2} no perfil a 1,60 m de profundidade. Tradagem

de 1,30 m no fundo de uma trincheira de 1,60 m de profundidade, mostra o mesmo material encontrado no B_{W2} .

O processo de remoção seletiva ou empobrecimento em argila acontece no horizonte A_1 , identificado pelo gradiente textural observado entre esse horizonte e o horizontes B. A ocorrência de areia lavada é pequena.

O perfil foi descrito úmido dos horizontes B/A ao B_{W2} . O horizonte B_{W1} possui volumes dispersos e diferenciados por aparentar maior concentração de ferro, enquanto o horizonte B_{W2} apresenta fragmentos lateríticos na sua base. Essas ocorrências podem estar relacionadas ao tipo de alteração e ao material de origem do solo (Figura 5.4).

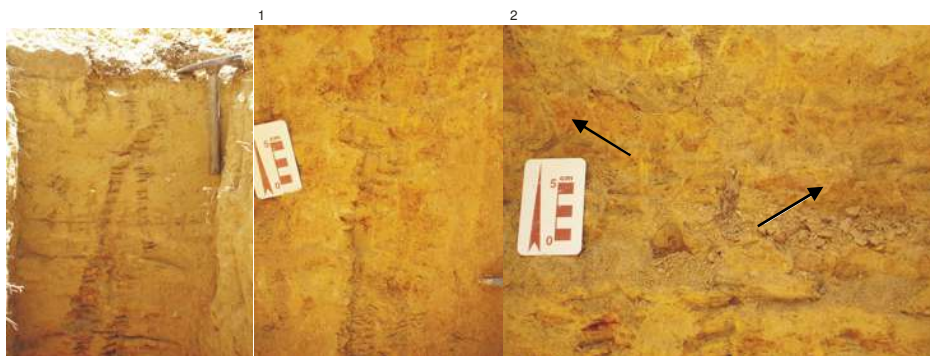


Figura 5.4. Perfil do MB 4, um Latossolo Amarelo Distrocoeso. Ao lado o Horizonte B_{W2} onde setas indicam os volumes com concentração de material ferruginoso.

PERFIL MB 6

Coordenadas: 710413.7469 E

8690959.5663 N

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrófico com seqüência de horizontes A, B, C, situado no terço superior de uma encosta suave com aproximadamente 1º de declividade, em área de um remanescente de tabuleiro costeiro. O empobrecimento em argila no horizonte A_1 permanece, porém com pouca areia lavada. Fragmentos lateríticos são encontrados nos horizontes A, A/B E B/A.

O mosqueado e a coloração variegada encontrados nos horizontes B/A, B_{t1} e B_{t2} podem estar relacionadas a uma hidromorfia temporária devido a uma má drenagem no perfil do solo (Figura 5.5).

Tradagem em 1,30 m numa trincheira de 1,60 m de profundidade, não apresenta diferença em relação ao B_{t2} .



Figura 5.5. Perfil do MB 6, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, onde se observa o horizonte B mosqueado e variegado em profundidade (B_{12}).

PERFIL MLB 1

Coordenadas: 648769.4231 E

8687790.1096 N

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrocoeso situado no topo de uma colina, desenvolvido sobre os sedimentos do Grupo Barreiras. Sua morfologia indica um solo com características de dificuldade na drenagem interna, como mostra a cor acinzentada nos horizontes superficiais, além de uma evidente arenização, e o mosqueado e variegado em subsuperfície. A característica de coesão dos horizontes foi parcialmente mascarada pelo estado de umidade do perfil (Figura 5.6).



Figura 5.6. Perfil do MLB 1, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, com a evidente arenização em superfície.

Pequenos seixos de quartzo friáveis são encontrados aleatoriamente no perfil, sendo responsáveis por pontos de cor branca (2,5Y 8/1) encontrados no solo. A cor 2,5YR 4/6 corresponde a fragmentos de material laterítico.

PERFIL MLB 20

Coordenadas: 647341.3298 E

8686601.8925 N

Perfil de um Neossolo Litólico plíntico localizado no terço superior da encosta com aproximadamente 10° de declividade, em seqüência ao MLB 1. O horizonte A possui textura arenosa e encontra-se diretamente sobre o horizonte C formado em um argilite de Barreiras de cor variegada. O efeito do escoamento superficial e conseqüente erosão já produzem uma simplificação do perfil com a redução da quantidade de horizontes e da profundidade do perfil. Uma camada de material laterítico contorna a transição entre o horizonte A e o horizonte C, tornando-se mais superficial no sentido do declive da vertente (Figuras 5.7 e 5.12).



Figura 5.7. Perfil MLB 20, um Neossolo Litólico plântico em posição de alta encosta. Nota-se o contorno de uma fina camada laterítica indicada pelas setas.

PERFIL MLB 2

Coordenadas: 648829.3545 E

8687666.9140 N

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrófico analisado em uma voçoroca aberta na vertente, onde parece haver uma descontinuidade litológica no seu material de origem composto, provavelmente, por sedimentos do Barreiras e de colúvios de montante da encosta. Deve-se observar o fato de que o perfil encontra-se praticamente no contato entre o Grupo Barreiras e a superfície dos Leques Aluviais Pleistocênicos. Uma linha sinuosa e irregular de material laterítico separa o Bt₁ do Bt₂. O material do 2C₁ é arenoso, até cascalhento, assemelhando-se às areias encontradas nos Espodossolos dos Leques Aluviais. A arenização em superfície também ocorre nesse perfil com areia lavada. Pequenos seixos de quartzo ocorrem de maneira esparsa em todo o perfil (Figuras 5.8 e 5.12).

Tradagem de 0,78m no fundo de um perfil de 2,93 m de profundidade, mostra que o material do solo tornando-se ainda mais cascalhento e com areia muito grossa.



Figura 5.8. Perfil do MLB 2, um Argissolo Amarelo situado em uma superfície próxima ao contato do Barreiras com os Leques aluviais. O material parental é Barreiras com colúvio de montante. As setas indicam uma linha ferruginosa que forma um contorno separando em bolsões partes dos horizontes A e B.

A montante do perfil MB 1, na superfície cimeira do divisor de águas entre os rios Cachoeira e Mocambo, em um remanescente do Tabuleiro Costeiro, o leito da estrada possibilita a observação do afloramento de duripãs. Em seguida, em um declive suave e uma baixada onde a acumulação de areia coluvial em superfície se espessa, ocorre o desenvolvimento ainda incipiente de um Espodosolo, em que o horizonte Bh formado na areia quartzosa coluvial assenta-se diretamente sobre a extensão do duripã que aflora a montante, com uma alteração pelicular (Figura 5.9). Como visto acima na caracterização dos solos, nas demais posições do relevo não ocorrem sistemas pedológicos com duricrostas ou duripãs, apenas coesão do horizonte B. Esse fato indica que a ocorrência de sistemas pedológicos com Espodosolos encontra-se presentes nos remanescentes de Tabuleiros Costeiros, porém aparentemente de forma pontual e esparsa.



Figura 5.9. Espodosolo sobre duricrosta em área de remanescente de tabuleiro. Na foto 1 um afloramento de duricrosta em posição cimeira, na 2, e em seqüência, um declive suave mobiliza material para a baixada onde se desenvolve o Espodosolo (3).

Nas áreas planas de maior altitude (100 m ou mais) o preparo da terra por subsolagem permitiu a afloramento de blocos de fragipãs, o que não foi observado nos perfis descritos (Figura 5.10). Este fato pode ser um indicador da descontinuidade da ocorrência dessas estruturas nesta área.

A formação do patamar onde se encontram os perfis MLB 1, MLB 20 e MLB 2, pode estar relacionada a um evento neotectônico que rebaixou e fraturou esse bloco de sedimentos do Grupo Barreiras aproximando-o aos Leques Aluviais (Figura 5.11), possibilitando a formação e o desenvolvimento das bacia hidrográfica do rio das Pontes e de parte da bacia do rio das Pedras. Das colinas desse patamar partem vários afluentes do rio das Pedras, para o norte, e do rio das Pontes, para leste.

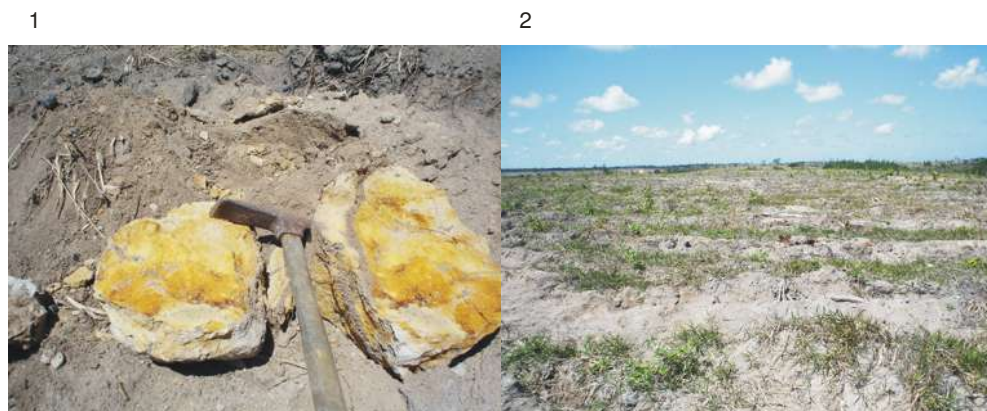


Figura 5.10. Bloco de fragipã revolvido por subsolagem (1) em área de remanescente de Tabuleiro (2).

A existência de Neossolo Litólico na encosta e o afloramento de camadas lateríticas com seixos espalhados encontrados em uma superfície degradada, demonstram que se trata de uma vertente submetida a um forte processo de erosão laminar e, conseqüentemente, fornecedora de material detrítico para jusante. Essa dinâmica forma uma rampa de colúvio espessa e arenosa que antecede a superfície dos Leques Aluviais, onde se desenvolvem Neossolos Quartzarênicos.



Figura 5.11. À esquerda, superfície em rampa encontrada no bloco do Barreiras supostamente rebaixado tectonicamente, formando um patamar. A foto mostra o afloramento de laterita por erosão laminar em área de Argissolos e Neossolos Litólicos. Observe-se a fratura possivelmente relacionada ao abatimento tectônico desse bloco sedimentar. Na foto à direita, o corte de estrada mostra fraturas no mesmo bloco do Barreiras.

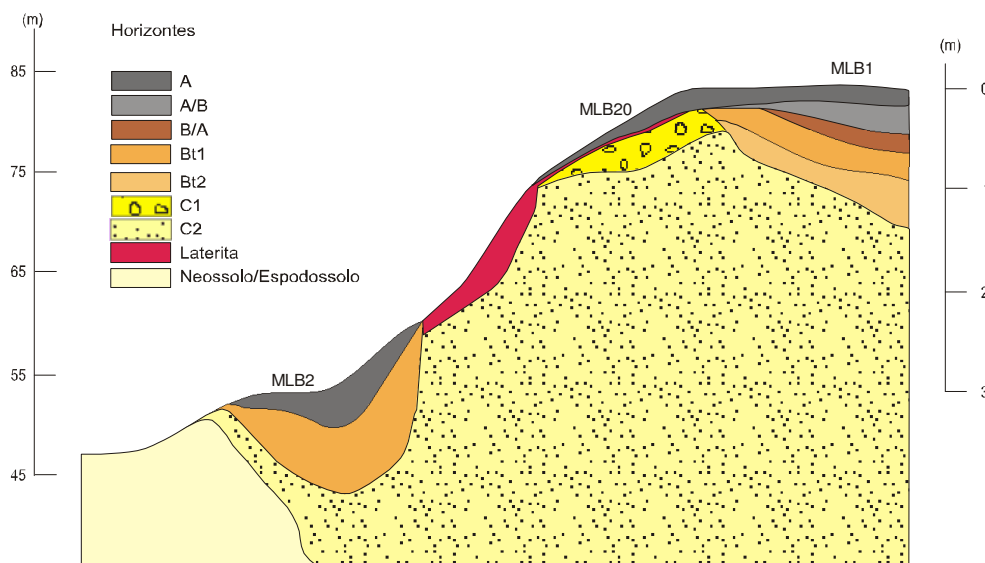


Figura 5.12. Perfil topográfico apresentando algumas características pedológicas da toposseqüência em um bloco de sedimentos Barreiras, supostamente rebaixado pela reativação neotectônica e formando um patamar entre o Planalto dissecado e a superfície dos Leques Aluviais.

Os perfis de Latossolos e Argissolos desenvolvidos sobre os sedimentos do Grupo Barreiras até aqui estudados, têm em comum, além do material de origem, o empobrecimento superficial em argila ou arenização que pode estar relacionado ao transporte seletivo de material granulométrico mais fino (argilas), devido à ação mecânica do escoamento superficial e subsuperficial, se situados em posição topográfica onde o declive justifique (remoção lateral), como é o caso dos Argissolos. Quando essa declividade não ocorre e a remoção lateral não é eficiente, processos pedogeoquímicos como a ferrólise¹ podem justificar essa arenização superficial generalizada a partir da destruição das argilas, especialmente nos Latossolos, cuja ocorrência se dá em locais mais planos, sem excluir os Argissolos desse processo.

O aparecimento de linhas ou faixas de material laterítico é comum nos solos desenvolvidos sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, cuja origem está

¹ Ferrólise: Esse mecanismo é pronunciado nos solos ácidos sujeitos a redução sazonal em regiões de clima quente contrastado. A formação e desaparecimento de lençóis superficiais temporários provocam alternância nas condições de oxidação e redução dos óxidos de ferro e variações de *Eh*, e a formação em superfície um horizonte do tipo alábico, empobrecido em argila (BRINKMAN, 1970, apud DUCHAUFOR, 1977).

relacionada à alteração pelicular de duripãs quando da oxidação do ferro (FORTUNATO, 2004).

5.1.2 Caracterização morfológica dos solos desenvolvidos nos leques aluviais

PERFIL ML 1

Coordenadas: 650442.1695 E

8689471.7222 N

Perfil de um Latossolo Amarelo Distrófico, bem drenado, localizado em uma superfície suavemente ondulada dos Leques Aluviais Pleistocênicos. Possui uma seqüência de horizontes A, B, C, alcançando o B_{W2} no perfil a 2,60 m de profundidade.

Os horizontes A_1 e A/B apresentam um processo de remoção seletiva de argila, identificado pelo gradiente textural observado entre esses horizontes e os horizontes B, com a ocorrência de areia lavada em pequena quantidade. Tradagem de 1,30 m no fundo da trincheira apresenta o mesmo material encontrado no B_{W2} . Fraturas verticais são observadas no perfil (Figura 5.13).



Figura 5.13. Perfil de Latossolo Amarelo Distrófico na área dos Leques Aluviais.

PERFIL ML 2**Coordenadas: 648868.3471 E****8687599.1302 N**

Perfil de um Espodossolo Cárbico Órtico em área rebaixada dos Leques Aluviais que drena a bacia do rio das Pedras, formado a partir de um material sedimentar arenoso com muito cascalho e seixos esparsos de quartzo, alguns muitos friáveis. O perfil, em uma cascalheira, possui uma profundidade de 1,70 m, sendo que o Bh só aparece a 1,65 m de profundidade, em placas muito duras. A camada arenosa superior possui uma linha de pedra de seixos de quartzo com 30cm de espessura. Cor da camada, bruno amarelado claro (2,5Y 7/1) (Figura 5.14).



Figura 5.14. Perfil do ML 2, um Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico.

PERFIL ML 3**Coordenadas: 650521.6944 E****8693311.9449 N**

Corte de estrada mostrando o perfil de um Argissolo Amarelo Álico localizado em área de Leques Aluviais próximo à cidade de Conde. Trata-se de um solo que apresenta as características morfológicas com alguma diferenciação em relação aos demais Argissolos encontrados nos Leques Aluviais. Essas diferenças referem-se especialmente à textura mais argilosa do Bt (argila arenosa) e à estrutura do solo

mais bem desenvolvida em relação aos demais Argissolos dos Leques, mais identificada com aquelas do Barreiras. A seqüência sedimentar presente no afloramento também se reporta àquela encontrada nos sedimentos Barreiras (Figura 5.15).

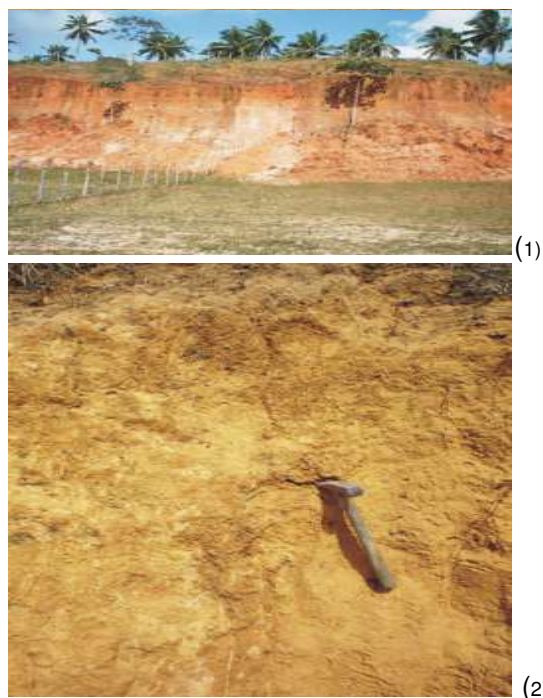


Figura 5.15. (1) Remanescente dos sedimentos Barreiras onde se encontra (2) o perfil de Argissolo Amarelo Distrófico (ML 3) em área dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

PERFIL ML6

Coordenadas: 645141.9511 E

8694966.4125 N

Perfil de um Argissolo Amarelo Distrófico, descrito em um corte de estrada que liga a cidade de Conde ao distrito de Altamira, a 11 km do entroncamento de Conde. Suas características morfológicas diferenciadas dos demais solos, especialmente pelo bom desenvolvimento das unidades estruturais e a ausência de coesão dos horizontes sugerem que pode se tratar de um solo desenvolvido com muita influência do embasamento cristalino. A ocorrência de um bloco de quartzo fragmentado imerso na massa do solo reforça essa suspeita, enquanto que a fragmentação desse quartzo e o deslocamento desses fragmentos em um plano sub-horizontal sugerem manifestações neotectônicas na área (Figura 5.16).

Blocos de rocha do embasamento são encontrados de forma esparsa na área.



Figura 5.16. Perfil do ML 6, um Argissolo Amarelo Distrocoeso, desenvolvido sobre o embasamento cristalino. À direita, um veio de quartzo encontrado impregnado na massa do solo. Sua fragmentação e o deslocamento em um plano sub-horizontal sugerem ação neotectônica na área.

PERFIL MLB 3

Coordenadas: 648153.6570 E

8686874.4558 N

Perfil de um Espodossolo Cárbico Órtico arênico localizado na superfície dos Leques Aluviais em uma área rebaixada. O solo apresenta-se totalmente arenoso, com variações na quantidade de cascalhos e seixos, conforme descrição do perfil, com maior concentração de seixos de quartzo no horizonte C₁. O aumento desses seixos a partir do Bh (1,61 m) impediu o aprofundamento do perfil e a sua tradagem (Figura 5.17).



Figura 5.17. Perfil de um Espodossolo Cárstico Órtico arênico (MLB 3), localizados na superfície dos Leques Aluviais.

PERFIL MLB 4

Coordenadas: 648992.4947 E

8687613.8747 N

Perfil de um Latossolo Amarelo Distrófico na superfície de colinas suaves dos Leques Aluviais, semelhante ao MLB 1 em corte mais profundo. Essa maior profundidade permitiu a observação de um horizonte mais arenoso, com evidente desferrificação, e outro mais cascalhento (quartzo) mais profundo, em aparente descontinuidade litológica ($2C_1$ e $2C_2$) em relação ao material dos horizontes superiores. Esse cascalho, material no fundo do perfil, é idêntico ao material que ocorre nos Espodossolos (Figura 5.18).

A superfície dos Leques Aluviais apresenta-se plana, às vezes com colinas onduladas, na qual a arenização superficial nos Latossolos e Argissolos é generalizada e forma pacotes arenosos mais espessos do que aqueles observados nos solos Barreiras onde, de forma semelhante, essa arenização deve estar associada a processos pedogeoquímicos específicos, principalmente nas áreas mais planas. Apresenta um sistema pedológico formado por Latossolos, Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos ou Litólicos. Na espacialização desses solos, os Latossolos ocupam as partes topograficamente mais elevadas da paisagem,

cabendo as partes mais baixas aos Espodosolos e Neossolos, que possuem um evidente domínio territorial da paisagem, intercalados por variações de Argissolos na transição gradual Latossolo/Espodosolo-Neossolo.

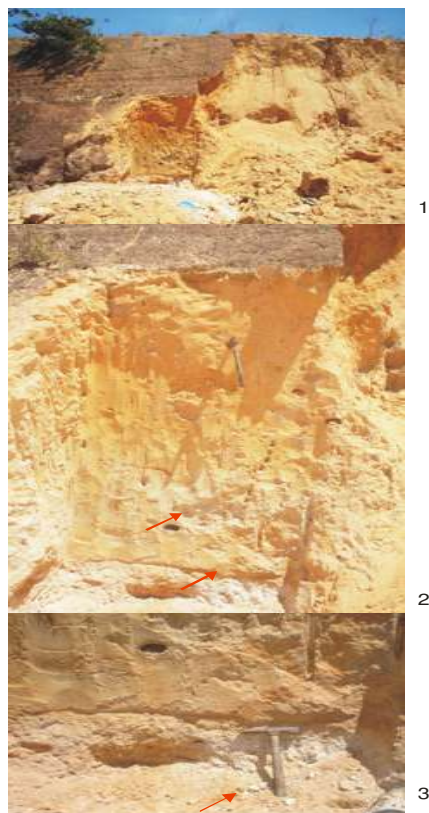


Figura 5.18. Perfil do MLB 4, um Latossolo Amarelo Distrófico em área de Leque Aluvial, apresentando em sua base bolsões arenosos (setas), às vezes cascalhentos, material semelhante aos encontrados nos Espodosolos.

Alguns aspectos morfológicos já observados nos perfis como, por exemplo, as modificações de cor e textura encontrados na base no perfil MLB 4, sinalizam para uma desferrificação por hidromorfia, processo associado à podzolização, que parece ser o motor das transformações morfo-pedogenéticas e da evolução da paisagem nos Leques Aluviais, irradiada a partir dos Espodosolos.

Alguns afloramentos em cortes de estrada possuem uma seqüência sedimentar muito semelhante àquela encontrada no Grupo Barreiras (perfil ML 3). Seriam esses afloramentos relíquias do Barreiras portanto anteriores aos Leques Aluviais? A partir desta ocorrência é possível se considerar que, em alguns locais, os sedimentos tidos como depositados na forma de Leques Aluviais Pleistocênicos são, na realidade, remanescente dos sedimentos do Grupo Barreiras que sofreram

uma abrasão (arrasamento da superfície) durante as transgressões e regressões marinhas quaternárias que afetaram a área.

5.2 Caracterização física e química dos solos

A caracterização física e química terá com referência alguns horizontes daqueles perfis considerados mais representativos dos solos da área em estudo. A escolha dos horizontes analisados teve como critério a sua importância diagnóstica para a classificação dos solos, no que está implícito a sua importância genética.

Para a caracterização física os dados disponíveis são a granulometria e as densidades aparente (volumétrica) e real (das partículas). Na caracterização química tem-se as bases trocáveis, alumínio trocável, $Al^{+++} + H^+$, capacidade de troca catiônica (CTC), grau de saturação por bases (V), saturação por alumínio, pH H₂O e KCl e matéria orgânica.

5.2.1 Caracterização física dos solos do Grupo Barreiras

A granulometria desses solos, independentemente da sua classificação, é predominantemente arenosa nos horizontes A e A/B, com o somatório das frações areia grossa e areia fina muitas vezes superior a 50%, o que mantém a classificação textural dos horizontes dos solos variando de areia e areia franca em superfície, a franco-argilarenosa e argilarenosa, às vezes alcançando a classe argila nos horizontes B e raramente a classe muito argilosa no C. Essa arenização superficial pode estar relacionada a processos pedológicos responsáveis por translocação lateral e vertical da argila - ainda que não existam evidências de “cutans” de iluviação – ou à sua destruição por ferrólise ou acidólise, considerando-se que as condições pedológicas para formação de lençóis suspensos sazonais e elevada acidez são uma realidade. Há uma discreta predominância nos percentuais de areia fina sobre a areia grossa, cuja proporção se alterna entre os horizontes superficiais e subsuperficiais. Conforme os dados da mineralogia e morfoscopia e análises micromorfológicas (vide), a fração areia é composta basicamente de quartzo, mineral bastante resistente ao intemperismo.

Os valores da fração silte são sempre baixos, com variação de 3 a 13%, encontrando-se na maioria dos casos entre 5 e 7%, sendo formados, assim como a fração areia, do mineral quartzo.

A fração argila é quantitativamente mais importante a partir da classe textural franco argilarenosa quando pode variar de 21 a 32%, passando pela argilo arenosa com variação de 34 a 48%, argila variando de 49 a 54% e uma única ocorrência na classe textural muito argilosa, no horizonte C do perfil MB 2, com 67% de argila.

A distribuição granulométrica e as classes texturais encontradas nos solos do Grupo Barreiras estão dentro de uma expectativa para os solos desses sedimentos, considerando seus antecedentes genéticos e sedimentológicos, não havendo, portanto, nenhum dado anômalo reconhecido.

Os dados obtidos na determinação da densidade das partículas (real) apresentam um valor relativamente baixo para as partículas constituintes dos solos. Apenas os solos dos perfis MLB apresentam valor da densidade mais elevada, em torno de 2,60 g/cm³.

Os valores da densidade aparente apresentam-se baixos e invertidos em relação ao que apresenta as características granulométricas e morfológicas dos perfis, mostrando coerência apenas no perfil MLB 2 (Quadro 5.1).

5.2.2 Caracterização química dos solos do Grupo Barreiras

O complexo sortivo dos solos desenvolvidos sobre os sedimentos do Grupo Barreiras nos horizontes superficiais (A, A/B), apresenta uma grande amplitude na variação da soma de bases (1,27 cmol_c/kg no A1 do MB 61 a 6,77 cmol_c/kg no A/B do MB 1). O grau de saturação em bases também varia bastante (de 23 cmol_c/kg no A1 do MLB 1 a 58 cmol_c/kg no A/B do MB 1). Essas variações certamente têm a ver com as características específicas do solo relacionadas à sua posição no relevo e a processos pedogenéticos decorrentes, bem como à influência da matéria orgânica, cujo teor sofre grande variação. O cátion predominante é o cálcio, com valores às vezes até surpreendentemente elevados para esses solos (4 e 4,5 cmol_c/kg em superfície), seguido do magnésio que varia de 0,50 a 1,8 cmol_c/kg, e de baixos teores de K⁺ e Na⁺. O teor de alumínio trocável é relativamente baixo, onde apenas os horizontes B/A no MB 3 e B_{w1} e B_{w2} do MLB 1 possuem o caráter álico. Coerente com a sua mineralogia a capacidade de troca catiônica dos solos (CTC) é baixa,

porém com grande variação, cujos valores em superfície alcançam extremos de 3,57 cmol_c/kg no A1 do MB 6 a 11,67 cmol_c/kg no A/B do MB 1. Em subsuperfície a capacidade de troca é reduzida para valores que variam de 4 a 8 cmol_c/kg , acompanhando a redução no teor de matéria orgânica (Quadro 5.2).

| Horizonte | Areia grossa (g/kg) | Areia fina (g/kg) | Silte (g/kg) | Argila (g/kg) | Textura | D. Apar. (g.cm^3) | D. Real (g.cm^3) |
|--------------------------|---------------------|-------------------|--------------|---------------|-----------------|------------------------------|-----------------------------|
| PERFIL MB 1 | | | | | | | |
| MB11 (A1) | 160 | 480 | 130 | 230 | Frc. Arg. Aren. | 1,44 | 2,20 |
| MB13(A/B) | 160 | 400 | 80 | 360 | Argila arenosa | 1,34 | 2,23 |
| MB15(B _{w1}) | 210 | 280 | 60 | 450 | Argila arenosa | 1,27 | 2,23 |
| MB16(B _{w2}) | 170 | 290 | 50 | 490 | Argila | 1,30 | 2,25 |
| PERFIL MB 2 | | | | | | | |
| MB21 (A1) | 230 | 530 | 110 | 130 | Frc. arenoso | 1,32 | 2,20 |
| MB23(B/A) | 200 | 310 | 70 | 420 | Argila arenosa | 1,19 | 2,20 |
| MB24(B _w) | 190 | 260 | 60 | 490 | Argila | 1,18 | 2,25 |
| MB25(C) | 120 | 140 | 70 | 670 | Muito argilosa | 1,20 | 2,25 |
| PERFIL MB 3 | | | | | | | |
| MB31(A1) | 400 | 510 | 50 | 40 | Areia | 1,34 | 2,20 |
| MB33(B/A) | 290 | 430 | 30 | 250 | Fco. Arg. Aren. | 1,37 | 2,22 |
| MB35(B _{w1}) | 250 | 280 | 70 | 400 | Argila Arenosa | 1,36 | 2,22 |
| MB36(B _{w2}) | 310 | 300 | 90 | 300 | Fco. Arg. Aren. | 1,28 | 2,22 |
| PERFIL MB 4 | | | | | | | |
| MB41 (A1) | 290 | 440 | 60 | 210 | Frc.Arg. Aren. | 1,40 | 2,20 |
| MB43 (B _{w1}) | 330 | 290 | 120 | 260 | Frc.Arg. Aren. | 1,16 | 2,20 |
| MB44 (B _{w2}) | 220 | 410 | 160 | 210 | Frc.Arg. Aren. | 1,25 | 2,20 |
| PERFIL MB 6 | | | | | | | |
| MB61 (A1) | 490 | 420 | 40 | 50 | Areia | 1,57 | 2,20 |
| MB63 (B/A) | 180 | 210 | 80 | 530 | Argila | 1,23 | 2,25 |
| MB65 (B _w) | 410 | 200 | 70 | 320 | Fco. Arg. Aren. | 1,28 | 2,23 |
| PERFIL MB 7 | | | | | | | |
| MB 71 (A1) | 570 | 330 | 50 | 50 | Areia | 1,52 | 2,20 |
| MB 73 (B/A) | 320 | 380 | 40 | 260 | Fco. Arg. Aren. | 1,39 | 2,23 |
| MB 74 (B _w) | 280 | 230 | 30 | 480 | Argila arenosa | 1,24 | 2,23 |
| PERFIL MLB 1 | | | | | | | |
| MLB 11 (A1) | 320 | 480 | 30 | 170 | Frc. Aren. | 1,49 | 2,67 |
| MLB13 (B _{w1}) | 300 | 260 | 100 | 340 | Arg. Aren. | 1,27 | 2,25 |
| MLB14 (B _{w2}) | 210 | 240 | 100 | 450 | Argila | 1,24 | 2,38 |
| PERFIL MLB 2 | | | | | | | |
| MLB 21 (A1) | 420 | 370 | 80 | 130 | Franc. Aren. | 1,53 | 2,60 |
| MLB22 (B _{w1}) | 590 | 250 | 70 | 90 | Areia fca. | 1,69 | 2,67 |

Quadro 5.1 - Características Físicas dos Solos do Grupo Barreiras.

O $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ é moderadamente ácido, com valores variando de 5,6 a 6,4 com um valor mínimo de 4,4 no B_{w2} do MLB 1. Esses valores de pH não apresentam uma coerência com a maioria dos indicadores do complexo sortivo, onde a soma de bases é geralmente baixa assim como o grau de saturação. O pH_{KCl} varia quase sempre entre 4 e 5, exceção para o perfil MLB 1, com maior acidez, acompanhando os valores mais elevados de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ deste perfil. O delta pH ($\text{pH}_{\text{KCl}} - \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) tem variação negativa. A matéria orgânica possui valores quase sempre acima de 10 g/kg, com maiores teores encontrados obviamente em superfície.

Eventuais distorções encontradas nos dados analíticos podem ainda ser atribuídas ao manejo dado aos solos (tipo de adubação, calagem, tipo de cultivo,

tratos culturais, etc.), pela população que o utiliza há várias décadas, seja na produção agrícola seja na pecuária.

| Horizonte | (cmol _c /kg) | | | | | | | | V % | Sat. Al ³⁺ % | pH H ₂ O | pH KCl | Mat. Org. g/kg |
|--------------------------|-------------------------|------------------|----------------|-----------------|------|----------------------------------|-------|------------------|------|-------------------------|---------------------|--------|----------------|
| | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | S | H ⁺ +Al ³⁺ | CTC | Al ³⁺ | | | | | |
| PERFIL MB1 | | | | | | | | | | | | | |
| MB11(A1) | 4,00 | 1,00 | 0,27 | 0,13 | 5,40 | 5,10 | 10,50 | 0,20 | 52 | 4 | 6,4 | 5,6 | 45,1 |
| MB13(A/B) | 3,20 | 1,40 | 0,12 | 0,05 | 6,77 | 4,90 | 11,67 | 1,10 | 58 | 14 | 5,8 | 4,5 | 39,9 |
| MB15(B _{w1}) | 1,70 | 0,60 | 0,13 | 0,05 | 2,48 | 4,60 | 7,08 | 1,50 | 35 | 38 | 5,6 | 4,2 | 31,0 |
| MB16(B _{w2}) | 2,00 | 0,10 | 0,09 | 0,05 | 2,24 | 4,00 | 6,24 | 1,80 | 36 | 45 | 4,6 | 4,0 | 22,4 |
| PERFIL MB2 | | | | | | | | | | | | | |
| MB21(A1) | 4,00 | 1,00 | 0,09 | 0,09 | 5,18 | 5,50 | 10,68 | 0,10 | 49 | 2 | 5,6 | 5,0 | 42,0 |
| MB23(B/A) | 2,50 | 1,80 | 0,06 | 0,22 | 4,58 | 5,60 | 10,18 | 0,40 | 45 | 8 | 5,9 | 4,8 | 18,4 |
| MB24(B _w) | 2,20 | 1,00 | 0,04 | 0,08 | 3,30 | 4,50 | 7,80 | 0,50 | 43 | 13 | 6,0 | 4,8 | 12,4 |
| MB25(C) | 2,50 | 1,50 | 0,05 | 0,10 | 4,15 | 3,30 | 7,45 | 0,30 | 56 | 7 | 6,2 | 4,3 | 10,7 |
| PERFIL MB3 | | | | | | | | | | | | | |
| MB31(A1) | 4,50 | 1,20 | 0,07 | 0,05 | 5,82 | 4,60 | 11,42 | 0,90 | 51 | 13 | 6,0 | 5,0 | 42,4 |
| MB33(B/A) | 1,00 | 0,50 | 0,03 | 0,07 | 1,60 | 4,00 | 5,6 | 2,40 | 29 | 60 | 6,2 | 4,4 | 15,3 |
| MB35(B _{w1}) | 1,50 | 0,50 | 0,02 | 0,08 | 2,10 | 5,40 | 7,5 | 0,90 | 28 | 30 | 5,6 | 4,4 | 12,4 |
| MB36(B _{w2}) | 2,10 | 0,90 | 0,04 | 0,07 | 3,11 | 4,10 | 7,21 | 0,70 | 44 | 18 | 6,0 | 4,5 | 8,8 |
| PERFIL MB4 | | | | | | | | | | | | | |
| MB41 (A1) | 1,00 | 0,80 | 0,03 | 0,05 | 1,88 | 4,80 | 6,68 | 0,50 | 29 | 21 | 5,9 | 4,3 | 46,5 |
| MB43 (B _{w1}) | 1,30 | 0,60 | 0,01 | 0,03 | 1,94 | 7,50 | 9,44 | 0,30 | 21 | 13 | 5,7 | 4,6 | 24,6 |
| MB44 (B _{w2}) | 1,50 | 0,50 | 0,01 | 0,04 | 2,05 | 6,10 | 8,15 | 0,50 | 26 | 20 | 5,9 | 4,5 | 8,6 |
| PERFIL MB6 | | | | | | | | | | | | | |
| MB61 (A1) | 1,00 | 0,20 | 0,03 | 0,04 | 1,27 | 2,30 | 3,57 | 0,30 | 36 | 19 | 6,0 | 4,6 | 37,2 |
| MB63 (B/A) | 1,50 | 0,70 | 0,01 | 0,05 | 2,26 | 4,80 | 7,06 | 1,50 | 32 | 40 | 6,4 | 4,3 | 15 |
| MB65 (B _w) | 1,50 | 0,70 | 0,02 | 0,04 | 2,26 | 4,30 | 6,56 | 1,20 | 35 | 35 | 6,1 | 4,2 | 8,6 |
| PERFIL MB7 | | | | | | | | | | | | | |
| MB 71 (A1) | 2,70 | 0,60 | 0,05 | 0,05 | 3,40 | 3,20 | 6,60 | 0,30 | 52 | 8 | 6,3 | 5,0 | 34,8 |
| MB 73 (B/A) | 1,50 | 0,50 | 0,03 | 0,10 | 2,13 | 3,80 | 5,93 | 0,90 | 36 | 28 | 6,2 | 4,4 | 24,6 |
| MB 74 (B _w) | 2,50 | 0,50 | 0,02 | 0,05 | 2,07 | 3,00 | 5,07 | 0,50 | 41 | 20 | 6,3 | 4,5 | 15,5 |
| PERFIL MLB1 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 11 (A1) | 1,20 | 0,60 | 0,02 | 0,03 | 1,85 | 6,20 | 8,05 | 0,80 | 23,0 | 30,2 | 5,6 | 3,6 | 15,0 |
| MLB13 (B _{w1}) | 1,20 | 0,30 | 0,01 | 0,05 | 1,56 | 6,70 | 8,26 | 1,80 | 18,9 | 53,6 | 4,8 | 3,7 | 12,9 |
| MLB14 (B _{w2}) | 1,00 | 0,10 | 0,01 | 0,03 | 1,14 | 6,20 | 7,34 | 1,90 | 15,5 | 62,5 | 4,4 | 3,7 | 7,4 |
| PERFIL MLB1 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 21 (A1) | 0,70 | 1,00 | 0,02 | 0,03 | 1,75 | 5,10 | 6,85 | 1,40 | 26 | 44 | 4,9 | 4,1 | 7,3 |
| MLB22 (B _{w1}) | 1,00 | 0,70 | 0,01 | 0,02 | 1,73 | 3,10 | 4,83 | 0,50 | 36 | 22 | 5,3 | 4,8 | 5,2 |
| MLB23 (B _{w2}) | 1,30 | 0,20 | 0,01 | 0,01 | 1,52 | 2,80 | 4,32 | 0,20 | 36 | 12 | 5,8 | 4,6 | 1,9 |

Quadro 5.2 - Características Químicas dos Solos do Grupo Barreiras.

5.2.3 Características físicas dos solos dos Leques Aluviais

Para os Latossolos e Argissolos dos Leques Aluviais a distribuição granulométrica é semelhante àquela encontrada nos solos do Grupo Barreiras, com predomínio da fração areia sobre as demais e um equilíbrio entre os percentuais de areia fina e areia grossa. Uma diferença importante refere-se ao menor percentual de argila desses solos, onde a classe textural argilarenosa é aquela com maior teor de argila e a classe predominante é a franco argilarenosa, evidenciando que os solos dos Leques Aluviais são mais arenosos que os solos do Barreiras. Os Espodossolos são totalmente areno-quartzosos, com um máximo de 10% de argila assim como, obviamente, os Neossolos Quartzarênicos.

A densidade das partículas (densidade real) apresenta números coerentes com a natureza do material mineralógico (quartzo, caulinita e óxidos de ferro) para os perfis MLB 4 e MLB 5, com valores variando de 2,50 a 2,82 g/cm³. Para os demais perfis a densidade varia de 2,20 a 2,25 g/cm³. A densidade volumétrica (aparente) apresenta-se variando de 1,22 a 1,76 g/cm³, sendo que os maiores valores estão mais coerentes com a natureza do material (Quadro 5.3).

| Hz. | (g/kg) | | | | (g/cm ³) | | |
|-----------------------------|--------------|------------|-------|--------|----------------------|----------|---------|
| | Areia grossa | Areia fina | Silte | Argila | Textura | D. Apar. | D. Real |
| PERFIL ML 1 | | | | | | | |
| ML11 (A ₁) | 520 | 350 | 50 | 80 | Areia Frc. | 1,57 | 2,20 |
| ML14 (B _{w1}) | 360 | 340 | 60 | 240 | Frc. Arg. Aren. | 1,44 | 2,23 |
| ML15 (B _{w2}) | 290 | 410 | 60 | 240 | Frc. Arg. Aren. | 1,52 | 2,23 |
| AMOSTRAS ML 2, 3 e 4 | | | | | | | |
| ML22 (B _h) | 630 | 280 | 50 | 40 | Areia | | |
| ML31 (A ₁) | 310 | 490 | 90 | 110 | Frc. Aren. | 1,58 | 2,10 |
| ML34 (B _{w2}) | 190 | 310 | 70 | 430 | Arg. Aren. | 1,34 | 2,20 |
| ML41 (B _w) | 400 | 520 | 60 | 180 | Frc. Aren. | 1,45 | 2,20 |
| PERFIL ML 6 | | | | | | | |
| ML61 | 280 | 470 | 120 | 130 | Frc. Aren. | 1,50 | 2,20 |
| ML62 | 140 | 240 | 60 | 560 | Argila | 1,22 | 2,25 |
| ML63 | 220 | 160 | 260 | 360 | Frc. Aren. | 1,21 | 2,23 |
| PERFIL MLB 3 | | | | | | | |
| MLB 31 (A ₁) | 370 | 570 | 30 | 30 | Areia | 1,76 | 2,82 |
| MLB 32 (B _{h1}) | 450 | 360 | 90 | 100 | Frc. Arenoso | 1,54 | 2,56 |
| MLB 33 (B _{h2}) | 690 | 160 | 60 | 90 | Areia Franca | | |
| PERFIL MLB 4 | | | | | | | |
| MLB 41(B _{w1}) | 310 | 410 | 80 | 200 | Fr. Arg. Aren. | 1,55 | 2,67 |
| MLB 43(B _{w2}) | 290 | 310 | 50 | 350 | Arg. Aren. | 1,34 | 2,50 |
| MLB 44(C) | 600 | 340 | 30 | 30 | Areia | 1,68 | 2,74 |
| PERFIL MLB 5 | | | | | | | |
| MLB 51(A1) | 480 | 410 | 50 | 60 | Areia | 1,55 | 2,56 |
| MLB 52(B/A) | 290 | 410 | 50 | 250 | Frc. Arg. Aren. | 1,37 | 2,50 |
| MLB 53(B _w) | 420 | 250 | 50 | 280 | Frc. Arg. Aren. | 1,44 | 2,60 |
| PERFIL MLB 12 | | | | | | | |
| MLB 121 (A1) | 380 | 450 | 70 | 100 | Ar. Fr. | 1,57 | 2,20 |
| MLB 122 (B/A) | 320 | 270 | 40 | 370 | Arg. Are. | 1,44 | 2,23 |
| MLB 123 (B ₁) | 310 | 290 | 50 | 350 | Arg. Are. | 1,52 | 2,23 |
| MLB 124 (B ₂) | 370 | 210 | 80 | 340 | Arg. Are. | 1,53 | 2,20 |
| PERFIL MLB 13 | | | | | | | |
| MLB 131 (A1) | 330 | 590 | 40 | 40 | Areia | 1,52 | 2,20 |
| MLB 132 (B/A) | 530 | 240 | 50 | 180 | Frc. Are. | 1,42 | 2,15 |
| MLB 133 (Bt) | 440 | 280 | 50 | 230 | Frc. Arg. Aren. | 1,52 | 2,23 |
| PERFIL MLB 14 | | | | | | | |
| MLB 143 (C ₁) | 600 | 330 | 30 | 40 | Areia | | |
| MLB 144 (C ₂) | 610 | 360 | 20 | 10 | Areia | | |
| PERFIL MLB 15 | | | | | | | |
| MLB 151 (A ₁) | 620 | 330 | 30 | 20 | Areia | | |
| MLB 152 (C ₁) | 610 | 360 | 20 | 10 | Areia | | |
| MLB 153 (B _h) | 560 | 380 | 20 | 40 | Areia | | |

Quadro 5.3 - Características Físicas dos Solos dos Leques Aluviais.

5.2.4 Características químicas dos solos dos Leques Aluviais

O complexo sortivo dos solos dos Leques Aluviais apresenta baixos valores da soma de bases (Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ + Na⁺ + K⁺), estando praticamente todos os horizontes com grau de saturação em bases abaixo de 50%, o que caracteriza solos distróficos. O cátion dominante permanece sendo o cálcio, porém com valores bem

abaixo daqueles encontrados nos solos do Grupo Barreiras, o mesmo ocorrendo com o magnésio. O potássio e o sódio são encontrados com teores muito baixos e o grau de saturação em alumínio trocável permanece abaixo de 50%, (exceção do Bh do MLB 3, MLB 5 e ML 3), não caracterizando, portanto, solos álicos. A capacidade de troca catiônica (CTC) é baixa em todos os horizontes de todos os perfis, cuja variação obedece, aproximadamente, à variação do teor de matéria orgânica (Quadro 5.4).

| Hz. | (cmol _c /kg) | | | | | | | V % | Sat. Al ³⁺ % | pH H ₂ O | pH KCl | Mat. Org. g/kg | |
|----------------------------|-------------------------|------------------|----------------|-----------------|------|----------------------------------|-------|------|-------------------------|---------------------|--------|----------------|------------------|
| | Ca ⁺⁺ | Mg ⁺⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | S | H ⁺ +Al ³⁺ | CTC | | | | | | Al ³⁺ |
| PERFIL ML1 | | | | | | | | | | | | | |
| ML11 (A ₁) | 2,8 | 0,20 | 0,07 | 0,05 | 3,12 | 4,00 | 7,12 | 0,50 | 44 | 14 | 6,3 | 4,5 | 7,0 |
| ML14 (B _{w1}) | 1,5 | 0,50 | 0,01 | 0,02 | 3,03 | 2,90 | 5,93 | 1,00 | 51 | 25 | 6,4 | 4,3 | 4,3 |
| ML15 (B _{w2}) | 1,8 | 0,20 | 0,02 | 0,05 | 2,07 | 2,80 | 4,87 | 1,30 | 43 | 39 | 6,0 | 4,0 | 3,2 |
| PERFIL ML 2, 3 e 4 | | | | | | | | | | | | | |
| ML 22 (Bh) | 1,00 | 0,30 | 0,01 | 0,04 | 1,35 | 12,50 | 13,85 | 2,00 | 10 | 60 | 4,0 | 3,5 | 6,5 |
| ML31 (A ₁) | 2,30 | 1,20 | 0,07 | 0,06 | 3,63 | 5,30 | 8,93 | 0,50 | 41 | 12 | 5,9 | 4,3 | 4,1 |
| ML34 (B _{w2}) | 2,00 | 0,50 | 0,03 | 0,12 | 2,65 | 8,20 | 10,85 | 3,50 | 25 | 68 | 5,5 | 3,9 | 2,9 |
| ML41 (B _w) | 1,50 | 0,50 | 0,03 | 0,16 | 2,19 | 7,70 | 9,89 | 3,20 | 23 | 59 | 5,9 | 3,9 | 2,4 |
| PERFIL ML6 | | | | | | | | | | | | | |
| ML61 | 2,00 | 1,00 | 0,06 | 0,05 | 3,11 | 4,30 | 7,41 | 0,60 | 42 | 16 | 5,8 | 4,6 | 9,0 |
| ML62 | 2,00 | 0,50 | 0,02 | 0,05 | 2,57 | 8,30 | 10,87 | 2,30 | 24 | 47 | 5,9 | 3,6 | 4,3 |
| ML63 | 3,00 | 0,70 | 0,01 | 0,05 | 3,76 | 5,30 | 9,06 | 1,80 | 42 | 32 | 5,8 | 4,1 | 2,1 |
| PERFIL MLB 3 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 31 (A ₁) | 1,0 | 0,20 | 0,01 | 0,03 | 1,24 | 9,70 | 10,94 | 0,50 | 12,0 | 29,0 | 5,8 | 3,9 | 8,30 |
| MLB 32 (Bh ₁) | 0,3 | 0,30 | 0,01 | 0,03 | 1,04 | 3,80 | 4,84 | 1,30 | 22,0 | 56,0 | 6,1 | 4,0 | 22,20 |
| MLB 33 (Bh ₂) | 2,10 | 0,10 | 0,03 | 0,29 | 2,52 | 8,50 | 11,02 | 2,80 | 23,0 | 53,0 | 5,2 | 4,0 | 8,77 |
| PERFIL MLB 4 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 41(Bw1) | 0,70 | 0,30 | 0,01 | 0,05 | 1,06 | 3,80 | 4,86 | 0,60 | 22,0 | 36 | 5,4 | 3,6 | 7,10 |
| MLB 43(Bw2) | 1,00 | 0,50 | 0,02 | 0,04 | 1,56 | 3,70 | 5,26 | 1,20 | 30,0 | 43 | 5,4 | 3,9 | 6,20 |
| MLB 44(C) | 1,00 | 0,10 | 0,01 | 0,04 | 1,15 | 1,00 | 2,15 | 0,20 | 54,0 | 15 | 6,3 | 5,5 | 3,00 |
| PERFIL MLB 5 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 51(A1) | 2,70 | 0,60 | 0,05 | 0,13 | 3,48 | 2,90 | 6,38 | 0,50 | 55 | 13 | 6,8 | 4,0 | 9,60 |
| MLB 52(B/A) | 1,00 | 0,10 | 0,03 | 0,05 | 1,18 | 3,10 | 4,28 | 1,30 | 28 | 52 | 6,8 | 3,7 | 7,30 |
| MLB 53(Bw) | 1,50 | 1,50 | 0,01 | 0,05 | 3,06 | 1,50 | 4,56 | 0,60 | 68 | 16 | 6,2 | 3,7 | 2,30 |
| PERFIL MLB 12 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 121 (A ₁) | 2,50 | 1,50 | 0,08 | 0,22 | 4,30 | 3,20 | 7,50 | 0,90 | 58,0 | 17 | 5,5 | 5,4 | 3,10 |
| MLB 122 (B/A) | 2,00 | 1,20 | 0,02 | 0,05 | 3,27 | 5,50 | 8,27 | 3,70 | 40,0 | 53 | 5,6 | 4,9 | 1,55 |
| MLB 123 (B _{w1}) | 1,20 | 1,80 | 0,02 | 0,05 | 3,07 | 2,70 | 5,77 | 1,30 | 54,0 | 30 | 5,7 | 5,0 | 1,14 |
| MLB 124 (B _{w2}) | 2,00 | 2,00 | 0,02 | 0,05 | 4,07 | 3,00 | 7,07 | 3,00 | 58 | 42 | 5,4 | 5,1 | 0,93 |
| PERFIL MLB 13 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 131 (A/P) | 2,50 | 0,70 | 0,04 | 0,04 | 3,28 | 2,30 | 5,58 | 0,30 | 59 | 8,0 | 5,7 | 5,4 | 6,19 |
| MLB 132 (B/A) | 2,00 | 0,10 | 0,02 | 0,08 | 2,20 | 3,50 | 5,70 | 2,30 | 39 | 51,0 | 4,8 | 4,8 | 3,10 |
| MLB 133 (B _w) | 3,00 | 0,20 | 0,01 | 0,04 | 3,25 | 3,10 | 6,35 | 1,80 | 52 | 36,0 | 5,7 | 5,0 | 5,16 |
| PERFIL MLB 14 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 143 (C ₁) | 2,0 | 1,3 | 0,01 | 0,05 | 3,36 | 1,4 | 4,76 | 0,50 | 71 | 13 | 6,1 | 5,7 | 2,89 |
| MLB 144 (C ₂) | 2,2 | 0,9 | 0,01 | 0,04 | 3,15 | 1,3 | 4,45 | 0,30 | 71 | 9 | 5,9 | 5,4 | 1,03 |
| PERFIL MLB 15 | | | | | | | | | | | | | |
| MLB 151 (A ₁) | 2,50 | 0,50 | 0,01 | 0,05 | 3,06 | 3,80 | 6,86 | 0,90 | 45 | 1 | 6,2 | 5,4 | 1,34 |
| MLB 152 (C ₁) | 1,50 | 1,30 | 0,01 | 0,04 | 2,85 | 1,10 | 3,95 | 0,30 | 73 | 1 | 6,3 | 5,8 | 1,03 |
| MLB 153 (Bh) | 2,00 | 0,40 | 0,01 | 0,07 | 2,48 | 3,20 | 5,68 | 0,50 | 44 | 1 | 6,0 | 5,3 | 8,26 |

Quadro 5.4 - Características Químicas dos Solos dos Leques Aluviais.

O pH_{H₂O} é ácido a moderadamente ácido, com números variando de 5,2 a 6,8, contudo valores em torno de 6 são os mais freqüentes. Esses valores do pH podem ser considerados elevados, considerando que os solos analisados apresentam baixos valores para a soma de bases e grau de saturação do complexo sortivo do solo.

Entretanto, é necessário se observar que o pH_{KCl} sofre uma grande redução em relação ao pH_{H₂O}, o que aponta para um grande potencial hidrogeniônico dos solos e de acidez de troca e o delta pH negativo.

A matéria orgânica apresenta valores bastante variados, porém coerentes com a distribuição nos horizontes, inclusive nos Espodossolos.

5.3 Morfoscopia das areias

A determinação da morfoscopia das areias teve por objetivo a identificação da natureza dos materiais constituintes dessa fração granulométrica, seu grau de arredondamento e uma aproximação da esfericidade, em três horizontes B e um horizonte A dos solos desenvolvidos no Grupo Barreiras. Essa informação poderia servir como indicador acessório nas possíveis correlações pedogenéticas, sedimentares e geomorfológicas na área.

5.3.1 Análise das amostras

MB 16 – Grãos de quartzo opacos e hialinos, subangulosos e angulosos, alguns com impregnação de argila, bastante fraturados e com sinais de corrosão. Poucos fragmentos de material endurecido (duripã?). Os grãos menores apresentam-se subarredondados e com alto grau de esfericidade (Figura 5.19).



Figura 5.19. Grãos de quartzo do horizonte Bw (MB 16) do perfil MB 1, um Latossolo Amarelo Distrófico.

MB 23 – Fração areia com predomínio de fragmentos subangulares de material pedogenizado, de cor variegada e consistência dura, supostamente de duripã. Os grãos de quartzo são hialinos, subangulosos e angulosos com poucos subarredondados, fraturados e corroídos (Figura 5.20).



Figura 5.20. Fração areia do horizonte Bt do perfil MB 2, um Argissolo Distrófico , onde se observa grãos de quartzo entre os fragmentos de material pedogenizado.

MB 65 – Fração areia formada com material pedogenizado semelhante ao encontrado no horizonte anterior (MB 2), numa proporção ainda maior (aproximadamente 70%) em relação aos grãos de quartzo hialinos sub-angulosos (Figura 5.21).



Figura 5.21. Poucos grãos de quartzo hialinos, em uma fração areia predominantemente formada por relíquias pedológicas de consistência muito dura.

MID - Grãos de quartzo hialinos e opacos bem selecionados, sub-arredondados, ocorrendo ainda grãos com alto grau de esfericidade (Figura 5.22).

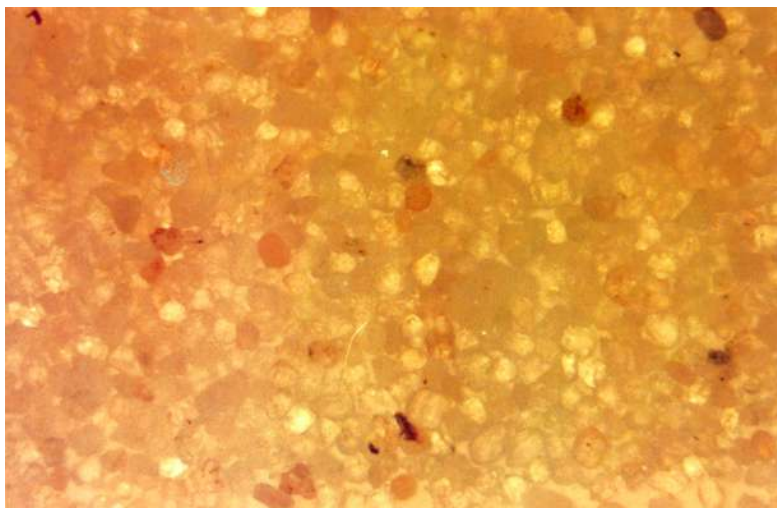


Figura 5.22. Grãos de quartzo arredondados e esféricos de um horizonte superficial (A1) em paleofalésia Barreiras.

A morfoscopia das areias mostrou a presença de fragmentos de uma estrutura pedológica em dois dos horizontes observados e grãos de quartzo predominantemente subanguloso e, secundariamente, anguloso, e a ocorrência de grãos sub-arredondados nas frações menores. Muitos grãos de quartzo encontram-se fraturados, o que vai favorecer a sua dissolução por facilitar uma maior exposição de superfícies do grão à água, como demonstra alguma corrosão observada.

A ocorrência do material pedogenético pode ser interpretada como micro-estruturas pedológicas de forte agregação, normalmente formada pelo ferro, relacionadas a fragmentos de crosta laterítica intemperizada, ou ainda, fragmentos de duricrostas ou duripã; isto é, trata-se, possivelmente, de estruturas relíquias, remanescentes de processos pretéritos de uma pedogênese ainda ativa nos tabuleiros preservados, fato que estabelece um vínculo geocronológico entre essas superfícies já submetidas a uma morfogênese mais avançada (mais dissecadas) e aquelas ainda preservadas (Tabuleiros). A maior ocorrência dessas estruturas pedológicas em relação ao quartzo em dois horizontes, pode ser atribuída a uma maior concentração desse material no campo fotografado da amostra, porém, o mais importante no caso específico é a sua ocorrência nos solos. A amostra MID com

grãos bem selecionados, arredondados e esféricos denunciam a sua origem eólica. Isto sugere que, nesse caso, as areias que capeiam a paleofalésia Barreiras na faixa atlântica da área não é pedogenética, e sim proveniente da ação de transporte pelo vento, portanto eólica.

5.4 Análise micromorfológica

As análises micromorfológicas foram realizados em lâminas delgadas de um dos horizontes B ou C dos perfis MB 1, MB 6, MB 7, MLB 4, MLB 13 e MLB 14. As descrições micromorfológicas das lâminas delgadas obedeceram a uma caracterização sintética, especialmente da matriz, da microestrutura, do esqueleto, do plasma e das estruturas associadas identificadas. As principais características micromorfológicas das amostras estão descritas abaixo:

1) Horizontes B dos perfis MB 1, MB 6 e MB 7: apresentam características similares – a matriz é isotrópica, contextura porfírica² fechada e aberta, o esqueleto é constituído por grãos de quartzo, raros opacos, com granulometria silte até grânulo, representando cerca de 65% da lâmina. Os grãos são pobremente selecionados, subangulosos e subarredondados, rugosos e outros lisos, apresentam estrias e alguns estão intensamente fraturados. O plasma corresponde a cerca de 20% da lâmina, possuindo setores de coloração amarelo-brunada, amarelo-avermelhada e vermelho-amarelada. A microagregação é pouco desenvolvida, apresentando blocos subangulares e alguns setores com organização granular. A porosidade visível representa cerca de 15% da lâmina, e é constituída por espaços entre os constituintes do solo (poros intergranulares simples) por fissuras do tipo “craze planes”³ e “skew planes”⁴ e cavidades. Apresentam cutãs de iluviação do tipo argilã, argilo-ferrã e ferro-argilã, quasi-cutãs. Cutãs de tensão são comumente notados e estão associados às fissuras da pedofábrica⁵. Observam-se relíquias de

² Porfírica – as partículas maiores (ex.: areia) se distribuem numa matriz de partículas muito finas, podendo ser aberta, dupla ou fechada (dependendo da proporção entre as partículas) (STOOPES, JONGERIUS, 1975).

³ A nomenclatura é a proposta por Brewer (1976) e indica a presença de rachaduras no solo.

⁴ A nomenclatura é a proposta por Brewer (1976) e indica a presença de fraturas oblíquas no solo.

⁵ O termo fábrica foi primeiramente proposto por Kubiena (1938) e correspondia ao arranjo dos constituintes do solo em suas relações uns com os outros. Posteriormente Brewer (1964) restringiu o conceito ao arranjo dos constituintes, inclusive sua orientação e padrão de distribuição. Posteriormente, Bullock, Fedoroff e Jongerius *et al.* (1985) denotam que a fábrica do solo refere-se a organização total do solo, a qual é expressa pelo arranjo espacial de seus constituintes, sua forma,

materiais apedais (amarelo mais claro, vermelho-amarelado e vermelho-escuro), sem organização estrutural visível, que estão se degradando e dando origem a um plasma amarelo-brunado, vermelho-amarelado e amarelo-avermelhado. Pode-se também observar estruturas plásmicas⁶ do tipo vossépica e esquelsépica. Os elementos micromorfológicos identificados encontram-se na figuras 5.23, 5.24 e 5.25.

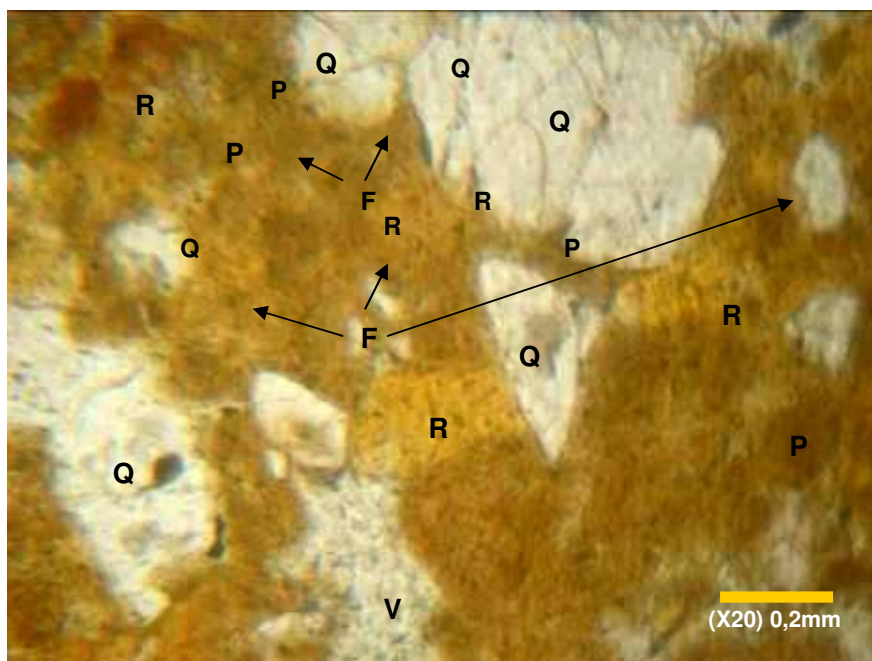


Figura 5.23. Perfil MB 1. Contextura porfírica, com relíquias de materiais apedais (amarelo mais claro e vermelho-amarelado), sem organização estrutural visível, que estão se degradando e dando origem ao plasma amarelo-avermelhado e amarelo-brunado. Qz - quartzo; R - relíquia do material apedal; P - plasma; F - fantasma do material apedal.

Os solos dos perfis MB 1, MB 6 e MB 7 correspondem respectivamente a um Latossolo e dois Argissolos Distróficos, desenvolvidos nos sedimentos do Grupo Barreiras. As estruturas micromorfológicas mostram solos com uma organização pedológica ainda em transformação no sentido da horizonção com a degradação de materiais apedais, apesar da maturidade da evolução pedogenética estar

dimensão e frequência, considerando-a do ponto de vista configurativo, funcional e genético, propondo o termo pedofábrica (CASTRO, 1989), utilizado nesse trabalho.

⁶ Os cristais do plasma podem se organizar em domínios com relativa orientação formando um certo continuum entre um plasma isotrópico e um anisotrópico, admitindo-se, por conseguinte, dois grupos: sem separação plásmica (assépica), com padrão de extinção pontuado, e com separação plásmica (assépica), com padrão de extinção estriado. A estrutura plásmica do tipo vossépica é sépica, onde as separações plásmicas estão ligadas aos poros, enquanto que a estrutura esquelsépica as separações plásmicas estão ligadas ao esqueleto (CASTRO, 1989).

evidente na organização micromorfológica. Os cutãs de iluviação, mesmo no Latossolo, evidenciam um dos processos responsáveis pela perda de material fino em superfície, portanto de sua arenização, com reflexos na dinâmica morfo-pedogenética.

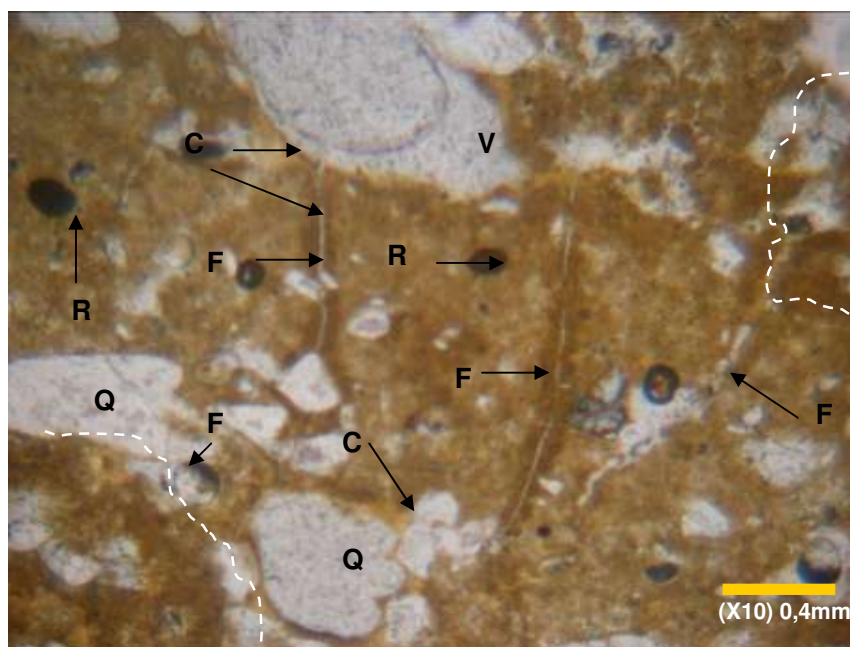


Figura 5.24. Perfil MB 6. Contextura porfírica fechada (nas bordas da fotomicrografia) e aberta (parte mais central da fotomicrografia). Apresenta fissuras, cutãs de iluviação, estrutura plásmica esquelética e vossépica. Os cutãs antigos parecem estar cimentado atualmente às fissuras. Qz - quartzo; V - vazios; C - cutãs; F - fraturas; R - relíquia de nódulos.

2) Horizonte Bw do perfil MLB 4: possui uma matriz isotrópica, contextura porfírica fechada e enáulica⁷ (Figuras 5.26 e 5.27), ou seja, o esqueleto e os agregados de material fino estão distribuídos nos poros intersticiais, com preenchimento total ou parcial. Em alguns setores a contextura tende a quitônica⁸. O esqueleto é constituído por grãos de quartzo, raros opacos, com granulometria silte até grânulo, representando cerca de 70% da lâmina. Os grãos são pobremente selecionados, subangulosos e angulosos, rugosos, estriados, alguns se apresentam fraturados e outros com extinção ondulante.

⁷ Enáulica – esqueleto e agregados de material fino nos poros intersticiais, sem preenchê-los totalmente (STOOPES, JONGERIUS, 1975).

⁸ Quitônica – partículas minerais rodeadas de material fino (areias ou agregados envolvidos por argila) (STOOPES, JONGERIUS, 1975).

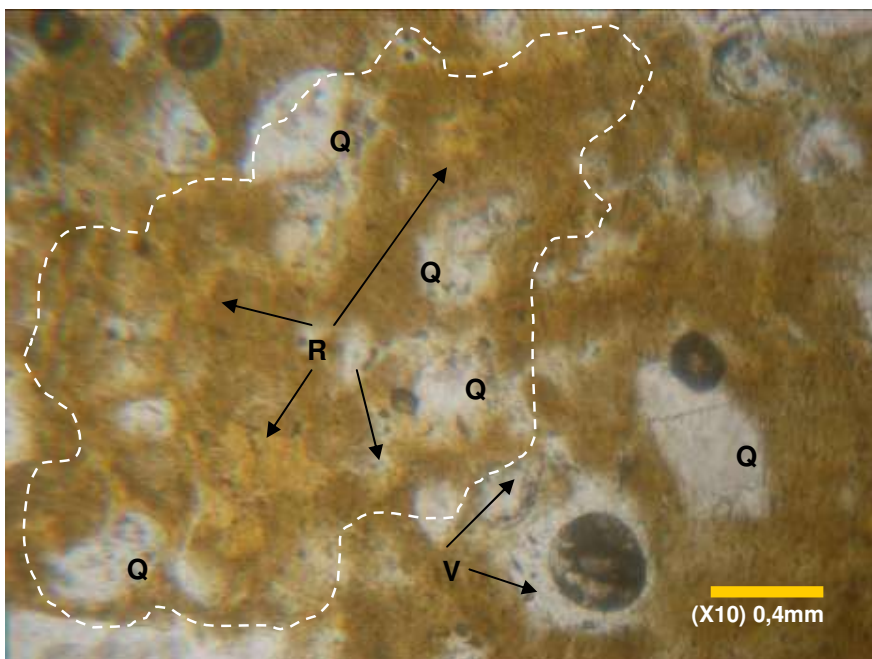


Figura 5.25. Perfil MB 7. Contextura porfírica aberta e fechada, com relíquias de materiais apedais (amarelo mais claro), sem organização estrutural visível, que estão se degradando e dando origem ao plasma amarelo-brunado; as linhas tracejadas evidenciam o setor onde o processo é mais evidente e onde a matriz não apresenta sistema poral visível. Contextura porfírica fechada (nas bordas da fotomicrografia) e aberta (parte mais central da fotomicrografia). Apresenta fissuras, cutãs de iluviação, estrutura plásmica esquelsépica e vossépica. Os cutãs antigos parecem estar cimentado atualmente as fissuras. Q - quartzo; R - relíquia do material apedal (cimentado); V - vazio.

O plasma corresponde a cerca de 10% da lâmina, possuindo setores de coloração amarelo-brunada, amarelo-avermelhada (em alguns setores pode-se notar que os valores são bem maiores e os cromas intermediários). A microagregação é pouco desenvolvida, em blocos subangulares e em alguns setores granulares. A porosidade visível representa cerca de 20% da lâmina e é formada pelos espaços entre os constituintes do solo (poros intergranulares simples) por fissuras do tipo “skew planes” e cavidades.

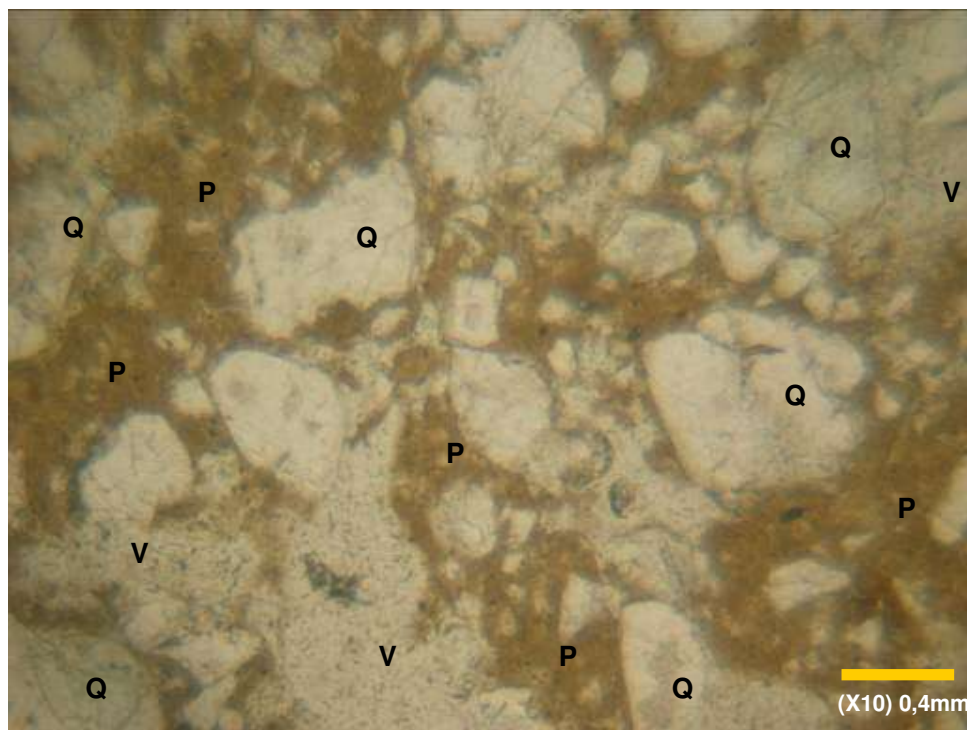


Figura 5.26. Perfil MLB 4. Contextura porfírica fechada – plasma e agregados ocupando totalmente os vazios intersticiais. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma.

3) Horizonte B do perfil MLB 13: possui uma matriz isotrópica, contextura porfírica aberta e fechada, apresentando setores com contextura enáulica (Figuras 5.30 e 5.31). O esqueleto é constituído por grãos de quartzo, raros opacos, com granulometria silte até grânulo, representando cerca de 70% da lâmina. Os grãos são pobremente selecionados, subangulosos e angulosos, rugosos, estriados, alguns se apresentam fraturados. O plasma corresponde a cerca de 20% da lâmina, possuindo setores de coloração amarelo-brunada, amarelo-avermelhada e vermelho-amarelado. A microagregação é pouco desenvolvida, apresentando blocos subangulares e alguns granulares. A porosidade visível representa cerca de 10% da lâmina e é formada por espaços entre os constituintes do solo (poros intergranulares simples), por fissuras do tipo “joint planes”⁹ e cavidades.

⁹ A nomenclatura é a proposta por Brewer (1976) e indica a presença de fraturas em forma de juntas.

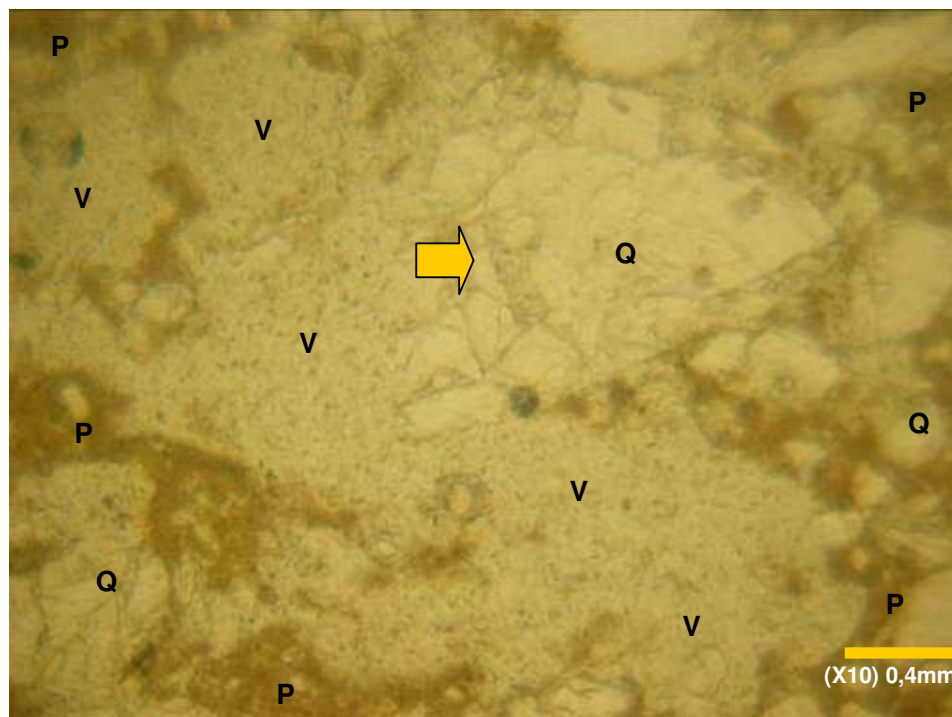


Figura 5.27. Perfil MLB 4. Contextura enaúlica – plasma e agregados ocupando parcialmente os vazios intersticiais. A seta indica quartzo fraturado. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma.

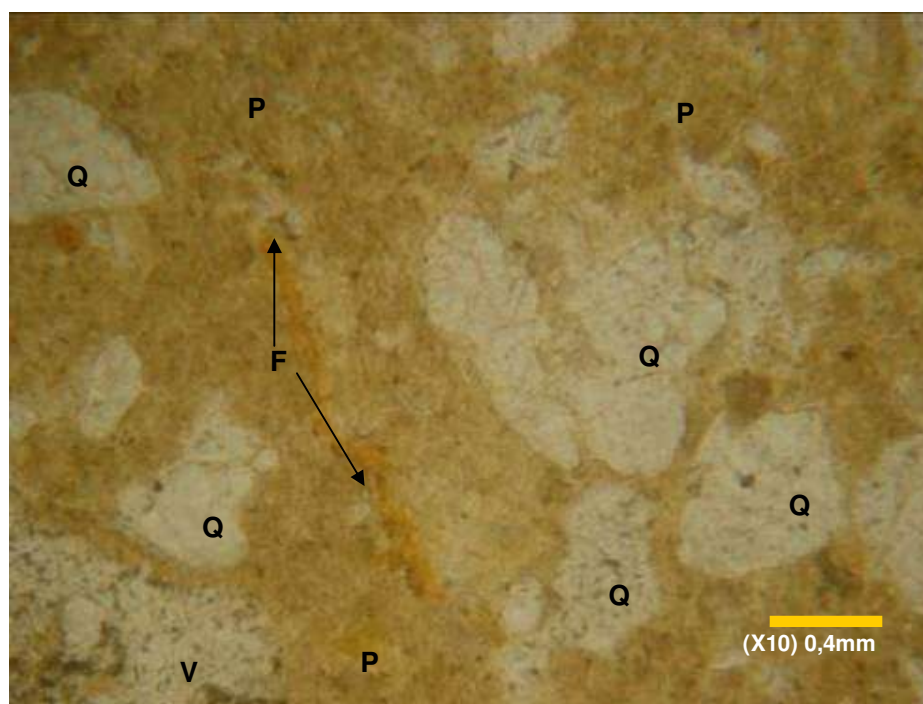


Figura 5.28. Perfil MLB 13. Contextura porfírica, com setores aberta e fechada. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. F - fissuras preenchida por material plásmico amarelo-avermelhado.

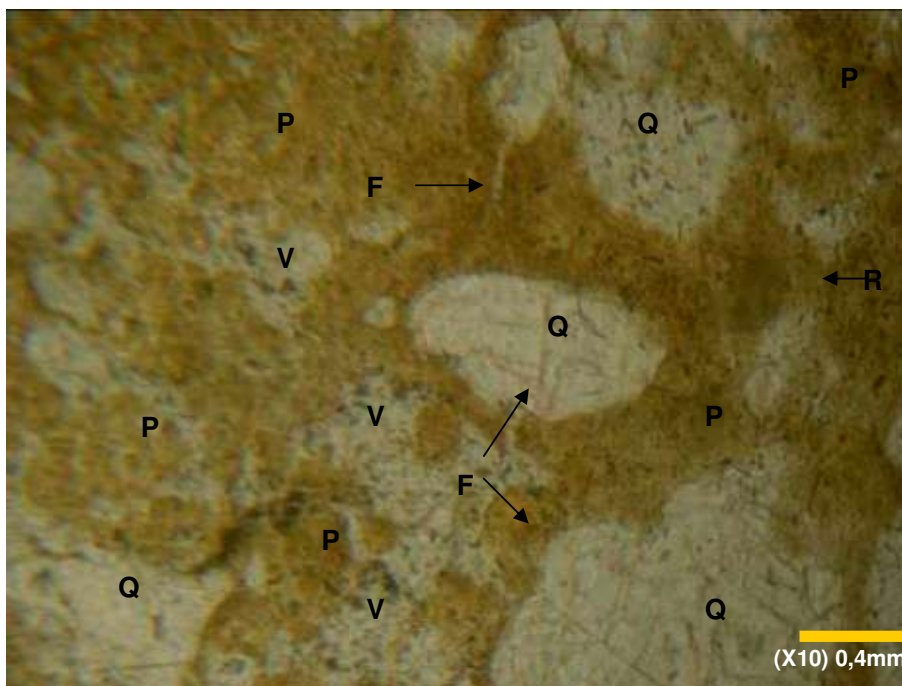


Figura 5.29. Perfil MLB 13. Contextura porfírica, com setores abertos e fechados. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma. F - fissuras preenchidas por material plásmico amarelo-vermelhado.

4) Horizonte C do perfil MLB 14: apresenta matriz isotrópica, possuindo contextura gefúrica¹⁰ e enáulica. O esqueleto é constituído por grãos de quartzo, raros opacos, com granulometria silte até grânulo, representando cerca de 70% da lâmina (Figuras 5.32 e 5.33). Os grãos são pobremente selecionados, subangulosos, subarredondados e angulosos, rugosos, estriados, alguns se apresentam fraturados e outros com extinção ondulante. O plasma corresponde a cerca de 10% das lâminas, possuindo setores com coloração amarelo-brunada, amarelo-avermelhada e vermelha. A porosidade visível representa cerca de 20% da lâmina e é formada pelos espaços entre os constituintes do solo (poros intergranulares simples), por fissuras do tipo “skew planes” e cavidades.

¹⁰ Gefúrica – as unidades mais grosseiras são ligadas por braços ou pontes de material fino (STOOPES, JONGERIUS, 1975).

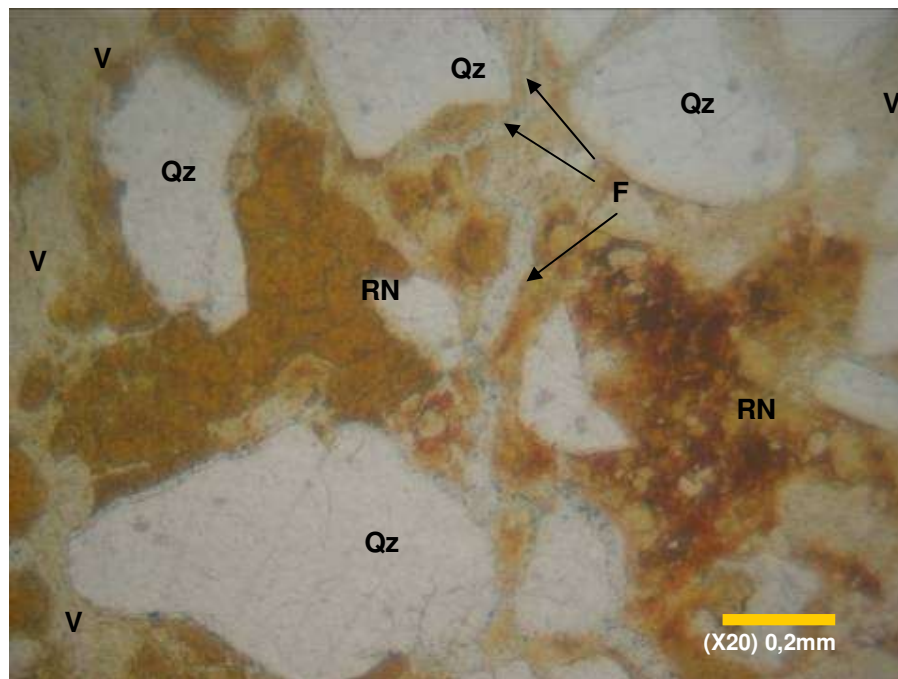


Figura 5.30. Perfil MLB 14. Contextura enáulica e setores gélificos. Qz - quartzo; V - vazios; RN - relíquias de materiais nodulares; F - fraturas.

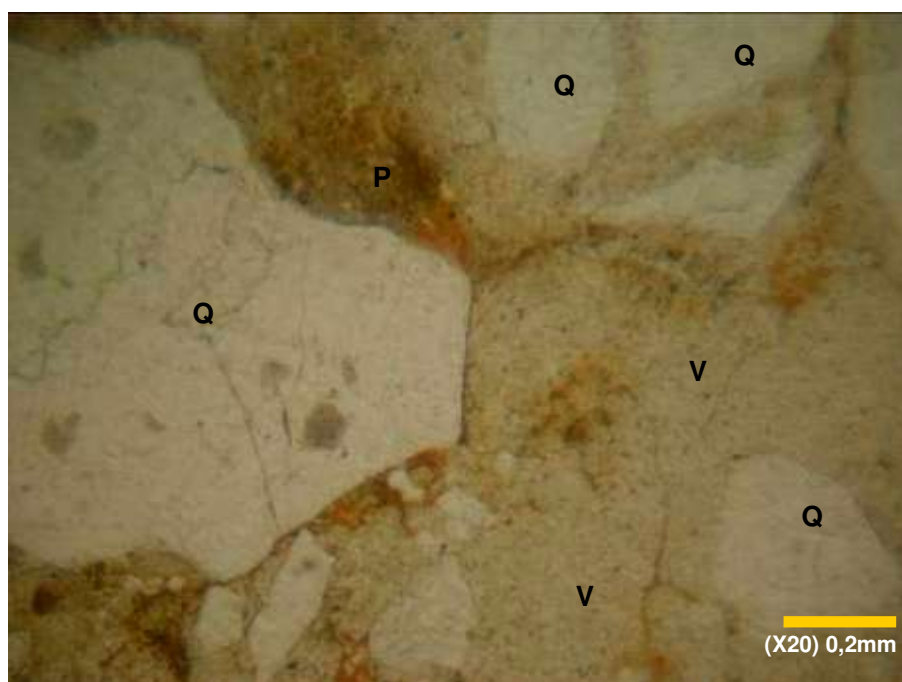


Figura 5.31. Perfil MLB 14. Contextura gélifica. Q - quartzo; V - vazios; P - plasma.

Os perfis MLB 4, MLB 13 e MLB 14 correspondem respectivamente a um Latossolo, um Argissolo e um Neossolo Quartzarênico localizados nos Leques

Aluviais Pleistocênicos, e compõem a toposseqüência detalhada para efeito de estudo do processo de podzolização observado na área.

A caracterização micromorfológica seqüencial dos perfis revela uma modificação na contextura, que passa de porfírica no MLB 4, um Latossolo, a uma contextura predominantemente gefúrica no MLB 14, um Neossolo Quartzarênico. A natureza do esqueleto e o grau de seleção dos grãos permanecem idênticos, sugerindo uma natureza litológica semelhante do material de origem dos solos, enquanto a área coberta pelo plasma aumenta do Latossolo (MLB 4) ao Argissolo (MLB 13), voltando a diminuir no Neossolo (MLB 14), revelando a depleção da argila ao longo da encosta no sentido Argissolo/Neossolo Quartzarênico. Ao contrário, o percentual da porosidade visível diminui do Latossolo ao Argissolo, voltando a aumentar no Neossolo revelando, de forma coerente, a influência do plasma na organização micromorfológica do solo.

6 EVOLUÇÃO DA REDE DE DRENAGEM

6.1 Considerações gerais

Segundo Leopold, Wolman e Miller (1964), uma rede de drenagem pode ser construída quando o potencial erosivo da água excede a resistência do solo à erosão, ocorrendo a formação de um novo canal ou a ampliação de um antigo.

De acordo com Christofolletti (1981), a formação e o desenvolvimento de vales fluviais ocorrem a partir de escavação de leitos, em processos relacionados à dinâmica fluvial (erosão, transporte, sedimentação) ao longo de cursos d'água, com alargamento de vales e aumento de comprimento e número de canais. A dissecação de fundos de vales está associada ao trabalho concentrado de fluxo de água, cuja resultante é expressa na forma de canais com bordas bem definidas. O alargamento de um vale é o resultado da atuação de processos morfogenéticos sobre as vertentes, sendo os mais importantes:

1. O efeito da erosão lateral na remoção do material da base das vertentes ocasionando o solapamento basal;
2. O rebaixamento e ampliação das vertentes por escoamento pluvial sobre as encostas com a intensificação da denudação;
3. Os movimentos de massa do regolito favorecidos pela formação do manto de alteração quando, em função da declividade da vertente, promove a remoção de detritos por reptação, deslizamento e outros movimentos de massa.

O aumento de comprimento dos canais dos vales está relacionado principalmente:

1. A erosão regressiva, desde que haja suficiente área abastecedora para alimentar as cabeceiras;
2. Ao aumento das extensões de curvas meândricas;
3. Ao prolongamento das desembocaduras causadas por entulhamento de lagos ou de movimentos eustáticos do nível do mar.

A progressão da rede de drenagem pela migração de cabeceira, por efeito de erosão regressiva, se dá pelo umidecimento da base, enquanto o solapamento por ação da água promove o desmoronamento das paredes encharcadas, onde o sapeamento é intensificado por pressão da porosidade.

As propriedades de geometria da bacia vão refletir as condições de equilíbrio adequadas aos processos atuantes, como as possíveis variações no solo e relevo, e conseqüente aumento no comprimento e número de canais. O desenvolvimento de drenagem é mais rápido nos primeiros 20.000 anos tornando-se mais lento após esse período (LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964).

As mudanças na dinâmica das bacias hidrográficas são tradicionalmente atribuídas a ações tectônicas por basculamento ou soerguimento, alterando o nível de base dos rios. Dessa forma, a ocorrência de fraturas e a suas interseções podem iniciar a formação de concavidades nas vertentes, possibilitando o desenvolvimento de um sistema de concavidades canalizadas e não canalizadas, em diferentes ordens hierárquicas, reproduzindo uma rede de drenagem fortemente controlada pelas estruturas do substrato geológico (AVELAR, 1992).

Alterações mais importantes estão relacionadas às modificações climáticas, as quais transformam a hidrodinâmica do sistema fluvial com alterações nas formas, e padrão de canais e nas características das bacias hidrográficas, alterando a descarga líquida e a carga sedimentar de um rio a partir de modificações na distribuição das chuvas, nos totais pluviométricos e nas coberturas vegetais. Essa imposição climática se dá especialmente nas áreas onde se constata maior estabilidade crustal, onde a ação endógena é representada por uma epirogênese positiva muito lenta, como é o caso do escudo cristalino brasileiro durante o Quaternário (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; GREGORY, WALLINE e ARNOLD, 1973; BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

A dinâmica de aprofundamento de canais, a formação de terraços, isto é, a degradação e agradação dos canais fluviais, possuem uma interpretação diferenciada, muitas vezes aparentemente contraditória. Certos autores admitem que rios aprofundem seus leitos sob condições climáticas mais úmidas, quando a descarga é suficiente para o transporte da carga, e excedente energético é utilizado na dissecação linear. Outros associam a degradação a épocas mais secas, quando a vegetação permite que chuvas intensas promovam um escoamento rápido formando torrentes. A agradação, por outro lado, corresponderia a épocas mais úmidas, quando a cobertura vegetal protege o solo contra a intensidade do escoamento superficial (HUNTINGTON, 1914; ANTEVS, 1951 apud BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

Para Leopold, Wolman e Miller (1964), em áreas de baixa pluviosidade e vegetação escassa, um aumento de pluviosidade acarretará maior fornecimento de sedimentos para os canais. Em seqüência, quando do desenvolvimento da cobertura vegetal, a carga sólida tenderá a diminuir nos cursos de água. Enquanto aumenta a carga haverá agradação, mas a partir do momento em que o fornecimento de carga sólida começa a diminuir, ao mesmo tempo em que aumenta a descarga, haverá a degradação do canal. As evidências de flora úmida e fauna encontradas em aluviões indicam que a agradação está associada a condições de elevada umidade.

As alterações climáticas em sentido de semi-árido ou para climas mais secos favorecem a agradação do vale e a degradação das vertentes. Isso se dá devido à concentração de chuvas e a redução da cobertura vegetal o que permite a rápida remoção do manto de intemperismo, o aumento da carga e diminuição da descarga com conseqüente agradação do fundo do vale. A degradação lateral formará superfícies aplainadas gerando grande quantidade de depósitos grosseiros e finos. O contínuo preenchimento do vale pode elevar o nível de base local até um ponto em que se estabelece um equilíbrio aparente entre o material fornecido pelos processos erosivos e aquele evacuado pela calha de drenagem.

Ao contrário, na passagem de clima semi-árido para um úmido ocorre um aumento da descarga concomitantemente com o adensamento da vegetação. As vertentes tendem à estabilidade, reduzindo o fornecimento de detritos, os cursos d'água passam a encaixar-se e o fundo do vale anteriormente agradado sofre erosão até o estabelecimento de um novo equilíbrio (BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

As aparentes apontadas acima, quanto aos processos responsáveis pela agradação e degradação de canais, têm na condição climática o elemento determinante dessa dinâmica. Entretanto, somente a incorporação de elementos tectônicos e/ou eustáticos a esses processos pode dar a real dimensão da efetiva participação desses eventos na evolução da bacia de drenagem.

6.2 Desenvolvimento da rede de drenagem nos Sedimentos Barreiras e Leques Aluviais Pleistocênicos

O início do Pleistoceno na zona costeira coberta por sedimentos do Grupo Barreiras é marcado pela ocorrência de condições morfogenéticas responsáveis pela instalação da rede hidrográfica, cuja configuração se aproximaria da atual,

quando os tabuleiros dominavam a paisagem e formavam grandes interflúvios planos. A dissecação da superfície Pós-Barreiras pela morfogênese fluvial teria ocorrido durante a penúltima glaciação e o interglacial que a precedeu (TRICART e SILVA, 1968). Portanto, são eventos anteriores à penúltima transgressão, que ocorreu a cerca de 123.000 anos AP, conforme datações de registros no litoral da Bahia (BITTENCOURT e outros, 1979).

Estudos desenvolvidos por Barbosa e outros (1975, apud FORTUNATO, 2004) indicam que, após a sedimentação da Formação Riacho Morno - pediplanação que nivelou o Grupo Barreiras (BIGARELLA e ANDRADE, 1964) - a instalação da drenagem nos tabuleiros se deu em três diferentes ciclos: 1^o) formado por rios cujas nascentes se encontram fora dos limites dos tabuleiros e se instalaram logo após o término da pediplanação; 2^o) drenagem em geral restrita ao domínio dos tabuleiros, com início em uma segunda fase úmida subsequente, com maior densidade de canais e vales profundos; 3^o) pequenas drenagens na fachada atlântica, relacionadas às variações glacioeustáticas do final do Pleistoceno. Na fase inicial a paisagem era muito pouco dissecada e os grandes rios atuais, como o Itapicuru, começaram a escavar seus vales que passaram a representar uma saída para o mar das águas de montante, e funcionavam também como sistemas coletores das águas de superfície dos Tabuleiros Costeiros.

A rede de drenagem que existe na área de estudo compõe as bacias hidrográficas (ou microbacias) dos rios da Ponte e das Pedras, teve sua instalação relacionada à formação da área de abatimento tectônico que construiu a bacia de captação dos sedimentos, quando do estabelecimento da superfície dos leques aluviais pleistocênicos (Capítulo 7). Essa rede hidrográfica pode ter sido agente tanto de transporte de sedimentos para a formação dos leques, como agente de erosão e dissecação dos remanescentes dos sedimentos do Grupo Barreiras pós-transgressão mais antiga. São canais fluviais, portanto, que não apenas drenam essa superfície como são parte integrante da sua origem e evolução. Essas bacias poderiam corresponder às pequenas drenagens da fachada atlântica do terceiro ciclo de Barbosa e outros (1975), não fosse o período de formação tão tardio como sugerem os autores.

Parte da bacia hidrográfica do rio Itariri, restrita ao domínio dos tabuleiros, seria então representante do 2^o ciclo e apenas um trecho terminal do rio Itapicuru,

bem próximo à sua foz, corresponderia à rede de drenagem do primeiro ciclo de Barbosa e outros (1975) (Figura 6.1).

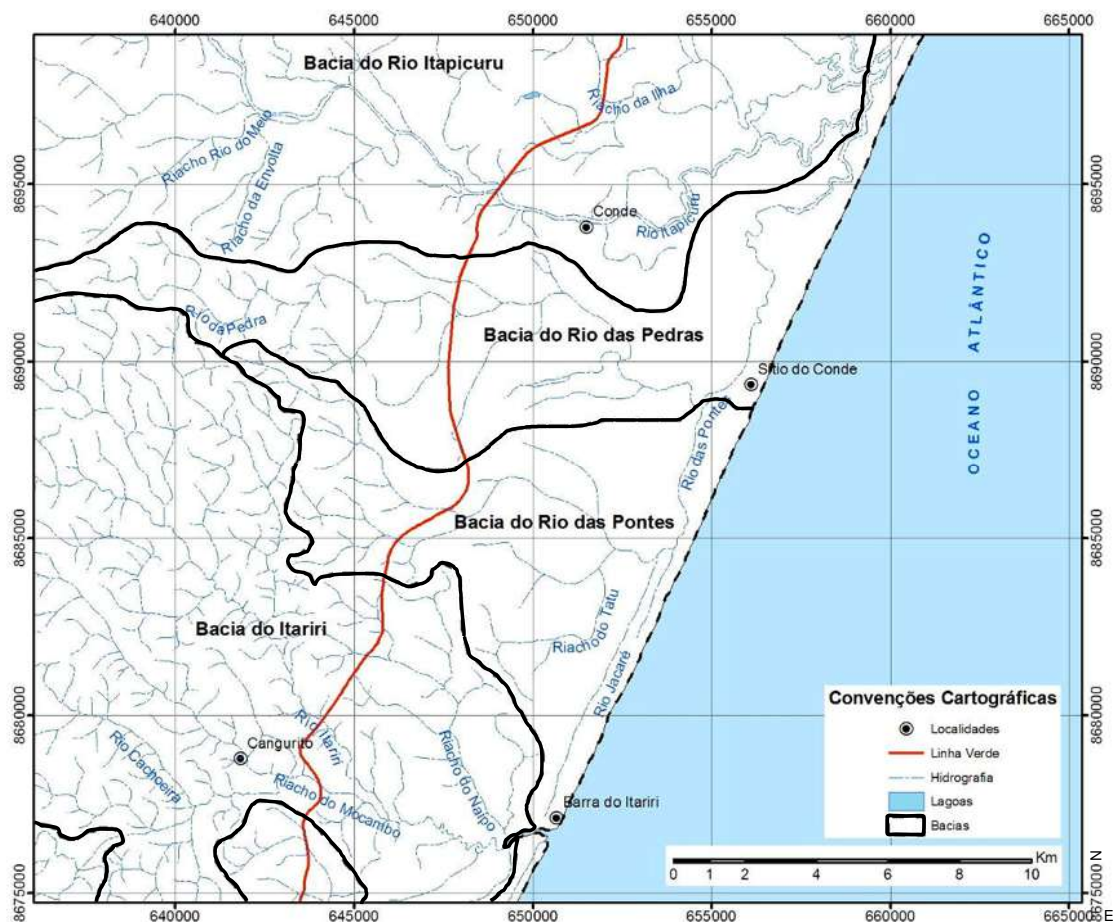


Figura 6.1. Bacias hidrográficas dos rios das Pontes e das Pedras e parte das bacias dos rios Itapicuru e Itariri, que formam a rede hidrográfica da área de estudo.

As pesquisas realizadas no litoral norte da Bahia por Fortunato (2004), revelaram que nos tabuleiros preservados que formam os interflúvios, os pontos de interseção de fotolineamentos geralmente coincidem com a ocorrência dos Espodosolos. Essa coincidência sugere que, em uma paisagem pretérita onde o sistema de drenagem atual não estava todo instalado e os tabuleiros eram mais contínuos, estes pontos de interseção representavam locais de infiltração hídrica, núcleos dos Espodosolos e ponto de irradiação da rede de drenagem, com conseqüente abertura e desenvolvimento de vales a partir de erosão remontante. O autor refere-se ainda à importância das duricrostas (estruturas pedológicas litificadas que, segundo o autor, pode se alterara em duripã e fragipã) na evolução da rede de

drenagem que, em função da sua maior resistência à erosão, passam a ser determinantes na definição da geometria dos canais, perfil longitudinal dos rios, padrão de drenagem e na progressão da erosão regressiva. O favorecimento ao escoamento superficial vai implicar redução da infiltração profunda, levando mudanças ao lençol freático e, conseqüentemente, ao regime dos rios e à dinâmica da bacia hidrográfica (GOUDIE, 1973 apud GERRARD, 1981).

A alimentação dessa rede de drenagem ocorre através de canais de diversas ordens e regimes (temporários, permanentes). Assim, nas cabeceiras, concentram-se canais efêmeros, cujos débitos devem-se mais às contribuições pluviais, alguns com vazão apenas no período úmido e outros também durante a estiagem. Nesse caso, a contribuição hídrica estará na dependência da posição topográfica da camada saturada da vertente que pode aflorar ao nível da calha (COSTA, 1999, SILVA, 1999). Os canais permanentes são alimentados principalmente pelos escoamentos superficiais e lençóis subterrâneos, mas também pela água de precipitação através da captação direta pelos canais da água de superfície, que também promove a recarga dos aquíferos.

Estudos realizados por Almeida (1992) nas bacias dos rios Pojuca e Açu definem dois sistemas principais de aquíferos: o livre, que é mantido nos sedimentos mais arenosos do Grupo Barreiras, e o confinado, que se encontra separado do primeiro por uma camada menos permeável. Um terceiro sistema mais profundo estaria associado a zonas mais fraturadas do embasamento, onde as fraturas, as falhas e diáclases do cristalino funcionam como sumidouros para a percolação das águas acumuladas nos setores convergentes do relevo (Figura 6.2).



Figura 6.2. Uma das nascentes do rio Mocambo, um dos principais afluentes perenes da margem esquerda do rio Itariri alimentado por lençóis subterrâneos.

As zonas de recarga dos aquíferos estão distribuídas, na sua maior parte, sobre as superfícies tabulares ou dissecadas constituídas pelos sedimentos Barreiras. A infiltração da água pluvial através das formações superficiais alimenta o fluxo hídrico que se acumula no fundo das depressões, dos alvéolos, dos anfiteatros e das baixadas; são setores alagadiços com encharcamento intermitente e sazonal que podem estar associados ainda ao afloramento do nível piezométrico (ALMEIDA, 1992).

Nos Leques Aluviais Pleistocênicos, a montante, a movimentação hídrica pode ser facilmente observada tanto no fluxo superficial, como no afloramento de olhos d'água, quanto no subsuperficial, com a elevação do nível freático e o aparecimento de lagoas em área de Espodossolo e Neossolo Quartzarênico, especialmente no período de maior pluviosidade (outono/inverno) (Figura 6.3).



Figura 6.3. Olhos d'água no contato Barreiras/Leques alimentando a rede de drenagem dos Leques Aluviais.

A atual configuração da rede de drenagem é, portanto, o resultado da interação de elementos de formação e desenvolvimento das bacias ao longo do tempo, e incorpora algumas das importantes transformações que ocorreram na paisagem regional durante o Quaternário. Essas transformações estão relacionadas fundamentalmente a modificações estruturais a partir da reativação neotectônica e às mudanças climáticas, indutoras de diferentes intervenções tanto na bacia de drenagem como nas variações eustáticas, além de fatores como estrutura geológica, litologia, topografia, cobertura vegetal e tipo e uso do solo, agregando aí os fatores antrópicos.

6.2.1 Análise morfológica e morfométrica

Nesse estudo, a análise morfológica será feita a partir da hierarquização dos canais, a caracterização dos padrões de drenagem, a classificação genética e tipologia dos canais, além de outros elementos hidrográficos importantes eventualmente identificados. A análise morfométrica vai corresponder à determinação da densidade de drenagem.

- Hierarquização da Rede de Drenagem

Para a hierarquização dos canais da rede hidrográfica foi utilizado o método formulado por Horton (1945) e ratificado por Strahler (1952), onde os canais de primeira ordem são os menores canais, sem tributários; os de segunda ordem só

recebem afluentes de canais de primeira ordem; os de terceira recebem afluentes de segunda ordem, podendo receber afluentes de primeira, e assim sucessivamente (LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964; CHRISTOFOLETTI, 1974).

A hierarquização estabelece uma relação significativa entre a ordem dos canais e o ângulo máximo das vertentes. Dessa forma, Leopold, Wolman e Miller (1964), consideram que a média dos ângulos máximos das vertentes aumenta progressivamente das bacias de primeira ordem até as de quarta ordem. Tal aumento é atribuído ao crescimento do débito fluvial de acordo com a ordem da bacia. Porém, a partir de um determinado ângulo as vertentes se tornarão instáveis e ângulos menores deverão ser restabelecidos. Os autores consideram ainda que não há diferença significativa entre os ângulos máximos das bacias de quarta e quinta ordem, assim como entre as bacias de quinta e sexta ordem. Pesquisas de campo revelaram que, no âmbito das bacias de maior ordem, a deposição na base das vertentes é o fator responsável por menores declividades e não a remoção do material (CARTER e CHORLEY, 1961 apud CHRISTOFOLETTI, 1974).

Avelar (1992), refere-se a “bacias de ordem zero” às superfícies côncavas sem canais em vertentes localizadas em zonas de cabeceira de drenagem. Essas bacias seriam vales não canalizados (unchannelled valley) correspondentes a um sistema de drenagem através do qual os principais fluxos de águas superficiais e/ou subsuperficiais convergem para a rede de drenagem canalizada.

Os padrões de drenagem utilizam o critério geométrico da organização espacial dos cursos fluviais ou arranjo planimétrico dos canais, onde a sua morfologia pode ser influenciada pela estratigrafia, pela litologia, tectônica e pela declividade e evolução geomorfológica da região. A observação do padrão de canais ajuda na identificação das características e estruturas geológicas, assim como a determinação da classificação genética é de grande importância na avaliação do significado do padrão dos canais (CRISTOFOLETTI, 1974; BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

- Classificação Genética e Tipologia

A classificação genética dos canais foi inicialmente proposta por Davis, considerando a linha geral do escoamento dos cursos d'água em relação à inclinação das camadas geológicas (CHRISTOFOLETTI, 1974; BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

A tipologia dos canais fluviais corresponde aos tipos de arranjos espaciais que o leito apresenta ao longo do rio em sua projeção horizontal, “como se fossem vistas de um avião”. Representam mecanismos de adequação ou compensação entre as variáveis do sistema geomorfológico envolvidas, relacionadas à seção transversal e ao perfil longitudinal do curso d’água, sendo aparentemente controlados pela carga sedimentar transportada e suas características (CHRISTOFOLETTI, 1981; BIGARELLA e SUGUIO, 1979).

Nesse trabalho será utilizada a classificação proposta por Chitale (1970 apud CHRISTOFOLETTI, 1981) que define a seguinte tipologia ou padrão: canais únicos (retos, sinuosos, meandantes e tortuosos ou irregulares); transicionais; e com canais múltiplos.

- Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem demonstra a capacidade de captação e concentração de águas pluviais de uma bacia. Quanto maior é a densidade de drenagem menor será o tempo consumido pela bacia para concentrar nos canais fluviais as águas das precipitações, e maior a sua eficiência. A densidade de drenagem reflete controles topográficos, litológicos, pedológicos e da vegetação. Também incorpora a influência humana na medida da forma de ocupação e uso do solo (GREGORY, WALLINE e ARNOLD, 1973).

Numa correlação entre vertente e densidade de drenagem, pode-se estabelecer que, em uma área com relevo constante, quanto maior a densidade de drenagem menores e mais inclinadas serão as vertentes; por outro lado, quanto maior a amplitude altimétrica em uma área de densidade de drenagem constante, mais longas e mais inclinadas serão as vertentes (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Os valores de densidade de drenagem de uma rede hidrográfica estão expressos em formatos e intervalos diferentes formulados por vários autores. Assim, para Horton (1945), a densidade de drenagem (D_d) representa a relação entre a extensão total de canais na bacia (E) e a área da bacia de drenagem (A), então $D_d = E/A$. Horton considerou que o valor da densidade de drenagem varia de 0,93 km/km^2 a 1,24 km/km^2 em áreas com declive acentuado e de elevada precipitação, e encontra-se próxima a zero em bacias permeáveis com elevadas taxas de infiltração.

Langbein (1947, apud GREGORY, 1973) sugere para regiões úmidas uma variação de densidade de drenagem de 0,55 km/km² a 2,09 km/km² com densidade média de 1,03 km/km². A escala de Christofolletti (1970), com dimensões em m/m², estabelece índices de 0,007 m/m² como densidade baixa; entre 0,007 e 0,010 m/m², densidade média; maior que 0,010 m/m², densidade alta. Estudos desenvolvidos por mais de 20 anos de investigação demonstraram que esses valores podem variar muito mais do que os acima propostos.

A textura da drenagem, uma medida da proximidade ou do espaçamento dos canais, está diretamente relacionada com a sua densidade. Dessa forma, a escala de textura de drenagem está relacionada à densidade de drenagem, de forma que as áreas com valores de densidade de drenagem inferiores a 5,00 km/km² são classificadas como de textura grosseira; entre 5,00 e 13,7 km/km² como de textura média; entre 13,7 e 155,3 km/km² como de textura fina e acima de 155,3 km/km² como de textura ultra-fina (GREGORY, WALLING e ARNOLD, 1973; LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964).

Para efeito de comparação e uma avaliação crítica do parâmetro densidade de drenagem, nesse estudo foram utilizadas as três escalas acima consideradas.

Na obtenção de muitos dos dados de densidade de drenagem foram utilizadas medidas lineares e de área feitas diretamente sobre mapas, fotografias aéreas ou outras imagens, portanto passíveis de erros e distorções. São dados que refletem mais uma ordem de grandeza das informações do que propriamente uma precisão de valores, cuja confiabilidade está também na dependência da escala e na qualidade da base cartográfica.

6.2.1.1 Rio Itariri

Apenas uma parte da bacia hidrográfica do rio Itariri se encontra inserida área de estudo. Totalmente entalhada nos sedimentos Barreiras, suas feições de dissecação estão relacionadas a friabilidade da litologia e aos alinhamentos estruturais, que regionalmente têm direção NO-SE (BRASIL, 1983). A evolução de sua rede de drenagem confunde-se com a evolução geomorfológica do Grupo Barreiras na região. Ela reflete efeitos de oscilações paleoclimáticos quaternárias, tanto as mais úmidas quanto as de maior aridez, assim como as influências neotectônicas. Essas características encontram-se nos taludes de cortes, na

retilinização e no paralelismo dos canais fluviais, no percurso preferencial dos escoamentos, nos alinhamentos do relevo, além da formação de várzeas e terraços que, mais amplos no litoral, adentram ao continente nos vales dos principais tributários onde os canais se tornam sinuosos (TRICART e SILVA, 1968); e a formação de manguezais nos estuários, paleofalésias, lagoas e cordões dunas (Figura 6.1).

Do continente em direção a foz (NO-SE), os indicadores morfológicos da bacia hidrográfica mostram uma diminuição geral na altitude, resultado de uma erosão remontante. A ocorrência de superfícies remanescentes dos tabuleiros aumenta em direção ao continente, assim como o grau de dissecação, o aprofundamento e entalhamento dos vales e conseqüente aumento no desnível topográfico, onde o estreitamento dos interflúvios aponta com maior possibilidade da captura de canais (Figura 6.4).

O fenômeno da captura se dá em função do encurtamento de canais pelo recuo de cabeceiras quando, devido à diferença de altitude, os rios adjacentes e os tributários do curso mais baixo erodem regressivamente suas cabeceiras. A diferença de declividade entre dois cursos concorrentes favorece a captura ao curso de maior declividade.

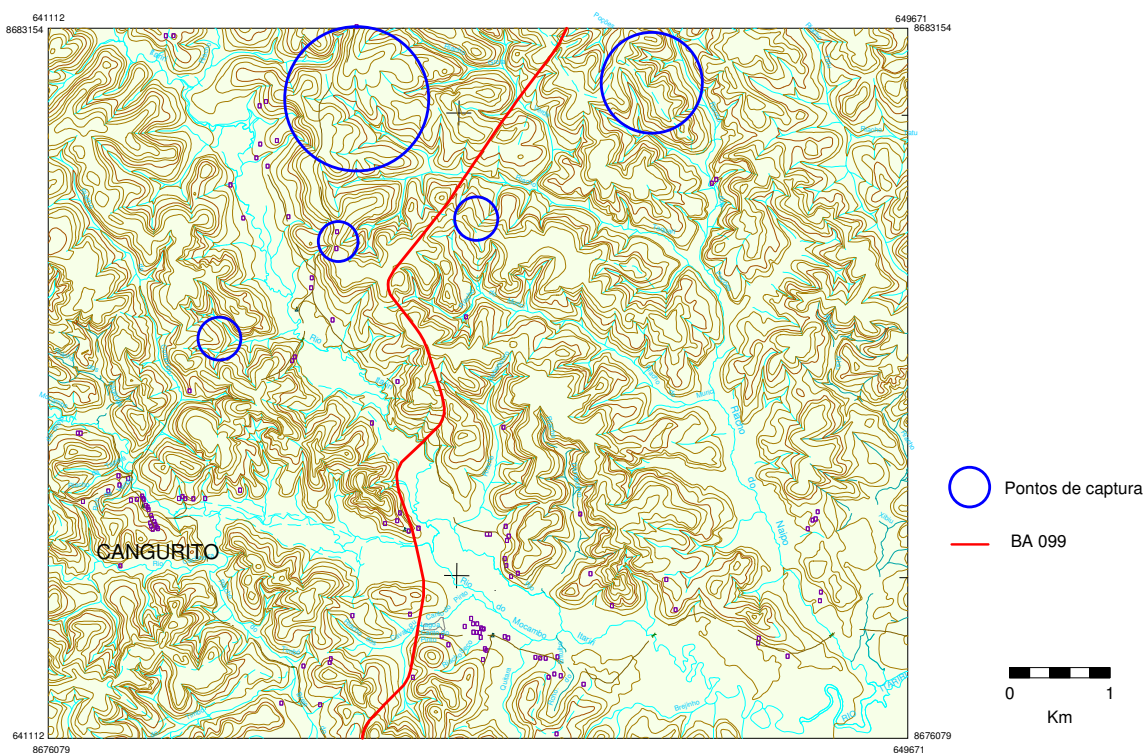


Figura 6.4. A proximidade das curvas de nível dos remanescentes de Tabuleiros e Planalto Dissecado mostra uma tendência à captura de canais, ao menos do interflúvio, que ocorre entre afluentes do rio da Ponte e o rio Itariri, e mesmo entre afluentes do Itariri.

Para Christofolletti (1981), o procedimento de captura está fundamentado na teoria davisiana, cuja eficácia não poderá ser sempre considerada, uma vez que a linha topográfica divisora de águas localizada no interflúvio nem sempre está justaposta aos aquíferos. Assim, havendo a erosão regressiva, a nascente não pode recuar indefinidamente para o interflúvio, mas sim até a distância que corresponda ao limite para que possa continuar funcionando. Embora alguns processos morfogenéticos (erosão hídrica, eólica) possam causar o rebaixamento altimétrico do interflúvio, a linha divisora de águas entre as duas nascentes localizadas em vertentes opostas sempre estará presente. Com essas ponderações, Christofolletti (1981) considera que, pelo recuo das cabeceiras se torna impraticável que uma drenagem conquiste a outra, qualquer que seja a diferença altimétrica entre as bacias concorrentes.

- Hierarquia da Rede de Drenagem

A hierarquização da rede de drenagem da sub-bacia hidrográfica do rio Itariri no trecho que se encontra na área de estudo indica uma drenagem de sexta ordem, cuja organização se encontra conforme os indicadores da tabela 6.1, aí incluídos a malha hidrográfica dos riachos Cachoeira, Mocambo, Jacu e Naipo. Os 772 canais de 1ª a 6ª ordem perfazem um total de 416.125 metros.

Tabela 6.1 - Hierarquização da rede de drenagem da sub-bacia do rio Itariri.

| Ordem dos canais | Nº de canais | Comprimento total (m) |
|------------------|--------------|-----------------------|
| 1ª | 587 | 234.875 |
| 2ª | 140 | 87.500 |
| 3ª | 34 | 48.750 |
| 4ª | 07 | 25.000 |
| 5ª | 03 | 12.500 |
| 6ª | 01 | 7.500 |
| Total | 772 | 416.125 |

A superioridade numérica de canais de 1ª ordem (76 %, aproximadamente) na organização da drenagem é evidente, o que expressa a energia do relevo a partir da amplitude altimétrica favorável, influência do sistema morfoclimático úmido e erodibilidade litológica aproximadamente homogênea. A atividade erosiva se dá de maneira mais eficiente nos canais de 1ª ordem, diminuindo inversamente com a ordem hierárquica.

Os tributários de primeira e segunda ordem são os principais responsáveis pela dissecação das encostas, facilitando a erosão regressiva, o direcionamento do escoamento e influenciando a pedogênese através do processo erosivo e, em função da declividade da vertente, promovendo a remoção de detritos por reptação, deslizamento e outros movimentos de massa. Nessa evolução ocorre o recuo de cabeceira em direção aos remanescentes dos tabuleiros, formadores dos interflúvios, em um eminente processo de captura fluvial.

- Classificação Genética dos Canais

As litologias do sedimento Barreiras e o seu alinhamento estrutural possibilitaram que os principais canais de drenagem do rio Itariri e seus afluentes Mocambo, Cachoeira e Jacu, ambos da margem direita e o rio Naipo, este da margem esquerda, e outros tributários de maior ordem desenvolvessem canais conseqüentes. São canais característicos de uma elevação homoclinal unidirecional, soerguida em estratos resistentes ou com basculamento de blocos, com uma inclinação geral para o mar. Essa inclinação do terreno coincide, em geral, com o mergulho das camadas, comprovada pelo direcionamento da drenagem, que origina cursos retilíneos com padrão paralelo e subparalelo (MILLER e MILLER, 1961; MAFFI, 1978; CUNHA, 1995).

A ocorrência de canais retilíneos com maior extensão deve-se, principalmente, ao controle tectônico do terreno. Os cursos d'água acompanham linhas de falha, diáclases e fraturas em vertentes íngremes, onde os sulcos acompanham exatamente a declividade da superfície (Capítulo 7, Figura 7.1). Seu desenvolvimento necessita também da existência de um embasamento rochoso homogêneo. Embora o canal seja considerado retilíneo, muitas vezes isso não ocorre ao longo do talvegue, onde o fluxo apresenta um lineamento sinuoso, divagando de uma margem a outra exatamente como é observado ao longo da calha do rio Itariri e principais tributários, especialmente naqueles pontos onde há a formação de terraços de várzea (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O padrão de drenagem retangular é encontrado em várias situações, como no direcionamento do rio Cachoeira em sua confluência para o rio Mocambo formando um curso subseqüente, rio Mocambo e seus afluentes de 1ª ordem; riacho do Timbó e seu entroncamento com o riacho Cachoeira e Brejo; Entroncamento riacho Cachoeira, da Viúva e do Meio; segmentos do riacho Branco em seu entroncamento com o rio Itariri, etc. Canais retilíneos em tributários obseqüentes de primeira e segunda ordem são observados de maneira freqüente na rede hidrográfica e refletem manifestações neotectônicas na área. São observados ainda canais tortuosos ou irregulares que, segundo Christofolletti (1988) são freqüentes em rios com intenso controle tectônico ou de contatos litológicos. Associado a esse padrão ocorre ainda o padrão dendrítico, formado principalmente de canais obseqüentes de menor ordem.

- Densidade de Drenagem

No cálculo da densidade de drenagem, o valor do quociente $Dd = E/A$, para o rio Itariri é $416/164.000 = 2,5 \text{ km/km}^2$ na escala de Horton e Lagbein, ou $0,0025 \text{ m/m}^2$ na escala de Christofolletti. A interpretação desses valores se dá de maneira contraditória quando se compara Horton e Lagbein (apud GREGORY, 1973) de um lado e Christofolletti de outro. Enquanto para os dois primeiros o valor da densidade de drenagem encontrada para o rio Itariri está para uma densidade muito alta, na escala de Christofolletti, ao contrário, o rio Itariri teria uma densidade de drenagem muito abaixo do valor que é referência para uma baixa densidade de drenagem que é $0,007 \text{ m/m}^2$. O valor encontrado para a densidade de drenagem do rio Itariri ($2,5 \text{ km/km}^2$) se aproxima mais do maior valor estabelecido por Lagbein no seu intervalo, que é de $2,09 \text{ km/km}^2$, portanto uma elevada densidade de drenagem (Tabela 6.2). A visualização do mapa topográfico na escala de $1/25.000$ dá uma imagem de uma bacia hidrográfica com uma alta densidade de drenagem, considerando todos os entalhes e contornos de dissecação dos sedimentos do Grupo Barreiras.

Tabela 6.2 - Indicadores para o cálculo da densidade de drenagem da sub-bacia do rio Itariri.

| Extensão dos canais (m) | Área da bacia (m^2) | Densidade de drenagem $D/d = C/A$ |
|----------------------------|--------------------------------|---|
| 416.125 | 164.000.000 | $0,0025 \text{ m/m}^2$ ou $2,5 \text{ km/km}^2$ |

- Várzeas

As várzeas são definidas como terrenos baixos e planos bordejando o canal fluvial e situado entre as paredes do vale, constituindo-se em uma superfície de acumulação do vale dos rios, relacionada ao regime hidrológico da bacia de drenagem em função do clima. O plano aluvial teria se formado com a eliminação dos relevos através do alargamento dos vales pela erosão lateral. São formadas por material detrítico aluvial cuja fonte vem a ser as colinas das cabeceiras e demais vertentes, e o fornecimento se dá por erosão laminar ou movimento de massa. Um rompimento das condições de equilíbrio por mudanças tectônicas ou no regime hidrológico resulta na alteração da várzea, conduzindo à degradação ou agradação da mesma. As estruturas sedimentares dos depósitos de várzea permitem reconhecer as várias fases climáticas envolvidas no processo de deposição e erosão

do leito fluvial que originaram os terraços, dos cordões e diques marginais e de outros elementos das planícies de inundação (LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964; CHRISTOFOLETTI, 1988).

Henri Baulig, em seu trabalho *The Changing Sea Level* (1935 apud CHRISTOFOLETTI, 1981), explica a teoria de Léon de Lamothe (1901) segundo a qual a acumulação aluvial seria comandada pelas oscilações eustáticas. Durante o Quaternário, o período glacial causava um abaixamento do nível de base marinho ocasionando a fase erosiva, com entalhamento do leito fluvial que se deslocava da foz em direção a montante. Nos períodos interglaciares, ao contrário, a elevação do nível marinho afogava os baixos cursos fluviais, desencadeando fase deposicional detrítica regressiva para montante. No entanto, para Tricart (1977), a influência das oscilações eustáticas afeta apenas parcela relativamente pequena do perfil longitudinal. Considera que a diminuição da temperatura e a redução global da circulação do vapor d'água durante as glaciações é responsável por fases de generalizada deposição ao longo dos canais fluviais, exatamente o contrário, portanto, do enunciado pela teoria dos terraços eustáticos. Apesar desse antagonismo teórico, o princípio da acumulação aluvial comandada por oscilações eustáticas permanece evidente para muitos vales aluviais assim como a influência tectônica e climática.

As várzeas do rio Itariri representam processos fluviais atuantes no desenvolvimento da bacia hidrográfica, envolvendo a erosão lateral das vertentes responsável pelo solapamento basal necessário ao alargamento do vale. A evolução dessas várzeas está associada a alternâncias climáticas quaternárias que promoveram a agradação e degradação dos canais por transgressão ou regressão, respectivamente, bem como alterações no nível de base vinculadas a movimentos eustáticos ou a possíveis efeitos neotectônicos. O tamanho dessa formação é variável, sendo mais amplas e cercadas por um relevo rebaixado, com vales em manjedoura quando mais próximas do estuário, onde alcançam até 1 km de largura formando manguezais nas áreas com influência das marés. Na medida em que se dirigem para o interior as superfícies das várzeas se tornam mais estreitas, a influência das marés se torna reduzida ou nula e as vertentes laterais tornam-se íngremes, muitas vezes formando vales em "V" (Figura 6.5). Esse comportamento está de acordo com Leopold, Wolman e Miller (1964), onde os terraços dos canais principais podem prosseguir diretamente em muitos tributários de tamanho médio,

demonstrando que a deposição de alúvios nos vales dos canais principais é acompanhada da aluviação dos tributários.

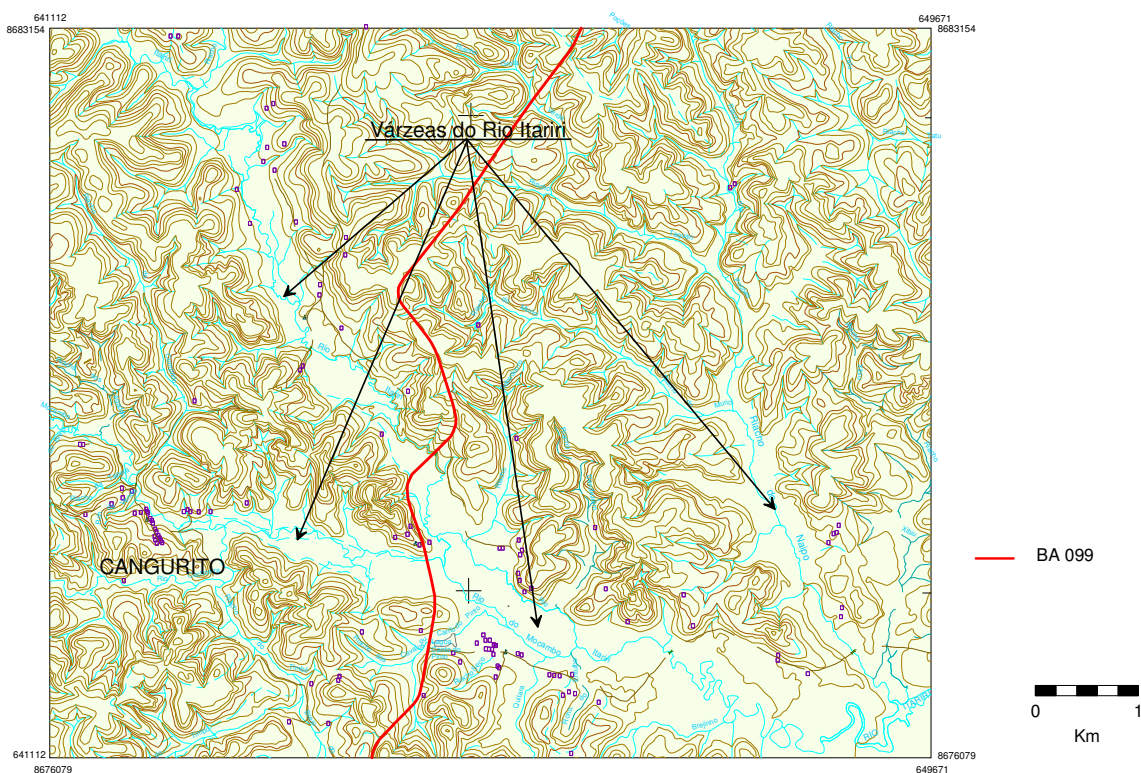


Figura 6.5. As setas indicam o sistema de várzeas do rio Itariri e seus afluentes.

Nos barrancos formados pela dissecação dos canais observam-se Argissolos gleisados, bastante pedoplasmados e com definição de horizontes pedológicos, onde não são mais visíveis os estratos sedimentares aluviais, o que se constitui em forte indicador cronológico para essas superfícies. As características físicas, químicas e morfológicas desses solos são variáveis, mas em geral se encontram com estrutura maciça ou blocos sub-angulares e angulares e textura arenosa em superfície, aumentando o teor de argila com a profundidade (Figura 6.6).



Figura 6.6. Várzea do rio Mocambo, afluente do rio Itariri, cujo barranco apresenta um Argissolo bastante pedoplasmado. A cor clara do horizonte inferior deve-se ao ambiente hidromórfico.

6.2.1.2 Rio da Ponte

A bacia ou microbacia do rio da Ponte encontra-se inteiramente contida na área de estudo. A direção preferencial da drenagem do canal conseqüente é no sentido O-L, com padrão dendrítico nas cabeceiras, passando a jusante a formar um canal tortuoso ou irregular e setores de canais retilíneos inclusive nos tributários (Figura 6.1). Suas cabeceiras se encontram em uma altitude média de 85 metros, cortando os sedimentos do Grupo Barreiras no interflúvio com a bacia do rio Itariri a oeste e ao sul (Figura 2.1, Capítulo 2). Esse interflúvio forma um patamar alongado e estreito, o que torna tênue a sua condição de divisor de águas considerando que o recuo de cabeceira por erosão remontante dos canais de 1ª e 2ª ordem, principalmente, evidenciam uma evolução morfológica favorável à ocorrência do fenômeno da captura. Nesse local, a declividade das vertentes varia de 5º a 10º, enquanto a repartição dos solos obedece geralmente a uma toposseqüência com Argissolo a Neossolo Litólico, respectivamente e, eventualmente, Neossolo Quartzarênico ou Espodosolo nos baixos patamares da encosta. Ao norte, a bacia limita-se com parte do rio da Pedra.

Em seu médio curso, a partir de uma altitude aproximada de 50 metros, passa a percorrer os sedimentos dos leques aluviais pleistocênicos, cujas superfícies possuem declividade variando de menos de 1º e 2º a 4º, onde se formam Neossolos Quartzarênicos, Espodosolos e Argissolos nos remanescentes Barreiras. Em seguida percorre de forma sinuosa a planície das áreas úmidas, tomando rumo norte

em direção à sua foz, a partir do impedimento imposto pelos cordões dunas alinhados paralelamente à linha de costa. A ocorrência de segmentos de canais retilíneos é freqüente ao longo do seu percurso tanto na superfície Barreiras quanto nos leques aluviais, resultado do controle estrutural, como pode ser observado através dos lineamentos estruturais existentes na área. É o caso, por exemplo, do canal subsequente do riacho Tatu, cuja confluência com o riacho Sororoca se dá nas áreas úmidas a partir do redirecionamento para norte em canal retilíneo (Figuras 2.1 e 6.1). Nesse caso, um alinhamento aproximadamente N-S de paleofalésia remanescente do Barreiras vai interferir nesse redirecionamento.

A hierarquização da drenagem indica o rio das Pontes como de 5ª ordem, cuja organização encontra-se na tabela 6.3. Os 138 canais da 1ª à 5ª ordem perfazem um total de 98.635 metros.

Tabela 6.3 - Hierarquização da rede de drenagem da bacia do rio das Pontes.

| Ordem dos canais | Nº de canais | Comprimento total (m) |
|------------------|--------------|-----------------------|
| 1ª | 109 | 54.375 |
| 2ª | 20 | 15.750 |
| 3ª | 06 | 10.750 |
| 4ª | 02 | 13.500 |
| 5ª | 01 | 4.250 |
| Total | 138 | 98.635 |

Como já observado anteriormente, a superioridade numérica dos canais de 1ª ordem na organização da drenagem do rio das Pontes (cerca de 80% do total), também expressa a energia do relevo a partir da amplitude altimétrica favorável, influência do sistema morfoclimático úmido e erodibilidade litológica homogênea, a partir das cabeceiras localizadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. Ainda de forma semelhante ao rio Itariri, os tributários de primeira e segunda ordem são os principais responsáveis pela dissecação das encostas facilitando a erosão regressiva e o recuo de cabeceira em direção aos interflúvios, o que pode potencializar o processo de captura fluvial, isso nos sedimentos do Grupo Barreiras. Além de nascer e cruzar os sedimentos do Grupo Barreiras, o rio das Pontes percorre outras formações como os leques aluviais e as áreas úmidas, onde os

afluentas de primeira ordem são mais extensas e conectam-se diretamente ao canal principal de 5ª ordem.

- Densidade de Drenagem

Os valores da densidade de drenagem conforme Christofolletti, Horton e Lagbein (Tabela 6.4) apresentam as mesmas contradições encontradas anteriormente, na bacia do rio Itariri. Na escala de Christofolletti tem-se uma densidade de drenagem muito baixa, enquanto na escala de Horton e Labein esse rio possui uma densidade de drenagem de média a alta. A visualização do mapa topográfico, em função do traçado e da quantidade de canais, dá a impressão de uma densidade de drenagem média quando a drenagem disseca o Barreiras, a montante, e baixa a muito baixa, quando a drenagem corta as superfícies dos Leques Aluviais e as áreas úmidas. Esse fato é plenamente justificável considerando o relevo de colinas suaves e a natureza litológica dos Leques Aluviais e o relevo plano das áreas úmidas, elementos que não favorecem a proliferação de canais.

Tabela 6.4 - Indicadores para o cálculo da densidade de drenagem da bacia do rio da Ponte.

| Extensão dos canais (m) | Área da bacia (m ²) | Densidade de drenagem Dd = C/A |
|----------------------------|---------------------------------|--|
| 98.635 | 83.500.000 | 0,001 m/m ² ou 1,0 km/km ² |

6.2.1.3 Rio da Pedra

O rio da Pedra tem o seu nome vinculado ao fato de percorrer uma parte do seu curso sobre rochas do embasamento cristalino, onde seu canal conseqüente e irregular flui em uma estreita bacia, encaixada em uma superfície fraturada com sentido O-L dominante. Localiza-se entre a sub-bacia do rio Itapicuru, ao norte, onde os interflúvios são estreitos e os tributários percorrem sub-paralelamente cortando os Leques Aluviais; a sub-bacia do rio Itariri, a oeste, onde os interflúvios podem alcançar a altitude de 100 metros ou mais e formam as cabeceiras nos sedimentos Barreiras; e a bacia do rio da Ponte, ao sul, ainda nos sedimentos Barreiras. As cabeceiras e nascentes que têm como interflúvio o Grupo Barreiras possuem

vertentes com declividade que varia de 5º a 10º e solos na clássica toposseqüência de Argissolos e Neossolos Litólicos, principalmente (Figuras 2.1 e 6.1).

Na vertente interfluvial voltada para a bacia do rio das Pontes extensos canais de 1ª ordem drenam superfícies dos Leques Aluviais com declividade de 1 a 2º, formadas por Neossolos Quartzarênicos húmicos e não húmicos, Espodossolos e Argissolos nos remanescentes da superfície Barreiras, onde ocorrem pequenas nascente, algumas sazonais, no contato Barreiras/Leques (Figura 6.3). Nas superfícies mais baixas, o impedimento imposto à drenagem vertical pelo horizonte Bh dos Espodossolos e camadas impermeáveis, favorecem ao afloramento do lençol freático no período chuvoso, formando lagoas e alagadiços. Apresenta uma drenagem dendrítica dominante, com retilinização em vários segmentos tanto do canal principal quanto dos tributários, ao longo do seu percurso, especialmente quando alcança as áreas úmidas e sofre uma inflexão em direção SE. Em seguida, de forma semelhante ao rio da Ponte, toma a direção norte em busca da sua foz, a partir do impedimento imposto pelos cordões dunas.

A hierarquização da drenagem indica um rio de 4ª ordem, cuja organização encontra-se na tabela 6.5. Os 34 canais da 1ª à 4ª ordem perfazem um total de 73.000 metros.

Como já observado no rio Itariri e das Pontes, a evidente superioridade numérica dos canais de 1ª ordem na organização da drenagem do rio das Pedras (cerca de 75% do total), também expressa a energia do relevo como conseqüência da amplitude altimétrica favorável e das características de um sistema morfoclimático úmido e da erodibilidade da litologia, a partir das cabeceiras localizadas nos sedimentos do Grupo Barreiras. De forma semelhante, os tributários de primeira e segunda ordem são os principais responsáveis pela dissecação das encostas facilitando a erosão regressiva e o recuo de cabeceira em direção aos interflúvios, o que pode potencializar o processo de captura fluvial, isso nos sedimentos do Grupo Barreiras (Figura 6.4). O rio das Pedras atravessa litologia mais arenosa e plana dos leques aluviais e as áreas úmidas, onde os afluentes de primeira ordem são únicos, extensos e conectam-se diretamente ao canal principal de 4ª ordem (Tabela 6.5).

Tabela 6.5 - Hierarquização da rede de drenagem da bacia do rio da Pedra.

| Ordem dos canais | Nº de canais | Comprimento total (m) |
|------------------|--------------|-----------------------|
| 1ª | 24 | 30.000 |
| 2ª | 07 | 13.000 |
| 3ª | 02 | 10.000 |
| 4ª | 01 | 20.000 |
| Total | 34 | 73.000 |

- Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem do rio das Pedras (Tabela 6.6) apresenta as mesmas contradições observadas anteriormente, com valor idêntico àquela do rio das Pontes: muito baixa segundo Christofolletti e média a alta segundo as escalas de Horton e Labein. De forma semelhante ao rio das Pontes, a impressão visual do mapa topográfico, em função do traçado e da quantidade de canais, é de uma densidade de drenagem média quando a drenagem dissecar as Barreiras, a montante, e baixa a muito baixa, quando a drenagem corta as superfícies dos Leques Aluviais e as áreas úmidas. A natureza litológica dos Leques Aluviais e o relevo com colinas suaves são elementos que não favorecem a proliferação de canais.

Tabela 6.6 - Indicadores para a densidade de drenagem da bacia do rio da Pedra.

| Extensão dos canais (m) | Área da bacia (m ²) | Densidade de drenagem $D/d = C/A$ |
|-------------------------|---------------------------------|--|
| 73.000 | 56.000.000 | 0,001 m/m ² ou 1,0 km/km ² |

- Rio Itapicuru

Apenas uma pequena área da bacia do rio Itapicuru se encontra no local de estudo, próximo da sua foz, com uma superfície de aproximadamente 180 km².

O canal conseqüente e irregular do rio, com direção preferencial O-L, após cruzar um trecho com vale encaixado em terraços aluviais e rochas do embasamento cristalino, corta as planícies alagadas das áreas úmidas e ilhas de terraços marinhos, depósitos marinhos, fluviomarinhos e lagunares da planície, elementos da paisagem elaborados a partir de mudanças climáticas e variações eustáticas pleistocênicas e holocênicas, onde o canal assume uma divagação meandrante (Figuras 2.1 e 6.1). Localmente, a sub-bacia do rio Itapicuru está

influenciada por elementos tectônicos relacionados principalmente a falhamentos e soerguimentos, incluindo trechos do seu canal principal, especialmente na sua margem esquerda, que proporcionam uma drenagem retangular e em treliça, com tributários obseqüentes de primeira e segunda ordem e subseqüentes retilíneos de terceira ordem e grau de declividade que, muitas vezes ultrapassa os 20°. A foz do rio Itapicuru se apresenta como um compartimento rebaixado limitado por falhas, com os componentes das áreas úmidas (BRASIL,1983).

Na sua margem direita, esse trecho do rio forma uma malha de drenagem dendrítica com tributários de primeira ordem que dissecam os sedimentos do Grupo Barreiras a oeste, passando aos leques aluviais pleistocênicos cujas características sedimentares identificam sua origem continental e relaciona-se com leques de espraiamento do próprio rio (BRASIL, 1983). Com relação à cobertura pedológica, nos sedimentos Barreiras são encontrados principalmente Argissolos e Neossolos, em vertentes com declividade de 5° a 6°; nos leques aluviais, com declividade de 1° a 2°, predominam os Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos com remanescentes de Argissolos, enquanto nas áreas úmidas são encontrados os solos Hidromórficos.

A hierarquização dos canais encontra-se organizada na Tabela 6.7, sendo que nesse trecho do rio Itapicuru, cujo canal principal se apresenta como de 4ª ordem, possui uma extensão aproximada de 22.000 metros até a sua foz. São 86 canais da 1ª à 4ª ordem que perfazem um total de 157.000 metros.

A hierarquia dos canais desse trecho do rio Itapicuru apresenta, aproximadamente, a mesma distribuição percentual dos canais observada nos rios Itariri, das Pontes e das Pedras, com a evidente superioridade numérica dos canais de 1ª ordem na organização da drenagem (cerca de 60%do total). Nesse pequeno trecho da bacia hidrográfica a amplitude altimétrica responsável pela energia do relevo do rio Itapicuru se dá principalmente a partir de falhamentos e fraturas que escalonam os sedimentos do Grupo Barreiras, formando os afluentes de 1ª a 3ª ordem da sua margem esquerda, que encontram o canal principal já na planície das áreas úmidas, portanto em seu baixo curso, próximo à foz. Na margem direita, apenas a montante do seu canal principal, canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem com origem no Barreiras formam tributários importantes, enquanto nos demais trechos ocorrem apenas pequenos e raros canais de 1ª ordem.

Tabela 6.7 - Hierarquização da rede de drenagem do rio Itapicuru.

| Ordem dos canais | Nº de canais | Comprimento total (m) |
|------------------|--------------|-----------------------|
| 1 ^a | 61 | 70.000 |
| 2 ^a | 18 | 42.000 |
| 3 ^a | 06 | 23.000 |
| 4 ^a | 01 | 22.000 |
| Total | 86 | 157.000 |

- Densidade de Drenagem

Os valores da densidade de drenagem, conforme Christofolletti, Horton e Lagbein, encontradas para esse trecho do rio Itapicuru (Tabela 6.8) são de 0,001 m/m² ou 1,0km/km², respectivamente, portanto idênticas àquelas dos rios da Ponte e da Pedra. Na escala de Christofolletti a densidade de drenagem encontrada é muito baixa, enquanto na escala de Horton e Labein a densidade de drenagem é média. A interpretação visual mostra uma densidade média no trecho mais a montante do rio em ambas as margens; com média densidade partindo da margem esquerda e baixa densidade da margem direita, no seu baixo curso. A grande área úmida forma uma ampla bacia receptora onde os canais menores divagam sinuosamente dificultando, portanto, a sua identificação.

Tabela 6.8 - indicadores para a densidade de drenagem da sub-bacia do rio Itapicuru.

| Extensão dos canais (m) | Área da sub-bacia (m ²) | Densidade de drenagem D/d = C/A |
|-------------------------|-------------------------------------|--|
| 157.000 | 150.000.000 | 0,001 m/m ² ou 1,0 km/km ² |

Em síntese, a rede de drenagem na área em estudo traz em sua configuração os registros dos elementos determinantes da sua evolução, seja nas superfícies cobertas pelos sedimentos do Grupo Barreiras ou Leques Aluviais. São registros encontrados na genética, na forma, na hierarquia dos canais fluviais, na organização pedológica, na morfologia das vertentes e nos elementos da dinâmica morfogenética que compõem as bacias hidrográficas e na conformação geomorfológica da paisagem, definidos pelo controle estrutural a partir da reativação neotectônica, oscilações climáticas quaternárias, alterações do nível de base e dos movimentos eustáticos.

7 CARACTERIZAÇÃO DO RELEVO

7.1 Considerações gerais

Nos antecedentes geotectônicos considerados no Capítulo 2 estão os fundamentos do padrão morfológico do Nordeste do Brasil: as superfícies de aplainamento em patamares. Essas superfícies são fortemente controladas por estruturas formadas no rift continental do Cretáceo, induzido pela quebra do Gondwana, e na abertura do oceano Atlântico no Aptiano Tardio, interagindo com as flutuações climáticas e o soerguimento regional durante o Cenozóico (KING, 1956; MABESOONE e CASTRO, 1979). Esse modelo incorpora a idéia do desenvolvimento cíclico de sucessivas superfícies de aplainamento, identificadas a partir do controle litológico da paisagem, rejuvenescidas como resposta à flexura continental, soerguimento diferencial ou bloco soerguido em todo o Nordeste do Brasil (KING, 1956; TRICART, 1959; BIGARELLA e ANDRADE, 1964; ANDRADE e CALDAS LINS, 1965; SAADI e TORQUATO, 1992; PEULVAST, 2004). A dissecação final das superfícies baixas e dos depósitos Barreiras é provavelmente melhor explicada tanto pelo rebaixamento do nível do mar no Cenozóico tardio, quanto por re-soerguimento, possivelmente afetado por movimentos neotectônicos (PEULVAST, 2004).

7.2 Evolução durante o Quaternário

O item do Referencial Teórico (Capítulo 2) que contempla estudos a respeito da evolução geomorfológica das superfícies cobertas pelos sedimentos do Grupo Barreiras na região Nordeste do Brasil, é marcado pelo desenvolvimento de modelos construídos a partir das evidências encontradas nos estudos de então. São modelos que têm nas flutuações climáticas, nas influências glacioeustáticas, nas transgressões e regressões marinhas do Quaternário e nas manifestações neotectônicas os motores dessa evolução. Nessas formulações maiores atributos, climáticos ou tectônicos, estão muitas vezes relacionados ao universo teórico/científico de cada pesquisador. O que se observa, afinal, é que o relevo, enquanto um componente dinâmico da paisagem, evolui a partir da interação dos

fatores determinantes, embora circunstâncias ambientais possam definir qual fator (climático, tectônico, eustático, geológico) vai se sobrepor aos demais.

Assim, Bigarella e Andrade (1964) consideram que as fases de evolução do relevo no Quaternário estão relacionadas a variações climáticas, acomodações isostáticas e às influências glacioeustáticas. Atribuem às glaciações quaternárias as influências das transgressões e regressões que conduziram à acumulação das planícies marinhas e fluviomarinhas.

Segundo Tricart e Silva (1968), o término da deposição Barreiras no final do Terciário deu início à evolução quaternária, considerando que os traços da evolução anterior, que vai do fim do depósito cretáceo ao Plioceno, foram apagados na fase de sedimentação. Entre o Plioceno e o início do Pleistoceno a ação do intemperismo químico promove as alterações pós-Barreiras, num período coincidente com uma forte dissecação do clima tropical úmido, que vai elaborar os vales atuais. Esse clima úmido instalado promove ainda as condições morfogenéticas necessárias à implantação da rede hidrográfica no início do Pleistoceno, cuja configuração se aproximaria da atual.

Um retorno ao clima árido resultou numa ação mecânica, cuja intensidade promoveu a inversão do relevo Barreiras, determinada pela resistência diferencial dos pacotes sedimentares, onde setores ferro-silicosos fortemente cimentados passaram a dominar a paisagem. Os processos de ablação foram responsáveis pela degradação das formas durante as fases secas, enquanto fatores como a ressurgência neotectônica - trazendo novos soerguimentos - alternância climática e regressões marinhas de grande amplitude também foram determinantes nesse momento. Para Bittencourt e outros (1982), a reativação das falhas pela ação da neotectônica durante o Quaternário é responsável pelas encostas retilíneas da parte interna da planície deltaica do rio São Francisco, rebaixando o Grupo Barreiras e originando uma reentrância em forma de "V". Bittencourt e outros (1999) consideram ainda que as feições geomórficas ao longo da zona costeira estão associadas à deformação flexural da litosfera pela sobrecarga de sedimentos na margem continental (modelo flexural), que seria responsável ainda pela reativação neotectônica. Associam a amplitude da altitude das falésias Barreiras (de menos de 10m a mais de 70m) ao controle neotectônico na orientação da linha de costa, a partir da deformação flexural durante o Quaternário.

O controle estrutural na evolução da paisagem ocorre através da adaptação da drenagem a linhas de falha e/ou fraturas, da evolução de vales dissimétricos a partir de blocos de falhas basculados e de frentes de erosão controladas por falhamentos (FORTUNATO, 2004). Esses elementos estruturais são encontrados em toda a extensão da área coberta pelos sedimentos Barreiras, sendo que a adaptação da drenagem a linhas de falha e as frentes de erosão controladas por falhamentos são mais freqüentes na área de estudo (Figura 7.1).

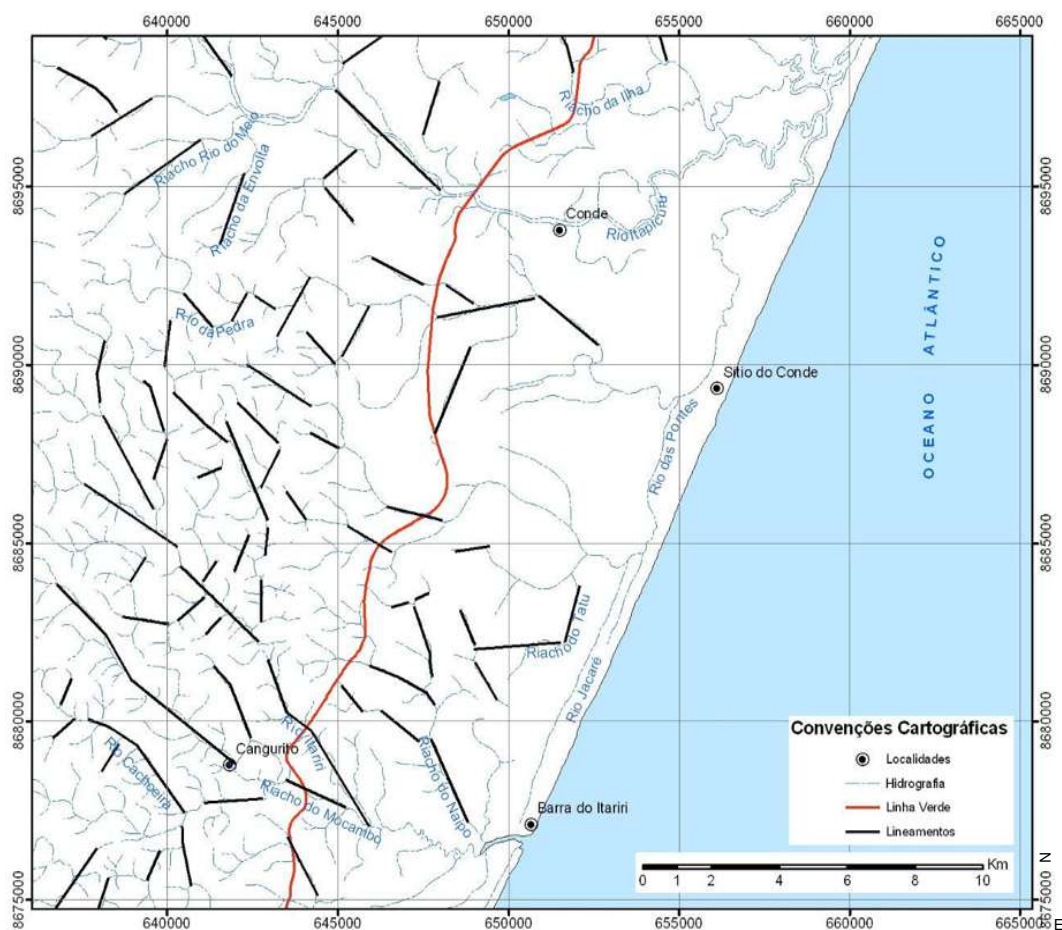


Figura 7.1. Controle estrutural da rede hidrográfica, onde se observam lineamentos de fraturas.

Suguio, Martin e Flexor (1988) e Suguio (1999) estabeleceram um modelo evolucionário fundamentado nas mudanças climáticas, eustasia e na reativação neotectônica, cuja seqüência de eventos reconstitui a evolução da paisagem no Quaternário costeiro e é responsável pelo atual cenário geomorfológico. A seqüência de ciclos que refletem os diferentes cenários ambientais percorridos ao longo do Quaternário é a seguinte:

1. Transgressão Mais Antiga. No Pleistoceno médio, o clima úmido promove a dissecação dos sedimentos Barreiras, a erosão regressiva e o recuo das cabeceiras. A pedogênese é intensificada especialmente pelas transformações geoquímicas ferralíticas, produzindo pacotes espessos de solos. É o ambiente ecológico da floresta ombrófila. O afogamento dos estuários pelo mar eleva o nível de base geral de erosão causando a deposição de sedimentos nas planícies de inundação. A progradação da linha de praia vai provocar a erosão das falésias.
2. A regressão que sucede a transgressão anterior se dá sob um clima semi-árido que promove intensa erosão laminar e o alargamento dos vales que assumem formas assimétricas. A rarefação da vegetação facilita a erosão dos solos pela concentração da pluviosidade. A ação dos movimentos de massa acentua a regressão das vertentes e a degradação da superfície dos interflúvios, enquanto na base das falésias erodidas na etapa anterior vai haver a deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos.
3. Máximo da Penúltima Transgressão há cerca de 120.000 anos A. P. no Pleistoceno médio, com o retorno do clima úmido e a pluviosidade elevada e bem distribuída, retorna o ambiente ecológico da Transgressão Mais Antiga, assim como os processos geomorfológicos e pedológicos. As vertentes são convexas, os talwegues escavados e os rios alongados pela ampliação da bacia hidrográfica. A elevação do nível do mar entre 6 e 10m provocou a dissecação dos Leques Aluviais, o mar retrabalhou a linha de falésias e o afogamento dos baixos cursos deram origem aos estuários atuais.
4. Regressão subsequente ao evento anterior com a construção de terraços pleistocênicos com materiais do Grupo Barreiras e remanescentes dos leques aluviais. Com a alternância para um clima mais árido retornam os seus efeitos morfogenéticos, pedológicos e ecológicos como a ampliação dos vales e a retomada erosiva dos solos pela rarefação da vegetação e a formação de dunas.
5. Evento transgressivo holocênico quando o mar subiu cerca de 5m, retrabalhando e dissecando as formações mais próximas à costa (terraços, falésias) e criando corpos lagunares pelo afogamento dos vales. Com a instalação do clima úmido a dissecação volta a predominar, junto com a erosão remontante e o reajustamento do nível de base. Nova frente de ação pedogenética.
6. Regressão do nível do mar e erosão das formas litorâneas e construção dos terraços marinhos holocênicos e das dunas. As lagoas perdem contato com o mar

e, colmatadas, evoluem para pântanos. Patamares são formados nas bordas dos lagos e sopés do Grupo Barreiras.

A figura 7.2 mostra uma representação esquemática de três estágios de evolução da paisagem nos sedimentos do Grupo Barreiras a partir da Transgressão Mais Antiga, seguida de regressão marinha e deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

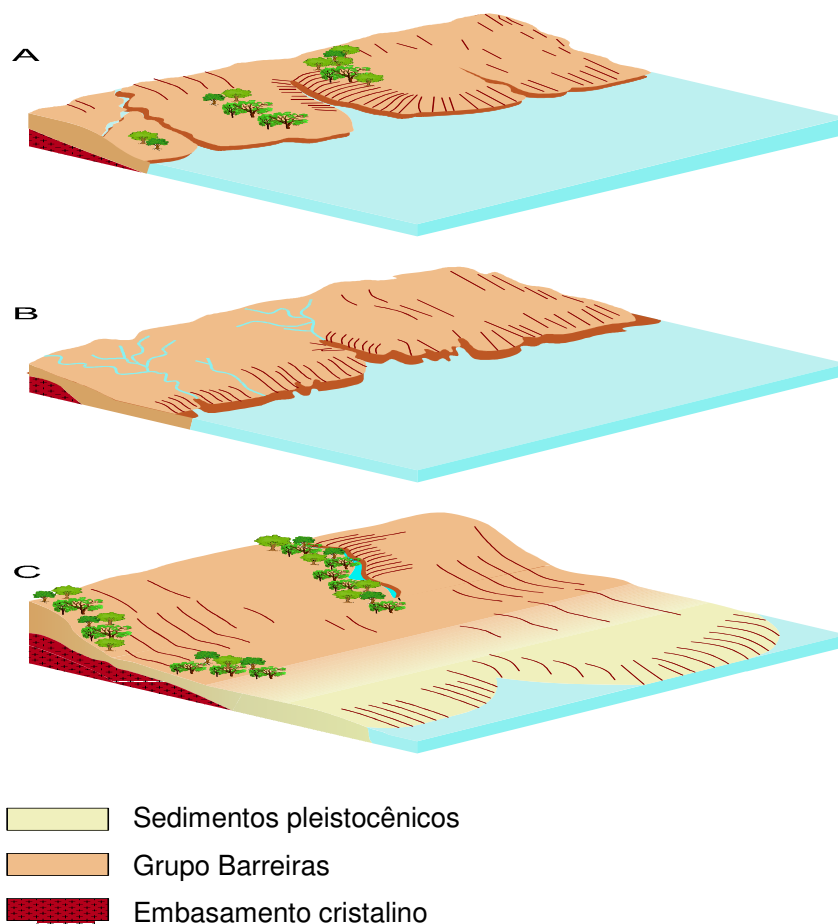


Figura 7.2. Representação esquemática em seqüência da Transgressão Mais Antiga (A) sobre os sedimentos Barreiras, seguida de regressão marinha e deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos (B e C).

7.3 Distribuição das formas de relevo na paisagem

As formas de relevo resultantes da evolução quaternária na área de estudo estão representadas pelos remanescentes dos Tabuleiros Costeiros com topos planos ou retilinizados, pelo planalto dissecado formando morros e cristas, pelas

colinas aplainadas e lombas dos depósitos pleistocênicos que constituem os leques aluviais, pela ocorrência de paleofalésias, terraços fluviomarinhas e pelos estuários, manguezais, dunas, cordões dunas (litorâneos), lagoas e praias. A ocorrência dessas formas está relacionada às transformações ambientais ocorridas no Quaternário, conforme considerações anteriores.

Os Tabuleiros Costeiros estão distribuídos espacialmente de forma fragmentada e esparsa, como remanescentes de uma morfodinâmica representada principalmente pela ação da dissecação sofrida pela sua superfície original então dominante na paisagem. Esses tabuleiros tornam-se contínuos e mais preservados na medida da sua interiorização. O Planalto Dissecado, forma de relevo com maior expressão territorial atual, representa a evolução morfológica dos Tabuleiros a partir da ação dos fatores da morfogênese, especialmente do trabalho da erosão remontante, a partir do recuo de cabeceira sobre os tabuleiros. Esta erosão remontante estaria associada a fases regressivas do mar, capazes de provocar o aprofundamento da drenagem e retomada de erosão fluvial, bem como aos processos de elaboração das vertentes e esculturação dos vales, relacionados ao tipo climático prevalente (Figura 7.3).

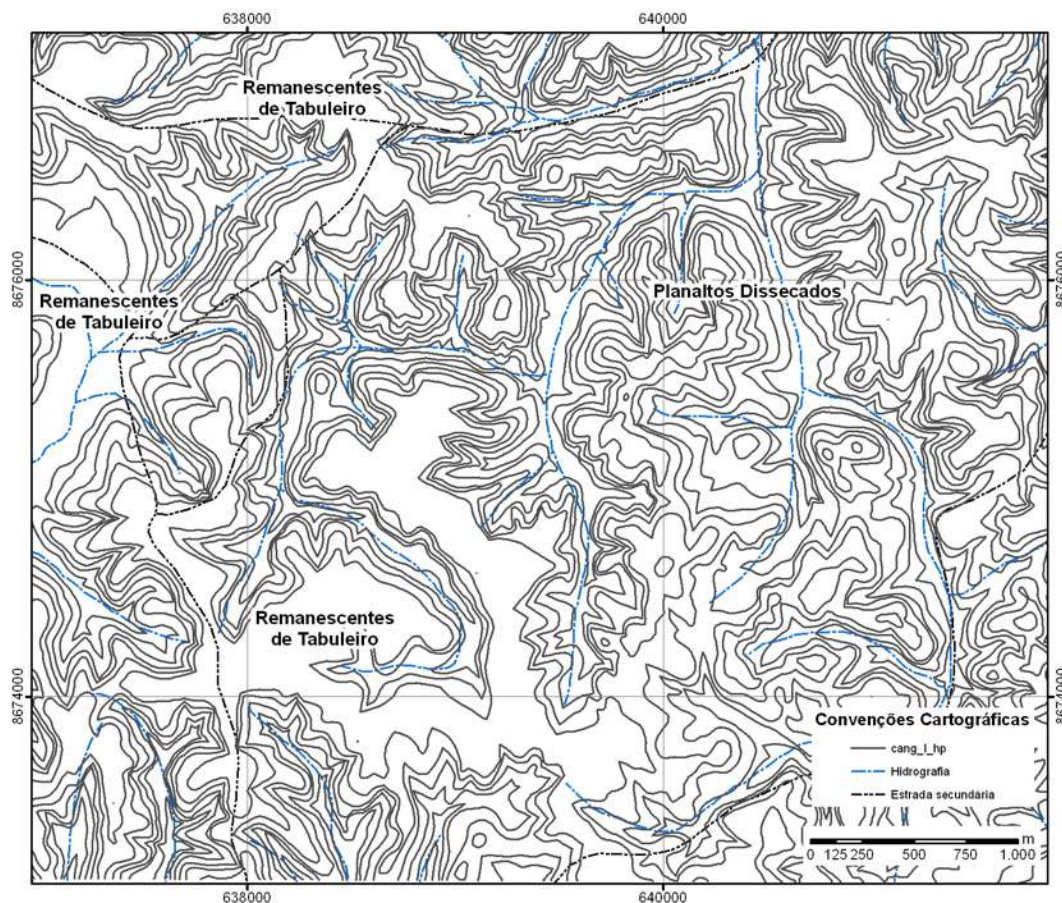


Figura 7.3. Cartograma mostrando a conformação topográfica dos remanescentes dos Tabuleiros e dos Planaltos Dissecados nos sedimentos do Grupo Barreiras.

Em seqüência aos Remanescentes dos Tabuleiros e ao Planalto Dissecado e antecedendo os depósitos holocênicos, encontram-se os sedimentos que formam os Leques Aluviais Pleistocênicos. Esses leques aluviais teriam se formado em um ambiente climático mais seco, anterior à Penúltima Transgressão, tendo em vista que esses depósitos foram erodidos pela mesma (MARTIN e outros, 1980). Essa superfície espalha-se sobre um compartimento rebaixado limitado por falhas geradas por ação da neotectônica a partir dos movimentos da flexura continental na foz do rio Itapicuru (BITTENCOURT e outros, 1982). Os terraços arenosos são encontrados na embocadura do rio Itapicuru. Bittencourt e outros (1982) atribuem aos períodos transgressivos pleistocênicos as acumulações posicionadas na parte mais interna da planície estuarina, enquanto na parte externa acham-se as acumulações mais recentes, referidas ao Holoceno. Os materiais herdados dos

eventos pleistocênicos foram retrabalhados durante a última regressão, que alcançou 80 a 100 m abaixo do nível atual, no período glacial Würm.

Os cordões litorâneos foram formados durante o Dunquerqueano, isto é, durante o máximo da última transgressão marinha (TRICART e SILVA, 1968). O seu alinhamento paralelo à linha de costa exerce uma função de bloqueio no caminho dos rios para a foz, ao desviar a trajetória dos canais que se dirigem ao mar (leste) para o norte, como é observado no traçado dos canais dos rios Itapicuru, das Pedras e das Pontes (Figuras 6.1 e 7.4).



Figura 7.4. Cordões dunares que se estendem ao longo da linha de costa, bloqueando os canais de drenagem em direção ao mar.

As formações dunares encontram-se sobre a planície litorânea dispostas paralelamente ao litoral, eventualmente em pequenos trechos recobrimdo as planícies marinhas ou fluviomarinhas do rio Itapicuru (Figura 7.5).



Figura 7.5. Dunas holocênicas no primeiro plano. Ao fundo, áreas úmidas e cordões dunas da planície litorânea.

7.4 Os sedimentos Barreiras

Na superfície coberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras são encontrados dois macro-sistemas morfo-pedogenéticos representados por: 1) remanescentes dos Tabuleiros Costeiros, com topos planos e vales bem entalhados e, com maior expressão territorial, 2) formas em morros, mesetas e colinas convexo/côncavas do Planalto Dissecado de topo convexo (Figura 7.3).

As linhas transversais (transeptos) A-B e C-D traçadas perpendicularmente a alguns dos principais canais de drenagem na bacia do rio Itariri (Figura 7.6), mostram os perfis desses sistemas e suas diferenciações morfológicas. O transepto A-B (Figura 7.7) apresenta os sedimentos Barreiras em uma morfologia dissecada onde os contornos dos vales e vertentes apresentam variações nos seus perfis, formando relevo de feições tabulares - remanescentes dos Tabuleiros Costeiros - e os elementos do Planalto Dissecado de topo convexo. Os entalhes possuem diferentes profundidades, com variações na amplitude altimétrica entre 20 m e 100 m. Os maiores desníveis são encontrados nas vertentes dos vales dos remanescentes dos Tabuleiros Costeiros, pois aí residem as superfícies cimeiras da área, enquanto nas superfícies do Planalto Dissecado os desníveis são menores, porém com maior variação na profundidade do entalhe. Os vales apresentam-se em forma de “V” para os tributários menores, em geral de 2ª ordem, enquanto nos tributários maiores passam a ter forma de “U”, chegando à formação de vales em manjedoura nos canais principais, onde se formam os terraços de várzea.

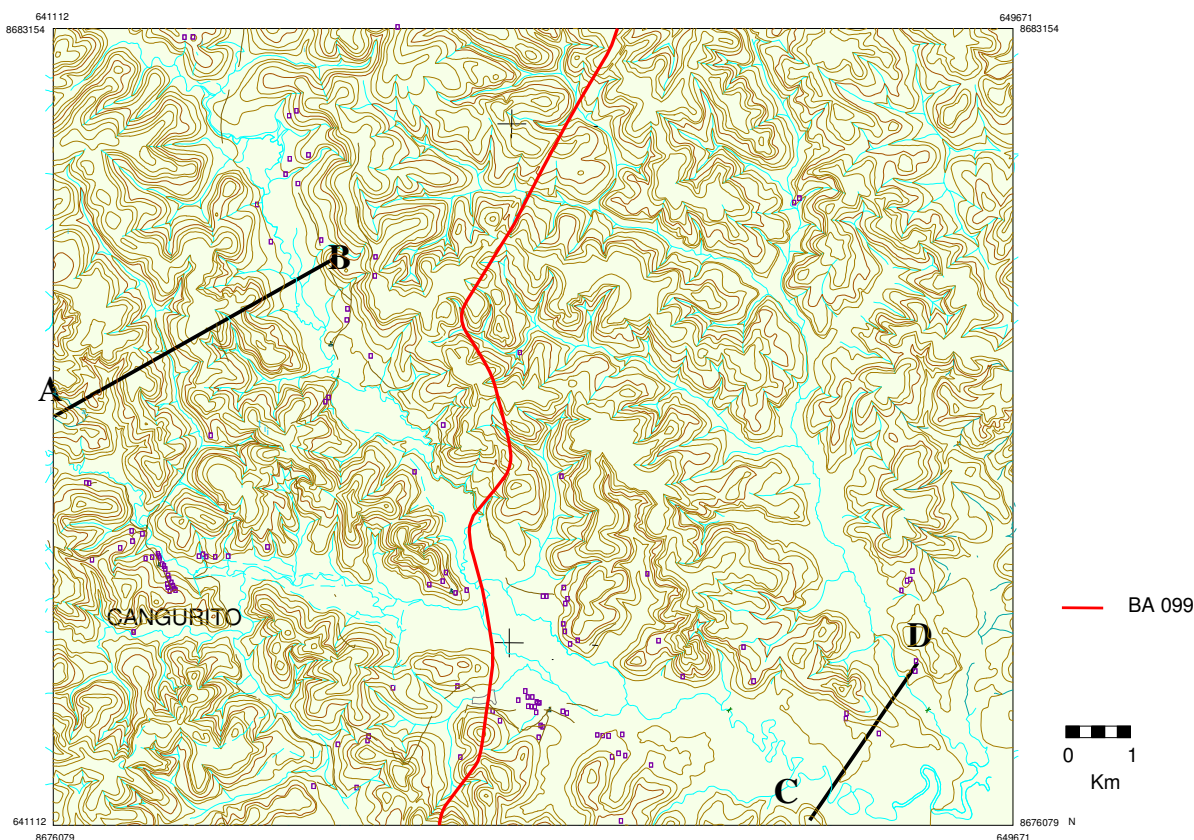


Figura 7.6. Localização dos transeptos A-B e C-D traçados na bacia do rio Itariri, para fins de elaboração dos perfis topográficos transversais.

Em associação aos perfis conceituais de Gerrard (1993) o transepto A-B, cuja declividade varia em torno de 10° a 20° , com extremos de 5° e 30° , e a profundidade do entalhe com amplitude que pode alcançar os 80 m, estaria relacionado à figura 8.3B, Capítulo 8, em que a suavização da encosta em setores com menor declividade (em torno de 10°), já possibilita o crescimento da vegetação ao longo da vertente, ocorrendo acumulação na baixa encosta e desmoronamento e terracamento na alta encosta. Deslizamento e movimento de cascalhos e fragmentos de rocha podem ocorrer em setores de maior declividade (20°).

O transepto C-D (Figura 7.8), no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Itariri, portanto mais próximo ao litoral, apresenta um perfil mais rebaixado em relação ao A-B, com amplos vales em manjedoura e entalhes com menor amplitude altimétrica, estando assim associado às figuras 8.3C, Capítulo 8, onde a vertente se encontra quase totalmente vegetada, ocorrendo desmoronamentos localizados,

rastejamento do solo e formação ocasional de cones de dejeção na base da vertente; e 8.3D, com a ocorrência de rastejamento localizado.

De oeste para leste os remanescentes dos Tabuleiros Costeiros e o Planalto Dissecado refletem os efeitos dos paleoclimas quaternários, responsáveis pelo carreamento das formações móveis e o aplanamento e entalhamento da superfície. Seus níveis altimétricos estão escalonados acompanhando a variação hipsométrica definida na paisagem, isto é, uma redução geral na altitude partindo do interior do continente em direção ao litoral (de 100 para 50m). Isso não impede que, próximo ao litoral, existam estruturas alinhadas (aproximadamente N-S) de paleofalésias do Barreiras, cuja altitude se aproxima ou mesmo ultrapassa aquelas mais interiores (Figura 7.13).

Em ambos os perfis, a distribuição dos solos nas toposseqüências encontra-se em catena e relacionados à evolução da bacia de drenagem e, conseqüentemente, do relevo.

Perfil Transversal AB

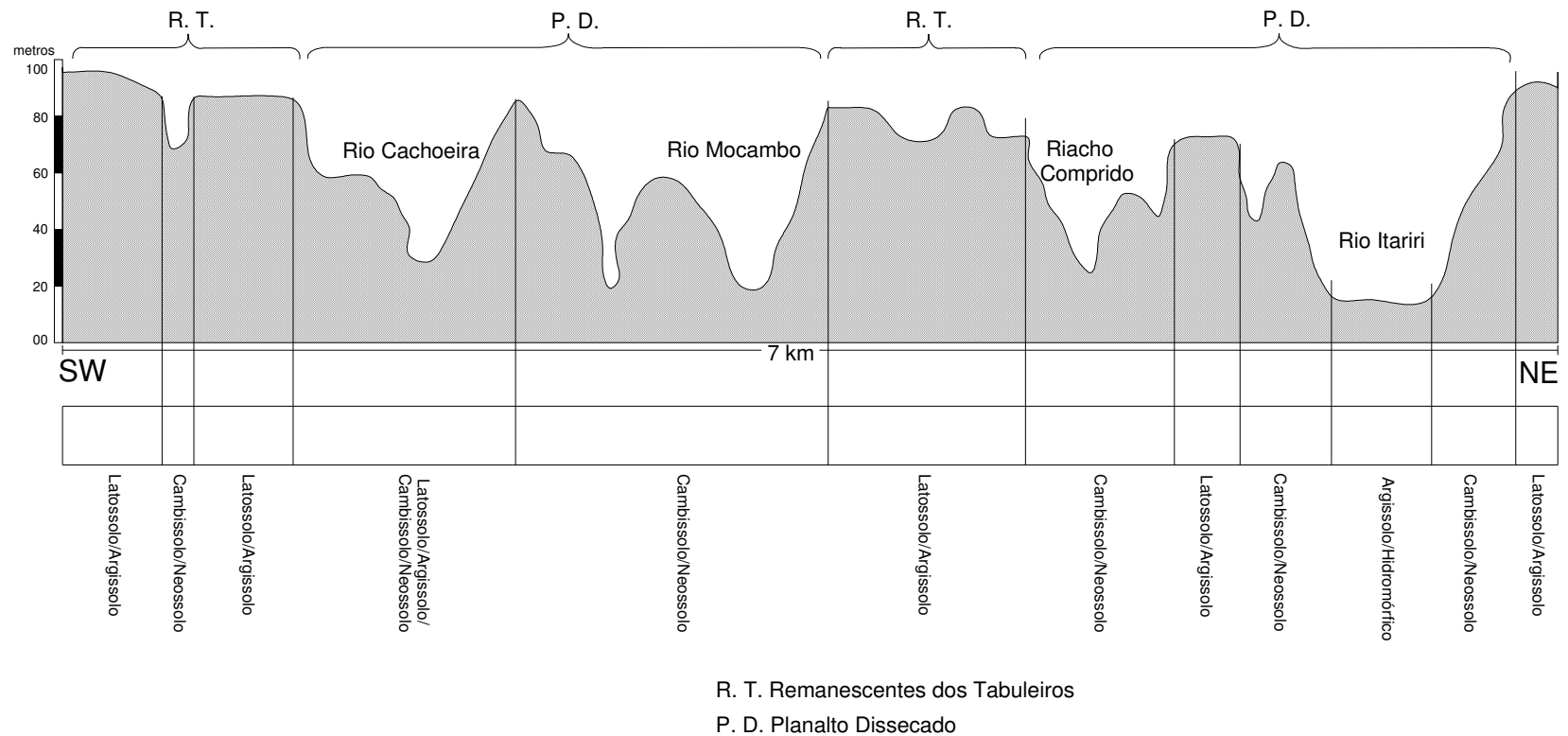


Figura 7.7. Perfil topográfico transversal ao rio Itariri apresentando as variações do relevo nos remanescentes dos Tabuleiros Costeiros e Planalto Dissecado. Os solos encontram-se nos diversos segmentos de vertentes, em geral distribuídos em catena. Distância horizontal: 7 km.

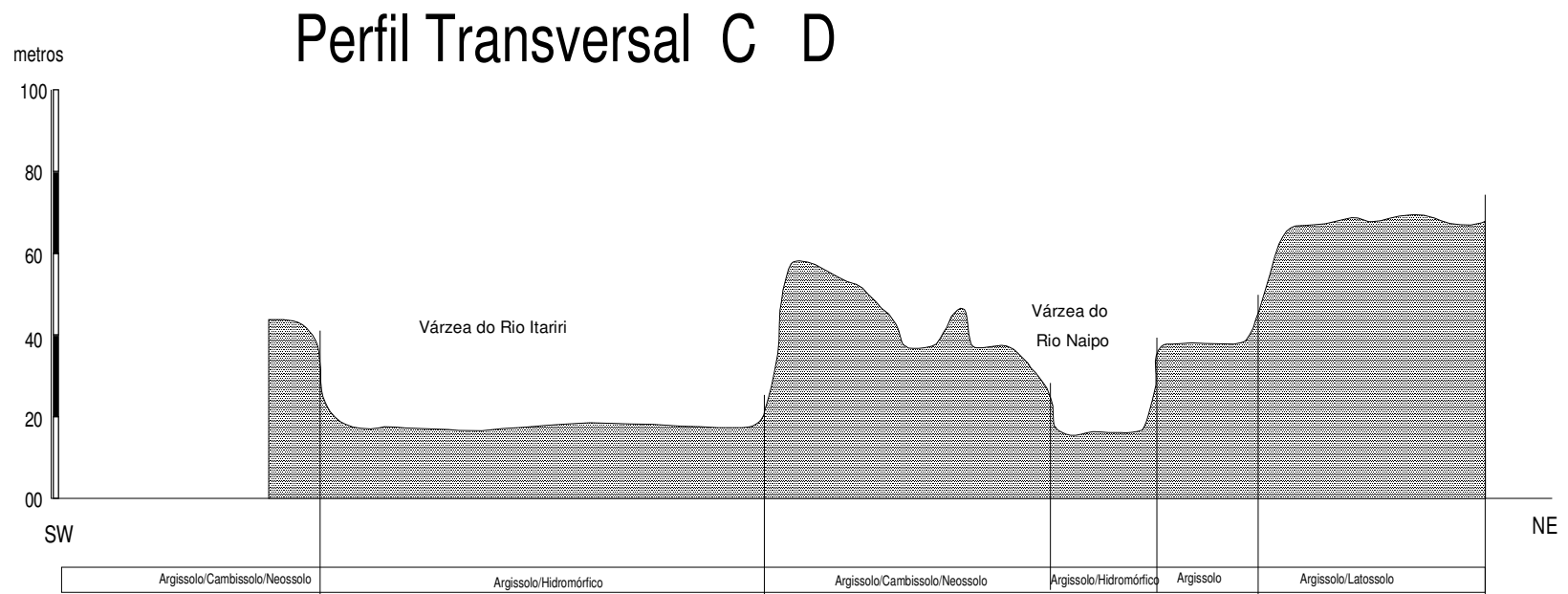


Figura 7.8. Perfil topográfico transversal ao rio Itariri próximo à sua foz, apresentando um relevo rebaixado em relação às superfícies a montante. Esse rebaixamento está relacionado à erosão remontante fruto de alterações do nível de base, transgressões e regressões marinhas e à reativação neotectônica. Apresenta vales amplos em U, onde se encontram várzeas e áreas úmidas com manguezais por influência das marés. Os solos encontram-se em geral distribuídos em catena nos diversos segmentos das vertentes, com predomínio de Argissolos distróficos Tb e Solos Hidromórficos. Distância horizontal: 4,5 km.

Os remanescentes dos Tabuleiros estão dispostos em estreitas faixas, compondo interflúvios entre as bacias hidrográficas locais, ponto de partida de tributários de primeira e segunda ordem, principalmente, que entalham encostas abruptas cuja declividade pode alcançar os 30°. Os remanescentes mais interiores correspondem aos pontos de maior altitude da área. Quanto mais elevado o valor da amplitude altimétrica, maior a energia cinética aplicada às vertentes e, conseqüentemente, maior é a capacidade de deslocamento do material, principalmente se associada a elevadas declividades e dissecação.

Os graus de dissecação nos remanescentes dos tabuleiros (Dt), segundo a metodologia preconizada por Ross (1996), são: Dt 3,3; Dt 3(3,2); Dt 4,3; Dt 4,(3,1) e Dt 4(3,2), portanto com dimensão interfluvial entre 250 a 1750 m e classes de dissecação média e forte, onde a altitude pode estar acima dos 100 m, podendo alcançar os 120 m (Figuras 7.3, 7.7, 7.8 e 7.9). Esses valores estão coerentes com a intensa ação dos fatores da morfogênese na elaboração do relevo, conforme já observado.

Os elementos geomorfológicos desses tabuleiros estão representados por topos aplainados onde podem ocorrer as depressões circulares arenosas, que estabelecem importante interação morfopedogenética entre Espodossolos, Argissolos e Latossolos (Capítulo 5). Os alvéolos individualizados nas vertentes podem coalescer originando os anfiteatros, que são paleoformas geradas nas retomadas erosivas sob climas mais secos, em que os materiais móveis são evacuados a partir da sufosão e da ação mecânica das torrentes. Esse processo pode evoluir para a mamelonização das formas onde a dissecação da morfologia tabular pela da erosão remontante, o recuo de cabeceiras e a denudação direcionam a morfogênese para a elaboração do Planalto Dissecado com topos convexos e concordantes (TRICART e SILVA, 1968) (Figura 7.10).



Figura 7.9. Superfície aplainada de um remanescente dos Tabuleiros Costeiros, mostrando uma superfície cimeira com extensão de interflúvio com mais de 1 km.

O modelado denudacional de topo convexo ou Planalto Dissecado representa a ação dos processos geomorfológicos sobre a morfologia dos Tabuleiros correspondendo, portanto, a uma evolução do relevo tabular submetido aos diversos ciclos de dissecção. Apresenta os seguintes graus de dissecção: Dc 2,2; Dc 2,3; Dc 3,3; Dc 4,2; Dc 4,3 e Dc 5,2, indicando uma dissecção predominantemente média a forte, com extremos fraco e muito forte e dimensão interfluvial variando de média a grande. A altitude média dos interflúvios está em torno de 80 m, porém com pontos cotados que podem ultrapassar esse valor. Esse modelado encontra-se em forma de colinas e topos abaulados, eventualmente aguçados, com vertentes convexas e convexo-côncavas causadas pelos entalhes e pelos movimentos de massa, cuja declividade pode variar de 6° a 20° graus sendo que em pontos localizados podem ocorrer entalhes mais fortes, com a declividade variando de 12° a 24° graus (Figuras 7.3, 7.6, 7.7 e 7.10).



Figura 7.10. Formação de alvéolos no Barreiras, cuja coalescência leva à formação de anfiteatros. A mamelonização das formas, a erosão remontante e o recuo de cabeceira levam à formação do Planalto Dissecado.

Dentro do conjunto morfológico do Barreiras encontram-se vales largos, de fundo chato, contendo planícies aluviais ou várzeas, encontrados nos rios Itariri e nos riachos do Naipo, Mocambo e Jacu, principalmente. Formam o relevo Agradacional de Planície Fluvial (TRICART e SILVA, 1964; BRASIL, 1983), cuja origem e evolução encontra-se discutida no Capítulo 6 (Figuras 6.3, 7.7 e 7.8).

7.5 Leques aluviais pleistocênicos

7.5.1 Considerações gerais

Os Leques Aluviais Pleistocênicos são tidos como resultado da deposição de sedimentos em períodos de regressão marinha, numa área inicialmente coberta por sedimentos do Grupo Barreiras e erodida por ação de transgressões marinhas, especialmente a mais antiga. No local, formam uma superfície limitada de forma irregular a leste pelos brejos e pântanos das áreas úmidas holocênicas e ao sul, norte e oeste pelos sedimentos do Grupo Barreiras que se constituem em paleofalésias resultantes das transgressões marinhas. A ocorrência de seqüências sedimentares basais ou mesmo superiores de sedimentos do Grupo Barreiras em vários locais dessa superfície pode ser considerada, portanto, como absolutamente natural dado os antecedentes geocronológicos.



Figura 7.11. Superfície dos Leques Aluviais em primeiro plano. Ao fundo, colinas rebaixadas do Planalto Dissecado do Barreiras.

Na área de estudo, os Leques Aluviais Pleistocênicos encontram-se embutidos entre o Planalto Dissecado dos sedimentos Barreiras em ambas as margens do baixo rio Itapicuru, podendo se estender, em uma dimensão regional, desde a borda dos Tabuleiros (distrito de Altamira) até a cidade de Conde, próxima do litoral, em forma de lombas largas (Figuras 2.1, 7.11, 7.12, 7.13 e 8.12). Essas acumulações recobrem rochas do cristalino, nas superfícies mais próximas ao rio Itapicuru, onde alcançam as maiores altitudes (35 a 40 m) e nos canais principais da rede hidrográfica ou sedimentos basais do Barreiras em situações de menor altitude. Geralmente apresentam-se como sedimentos arenosos amarelos contendo seixos de quartzo ferruginizados ou não, muitas vezes recobrimdo uma camada de saprólito argiloso de cor variegada. Paleofalésias representadas por ressaltos ou em formas de colinas envolvem esses depósitos sedimentares, cujas características dos materiais identificam sua origem continental, relacionada com leques de espraiamento do rio Itapicuru precedendo os depósitos marinhos, fluviomarinhos e lagunares da planície holocênica (BRASIL,1983).

No curso superior dos rios das Pedras, das Pontes e do segmento do rio Itapicuru inserido na área, as nascentes alimentam canais que drenam as vertentes formadas pelas paleofalésias dos sedimentos do Grupo Barreiras, antecedentes à área dos Leques Aluviais. No curso que drena a superfície dos Leques, tributários de 1^a e 2^a ordens, alguns adaptados a linhas de fraturas, cortam sedimentos formados por areias e seixos quartzosos. Em algumas depressões, para onde é drenada

grande parte da água superficial e sub-superficial, a elevação sazonal do lençol freático aflora em alguns pontos formando lagoas temporárias.

7.5.2 Os Leques Aluviais e a Neotectônica

Como discutido no Capítulo 3, a morfogênese da faixa costeira do Brasil, abrangendo grande parte dos Tabuleiros Costeiros deve-se a um controle flexural onde cargas de sedimentos depositadas teriam reativado falhas antigas e poderiam nuclear novas falhas. Esses efeitos tectônicos pós-Barreiras geraram falhamentos perpendiculares e oblíquos ao litoral e orientaram a formação de “canyons”, posteriormente afogados, originando uma reentrância em forma de “V”, como observado na foz do rio Itapicuru, que se apresenta com um compartimento rebaixado limitado por falhas reativadas (BRASIL, 1983; BITTENCOURT e outros, 1982, 1999).

Feições geomorfológicas de origem tectônica podem ser vistas ao longo da planície costeira, onde a alternância entre grabens e horsts é responsável pelo suporte estrutural costeiro. Os blocos soerguidos (horsts) vêm sendo dissecados enquanto os falhados rebaixados (grabens) são capeados por terraços aluviais, dunas de areias ou ambos. Saadi, 1992 e Bezerra, 2001, referem-se aos grabens dos baixos cursos fluviais e aos blocos basculados adjacentes a esses grabens como indicadores de neotectonismo no Grupo Barreiras.

7.5.2.1 Estudo geofísico

O estudo geofísico foi realizado em um segmento da BA-099, localizado no compartimento rebaixado encontrado no baixo curso do rio Itapicuru, próximo à sua foz (Figura 7.13). Para esse estudo foi utilizado o método da eletrorresistividade, com o objetivo de identificar algumas características de sub-superfície correlacionadas a litologias cenozóicas assim como a ocorrência de estruturas geológicas que, de alguma forma, pudessem interferir na evolução morfo-pedogenética da superfície denominada de Leques Aluviais Pleistocênicos.

7.5.2.1.1 Análise dos dados e discussão

A interpretação dos dados do perfil geoeletrico das sondagens verticais (SEV'S) mostrou uma variação importante na resistividade dos materiais, que corresponde tanto a diferentes litologias de sub-superfície como a variação na profundidade do embasamento cristalino na área (Figura 7.12. Tabelas com os dados no apêndice B). Esses dados possibilitaram a seguinte avaliação: 1) Os valores da resistividade das primeiras camadas são relativamente elevados, com variações quase sempre acima da ordem de 10^3 ohm.m em praticamente todas as estações, podendo alcançar até 10^4 ohm.m Essa resistividade elevada se deve, possivelmente, à existência de um material seco, predominantemente quartzoso, compactado, associado à ocorrência de material laterítico. Observações em perfis pedológicos com até três metros de profundidade e em cortes de estradas com seis metros, mostram a ocorrência de Espodossolos, Neossolos Quartzarênicos, Argissolos e Latossolos, portanto coerente com a litologia quartzosa; 2) entre as estações de sondagem E 2 e E 4 os valores da resistividade aparente em profundidade são relativamente baixos, não se encontrando valores coerentes com aqueles do embasamento cristalino. Eles voltam a ocorrer a grandes profundidades (200, 260 e 650 m) nas estações E 5, E6 e E 7. Alguns valores mais baixos (42, 33, 75 ohms) podem estar relacionados a sedimentos argilosos saturados com água; 3) a partir da estação 9 valores elevados de resistividade da ordem de 10^3 e até próximo a 10^5 ohm.m, aparecem após a segunda ou terceira camada, sugerindo que o embasamento cristalino se encontra mais próximo à superfície nesse trecho da sondagem.

Perfil Geométrico

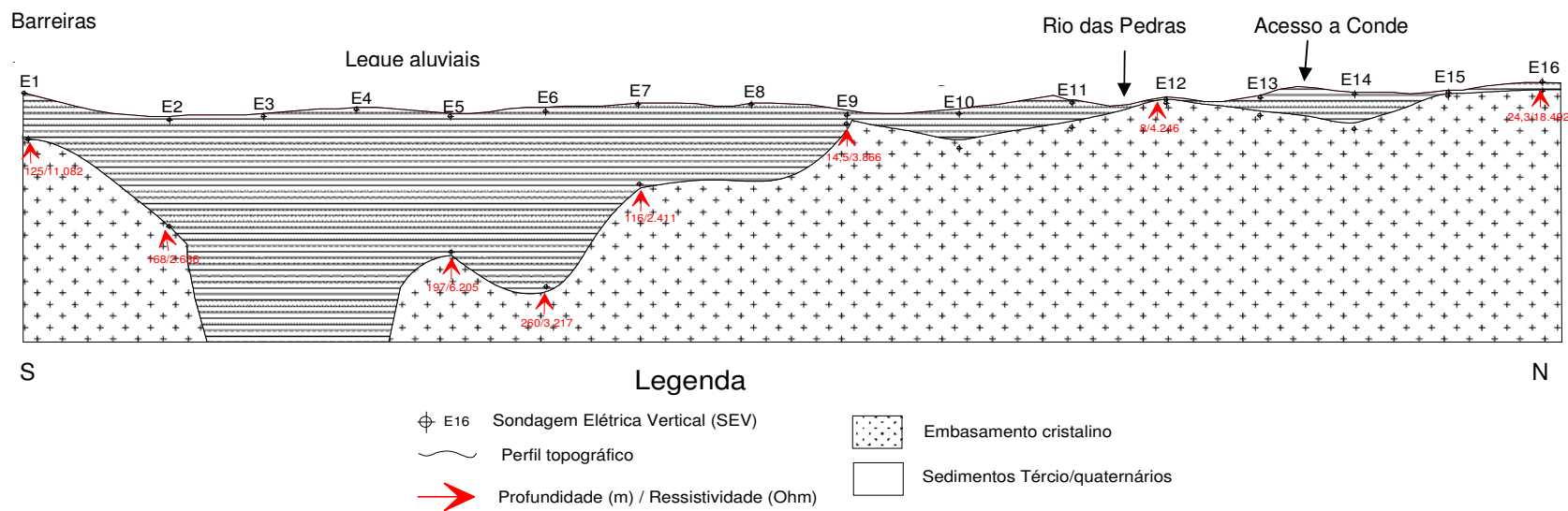


Figura 7.12. Perfil Geométrico das SEV'S realizadas no trecho da BA-099, Linha Verde, entre o assentamento Sempre Vida, no Barreiras e a ponte sobre o rio Itapicuru.

Esses dados conferem à área estudada um cenário geológico onde é possível a visualização de três compartimentos diferenciados ao longo do perfil topográfico da Linha Verde: o primeiro, correspondendo à sondagem E 1, sobre os sedimentos do Grupo Barreiras onde, após a seqüência de valores de resistividade relacionada a sedimentos, a resistividade aparente de 11.082 ohm.m é indicadora do embasamento cristalino; em seguida, o segundo compartimento se configura a partir da sondagem E 2 quando os valores elevados de resistividade praticamente desaparecem em sub-superfície, ocorrendo apenas a grande profundidade nas sondagens das estações 5, 6 e 7 voltando a desaparecer na sondagem 8; o terceiro compartimento se configura a partir da E 9, quando os valores da resistividade sugerem a presença do embasamento cristalino mais próximo à superfície.

O segmento da rodovia estudado pertence, portanto, a esse contexto neotectônico, onde o embasamento encontra-se falhado, fraturado e com geometria semelhante a um paleovale. Tem-se então uma possível falha no contato Barreiras/Leque (E1/E2) onde se inicia o paleovale; outra no contato das estações E8/E9, no outro extremo do paleovale, quando o embasamento cristalino se torna mais superficial, aflorando no corte de estrada próximo ao rio Itapicuru, sugerindo a existência de um bloco rebaixado. Essa estrutura geológica se manifesta em superfície através de lineamentos estruturais indicando fraturas que vão exercer o controle na hidrografia, particularmente nas bacias dos rios da Pedra e das Pontes. Por sua vez, a existência dessas pequenas bacias hidrográficas (rios da Ponte e da Pedra) parece estar diretamente relacionada à existência desse “canyon”, considerando-se que sua área de captação encontra-se inteiramente contida nesse vale e no seu prolongamento em direção ao continente (oeste), cujos limites e interflúvios se encontram nos sedimentos do Grupo Barreiras. Esse “canyon” poderia, portanto, corresponder ao graben dos baixos cursos fluviais indicadores de neotectonismo no Grupo Barreiras de Saadi, 1992 e Bezerra, 2001 (Figura 7.13).

Observa-se que existe uma relação positiva entre o relevo da área e os três compartimentos identificados a partir dos dados da SEV. Naqueles com o embasamento cristalino mais próximo à superfície, isto é, nas extremidades do paleovale, o relevo apresenta-se mais dissecado e com as maiores cotas de altitude; na superfície que configura o paleovale com maior profundidade, preenchido com espesso pacote de sedimentos, o relevo apresenta-se em colinas planas.

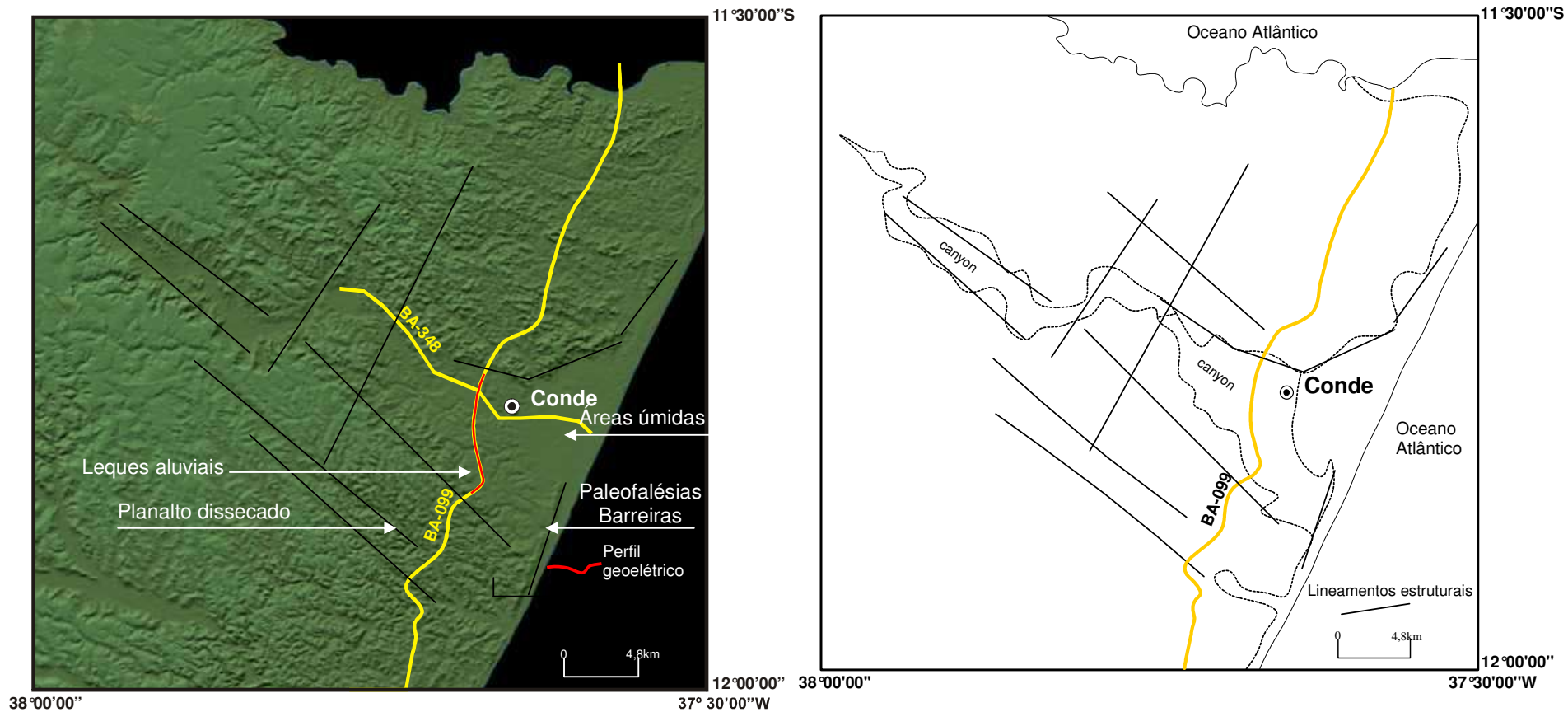


Figura 7.13. Imagem de satélite onde é possível a visualização dos Tabuleiros Costeiros e seus remanescentes, do Planalto Dissecado, Leques Aluviais e do alinhamento de paleofalésias Barreiras sub-paralelas à linha de costa, assim como os lineamentos estruturais. O overlay destaca o “canyon” ou graben do rio Itapicuru em uma superfície rebaixada limitada por falhas, formado pelas áreas úmidas pantanosas que antecedem a cidade de Conde, seguida do vale que adentra o continente sentido NW. Em seqüência, em um patamar superior ao vale e antecedendo o Planalto Dissecado, superfícies aplainadas e parcialmente dissecadas formam os Leques Aluviais. Lineamentos estruturais definem o “canyon” e mostram a influência da neotectônica na área.

7.5.2.2 Evolução paleogeográfica dos leques aluviais pleistocênicos

Na área estudada, a superfície dos Leques Aluviais encontra-se no contexto tectônico descrito acima. A deposição dos sedimentos desta superfície, nesta parte do litoral baiano, ocorreu a partir da reativação neotectônica e à conseqüente configuração geométrica assumida desde este evento, com a formação de um “canyon”, que facilitou o maior recuo da linha de costa em períodos transgressivos, neste local. A formação de um contorno de paleofalésias no Grupo Barreiras em torno deste “canyon” criou os interflúvios das bacias dos rios da Ponte, das Pedras e de parte do baixo Itapicuru, e uma importante fonte de sedimentos para o preenchimento do paleovale e demais superfícies rebaixadas nos períodos de regressão marinha (Figura 6.1, Capítulo 6).

A evolução paleogeográfica teria então acontecido na seguinte seqüência:

- Reativação neotectônica e evolução do compartimento rebaixado (canyon) na foz do rio Itapicuru, provavelmente no Mioceno/Plioceno (Figura 7.13);
- Sedimentação terciária do Grupo Barreiras cobrindo grande parte da superfície litorânea e pré-litorânea no Plioceno, inclusive a superfície rebaixada. Essa sedimentação teria preenchido parcial ou totalmente o compartimento rebaixado (Figura 7.14, 1);
- Recuo da linha de costa durante o Máximo da Transgressão Mais Antiga com maior avanço do mar através do “canyon” e erosão dos sedimentos continentais (Barreiras). Formação das falésias interiores nos sedimentos do Grupo Barreiras (Figura 7.14, 2);
- Período regressivo com erosão parcial do Barreiras, das escarpas e falésias formadas na Transgressão Mais Antiga, e intensa sedimentação com o preenchimento dos paleovales; formação dos Leques Aluviais e desenvolvimento das bacias hidrográficas dos rios da Pedra e da Ponte (Figura 7.15, 1);
- Períodos transgressivos (Penúltima e Última Transgressões) e regressivos seguintes associados a mudanças climáticas moldaram a atual configuração dessa parte do litoral da Bahia (Figura 7.15, 2).

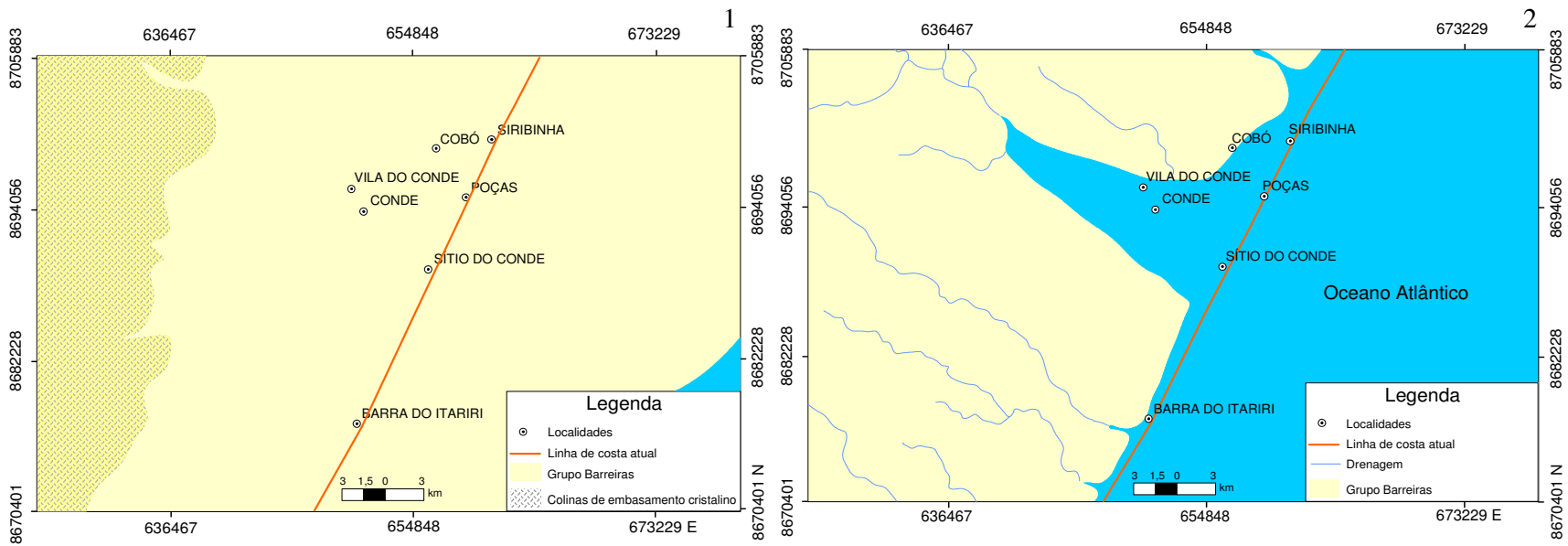


Figura 7.14 As figuras mostram a evolução geológica/geomorfologia da área, a partir da sedimentação terciária do Grupo Barreiras (1), seguida do máximo da Transgressão Mais Antiga (2).
 Fonte: adaptado de Esquivel, 2006.

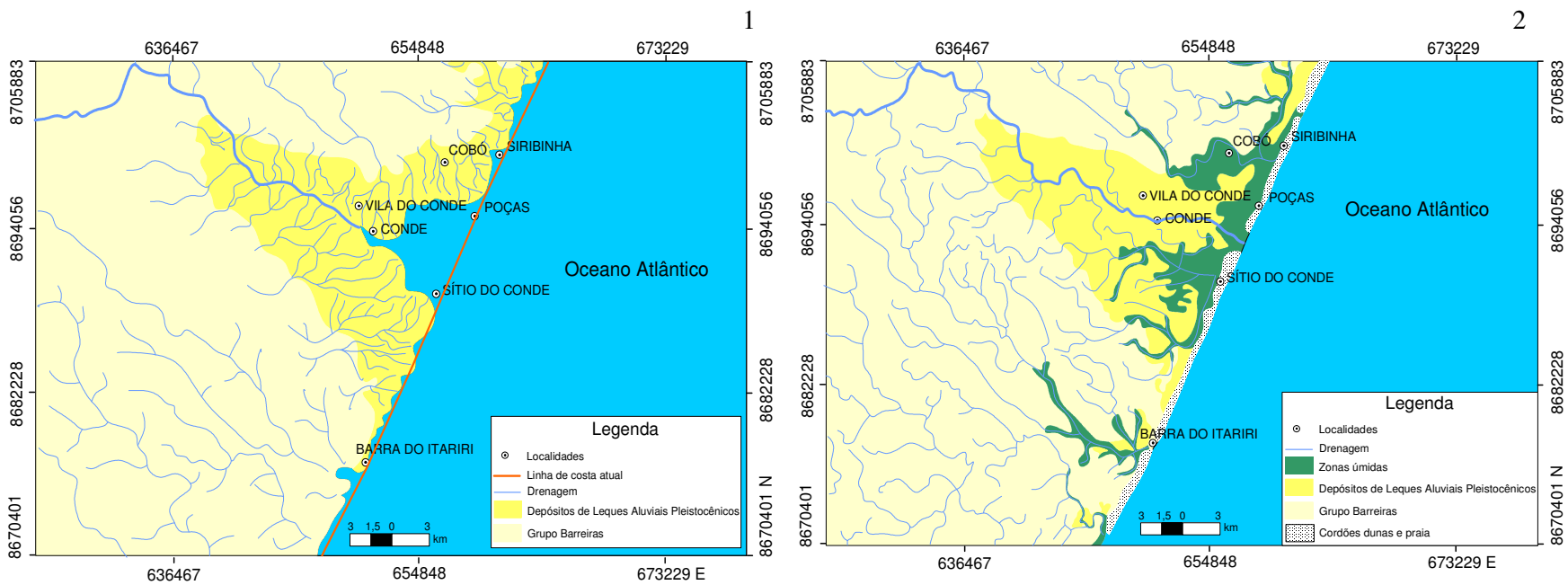


Figura 7.15. Em seqüência aos eventos da Figura 7.14, a imagem da esquerda (1) apresenta a deposição dos Leques Aluviais Pleistocênicos, seguida da atual configuração da área (2), após o penúltimo e último períodos transgressivos.
 Fonte: adaptado de Esquivel, 2006.

A interpretação dos dados dos horizontes geoeletricos das sondagens elétricas verticais (SEV'S) mostrou uma variação importante na resistividade dos materiais, que corresponde tanto a diferentes litologias de sub-superfície como a variação na profundidade do embasamento cristalino na área. A grande espessura do pacote sedimentar que se acumula neste paleovale e suas características estruturais relacionam esta superfície ao cenário dos eventos neotectônicos relacionados acima.

Os sistemas morfo-pedogenéticos nos Leques Aluviais se desenvolveram relacionados à natureza da superfície geomórfica, considerando as diferentes situações de deposição dos sedimentos e os processos envolvidos na evolução dessa paisagem, conforme assinalado e discutido no Capítulo 8.

De uma maneira geral essa superfície apresenta: 1) um relevo de colinas que conserva setores aplainados mais ou menos extensos, onde a declividade média se encontra em torno de 2°. Superficialmente aparentam campos arenosos que se estendem em direção às áreas úmidas, que é o sentido dos principais canais de drenagem; 2) relevo em lombas onduladas nas extremidades do perfil sendo que o local da primeira sondagem geoeletrica (E1) corresponde a uma colina coberta por sedimentos do Grupo Barreiras que supostamente também sofreu um abatimento tectônico. A partir da sondagem geoeletrica E9 o embasamento cristalino se torna menos profundo, às vezes aflorando. O rio das Pedras comporta canais retilíneos por controle estrutural produzindo vales encaixados às vezes alcançando o embasamento cristalino, definindo um relevo com vertentes de menor amplitude e maior declividade. Essa estrutura sedimentar assemelha-se àquela do Grupo Barreiras, sugerindo que se trata de sedimentos remanescentes desse Grupo a transgressões e regressões marinhas quaternárias, cuja ocorrência se dá de forma pontual entre os sedimentos quaternários dos Leques Aluviais (Figura 7.16) como já observado no Capítulo 5.

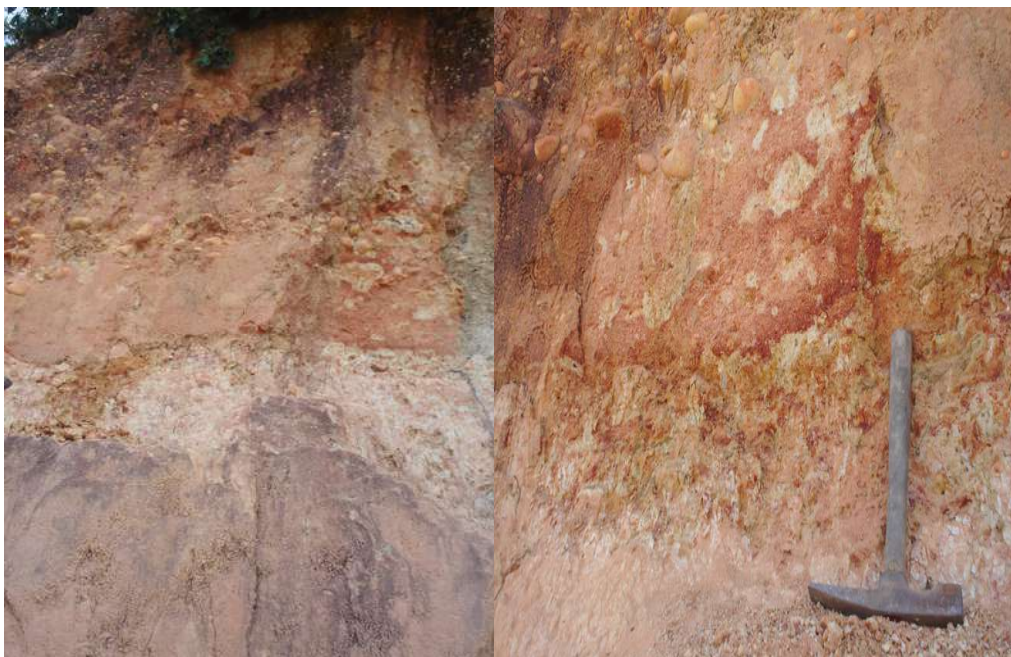


Figura 7.16. Seqüência sedimentar semelhante a encontradas no Grupo Barreiras, aflorando na superfície dos Leques Aluviais.

Certamente a forma da superfície da cobertura sedimentar aí depositada acompanhou o contorno topográfico do embasamento cristalino pré-existente, assim como todas as deformações que porventura vieram a ocorrer posteriormente à sedimentação primitiva.

8 INTERAÇÕES MORFO-PEDOGENÉTICAS

8.1 Considerações gerais

A dinâmica do sistema solo-geomorfologia resulta da combinação de influências externas como a atividade tectônica, flutuações climáticas e mudanças internas como intemperismo, movimento de massa e mudanças no uso da terra.

Os estudos realizados nos capítulos relacionados à Caracterização do Relevo no Quaternário e Caracterização Hidrográfica, a partir de referências e constatações na área estudada, mostraram uma morfodinâmica dependente das mudanças climáticas quaternárias, associada a um controle estrutural determinado pela reativação neotectônica. Enquanto isso, nos solos, o intemperismo, a remoção de horizontes e camadas, exposição de outras, alterações na dinâmica hídrica e da matéria orgânica, promoveram a adequação do desenvolvimento pedológico a uma nova dinâmica ambiental.

Nos sedimentos do Grupo Barreiras os vales se formaram pela dissecação do sedimento a partir da erosão remontante, evidenciando não apenas a forma das vertentes, mas também a importância da evolução da rede de drenagem na elaboração do relevo, cuja distribuição na paisagem corresponde a uma cronossequência evolutiva. As vertentes são formas construídas a partir do intenso intemperismo químico favorecido pela umidade de fases climáticas do Quaternário, da pedogênese com os mecanismos de dissolução, hidrólise, que promovem a transformação dos produtos da alteração com o colapso da estrutura ferro-argila e a lixiviação dos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, instabilizando os horizontes superficiais, liberando os finos e solutos e preparando os horizontes superficiais para a ação da erosão mecânica (BOULET, 1974; BOULET e outros, 1977), associado a uma forte dissecação do clima tropical úmido. O desenvolvimento dos solos e a evolução das vertentes estão relacionados a determinantes ambientais prevalentes como as condições climáticas, vegetação, intemperismo e tectônica.

Para a compreensão da dinâmica das interações morfo-pedogenéticas é necessário o estudo preciso de um componente da paisagem representativo da ação dos processos, fatores e mecanismos morfo-pedogenéticos; esse componente é

então representado pela vertente, cuja evolução é o resultado de interações contínuas entre o desenvolvimento da forma e do solo.

8.2 Forças direcionais e estabilidade da vertente

Em uma vertente, a força da gravidade age verticalmente para dentro em direção ao centro da Terra, mas pode ser separada em suas componentes: uma paralela à superfície da vertente e a outra, perpendicular. Se o ângulo da vertente aumenta, a magnitude do componente gravitacional paralelo à superfície aumenta, variando de zero na superfície horizontal, ao máximo na vertente vertical.

A magnitude da componente paralela à vertente está relacionada à força gravitacional total (F_g) da seguinte forma: $F_p = F_g \sin\theta$, onde F_g é o peso em Kg e θ o ângulo da vertente.

Se o ângulo da vertente aumenta, o $\sin\theta$ aumenta e F_p variará de 0 na superfície horizontal ao máximo (F_g) numa vertente vertical.

A componente normal (F_n), perpendicular à vertente está relacionada à força gravitacional (F_g) da seguinte forma: $F_n = F_g \cos\theta$. A importância de F_n é que se ela cresce, a força de atrito entre um objeto qualquer e a superfície também cresce. O valor do $\cos\theta$ diminui se o ângulo cresce, então F_n é máxima na posição horizontal e decresce progressivamente a zero na vertente vertical (Figura 8.1).

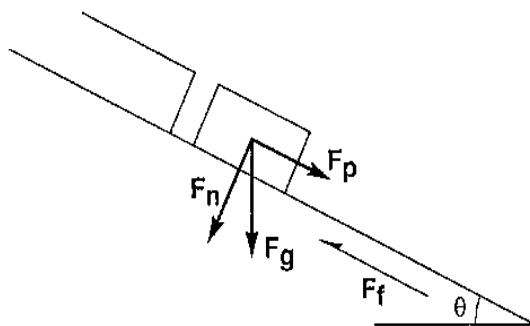


Figura 8.1. Ação das forças direcionais na vertente.

A força gravitacional agindo com a massa do material em uma encosta pode ser correlacionada a um bloco em um plano inclinado.

O movimento de massa ocorre quando a força diretora da gravidade F_p , que tende a fazer o material se deslocar para baixo na encosta, excede a resistência friccional (atrito) do material da encosta. A magnitude da força dirigida no processo de movimento de massa depende: 1) da massa do material envolvido no movimento e 2) do ângulo da encosta. Quando a força diretora excede a força de atrito, a porção do material se desloca e começa a se mover. Esse movimento é determinado pela declividade da encosta, pelo atrito e pelas propriedades físicas do material, isto é, se ele se comporta como um sólido elástico, sólido plástico ou um fluido (EASTERBROOK, 1999).

A instabilidade da vertente acontece a partir de processos atuantes no solo, regolito ou rocha, produzidos por forças externas as quais reduzem a resistência de atrito, resultando na desagregação das estruturas e ruptura do equilíbrio da vertente. A água freqüentemente se constitui no mais importante fator de instabilidade da encosta, na medida em que a saturação do material aumenta o seu peso, aumenta o efeito da pressão de fluido nos poros (pressão da porosidade), produz mudança de volume nas argilas gerando fraturas (alternância entre expansão por umidade e contração por ressecamento), e na redução do componente gravitacional perpendicular à vertente (Figura 8.2).

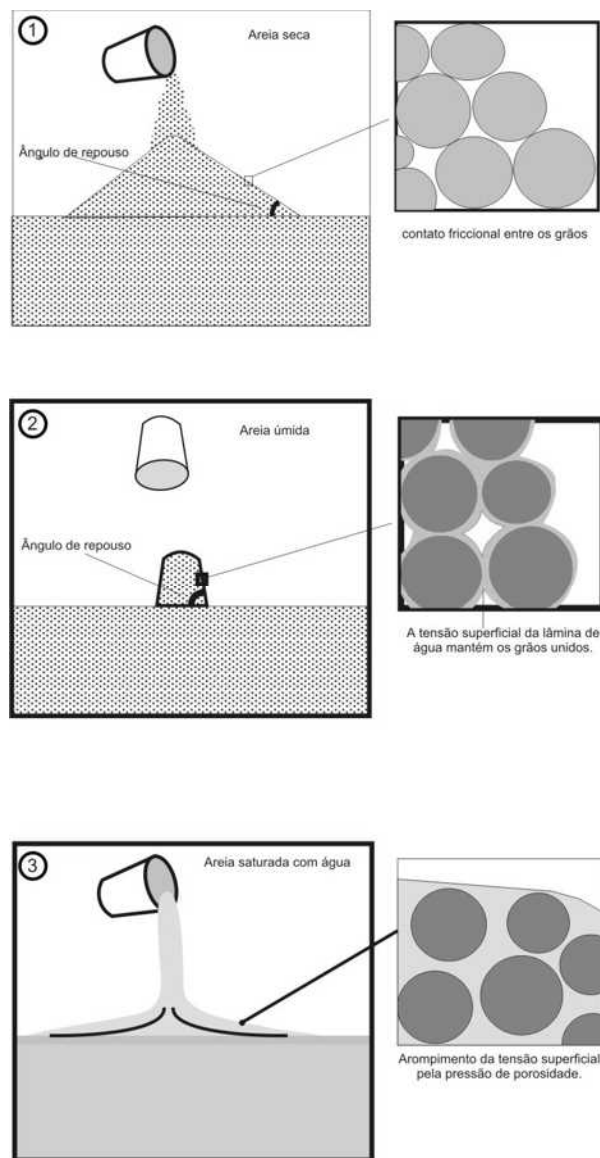


Figura 8.2. Exemplos do efeito da água na estabilidade da vertente. Em 1, com material seco, as moléculas da água remanescentes exercem atração eletrostática e agem como liga intersticial estabilizado no ângulo de repouso. Em 2, a areia úmida possui mais coesão que a areia seca, desde que os poros não se encham de água. A coesão da areia resulta da tensão superficial dos filmes de água os quais mantêm os grãos unidos, onde o ângulo de repouso é significativamente maior que em A. Em 3, se todos os poros entre os grãos se encham de água, a tensão superficial é destruída e a areia pode entrar em colapso porque a pressão da água dos poros reduz a efetiva força gravitacional perpendicular. Por esta razão a ruptura da vertente é comumente associada a chuvas pesadas que saturam o solo.

8.3 Setores de vertentes

8.3.1 Caracterização Morfológica Geral

A evolução da vertente representa a variação local dos fatores de formação do solo, o que implica em diferentes graus do seu desenvolvimento no espaço, mesmo em áreas aparentemente homogêneas. A medida do desenvolvimento da cobertura pedológica é acompanhada por mudanças no perfil do solo em suas características estruturais, químicas e físicas que influenciarão processos como infiltração, fluxo lateral, escoamento superficial e movimentos de massa (GERRARD, 1993).

Quando o processo geomorfológico da vertente é comandado por fatores como ângulo de declive, comprimento e forma da encosta, as etapas de desenvolvimento vão estar relacionadas com a posição na bacia de drenagem e medidas pela ordem do canal e propriedades dos solos, onde mudanças acontecem sistematicamente a cada etapa; por exemplo, em solos profundos, a espessura do horizonte B e o percentual de argila do horizonte A são inversamente relacionados com o ângulo máximo da vertente e a taxa de convexidade.

As alterações nas variáveis ambientais terão reflexo na bacia de drenagem, com propagação ao longo dos canais do rio. As vertentes freqüentemente solapadas pelos rios são nuas e acumulam materiais detríticos provenientes das superfícies mais elevadas que vão compor o terraço. Vai ocorrer o recuo paralelo da encosta e a cobertura do solo não existe (Figura 8.3A). Se cessar o solapamento basal a encosta se estabiliza, o intemperismo químico atua sobre o material detrítico formando um solo incipiente, o que permite a colonização da encosta pela vegetação, em sua parte mais estável (Figura 8.3B). Em seqüência, por ação de processos geomorfológicos de movimentos de massa (desmoronamento ou deslizamento), a parte superior da encosta se torna mais convexa compondo, eventualmente, uma superfície coberta por solo e vegetação (Figura 8.3C). Em se tornando completamente coberta pelo solo e pela vegetação a forma da vertente se torna simplificada e o rastejamento (creep) é o principal processo morfológico da encosta (Figura 8.3D).

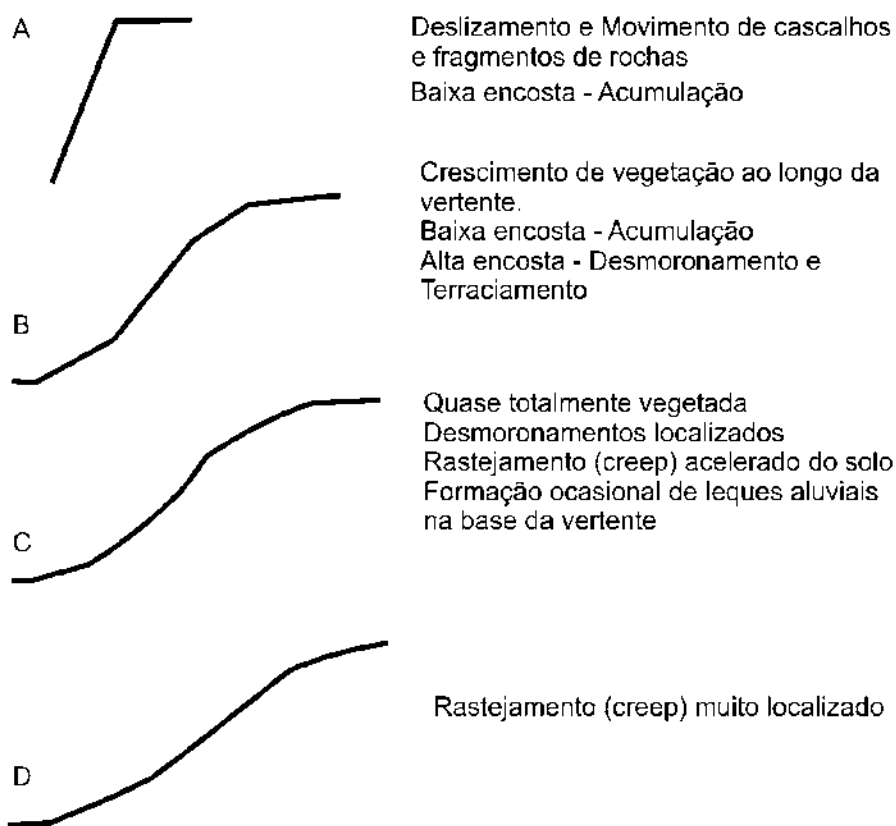


Figura 8.3. Evolução da vertente em função da evolução da bacia de drenagem onde os estágios de A a D representam etapas e evolução dos solos e da vertente. A ação do solapamento basal pelo rio é inicial, com posterior estabilização da encosta e intemperismo químico do material.

Fonte: Gerrard, 1993, com adaptações.

Os Capítulos 7 e 8 deste trabalho apontaram a importância da dissecação fluvial na configuração da rede de drenagem e na elaboração de modelados de dissecação encontradas na área de estudo, em especial nos sedimentos do Grupo Barreiras. São morfologias construídas através do processo de erosão remontante, responsável pelo recuo de cabeceira, situações de captura fluvial e entalhamento dos vales que, associado aos movimentos de massa, definem morfoesculturas de vertentes com perfis côncavos e convexos. Processos responsáveis pelo modelado de acumulação vão formar as várzeas do rio Itariri.

A vertente, elemento da paisagem que melhor sintetiza as interações morfo-pedogenéticas, se constitui em parte integrante das bacias hidrográficas e, como membro de um sistema aberto como a bacia de drenagem, está continuamente em interação num sistema processo/ resposta.

Apesar de construído para regiões temperadas, o modelo conceitual de evolução da vertente desenvolvido por Conacher e Dalrymple (1977), que distingue nove unidades hipotéticas, se aplica a uma investigação descritiva e permite a identificação de setores onde as relações solo-relevo que ocorrem na vertente, nos sedimentos do Grupo Barreiras, dependem da sua posição na bacia de drenagem, em função dos processos morfogenéticos dominantes em cada posição setor (Figura 8.4).

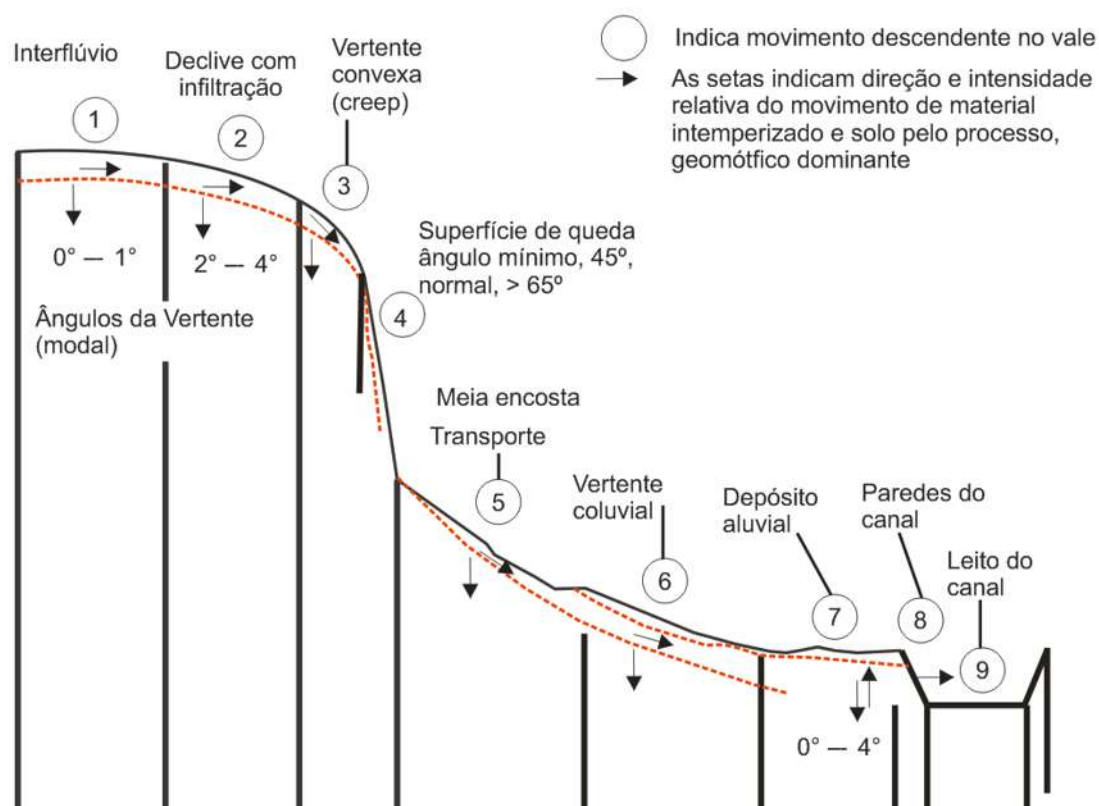


Figura 8.4. Modelo hipotético de evolução das vertentes em relação à bacia de drenagem.
 Fonte: Conacher e Dalrymple, 1977, com adaptações.

Estes processos estão indicados nos círculos numerados, cujas principais características são: 1 – Interflúvio (0°-1°): processos pedogenéticos associados a movimentos verticais e subsuperficiais da água; 2 – Declive com infiltração (2°-4°): eluviação mecânica e química por movimento subsuperficial e lateral da água; 3 – Declive convexo: rastejamento do solo (creep): terraceamento; 4 – Escarpa: face de queda, desmoronamento: pequeno intemperismo; 5 – Declive intermediário de

transporte: transporte de material por movimento de massa (fluxo, escorregamento, queda), formação de terraços, ação da água em superfície e subsuperfície; 6 – Sopé coluvial: redeposição do material por movimento de massa, formação de leques, transporte de material, ação da água em subsuperfície; 7 – Declive aluvial (0° - 4°): depósito aluvial, processos resultantes da ação da água de subsuperfície; 8 – Margem do curso d'água: corrasão, corredeiras e quedas; 9 – Leito do curso d'água: transporte de material no canal pela ação da água de superfície: periódica agradação e corrasão (CHRISTOFOLETTI, 1999; CONACHER & DALRYMPLE, 1977).

8.3.2 As interações morfo-pedológicas e os setores de vertentes no Grupo Barreiras

A análise de setores de vertentes de algumas das principais formas de vales observados nos perfis topográficos perpendiculares aos principais canais de drenagem da área estudada (Figuras 7.7 e 7.8), indica que os processos morfo-pedológicos do modelo conceitual de evolução das vertentes de Conacher e Dalrymple (1977), podem ser aplicados aos sistemas dos remanescentes dos Tabuleiros e Planalto Dissecado encontrados na área em estudo. Sendo um modelo catenário (MILNE, 1936), o modelo conceitual observa a relação dinâmica entre a vertente e o desenvolvimento do perfil do solo, ainda que o formato real dos perfis topográficos comportem muitas irregularidades superficiais associadas aos processos morfogenéticos, obviamente não contempladas no modelo (Figura 8.5).



Figura 8.5. Vertentes entalhadas no Barreiras no vale do rio Mocambo. Algumas faces não possuem a regularidade encontrada no perfil conceitual de Conacher e Dalrymple (1977).

Assim, o solo situado em posição de interflúvio ou cimeira em um tabuleiro, correspondente ao setor 1 da vertente do modelo conceitual da figura 8.4, tem a sua pedogênese comandada por uma maior ação do intemperismo químico e evolução no sentido da horizontação ou desenvolvimento do perfil do solo em profundidade. Isso acontece porque a posição topográfica favorece uma maior infiltração da água em detrimento do escoamento lateral. São os Latossolos e Argissolos. No entanto, a latossolização não é um processo que vai ocorrer em todos os remanescentes dos Tabuleiros. Em alguns setores, a existência ou não de duricrostas pode ser determinante para o desenvolvimento do solo, por exercer um forte impedimento na formação dos horizontes pedológicos. A existência de depressões vai favorecer a podzolização, o que significa a existência do sistema pedológico semelhante encontrado nos tabuleiros preservados, com a toposseqüência Latossolo/Argissolo/Espodossolo. No exemplo específico dos remanescentes dos Tabuleiros, o desenvolvimento do Espodossolo parece ser ainda incipiente, considerando que o pacote arenoso superficial (60 cm) parece ser um material coluvial e não produto de intemperismo do duripã subjacente, existindo, no entanto, um horizonte Bh formado. Trata-se, aparentemente, de uma retomada pedogenética relativamente recente (Capítulo 5, Figura 5.9).

No setor 2 do modelo conceitual (Figura 8.4), a componente vetorial lateral da vertente já tem uma maior importância na dinâmica hídrica, o que implica em perda de material coloidal em superfície, mesmo com a componente vetorial da vertente perpendicular ainda favorável ao desenvolvimento de horizontes (horizontação). Os Argissolos são os solos principalmente associados a essa posição da paisagem (Figura 8.6).

O setor 3 da Figura 8.4 corresponde ao segmento convexo e ponto inicial do sistema vertente, próxima ao interflúvio, princípio da formação do vale. Encontra-se em geral controlado pelos rastejamentos, que parece ser o processo predominante nas porções superiores das vertentes, se constituindo em um dos domínios da pedogênese regressiva ou haplodização que, ao contrário da horizontação, resulta em solo raso e na simplificação do perfil. Atua a partir de posições de vertente onde o grau de declividade pode ser determinante na intensidade relativa do movimento do material intemperizado, ocorrendo uma intensa remoção seletiva da fração argila da parte superior do perfil pelo escoamento superficial rápido e intenso. Aí predominam solos com horizonte B textural, especialmente Argissolos pouco

profundos, podendo ocorrer ainda Neossolos Litólicos e Cambissolos (Figura 8.6). O afloramento de duricrosta como resultado do permanente rejuvenescimento dos solos em decorrência dos processos erosivos relacionados com a evolução do vale, quando ocorre, geralmente está mais próximo da superfície.



Figura 8.6. Perfis de Latossolo, Argissolo, Cambissolo e Neossolo, desenvolvidos em toposseqüência no Barreiras, refletindo os processos morfo-pedogenéticos atuantes. Em relação ao perfil conceitual de Conacher e Dalrymple (1977), figura 8.4, ocupam os setores 1, 2 e 3, respectivamente.

O segmento retilíneo da vertente correspondente ao setor 4, Figura 8.4, corresponde à superfície de maior declividade, onde os processos erosivos dominantes são representados pelos movimentos de massa, especialmente os escorregamentos e desmoronamentos em que a simplificação do perfil do solo promove até a remoção de horizontes. Aí geralmente são produzidos Neossolos Litólicos e Cambissolos.

As porções côncavas das encostas são áreas naturalmente muito instáveis onde a maioria das propriedades químicas e granulométricas apresenta maior variabilidade espacial em relação às demais formas (AVELAR, 1992). Na vertente côncava por transporte, correspondente ao setor 5 da Figura 8.4, o movimento de massa aí originado (fluxo, escorregamento, queda) retira material da encosta promovendo uma simplificação do perfil do solo pela remoção de horizontes, produzindo Neossolos Litólicos e Cambissolos (Figura 8.7).



Figura 8.7. Perfis de Neossolo Litólico encontrados em posição de maior declividade na vertente e seções côncavas da encosta (correspondentes aos setores 4 e 5 da figura 8.4), caracterizada pelos movimentos de massa.

Ao contrário, no setor coluvial da vertente côncava correspondente ao setor 6 da figura 8.4, a redeposição do material por movimento de massa pode promover o desenvolvimento do perfil através da horizontação. A ação da água acumulada em subsuperfície é um elemento gerador de hidromorfia, ainda que temporária, o que pode deflagrar processos pedogenéticos relacionados a um ambiente com características redutoras com neo-síntese de argilominerais, a partir da disponibilidade de sílica e cátions (Figura 8.8).



Figura 8.8. Setor de acumulação de colúvios da vertente. A instabilidade da encosta a partir da inconsistência do material favoreceu a formação de voçorocas, cujo material erodido vai ser redepositado em várzeas.

A situação de depósito aluvial correspondente ao setor 7 da figura 8.4, não mais pertence ao sistema vertente, sendo um elemento do canal do rio. Trata-se de um componente comum na bacia hidrográfica do rio Itariri, especialmente no canal

principal e maiores tributários (3ª, 4ª e 5ª ordens) onde formam várzeas e terraços, cuja origem e desenvolvimento já foram tratados no Capítulo 6 (Figura 8.9).



Figura 8.9. Superfície de acumulação (setor 7, figura 8.5) formando uma várzea do rio Itariri, onde Argissolos (foto) e solos Hidromórficos se desenvolvem sobre material aluvial.

A seqüência da evolução morfopedológica das vertentes no Planalto Dissecado não difere daquela que compõe o conjunto de processos morfopedogenéticos atuantes e na distribuição dos solos da toposseqüência a partir do setor 3 da figura 8.4, isto é, da inflexão convexa do perfil topográfico, evidente nos transeptos A-B e C-D (Figuras 7.7 e 7.8). Como discutido anteriormente, a superfície do Planalto Dissecado corresponde a uma morfologia resultante da dissecação dos Tabuleiros Costeiros a partir da ação erosiva e dos demais fatores responsáveis pela evolução do relevo no Quaternário (Capítulo 7). Como essas superfícies foram rebaixadas em relação aos Tabuleiros, possuem geralmente uma menor altitude média com menores amplitudes altimétricas e interflúvios estreitos formados por topos convexos. Essa morfogênese pode ser a responsável para que alguns solos tenham sofrido uma erosão superficial mais intensa em determinados setores da vertente, conseqüentemente com maior remoção do material superficial intemperizado, tornando-os ainda menos profundos e provocando a simplificação do perfil. Daí a ocorrência de Neossolos Litólicos e Cambissolos além de Argissolos encontrados principalmente em pequenas superfícies tabulares rebaixadas e em alguns setores com menor declividade e maior comprimento das encostas. Esses locais vão favorecer a um aumento da intensidade da componente vertical das forças direcionais da vertente, promovendo maior permanência e infiltração da água, favorecendo assim a um maior intemperismo e o desenvolvimento dos horizontes do perfil do solo. É importante atentar para o fato de que as vertentes associadas aos

remanescentes dos Tabuleiros são menos dissecadas, porém fortemente entalhadas, possuem maior declividade e maior amplitude altimétrica.

O perfil topográfico C-D (Figura 7.8), localizado onde o Planalto Dissecado encontra-se mais próximo ao litoral, apresentando, conforme visto anteriormente, menores altitudes e amplitudes altimétricas, portanto com formas dos contornos mais suaves. Os processos morfo-pedogenéticos são os mesmos anteriormente considerados para as vertentes, porém menos intensos, em função da menor amplitude altimétrica e pela suavização das formas, o que reduz a energia cinética do escoamento superficial diminuindo o seu potencial erosivo e de escavação do talvegue. Os setores de vertentes do relevo dissecado envolvem processos relativos à remoção mecânica e química por movimento lateral, superficial e subsuperficial da água, porém produzindo ainda um intemperismo capaz de agir no sentido da pedogênese progressiva produzindo Argissolos. Pode ocorrer ainda rastejamento do solo (creep) em setores côncavos, provocando a simplificação do perfil, e a formação de cones de dejeção no setor deposicional da vertente côncava que antecede às Planícies Aluviais (várzeas), onde ocorrem Argissolos (Figura 8.10).



Figura 8.10. Situação de relevo menos íngreme (Perfil C-D, figura 7.6). Em primeiro plano vê-se a superfície de acumulação formando as várzeas. Em segundo plano, ao fundo, colinas rebaixadas do Barreiras onde se encontram Argissolos, principalmente e Neossolos Litólicos.

As Planícies Aluviais são superfícies pertencentes ao sistema diretamente relacionado ao canal fluvial e chegam a alcançar 1 km de largura próximo à foz. Nessa superfície ocorrem predominantemente Argissolos acinzentados, textura arenosa/média, que se desenvolvem em um ambiente onde a evacuação dos fluxos

hídricos é lenta. Essas planícies podem sofrer influência das marés nas áreas mais próximas ao litoral, formando manguezais. É um sistema de alta energia sazonal, sujeito a freqüentes aportes e remoção de materiais por sedimentação e erosão.

O vínculo morfo-pedogenético Planalto Dissecado/Tabuleiro reporta-se aos antecedentes cronológicos dos Tabuleiros Costeiros, onde as depressões formadas a partir da reativação neotectônica seriam pontos de nucleação de sistemas pedológicos compostos por Espodossolos, Argissolos e Latossolos, do núcleo para a periferia, tendo nas duricrostas o seu material de origem (FORTUNATO, 2004). Essas depressões, que ocorrem na interseção de lineamentos de falhamentos ou fraturas do embasamento cristalino reativadas, seriam os pontos iniciais do desenvolvimento de sistemas de drenagem adaptadas, a partir dos Tabuleiros Costeiros, cuja evolução se daria de forma remontante a partir da degradação dessa superfície, nucleadas pelo Espodossolos e resultaria na elaboração do Planalto Dissecado e de grande parte dos canais da bacia hidrográfica do rio Itariri. A diferenciação na morfologia dos entalhes do Planalto Dissecado (forma das vertentes, extensão, profundidade) se daria em função da descontinuidade original das duricrostas, dos sistemas pedológicos, da litologia dos sedimentos Barreiras e do controle estrutural. As formas remanescentes representam setores litologicamente mais resistentes dos Tabuleiros Costeiros e se constituem em testemunhos desse processo evolutivo.

Em síntese, as interações morfo-pedogenéticas na superfície Barreiras ocorrem, principalmente, em dois sistemas: 1) nos topos planos dos remanescentes dos Tabuleiros e 2) nas vertentes que formam os vales da bacia do rio Itariri e o Planalto Dissecado. No primeiro caso, alguns topos exibem uma superfície plana a suavemente ondulada onde se desenvolvem Latossolos e Argissolos com a ocorrência ou não de duricrostas, podendo eventualmente ocorrer depressões com Espodossolos arenosos com Neossolos e Argissolos na seqüência da vertente suave, onde as duricrostras aparecem. Esse sistema morfo-pedológico, semelhante ao encontrado nos Tabuleiros Costeiros preservados, parece ser um sistema cronologicamente mais recente, porém com os mesmos fundamentos genéticos e evolutivos.

No sistema das vertentes (2) as interações morfo-pedogenéticas estão comandadas pela declividade da encosta cujo ângulo vai determinar a intensidade do escoamento da água, principal elemento indutor das formas, da evolução da

vertente e da pedogênese. Esse escoamento pode mobilizar colóides e clásticos em superfície e subsuperfície como também provocar movimentos de massa de intensidade variável. A pedogênese evolui no sentido da simplificação do perfil ou haplodização, onde pode haver remoção de horizontes nos setores com Neossolos, ou Argissolos, naqueles setores onde os processos são menos intensos ou nos setores côncavos de acumulação.

8.4 Os Leques Aluviais Pleistocênicos

8.4.1 A evolução morfo-pedogenética nos Leques Aluviais Pleistocênicos

A superfície dos Leques Aluviais Pleistocênicos apresenta um relevo plano a suave ondulado com vertentes amplas, de baixa declividade e topos aproximadamente planos, com uma litologia areno-argilosas, argilo-arenosa às vezes cascalhenta ou com linhas de seixos, compondo uma seqüência pedológica de Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos e Litólicos nas baixadas e baixa encostas, Argissolos na média/alta encostas e Latossolo Amarelos nos topos. Em alguns locais o relevo pode se tornar mais entalhado, ondulado, com vales mais profundos, especialmente em trechos do segmento do rio da Pedra, cujos canais possuem controle estrutural e acompanham linhas de fraturas. Nesse relevo ondulado encontram-se Argissolos ao longo de toda a vertente assim como nos topos.

Conforme discutido no Capítulo 7, os estudos geelétricos realizados na superfície coberta pelos sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos, acusaram a existência de um paleovale que compõe o conjunto de estruturas geológicas resultantes da reativação neotectônica quaternária da foz do rio Itapicuru (Figura 7.12). Nesse perfil fica evidente que existe uma relação positiva entre o relevo da área e os compartimentos identificados a partir dos dados da sondagem elétrica vertical (SEV):

- 1) Nos locais com o embasamento cristalino mais próximo à superfície, isto é, nas extremidades do paleovale, o relevo apresenta-se ondulado e com as maiores cotas de altitude, formando uma seqüência de colinas com vales encaixados. Trata-se, portanto, de uma superfície geneticamente conectada à presença do

embasamento cristalino a uma menor profundidade e ao sistema de fraturas onde se encaixam os canais de drenagem. Mostra uma paisagem composta de colinas onduladas a suave onduladas, com topos aplainados e contornos irregulares que acompanham as variações da profundidade do embasamento cristalino. Vales estreitos e encaixados separam as colinas. O solo encontrado no topo e ao longo de toda a encosta até próximo aos vales é o Argissolo Distrófico Tb, cujo material de origem está supostamente relacionado a sedimentos Barreiras remanescentes, conforme observado no Capítulo 7.

- 2) Na superfície onde o paleovale ocorre com maior profundidade e preenchido com espesso pacote de sedimentos, o relevo apresenta-se plano a suavemente ondulado, formando colinas baixas com interzonas aplainadas, que representam o principal sistema morfo-pedogenético aí encontrado. Trata-se de uma planície ferralítica construída após um longo período, durante o qual condições de ampla denudação, transporte e deposição de sedimentos prevaleceram.

As colinas baixas com seu manto contínuo de Latossolo/Argissolo e as interzonas aplainadas com Espodossolos e Neossolos são o resultado da evolução de uma paisagem a partir de um episódio tectônico, erosivo/sedimentar e morfo-pedogenético. Em vários locais dessas interzonas afloram horizontes espódicos de Espodossolos, superpostos ou não a um horizonte C, que gradualmente passam a Argissolos até Latossolos, nas partes mais altas das vertentes (Figura 8.11).



Figura 8.11. Na foto 1, em detalhe, exposição do horizonte Bh do Espodossolo que aflora a partir da erosão em sulcos dos horizontes superiores ou retirada do material para a construção civil, formando um extenso patamar (foto 2). Esses solos ocorrem de forma dominante na superfície dos Leques Aluviais.

As áreas úmidas holocênicas contornando e penetrando os sedimentos pleistocênicos através dos canais da rede hidrográfica, funcionam como uma importante fonte de umidade para o sistema além daquela proveniente da pluviosidade e da rede hidrográfica (Figura 8.12). Tem-se então, no ambiente atual, uma região de clima tropical quente e úmido/sub-úmido em um domínio de vegetação de Floresta Estacional Semidecidual e Ombrófila e uma mineralogia quartzo-caolinítica. Essas condições ambientais (clima, vegetação, litologia e hidromorfia) associadas à seqüência pedológica, induzem à percepção de que os processos pedogeoquímicos que têm na podzolização o mais importante mecanismo de evolução da paisagem são os responsáveis pelo sistema de transformação Latossolo/Espodossolo encontrado na área.

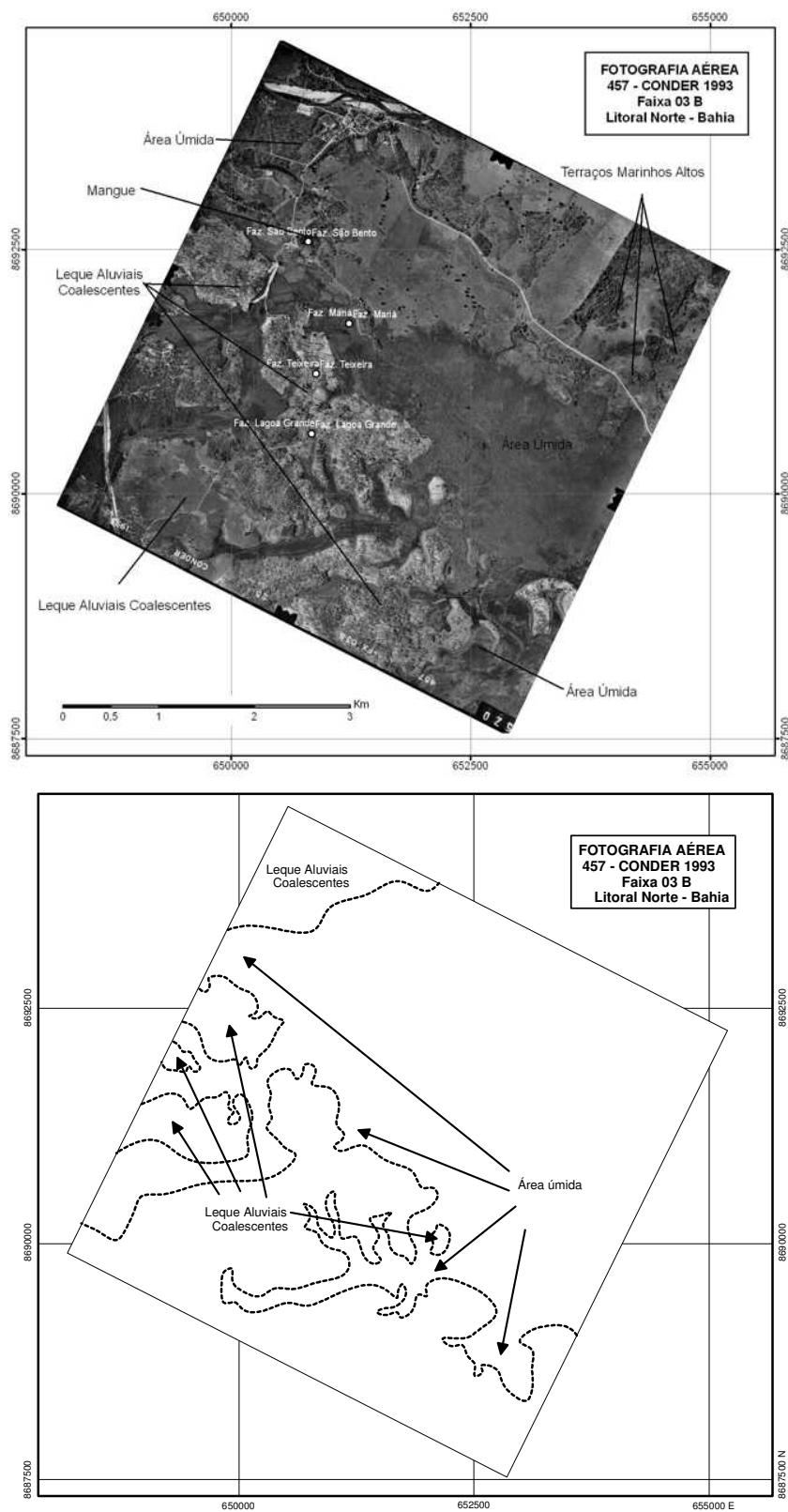


Figura 8.12. Fotografia aérea e overlay mostrando a proximidade dos Leques Aluviais Pleistocênicos com a superfície de áreas úmidas pantanosas. Esse contato favorece a manutenção da umidade dos Leques Aluviais necessária à manutenção da podzolização.

A acomodação dos sedimentos de litologias distintas na superfície de deposição e sua adequação à rugosidade, às irregularidades de origem tectônica (fraturas, falhas) e demais imperfeições basais, a formação dos canais do escoamento superficial e a colonização pela vegetação vão definir os primeiros contornos do relevo, no qual se configura uma feição topográfica inicial. A formação de baixadas ou a existência de superfícies capazes de promover um acúmulo de água, ainda que temporário, pode se tornar no ponto de nucleação do processo de podzolização, considerando que as demais condições estejam satisfeitas (litologia silicosa, matéria orgânica ácida, clima quente e úmido/sub-úmido). Uma vez favoráveis, o desenvolvimento da podzolização vai promover as seguintes transformações do solo: (1) a formação de horizonte albico e espódico a partir da produção de compostos orgânicos hidrossolúveis; (2) a eluviação ou degradação por hidrólise da caolinita e óxidos, liberando o alumínio e (3) em um estágio mais avançado vai ocorrer a expansão lateral do processo, com a ação remontante da podzolização em direção à vertente (Figura 8.13).

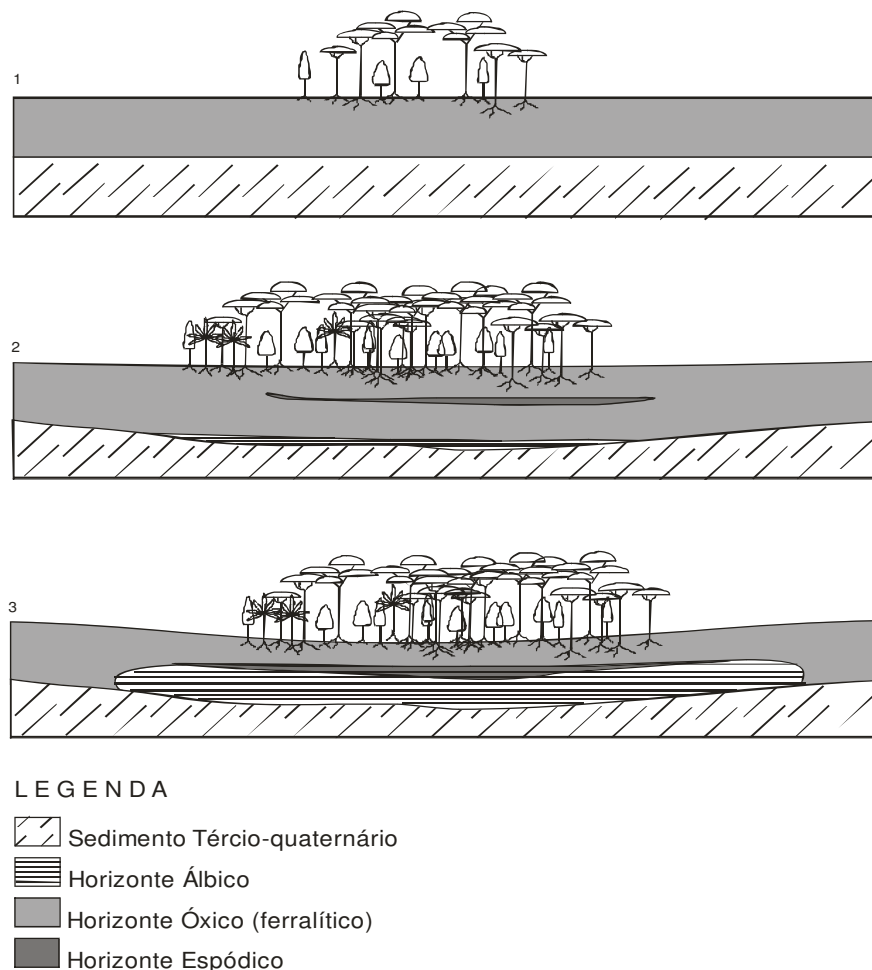


Figura 8.13. Esquema simplificado da seqüência para instalação do processo de podzolização em uma superfície sedimentar ferralítica. Na seqüência de 1 a 3, a acomodação do sedimento e a formação de uma baixada favorecem a hidromorfia e a definição dos horizontes característicos se dá na medida da evolução do processo.

8.4.2 Detalhamento Morfo-pedogenético da Vertente das Colinas Baixas

As observações de campo e os trabalhos de fotointerpretação mostraram a recorrência espacial da seqüência Latossolo/Argissolo/Espodossolo no conjunto topo/vertente/baixada, respectivamente, portanto sua predominância na superfície dos Leques Aluviais Pleistocênicos. Os diferenciais observados referiam-se à maior ou menor extensão da superfície das interzonas, arenosas e aplainadas, domínio dos Espodossolos e Neossolos. Nessa circunstância, a escolha do local para o detalhamento do estudo considerou: 1) garantia da existência da toposseqüência dominante no local escolhido; 2) uma toposseqüência na qual o avanço da

podzolização não fosse muito forte, isto é, onde a repartição dos três tipos de solo fosse aproximadamente proporcional e; 3) facilidade de acesso.



Figura 8.14. Vertente onde se encontra a toposseqüência em que foi realizado o detalhamento morfo-pedológico para o estudo do processo de podzolização nos Leques Aluviais.

Os 5 perfis, denominados de MLB 4, MLB 12, MLB 13, MLB 14 e MLB 15 foram feitos para a caracterizar os solos a toposseqüência estudada. Foram descritos e amostrados em um corte de estrada devidamente preparado para o estudo (Figura 8.14).

O perfil MLB 4 é um Latossolo Amarelo formado por uma seqüência de horizontes A/B_w/C com horizontes de transição A/B e B/A. O horizonte C apresenta-se mais arenoso, desferrificado, característica que aumenta com a profundidade. Nos perfis de Argissolos MLB 12 e MLB 13 a seqüência dos horizontes é A/B_t/C com horizontes transicionais A/B e B/A. A estrutura do B_w_t e B_t é maciça coesa sendo que nos Argissolos a fragmentação do bloco maciço coeso se dá em blocos sub-angulares de resistência moderada, ou seja, é um horizonte com unidades estruturais mais bem desenvolvidas que as do Latossolo. No perfil MLB 14 um Neossolo Quartzarênico apresenta uma seqüência de horizontes A/C e estrutura em grão simples e maciça porosa e em seguida, já na baixada, o perfil MLB 15 de um Espodossolo com seqüência A/B_h/C, onde o B_h forma línguas escurecidas pela matéria orgânica que penetram verticalmente em cunha numa matriz arenosa (Figura 8.15).

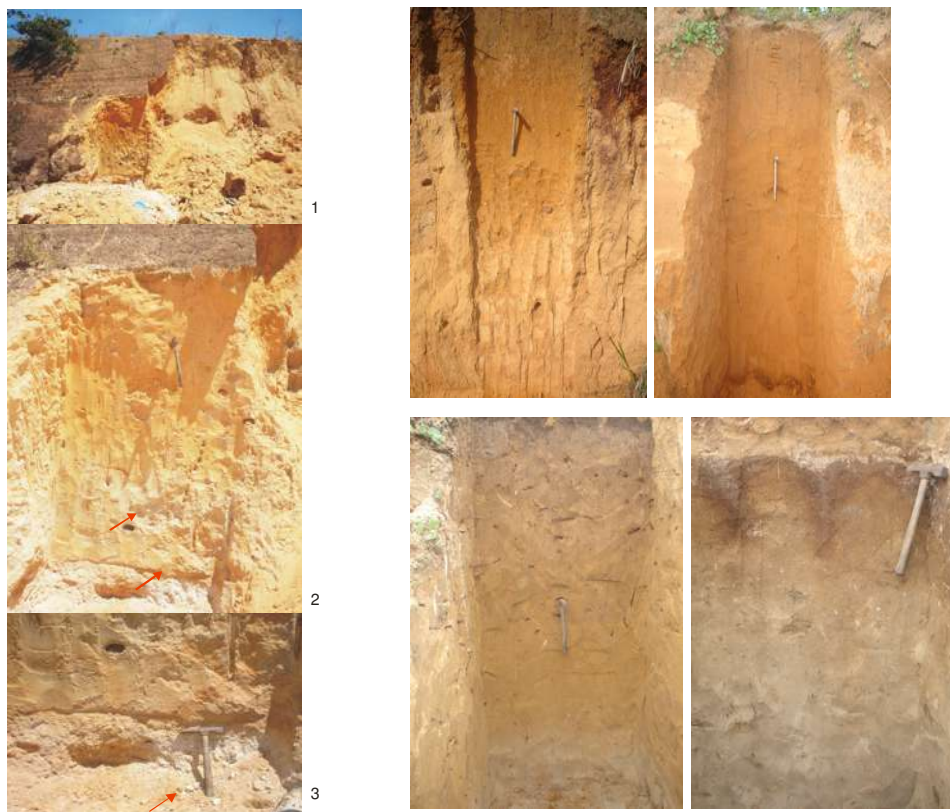


Figura 8.15. À esquerda, o perfil MLB 4, Latossolo Amarelo Distrófico, onde as setas apontam horizontes arenosos e desferrificados em profundidade. À direita, parte superior, os perfis MLB 12 e MLB 13, dois Argissolos Distrófico Tb. Na parte inferior tem-se o perfil do MLB 14, um Neossolo Quartzarênico desferrificado em profundidade (horizonte álbico) seguido do MLB 15, um Espodossolo, onde o Bh penetra no C (álbico) em forma de cunha.

Os horizontes superficiais (A, A/B) apresentam-se arenosos, cujo teor de areia aumenta do Latossolo para os Argissolos. A estrutura apresenta-se fraca em blocos sub-angulares e com material solto, com a ocorrência de areia lavada em todos os perfis. Essas características dos horizontes superficiais podem estar relacionadas a três mecanismos: 1) uma perda lateral de argila nos Argissolos em função da declividade da encosta; 2) migração em profundidade por lessivagem e; 3) à ferrólise, um mecanismo que ocorre nos solos ácidos sujeitos à redução sazonal, a partir da formação e desaparecimento de lençóis suspensos temporários (vide). Esse mecanismo pode ser responsável pela desestabilização da estrutura da caolinita.

Uma comparação da granulometria entre os horizontes B dos solos (Tabela 5.3), aponta um aumento no teor de argila do perfil MLB 12 (Argissolo) em relação ao Latossolo (MLB 4), que passa da classe textural franco-argilo-arenoso no B_w do

Latossolo para franco argiloso; no B_t do MLB 13, com textura franco arenosa, já ocorre uma redução no teor de argila em relação aos demais perfis a montante. Em seqüência, o Neossolos Quartzarênico (MLB 14) é obviamente totalmente arenoso assim como o Espodossolo (MLB 15). A cor do solo acompanha aproximadamente a depleção da argila na toposseqüência, passando de 7,5 YR no Latossolo para 5 YR no MLB 12, mais argiloso, e 7,5 YR no MLB 13, chegando a 10 YR no Neossolo e Espodossolo. Constata-se, portanto, que existe uma perda de argila ao longo da vertente em seu conjunto, com acréscimo correlativo da fração areia, o que é acompanhado, a partir do MLB 12, por uma desorganização estrutural no horizonte B que se dilui progressivamente em uma matriz arenosa que avança de forma centrífuga em direção a montante, como pode ser observado na base dos perfis MLB 12 e 13, Argissolos Distrófico, alcançando o MLB 4, o Latossolo Amarelo no topo da vertente.

As análises químicas indicam solos distróficos e ácidos, onde se observa uma redução gradual no teor de Ca⁺⁺ e Mg⁺⁺ em profundidade e ao longo da vertente, sentido topo/baixada (Latossolo/Espodossolo), quando o cálcio passa de 2 e 1,5 no Latossolo e Argissolo, respectivamente, para 0,5 no Neossolo e Espodossolo. Apesar dessas alterações no estado do complexo sortivo, o pH ácido dos solos não apresenta diferenciações importantes ao longo da toposseqüência. A existência do horizonte Bh no perfil MLB 15, um Espodossolo, está caracterizado tanto na morfologia do horizonte quanto na determinação do teor de carbono, muito superior aos demais (vide Capítulo 5).

Em todo o manto do solo, a perda progressiva do ferro é observada da alta à baixa encosta, especialmente nos horizontes mais profundos, através da morfologia e cor dos horizontes, como também por dados analíticos. O quadro 8.1 mostra os teores de ferro livre dos horizontes B dos solos estudados, evidenciando a redução no teor desse elemento ao longo da vertente. O teor de ferro livre, que é de 10,7 g/kg no Latossolo (MLB 4), sofre uma redução contínua ao longo da vertente, passando a 5,37, 3,51, 2,83 e 2,58 g/kg, respectivamente nos Argissolos (MLB 12 e 13), Neossolo e Espodossolo (MLB 14 e 15). Isto significa que as formas cristalinas do óxido de ferro se transformam em formas não cristalinas na baixada, onde condições hidromórficas redutoras prevalecem e o ferro se torna ferroso (Fe⁺⁺) e solúvel, cuja tendência é ser eliminado do perfil do solo.

| AMOSTRA | Fe livre (g/kg) | Ferro total (g/kg) |
|---------|-----------------|--------------------|
| MLB 44 | 10,7 | 15,3 |
| MLB125 | 5,37 | 7,68 |
| MLB135 | 3,51 | 5,02 |
| MLB145 | 2,83 | 4,05 |
| MLB153 | 2,58 | 3,69 |

Quadro 8.1 - Dados de ferro livre e óxido de ferro dos solos da toposseqüência estudada.

Como observado no capítulo 5, a caracterização micromorfológica seqüencial dos perfis revela uma modificação na contextura, que passa de porfírica no MLB 4, um Latossolo, a uma contextura predominantemente gefúrica no MLB 14, um Neossolo Quartzarênico. A natureza do esqueleto e o grau de seleção dos grãos permanecem idênticos, sugerindo uma natureza litológica semelhante do material de origem dos solos, enquanto a área coberta pelo plasma aumenta do Latossolo (MLB 4) ao Argissolo (MLB 13), voltando a diminuir no Neossolo (MLB 14), revelando a natureza mais argilosa do Argissolo e arenosa do Neossolo Quartzarênico. Ao contrário, o percentual da porosidade visível diminui do Latossolo ao Argissolo, voltando a aumentar no Argissolo revelando, de forma coerente, a influência do plasma na organização micromorfológica do solo.

A análise seqüencial das lâminas delgadas (micromorfologia) dos perfis MLB 4, MLB 13 e MLB 14 revela uma identidade litológica do material parental dos solos e uma redução na área coberta pelo plasma no MLB 14, um Neossolo Quartzarênico. Esse fato pode parecer uma constatação óbvia, porém é mais um importante indicador que, associado à hidromorfia, à desferrificação, à perda de finos e de cátions, aponta para um ambiente de desequilíbrio pedogeoquímico, portanto para a podzolização. O arranjo dos horizontes no manto do solo e semelhanças de estruturas micromorfológicas, composição química e componentes minerais entre os horizontes adjacentes são evidências de relações genéticas entre perfis contíguos.

Os dados morfológicos dos perfis, as análises granulométricas, químicas e os dados micromorfológicos feitas nos solos da toposseqüência indicam:

1. Translocação de partículas com perda gradual de argila e incremento correlativo da fração areia;
2. Redução dos teores das formas cristalinas do ferro livre nos ambientes hidromórficos (baixa encosta);

3. Depleção da argila e remoção de óxidos por hidrólise ácida a partir da decomposição da matéria orgânica, responsável pelo pH ácido, pela formação de complexos organo-metálicos solúveis;
4. A drenagem lateral do perfil e a ascensão da água de fundo induzem a hidromorfia subsuperficial, a redução do ambiente e lixiviação a dos horizontes óxido subsuperficiais.

O detalhamento da toposseqüência constata que as transformações pedogeoquímicas identificadas estão coerentes com aquelas que ocorrem nas transformações Latossolo/Espodossolo a partir da nucleação de um processo de podzolização, a formação do Espodossolo e uma horizonção resultante da intrusão ativa de um horizonte álbico no domínio do horizonte óxido. A continuidade do processo pode causar o abatimento gradual da superfície provocando o rebaixamento das formas de relevo, sendo que a intensidade do abaixamento é resultante do aprofundamento da topografia do front de transformação, quando o material original sofre uma perda de volume em cerca de 70% (FILIZOLA e BOULET, 1996; DUBROEUCQ e VOLKOFF, 1998; BÜDEL, 1977, 1982 apud VITTE, 2005). A evolução pedogeoquímica diferencial e o transporte de partículas presumivelmente causam a erosão regressiva da vertente em direção ao centro da colina, o desenvolvimento de vertentes suaves no sopé da encosta e, na parte alta, progressivo aprofundamento do perfil do solo na zona de intemperismo. Esses processos exercem, portanto, uma influência direta na evolução da paisagem com Latossolo e Argissolo, que pode ser lentamente transformada em uma superfície rebaixada e aplainada com Espodossolo hidromórfico (Figuras 8.16, 8.17 e 8.18).

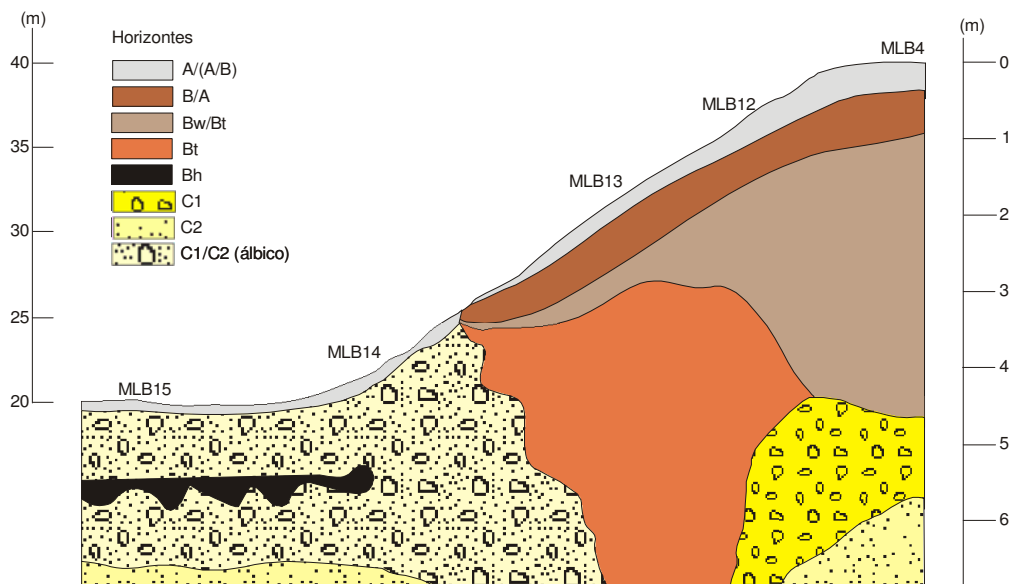


Figura 8.16. Perfil esquemático da distribuição dos horizontes pedológicos na toposseqüência estudada, onde se observa que o abatimento do relevo se dá na medida da extinção dos horizontes óxicos ou ferralíticos (Bw, Bt). A sua presença é uma garantia da sustentação das partes mais elevadas do relevo.

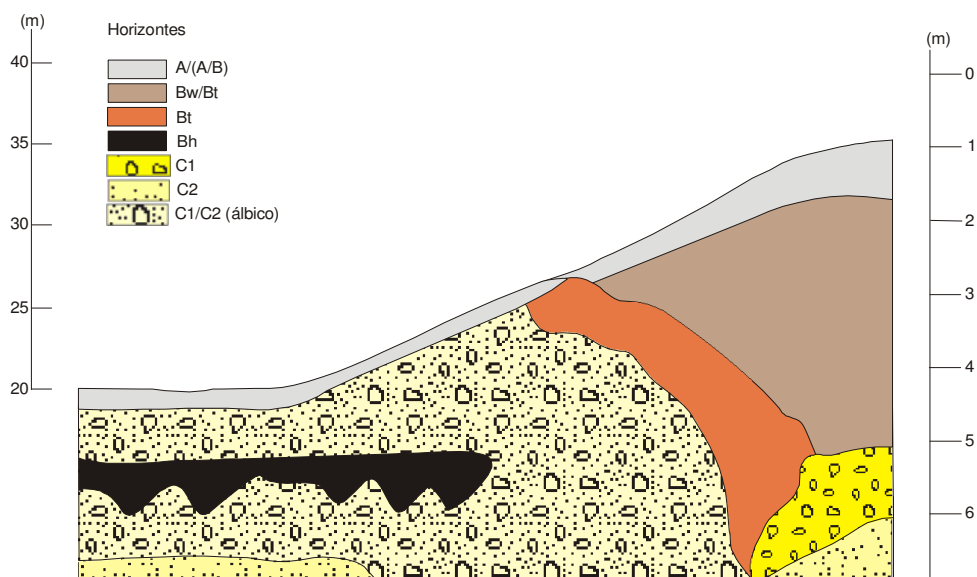


Figura 8.17. A evolução pedogeométrica diferencial (podzolização) presumivelmente causada pelo abatimento da superfície com a redução das suas dimensões, a partir da progressão do horizonte alóico (C₁ e C₂ do Espodosolo e Neossolo) nos domínios do horizonte óxico.

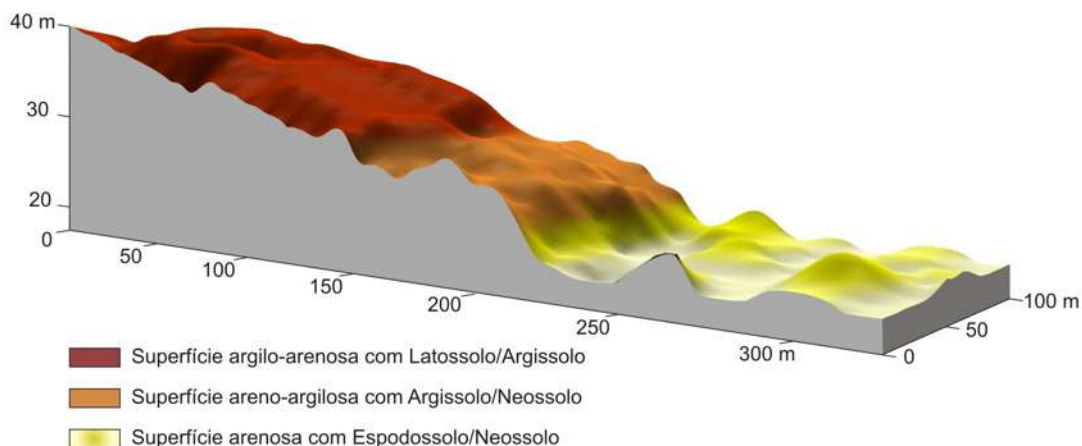


Figura 8.18. Representação esquemática da evolução da morfo-pedológica na superfície dos Leques Aluviais Pleistocênicos, a partir da erosão pedogeoquímica diferencial do processo de podzolização. Esse processo supostamente avança de forma remontante da superfície arenosa com o Espodossolo no sentido da superfície Argissolo/Neossolo. A continuidade do processo pode alcançar a superfície argilo-arenosa com Latossolo/Argissolo, que pode ser lentamente transformada em uma superfície rebaixada e aplainada.

O sistema de transformação Latossolo/Espodossolo ao longo da vertente, revela a importância da alteração pedogeoquímica no meio intertropical e a eficiência dos mecanismos de transformação e subtração mineralógica, o colapso da estrutura ferro-argila e a lixiviação a modificação da circulação da água na diferenciação lateral dos solos e retificação dos relevos. Portanto, cabe à pedogênese, através dos mecanismos de podzolização, dissolução, hidrólise, lixiviação e lessivagem, promover a transformação dos produtos da alteração com o colapso da estrutura ferro-argila e a lixiviação dos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, instabilizando os horizontes superficiais. (BOULET, 1974; BOULET e outros, 1977; CHAUVEL e outros, 1983; MILLOT, 1980, 1983; RUELLAN, 1986).

8.4.3 Datação do ^{14}C na Matéria Orgânica do Solo

Três amostras de solo para a datação do ^{14}C foram coletadas em horizontes Bh de Espodossolos quartzarênicos dos perfis ML 2, MLB 3 e MLB 15, na Superfície das Vertentes das Colinas Baixas na área dos Leques Aluviais, onde predomina a toposseqüência Latossolo/Argissolo/Espodossolo. Desses perfis, apenas o MLB 15 encontra-se em uma toposseqüência estudada em detalhe, ainda que os demais também compõem seqüências semelhantes, porém com o predomínio territorial absoluto do Espodossolo/Neossolo.

Na seleção dos solos para a coleta das amostras considerou-se diferentes espessuras do Bh, profundidade e proximidade com as áreas úmidas. Como se tratam de Espodossolos funcionais, essas amostras possuem matéria orgânica ativa, isto é, possivelmente rejuvenescida a partir da reincorporação de substâncias organometálicas solúveis. Nessa circunstância, a datação obtida corresponde à idade relativa do material, porém certamente sua menor idade. Foi obtida ainda a relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, denominada de $\delta^{13}\text{C}$, capaz de determinar o tipo de vegetal correspondente à matéria orgânica datada, cuja informação pode sugerir uma caracterização paleo-ambiental da área.

| Amostra | Idade | $\delta^{13}\text{C}$ |
|----------------|---------------------|---|
| ML 2 | 9.240 +-130 anos AP | -23,6% |
| MLB 15 | 6.390 +-90 anos AP | -21,6% |
| MLB 3 | 5110 +- 80 anos AP | -21,9% |

Quadro 8.2 - Datações do ^{14}C e $\delta^{13}\text{C}$ obtidas da matéria orgânica de horizontes espódicos de Espodossolos dos Leques Aluviais.

As datações obtidas (Quadro 8.2), mostram idades relativas com diferenças significativas entre elas. A mais antiga, a amostra ML 2, possui uma idade relativa de 9.240 +- 130 anos AP e foi coletada a 1,60 m de profundidade em uma área com predomínio absoluto de Espodossolo, ou seja, onde a podzolização já agiu no sentido da redução da altitude da superfície e dos componentes ferralíticos do solo. A amostra também se encontra mais distante das superfícies que formam as áreas úmidas e em uma posição topográfica relativamente mais baixa que as demais. As outras amostras (MLB 3 e 15) foram coletadas a uma profundidade em torno 1,30 m, em áreas onde os componentes ferralíticos do solo possuem importância territorial.

Considerando-se os antecedentes geocronológicos dos Leques Aluviais, têm-se que esta superfície, a partir da sua formação no período regressivo que sucedeu a Transgressão Mais Antiga, foi parcialmente submersa na Penúltima e Última Transgressões, respectivamente a 120.000 e 5.100 anos AP (Capítulo 7).

As interferências das oscilações climáticas e do nível do mar são acumulativas na evolução da paisagem, mas certamente que os reflexos dessas ações na morfo-pedogênese da Penúltima Transgressão teriam sido naturalmente apagados pela ação do tempo, mas principalmente pelos efeitos da Última

Transgressão, esta a 5.100 anos AP nas superfícies afetadas. As idades relativas determinadas pela datação revelam datas contemporâneas a esse evento transgressivo. A amostra MLB 3, datada com 5.110 +-80 anos AP, encontra-se mais próxima à atual superfície das áreas úmidas pantanosas, portanto mais susceptível à influência transgressiva, ou até mesmo a amostra MLB 15, datada com 6.390 +- 80 anos AP. O perfil ML 2, cuja amostra foi datada com 9.240 +- 130 anos AP é a mais continental, por isso menos susceptível ao recuo da linha de costa e suas influências.

Certamente que a Última Transgressão interferiu direta ou indiretamente na cronossequência dos eventos pedológicos dos Leques Aluviais, especialmente no processo de podzolização, principalmente a partir das variações do nível freático, isso naquelas superfícies não afogadas. Não apenas os períodos transgressivos, associados a um clima mais úmido, mas os períodos regressivos associados a um clima semi-árido, teriam reduzido as condições de hidromorfia necessárias à podzolização, seja pela redução da pluviosidade seja pela aumento da drenagem continental a partir do rebaixamento do nível de base, assim como na própria ferralitização, processo pedológico associado ao clima úmido/sub-úmido. Portanto, as diferentes idades encontradas nas datações se apresentam coerentes com o desenvolvimento da superfície dos Leques Aluviais e sua associação aos eventos transgressivos e regressivos estariam associadas a descontinuidades pedogenéticas relativas às oscilações climáticas e do nível do mar pleistocênicas e principalmente holocênicas.

Os números da relação $\delta^{13}\text{C}$ nas três amostras apontam para uma vegetação arbórea que remete a formações vegetais do tipo Floresta Ombrófila ou Semi-decidual/Decidual, em ambiente de clima úmido, sub-úmido e seco/subúmido, respectivamente. Formações vegetais como o Cerrado e a própria caatinga (clima semi-árido) também abrigam espécies de porte arbóreo.

9 CONCLUSÃO

O propósito inicial dessa pesquisa foi o de identificar evidências das interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e dos Leques Aluviais Pleistocênicos no Litoral Norte da Bahia, município de Conde, de que forma ocorrem essas interações e quais fatores são determinantes. Orientou-se pela hipótese de que, a evolução do conhecimento científico possibilitou o entendimento definitivo no qual, em Geociências, a compreensão da dinâmica da natureza só é possível com o estudo interativo das suas variáveis. A evolução da paisagem, a forma das vertentes, o intemperismo, a profundidade dos solos, o movimento da água, etc., envolvem a história geológica, climatológica e tectônica de uma área, porém, fundamentalmente, envolve processos e mecanismos de interdependência da pedologia e da geomorfologia. Os fundamentos da investigação se consolidaram em um referencial teórico que investigou pesquisas nas áreas relativas à sedimentologia, paleoclimatologia, geoquímica, geologia, tectônica, hidrografia e principalmente a geomorfologia, a pedologia e suas interações. A partir das bases teóricas, a investigação se desenvolveu em campo, no escritório e laboratórios, na busca de respostas a questões formuladas inicialmente, a partir da compreensão da organização dos sistemas ambientais físicos, ou seja, como se dá a evolução da paisagem e qual a importância das interações morfo-pedogenéticas nessa evolução.

O estudo identificou uma evolução de paisagem na qual a morfogênese foi inicialmente determinada pela reativação neotectônica, que estabeleceu os fundamentos estruturais para o entalhamento dos vales e o desenvolvimento da rede de drenagem, da erosão diferencial regressiva ou remontante. A ação da erosão diferencial sobre os Tabuleiros esculpiu os seus remanescentes e o Planalto Dissecado, morfologias predominantes na área estudada, onde a descontinuidade areal por falhamento, fratura, a própria natureza dos sedimentos ou ainda a ocorrência eventual de outras estruturas (duripãs), favoreceu a elaboração dessas morfoesculturas. As oscilações climáticas quaternárias, a eustasia e conseqüente alteração no nível de base influenciaram no maior ou menor grau de dissecação das vertentes, no entalhamento do talvegue, na formação de terraços e várzeas na bacia do rio Itariri. Determinaram ainda diferentes ritmos a processos ou ao desenvolvimento de sistemas pedológicos, alterando o tipo de cobertura vegetal, fator fundamental para a eficiência de determinados processos morfo-pedogenéticos.

Nesse contexto poligenético e multifatorial, as interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras ocorrem comandadas por fatores relacionados ao ângulo, comprimento e forma da encosta, portanto pela morfogênese, cuja repartição tem como referência o modelo conceitual desenvolvido por Conacher e Dalrymple (1977). A seqüência das relações morfo-pedológicas que ocorrem na vertente depende da sua posição na bacia de drenagem, e é medida pela ordem do canal e as propriedades dos solos. Esse modelo catenário reflete o conceito de Milne (1936), que estabelece uma relação dinâmica entre a vertente e o desenvolvimento do perfil do solo a partir das condições de drenagem, transporte diferencial de material erodido e removido, transposição e redeposição de constituintes químicos móveis.

Os sedimentos que formam os Leques Aluviais Pleistocênicos foram depositados em um paleovale que compõe o conjunto de estruturas geológicas rebaixadas por falhamentos também resultantes da reativação neotectônica, que forma o “canyon” da foz do rio Itapicuru. A evolução paleogeográfica dessa superfície teria ocorrido em função de oscilações paleoclimáticas quaternárias que, numa alternância de transgressão e regressão marinhas, teriam promovido erosão de sedimentos Terciários (transgressão), seguido de deposição em períodos regressivos. Observações de campo indicam a existência, nessa superfície, de afloramentos de sedimentos terciários do Barreiras, não recobertos por sedimentos Pleistocênicos, especialmente onde o embasamento cristalino se encontra mais próximo da superfície. Esse fato sugere que esses Leques Aluviais são encontrados preferencialmente nas superfícies tectonicamente mais rebaixadas que formam os paleovales.

Os dados morfológicos, granulométricos, as análises químicas e micromorfológicos dos solos desta superfície, estudados em toposseqüência, revelam processos pedogeoquímicos coerentes com aqueles observados nas transformações Espodossolo/Latossolo. Essas transformações ocorrem a partir da nucleação do processo de podzolização, onde a formação do horizonte espódico produz uma horizontalização que resulta em uma intrusão ativa de um horizonte álbico no domínio do horizonte óxico (Latossolo/Argissolo). A evolução pedogeoquímica diferencial e o transporte de partículas presumivelmente exercem uma influência direta na evolução morfo-pedológica da paisagem, onde o Latossolos e Argissolos podem ser lentamente transformados, originando uma superfície aplainada com Espodossolo. A pedogênese através da podzolização pode, portanto, ser apontada

como motor dos fenômenos de aplainamento, associada a perdas por escoamento superficial e sub-superficial. As amostras de matéria orgânica utilizadas para datação encontram-se em estado ativo, isto é, foram obtidas de Espodossolos funcionais. Ainda assim, as diferentes idades relativas determinadas nas datações se apresentam coerentes com o desenvolvimento da superfície dos Leques Aluviais e sua associação a eventos transgressivos e regressivos estariam associados a descontinuidade pedogenéticas relativas às oscilações climáticas pleistocênicas e, principalmente, holocênicas.

Os resultados alcançados certamente incorporam grande importância à compreensão da relação morfo-pedológica na evolução da paisagem, porém, certamente não são definitivos. Aprofundamentos dos estudos são necessários, especialmente aqueles relacionados à sedimentologia, cartografia morfo-pedológica detalhada dos Leques Aluviais, estudos relativos ao fracionamento da matéria orgânica dos Espodossolos, maior número de datações radiométricas com melhor definição dos critérios de amostragem, determinação mineralógica na fração argila e estudos geofísicos (eletrorresistividade) em outros setores dos Leques Aluviais.

O desencadeamento de processos relacionados à atividade antrópica, especialmente a partir da remoção da vegetação e à implantação de sistemas agrícolas com manejo inadequado, vai estabelecer um novo ciclo morfodinâmico a partir da exposição direta da superfície à radiação solar provocando um excessivo aquecimento e conseqüente ressecamento. O impacto direto da chuva pode provocar a destruição dos agregados, a liberação de finos e a formação de crostas (selamento superficial), impermeabilização dos solos, a redução na infiltração e armazenamento da água nos solos e na recarga dos aquíferos, aumento do escoamento superficial e das diversas formas de erosão pelas águas correntes.

Por fim, a identificação dos fatores e processos que determinam as interações morfo-pedológicas nos sedimentos do Grupo Barreiras e Leques Aluviais e sua importância na evolução da paisagem foi afirmativa, na medida da constatação de que as transformações que ocorrem nos sistemas físicos naturais resultam de uma conjugação de fatores e processos que estão relacionados à tectônica, a sedimentologia, a geologia, a climatologia, a hidrografia, etc., portanto ao universo das geociências, acrescido daqueles associados à ocupação humana.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários. **Paleoclimas**. São Paulo: USP, 1977.

_____. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no pleistoceno. Efeitos paleoclimáticos do período Würm-Winsconsin no Brasil. **Inter-fácies, escritos e documentos**. Rio Claro, SP: UNESP, 1979.

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, **Boletim 241**, 36 p. 1967.

ALMEIDA, J. A. P. **Estudo morfodinâmico do sítio urbano de Feira de Santana-BA**. 83 p. Dissertação (Mestrado em Geociências – Geomorfologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. 1992.

AMADOR, E. S. Depósitos relacionados à unidade inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 32, n.4, p. 1451-1461, 1982.

ANDERSON, H.A. et al. A reassessment of podzol formation processes. **Journal of Soil Science**, 33, p. 125-136, 1982.

ANDRADE, H. et al. Pedogeomorfologia e micropedologia de uma seqüência latossolo-areia quartzosa hidromórfica sobre rochas cristalinas do estado do Amazonas. **Geonomos**, São Paulo, p. 55-66.

ANDRADE, G. O.; LINS, R. C. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 14, 1963.

ARAI, M. et al. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIROS DE GEOLOGIA, 35, Belém. **Anais...** Belém: SBG, v. 2. p. 738-750, 1988.

ARAI, M. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará (Brasil). **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências II**, Guarulhos, n. especial, p.98-106, 1997.

ARAÚJO FILHO, J. C. Investigações preliminares sobre a pedogênese de horizontes coesos em solos dos tabuleiros costeiros do nordeste do Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju. **Anais...** Aracaju: EMBRAPA, p.123-142. 2001.

ARNETT, R. R.; CONACHER, A. J. **Drainage basin expansion and the nine unit landsurface model**. *Geography*, v. 12. p. 237-249, 1973.

AVELAR, A. S.; C. NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades

geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 22, p. 222-227, 1992.

BAHIA. **Atlas climatológico do Estado da Bahia**: documento 3, balanço hídrico. Salvador: Secretaria do Planejamento, Ciência e Tecnologia. Centro de Planejamento. 237 p. 1976.

BEHLING, H.; LICHTER, M. Evidence of dry and cold Climatic Conditions at Glacial Times in Topical Southeastern Brazil. **Quaternary research**. v. 48, p. 348-358, 1997.

BEZERRA, F. H. R. et al. Pliocene-quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. Amsterdam, v. 14, p. 61-75, 2001.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no quaternário superior do Brasil e sua datação radiocarbométrica pelo método do carbono 14. **Paleoclimas**. São Paulo: USP, Instituto de Geografia, 1971.

BIGARELLA J. J.; ANDRADE, G. O. de. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos de Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto de Ciência de Terra**. Recife, p. 2-14. 1964.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 16, p. 86-116, 1965.

BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Ed. da Universidade Federal do Paraná, 183 p. 1979.

BITTENCOURT, A.C.S.P. et al. The marine quaternary formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In Suguio, K.; Fairchild, T.; Martin, L.; Flexor, J. M. eds. **Proceedings of the "International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary"**. São Paulo, p. 232-253. 1979.

_____. **Dados preliminares sobre a evolução do delta do rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário**. Influência das variações do nível do mar. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO NO BRASIL. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 49-68. 1982.

_____. et al. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. **Journal of Coastal Research**. v. 15, p. 505-519, 1999.

BLAIR, T. C.; McPHERSON, J. G. Alluvial fan processes and forms. **Geomorphology of Desert Environments**. London: Chapman & Hall, p. 355-402. 1994.

BOCKHEIM, J. G. et al. Historical development of key concepts in pedology. **Geoderma**, Amsterdam, v. 124, p. 23-36, 2005.

BOULET, R. **Toposséquence et sols tropicaux en Haute Volte: équilibres dynamiques et bioclimats**. 330 p. Tese (Doutorado) - Strasbourg. 1974.

_____. et al. Géochimie de la surface et formes du relief. **I- desequilibres pedobioclimatique dans le cobertura pedologique de L'Afrique tropicale de L'Ouest e son role dans l'amplissement des reliefs**. Strasbourg. v. 30, p.235-243, 1977.

_____. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia do solo. **XXI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**. Campinas, p. 79-90, 1988.

_____. Uma evolução recente da pedologia e suas implicações no conhecimento da gênese do relevo. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 3., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: p. 43-58. 1992.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Folha SD 24/25 Aracaju/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro. v. 30, 856 p. il., 1983.

_____. Secretaria do Planejamento, Orçamento e Coordenação. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira**. Rio de Janeiro. 92 p. 1992.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soil**. New York : J. Wiley and Sons, 470p. 1964.

BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**. v. 3, p. 199-206, 1970.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHUMS, W. R.; FETTER, A. H. Noroeste da Africa – nordeste do Brasil (província borborema). Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Geologia USP**. São Paulo, v. 1, p. 59-78, 2001.

BULL, W. B. Alluvial fans and near-surface subsidence in western fresno county California. **Geological Survey Professional Paper 437-A**, Washington, United States Government Printing Office, 61 p. 1964.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Woverhampton, Waine Research Publishers, 152p. 1985.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Contexto, 145 p. 1995.

_____. Geomorfologia. Disponível em: <www.funape.org.br/geomorfologia>. 2001.

CASTRO, C. de. Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do nordeste e seus depósitos correlativos. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 19. p. 3-27, dez. 1979.

CASTRO, S.S. Impregnação de amostras de solo para confecção de lâmina delgada. **B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo**, 31:44,1985.

CASTRO, S.S. **Micromorfologia de solos: pequeno guia de descrição de lâminas delgadas**. São Paulo, 87p. 1989. (Publicação do autor).

CASTRO, S.S. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. **In: GUERRA, A.J.T. et al.** Erosão e conservação de solos: conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p.127-163, 1999.

CASTRO, S.S. et al. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. **In: Tópicos em Ciência do Solo**. p.107-164. SBCS, 2003.

CHAUVEL, A. et. al. Aluminiim and Iron oxi-hydroxide segragation in nodule of latossols developed on tertiary sediments (Barreiras Group), near Manaus (Amazon Basin) Brazil. **In: MELFI, J. A.; CARVALHO, A. (Eds.). Laterization process**. São Paulo: IG-USP, p. 505-526. 1983.

CHRISTOFOLETTI, A. **Considerações sobre o nível de base, rupturas de declive, capturas fluviais e morfogênese do perfil longitudinal**. 1970.

_____. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher; Ed. da Universidade de São Paulo, 149 p. 1974.

_____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher. 313 p. 1981.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blucher. 236 p. 1999.

CLARK, M.; SMALL, J. **Slopes and weathering**. New York, Cambridge University Press. 110p. 1982.

COLINVAUX, P. E. et al. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and Cooling in Glacial Times. **Science**, v. 274, p. 85-88, 1996.

CONACHER, A. J.; DALRYMPLE, J. B. The nine unit landsurface model: an approach to pedogeomorphic research, **Geoderma**, v. 18, p 1-154, 1977.

CONDER. **Fotografias aéreas verticais**: faixas 03B, 02B e 4, escala 1:25.000. 1993.

COSTA, J. B. S. et al. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 23-44, dez. 1996.

COSTA, N. L. da. **Avaliação ambiental da bacia do rio Açu-BA**. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Meio Ambiente – Pedologia). Instituto de Geociências. Salvador: Universidade Federal da Bahia, 157 p. 1999.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. **In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. cap. 5, p. 211-252. 1995.

DABIN, B. **A matéria orgânica no solo**. Salvador: Instituto de Geociências – UFBA, 104 p. (mimeo.). 1978.

DANIEL, R. B.; CADY, J. G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. **Advances in Agronomy**, n. 23, p. 51-88, 1971.

De CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, v. 24, p. 101-128, 1980.

De CESERO, P.; PONTE, F. C. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de geociências**. PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 11, p. 1-18, 1997.

DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos**. Dissertação (Mestrado) - UFBA. 1983.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Utilização de padrões de sedimentação como indicadores paleoclimáticos naturais (proxies). **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 24, n. 1, p. 3-12, 1994.

DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. From oxisol to spodosol and histosol: evolution of the soil mantles in the Rio Negro basin (Amazônia). **Catena**, Amsterdam, v. 32, p. 245-280, 1998.

DUCHAUFOR, P. **Pedologie: pedogenese et classificacion**. Paris: Masson, v. 1, 477 p. 1977.

EASTERBROOK, D. J. Mass Wasting, Cap. 9. In: **Surface Process and landforms**. 2. ed. New Jersey: Ed. Prentice Hall, p. 56-95. 1999.

EMBRAPA. **Manual de método de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, CNPS, 212 p. 1997.

_____. **Manual de métodos de trabalho de campo**. Brasília, 2002.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília, 412 p. 1999.

ERHART, H. A teoria biorresistática e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 6, p. 51-58, 1967.

ESQUIVEL, M. S. **O quaternário costeiro no município de Conde: implicações para a gestão ambiental**. Dissertação (Mestrado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2006.

FAIRBRIDGE, R. W. Eustatic changes in sea level. In: **Physics and chemistry of the earth**. v. 4, p. 99-185, 1961.

FILIZOLA, F. F.; BOULET, R. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. **Geomorphology**. Amsterdam, v.16, p.77-86, 1996.

FORTUNATO, F. F. **Sistemas pedológicos nos tabuleiros costeiros do litoral norte do Estado da Bahia: uma evolução controlada por duricrostas preexistentes, neotectônica e mudanças paleoclimáticas do quaternário.** 366 p. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2004.

GALLAS, J. D. F. Prospecção de águas subterrâneas em aquíferos cristalinos com o emprego de métodos indiretos. **Revista do Instituto Geológico.** São Paulo, v. 24, p. 23-51, 2003.

GERARD, A. J. **Soils and landforms. An integration of geomorphology and pedology.** London, George Allen & Unwin, 219 p. 1981.

_____. Soil geomorphology – present dilemmas and future challenges. **Geomorphology,** Amsterdam, v. 7, p. 61-84, 1993.

GHIGNONE, J. I. **Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia.** Textos Básicos. Salvador, Bahia: Secretaria de Minas e Energia/CPM, v. 1, p. 24-117. 1979.

GOMES, F. H. **Gênese do horizonte espódico e caracterização das substâncias húmicas.** Projeto de Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade de São Paulo - Escola Superior de Agricultura “Luis de Queiroz”, Piracicaba. 2002.

GRACHEVA, R. G.; TARGULIAN, V. O.; ZAMOTAEV, I. V. Time-dependent factors of soils and weathering mantle diversity in the humid tropics and subtropics: a concept of soil self-development and denudation. **Quaternary International,** v. 78, p. 3-10, 2001.

GREGORY, K. J.; WALLINE, J. E.; ARNOLD, **Drainage basin, form and process.** A geomorphological approach. São Paulo: Edward Arnold, 1973.

GUPTA, A. The changing geomorphology of the humid tropics. **Geomorphology,** Amsterdam, v. 7, p. 165-186, 1993.

HARDEN, J. W. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. **Geoderma.** v. 28, p. 1-28, 1982.

HEINE, K. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. **Pergamon.** Rogensburg, v. 72, p. 7-21, 2000.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; SUGUIO, K. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas, **Revista Brasileira de Geociências,** v. 33, p. 41-49, 2003.

HUGGET, R. J. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review, **Catena,** v. 32, p. 155-172, 1998.

IBGE. **Mapas topográficos:** folhas SC.24-V-C-VI-4-SC; SC.24-V-C-VI-4-SE; SC.24-V-C-VI-4-NE: escala 1:25.000, 1999.

- JACOMINE, P. K. T. Evolução do conhecimento sobre solos coesos no Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 2001. Aracaju. **Anais...** Aracaju: EMBRAPA, p.16-46, 2001.
- JAPIASSU, M. A. S. Madeira fóssil huminácea de Intuia, estado do Pará, **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Geologia, n. 14, p. 1-12, 1970.
- KERR, R. A. Ice age rain forest found moist, cooler. **Science**. v. 274, p. 35-36, 1996.
- KING, L. A. Geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.18, p. 147-265, 1956.
- KUBIENA, W.L. **Micropedology**. Ames: Collegiate Press, 1938. 242p.
- LAGE, C. S. **Les milieux naturels de la haute vallée du Vaza Barris (Bahia – Bresil) et leur aménagement**. (Tese de doutorado em Geomorfologia - Université de Bordeaux III). France. 1986.
- LEDRU, M. P. et al. Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary research**. v. 49, p. 233-237, 1998.
- LEITE, F. P. R. et al. Palinoestratigrafia da formação pirabas e grupo barreiras, mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. **Revista Universidade de Guarulhos, Geociências II**, Guarulhos, n. especial, p. 114-147, 1997.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Process in Geomorphology**. New York: Dover Publications Inc., 1964.
- LIMA, C. C. U de. O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro, **Revista de Ciência e Tecnologia**, Piracicaba, v. 8, p. 91-101, jun. 2000.
- LUCAS et al. Transição latossolo-podzóis sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 8, p. 325-335, 1984.
- LUNDSTRÖM, U. S.; VAN BREEMEN N.; JONGMANS, A. G. Evidence for microbial decomposition of organic acids during podzolization. **European Journal of Soil Science**. v. 46, p. 489-496, 1995.
- MABESOONE, J. M. et al. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 2, p 173-190, 1972.
- MARBUTT, J. A.; SCOTT, R. M. Periodicity of morphogenesis and soil formation in a savannah landscape near port Moresby, Papua. **Zeitschrift für geomorphologie**. Canberra, n. 1, p. 69-89, 1966.
- MAFFI, C. **Fotointerpretação geológica**. Salvador: Centro Editorial e Didático da UFBA, 1978.

MARTIN, L. et al. Texto explicativo para o mapa geológico do quaternário costeiro do estado da Bahia – escala 1:250.000. **Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/CPM**. Salvador, 60 p. 1980.

_____.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Flutuação do nível do mar no holoceno e sudeste do Brasil: evidências de múltiplos indicadores fósseis e geométricos. **Journal of Coastal Research**. Flórida, p. 102-124, 2003.

MAYER, L. **Introduction to quantitative geomorphology: an exercise manual**. Miami University, 380 p. 1990.

McFADDEN, L. D.; KNUEPFER, L. K. Soil geomorphology: the linkage of pedology and surficial processes, **Geomorphology**, Amsterdam, v. 3, p.197-205, 1990.

McKEAGUE, J.A.; ARNAUD, R. J. St. Pedotranslocation: eluviation–illuviation in soils during the Quaternary. **Soil Sci.**, n. 107, p. 428-434, 1969.

MELFI, A. J.; PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil – parte 1. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 7, 1977.

_____. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil – parte 2. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 8, p. 11-22, 1978.

MENDIGUREN, J. A.; RICHTER, F. M. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 8, p. 90-101, 1978.

MILLER, V. C.; MILLER, C. F. **Photogeology**. New York: McGraw – Hill Book Company, 1961.

MILLOT, G. Les Grands aplainissements des soches continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et desertique. **Mém. ORSTOM**. France: Soc. Geolog., v.10, p.295-305, 1980.

_____. Planation of continents by intertropical weatherings and pedogenetic processes. In: MELFI, J. A.; CARVALHO, A. (Eds.). **Laterization process**. São Paulo: IG-USP, p. 53-63. 1983.

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

MOURA, H. P.; MALAGUTTI FILHO, W. Métodos de eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nas áreas de resíduos urbanos: aterro controlado de Rio Claro. **Geociências**. UNESP, v. 22, p. 129-139, 2003.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente; Fundação IBGE, 422 p. 1979.

NORTHFLEET, A. A. et al. Análise comparativa da paleogeografia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 11, p. 1-18, 1997.

PEDRO, G. Un problème Pédologique fort ancien, mais toujours d'actualité. In: **Podzols et podzolization**. Paris. INRA; D. Righi e A. Chauvel (Ed.), p 1-10. 1986.

PENTEADO, M.M. Características dos pedimentos nas regiões quentes e úmidas, **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, v. 10, p. 3-16, 1970.

_____. **Fundamentos de geomorfologia**, Rio de Janeiro: IBGE, 158 p. série D. 1974.

PEREIRA, M. C. G. **Estudo geoambiental da superfície barreiras na área entre as bacias dos rios Pojuca e Sauípe, adjacente à rodovia ba 099/linha verde, litoral norte da Bahia, Brasil**. 331 f. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2004.

PEULVAST, J. P.; SALES, V. de C. Stepped surfaces and paleolandforms in the northern brasilian “nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**. Amsterdam, v. 62, p. 89-122, 2004.

PHILLIPHS, J. D. Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution, **Quaternary Research**, v. 40, p. 169-176, 1993.

PONTE, F. C. Estudo morfoestrutural da bacia Alagoas-Sergipe. **Boletim Técnico da Petrobrás**. v. 12, p. 12-21, 1969.

QUEIROZ NETO, J. P. Geomorfologia e pedologia, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 1, n.1, p. 59-67, 2000.

RÊGO, M. J. M. do. **Soil-relief relationships in the region cacauera da Bahia – Brazil**. In: CONGRES MONDIAL DE SCIENCE DU SOL, 16., 1997. Montpellier, 1997.

RIBEIRO, L. P. **Os latossolos amarelos do recôncavo baiano: gênese, evolução e degradação**. Salvador: FAPEX, 99 p. 1998.

_____. Evolução da cobertura pedológica dos tabuleiros costeiros e a gênese dos horizontes coesos. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 2001, Aracaju. **Anais...** Aracaju: EMBRAPA, p. 93-121. 2001.

_____. Uma visão pedogenética transcontinental da Formação Barreiras: Um novo paradigma? **Magistra**. Cruz das Almas – BA, v. 19, n.2, p. 89-97. 2007.

_____. UCHA, J. M.; PEREIRA, S. C. R. A. **Os solos dos tabuleiros e suas fontes de materiais de origem**.

ROMERO, R. E. **Gênese e degradação de duripãs em uma topossequência dos tabuleiros costeiros, Conde – Bahia**. 144 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luis de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2003.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos eias-rimas. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S.B. (Org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 291-336. 1996.

_____. **Geomorfologia, ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 83 p. 2003.

RUELLAN, A. Aplicações do conhecimento dos solos intertropicais no desenvolvimento da pedologia: a contribuição dos pedólogos franceses, **Geografia**, v.11, n.1, p. 95-108, 1986.

SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. **Rev. Geol.**, v. 5, p. 5-38, 1992.

SAADI, A. et al. Neotectônica da plataforma brasileira. **Quaternário no Brasil**. Ribeirão Preto: Holos (Ed.), p. 211-230. 2005.

SALIM J. et al. Novos subsídios para a elucidação do episódio barreiras no Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: SBG, p. 149-158, 1975.

SCHNITZER, M. Organic matter characterization. In: PAGE, A.L. et al. (Ed.) **Methods of soil analysis**. Madison: Agronomy, Part 2. 9. p. 581-594. 1982.

SILVA, T. C. da. **Problèmes géomorphologiques et paleogéographiques du nord-est du Brésil**. 170 p. Doctorat (d'Université) – Faculte des Lettres et des Sciences Humaines. Université de Strasbourg, FR. 1959.

SILVA, G. B. da. **Compartimentação do meio físico e biótico em unidades homogêneas através da inter-relação temática, na bacia hidrográfica do rio Imbassai Pequeno-BA**. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Meio Ambiente – Pedologia) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. 1999.

SIMON, A.; LARSEN, M. C.; HUPP, C. R. The role of soil processes in determining mechanisms of slope failure and hillslope development in a humid-tropical forest, eastern Puerto Rico. **Geomorphology**. Amsterdam: Elsevier Science Publisher, v. 3, p. 263-286, 1990.

SMALL, R. J.; CLARK, M. J. **Slopes and weathering**. Cambridge, Press Cambridge University, 1982.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil classification, a comprehensive system, 7th approximation**. Soil Conserv. Serv., U. S. Dept. Agric. U. S. Govt. Printing Office, Washington D C. 265 p. 1960.

SOUZA, C. K. et al. Influência do relevo na variação anisotrópica dos atributos químicos e granulométricos de um latossolo em Jaboticabal – SP. **Eng. Agríc**. Jaboticabal, SP: UNESP, v. 23, n. 3, p. 486-495, 2003.

STOOPS, G.; JONGERIUS, A. Proposal for a micromorphological classification in soil materials. I. A classification of the related distribution of coarse and fine particles. **Geoderma**, 30:179-186, 1975.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast. **Geonomos**. Belo Horizonte (MG), v. IV, n. 2, p. 45-53. 1996.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares**. Propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo: Edgard Blücher (Ed.), 500 p. 1980.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Quaternary sea level of the Brazilian coast: recent progress. **Episodes**, v. 11, n. 3, 1988.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo) Barreiras do Neógeno e seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. **Geociências**, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 461-479, 1999.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais**: passado + presente = futuro. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999. 366 p.

TONKIN, P. J.; BASHER, L. R. Soil-stratigraphic techniques in the study of soil and landforms evolution across the Southern Alps. New Zealand. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 3, p. 547-575, 1990.

TRICART, J. Mise en point: l'évolution des versants. **L'information géographique**. 1957.

TRICART, J. As Zonas morfoclimáticas do Nordeste Brasileiro. **Notícias Geomorfológicas**. p. 17-25, 1959.

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE-SUPREN, 91 p. (Recursos Naturais e Meio Ambiente, 1). 1977.

TRICART J.; SILVA T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia, 167 p. 1968.

UCHA, J. M. **Processos de transformação latossolo-espodossolo sobre os sedimentos do Grupo Barreiras nos Tabuleiros Costeiros do litoral norte da Bahia**. 196 f. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2000.

VILAS BOAS, G. S.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L. Leques aluviais pleistocênicos da região costeira da Bahia: implicações paleoclimáticas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 255-258, 1985.

VILAS BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the state of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and process. **Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, p. 417-427, 2001.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, Campinas, SP, p. 105-118, 2005.

VIZIER, J. F. Etude de fonctionnement des milieux satures d'eau. Une démarche physico-chimique. **Cahier D'ORSTOM**, Série Pedologie, v. 25, p. 431-442, 1990.

APÊNDICES

APÊNDICE A – Descrição dos perfis

Perfil MB 1

Data – 25/10/05

Localização – topo de tabuleiro, a 4,0 km de Cangurito

Lat. 11° 56' 7" - 641562.1822 E

Long. 37° 42' 00" - 8680266.4905 N

Altitude – 97,5 m Acurácia – 12 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Remanescente de Floresta Estacional Semidecidual

Classificação – Latossolo Amarelo Distrocoeso, textura média.

A₁ – 0 - 12 cm: 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, seco; 10YR 4/1, bruno escuro, úmido; areia; grão simples, fraca, pequena, granular; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 12 - 35cm: 10YR 4/6, bruno amarelado escuro, seco; 10YR 4/4 bruno amarelado escuro, úmido; areia franca: fraca, pequena, granular e grão simples; muito friável; não plástico não pegajoso. Transição gradual e plana.

B/A - 35 - 64cm: 10YR 5/8, bruno amarelado, seco; 10YR 4/6, bruno amarelado escuro, úmido; argila arenosa; maciça porosa que se desfaz em moderada, pequena a média, bolcos sub-angulares; muitos poros muito pequenos; friável; ligeiramente plástico ligeiramente pegajosos. Transição gradual e plana.

BW₁ – 64 – 123cm: 10YR 6/8, amarelo brunado seco, 7,5YR 5/8, bruno forte úmido; maciça porosa que se desfaz em moderada, média e pequena, blocos sub-angulares; argila arenosa; muitos poros muito pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

BW₂ – 123 – 150cm: 7,5YR 5/8, bruno forte, úmido; maciça porosa que se desfaz em moderada, média e pequena, blocos sub-angulares; argila arenosa; friável; plástico, pegajoso. Transição gradual e plana.

BW₃ – 150 – 175cm: 7,5 YR 5/6 úmido; argila arenosa; maciça porosa que se desfaz em moderada, média e pequena, blocos sub-angulares; argila; friável; plástico, pegajoso.

Perfil descrito úmido dos horizontes B/A ao BW3, porém existem evidências de coesão pela resistência ao impacto do martelo ou penetração da faca. As cores secas foram obtidas posteriormente.

Linha ferruginosa ocorre a 1,70 m de profundidade nas faces do perfil.

Alguns fragmentos endurecidos são encontrados no perfil. Seriam fragmentos de duricrostas ou relíquias de outras estruturas?:

Muita areia lavada no A1 e A/B.

PERFIL MB2

Data – 25/10/05

Localização – meia encosta de tabuleiro (Cangurito)

Lat. 11° 57' 3" - 641281.8397 E

Long. 37° 42' 9" - 8678547.2620 N

Altitude – 70,0 m Acurácia – 10,8 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Capoeira

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, A moderado, textura média/argilosa.

A₁ – 0 – 10 cm: 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, seco; 10YR 3/2, bruno acinzentado muito escuro, úmido; moderada, pequena, blocos sub-angulares e granular; areia; friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 10 – 37 cm: 10YR 4/3, bruno, seco; 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, úmido; franco arenoso; maciça coesa que se desfaz em pequena e média, blocos sub-angulares; poros comuns muito pequenos e pequenos; friável; não plástico, não pegajoso. Transição gradual e plana.

B/A – 37 – 70 cm; 7,5YR 5/8, bruno forte, seco; 7,5YR 4/6 bruno forte, úmida; argila; maciça coesa que se desfaz em moderada, pequena a média, blocos sub-angulares; muitos poros muito pequenos; plástico, pegajoso. Transição gradual e plana.

Bt – 70 – 150 cm: Variegado de 10YR 7/8, amarelo e 7,5YR 5/8 amarelo avermelhado, seco; 10YR 6/8 amarelo brunado e 7,5YR 5/6, bruno amarelado, úmido, respectivamente; argila; maciça muito coesa que se desfaz em pequena a média, moderada a forte, blocos sub-angulares e angulares; muitos poros muito pequenos e poucos pequenos; plástico, pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

C – 150 – 190 cm: Variegado de 2,5 YR 6/6, amarelo oliváceo, 10YR 7/8 amarelo, 7,5 YR 5/8 amarelo avermelhado e 2,5 YR 4/6, vermelho escuro, seco; muito argilosa; moderada a forte, média, blocos angulares e sub-angulares; muitos poros muito pequenos e pequenos; firme; plástico, pegajoso.

Observações: um barranco em sequência ao perfil mostra a continuidade do horizonte C, indo até 250 cm.

Os horizontes A1 (principalmente) e A/B possuem seixos e fragmentos de seixos de quartzo.

PERFIL MB 3

Data – 25/10/05

Localização – terço inferior da encosta de tabuleiro (Cangurito)

Lat. 11° 57' 1" - 643218.2275 E

Long. 37° 41' 5" - 8678599.5679

Altitude – 42,10 m Acurácia – 7,2 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Capoeira

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, textura arenosa/média, A moderado.

A1 – 0 – 23 cm: 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, seco; 10YR 3/2, bruno acinzentado muito escuro, úmido; areia; maciça coesa que se desfaz em moderada, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos e poucos pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 23 – 73 cm: 10YR 4/6, bruno amarelado escuro, seco; 10YR 4/4, bruno amarelado escuro, úmido; areia franca; maciça coesa que se desfaz em moderada a forte, média, blocos sub-angulares e angulares; muitos poros muito pequenos e poucos pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

B/A – 73 – 100 cm: 7,5YR 5/8, bruno forte, seco; 7,5 YR 5/6, bruno forte, úmido; franco argilo arenoso; moderada a forte, média, blocos sub-angulares com aspecto maciço; muitos poros muito pequenos e poucos pequenos; duro, friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

Bt₁ – 100 – 150 cm: 5YR 5/8, vermelho amarelado, seco; 2,5YR 5/8 vermelho, úmido; argila arenosa; moderada, média, blocos sub-angulares e angulares; muitos poros muito pequenos; duro a muito duro, friável a firme; plástico, pegajoso; Transição clara e plana.

Bt₂ – 170 – 250 cm: 5YR 4/8, vermelho, seco; 2,5YR 5/8, vermelho, úmido; franco argilo arenoso; moderada, média, blocos sub-angulares e angulares; muitos poros muito pequenos; duro a muito duro, friável a firme; plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: ocorre uma “stone line” de aproximadamente 20 cm entre o Bt₁ e Bt₂, aos 150 a 170 cm, formada de seixos de quartzo e material ferruginoso.

PERFIL MB 4

Data – 26/10/05

Localização – terço superior de tabuleiro

Lat. 11° 51' 1" - 643359.9286 E

Long. 37° 41' 2" - 8689352.3472 N

Altitude – 92,20 m Acurácia – 7,6 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Capoeira alta

Classificação – Latossolo Amarelo Distrocoeso, A moderado, textura média.

A1 – 0 – 10 cm: 10YR 5/1, cinza, seco; 10YR 4/1, cinza escuro, úmido; maciça ligeiramente coesa que se desfaz em fraca, pequena a média, blocos sub-angulares; poros comuns muito pequenos e raros pequenos; ligeiramente duro, muito friável; não plástico não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 10 – 59 cm: 10YR 6/1, cinza, seco; 10YR, 5/1, cinza, úmido; maciça coesa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; poros comuns muito pequenos; ligeiramente duro, muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

B_{w1} – 59 – 82 cm: 2,5Y 6/4, bruno amarelado claro, úmido; 7,5YR 5/6, bruno forte (mosqueado úmido); maciça porosa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

B_{W2} – 82 – 160 cm: 2,5Y 6/4, bruno amarelado claro, úmido; 7,5 YR 5/6, bruno forte e 5YR 5/6, vermelho amarelado (mosqueados úmidos); maciça porosa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: ocorrência de fragmentos lateríticos na base do B_{W2}. Pontos esbranquiçados no B/A e linhas com aparente maior concentração de ferro no B_{W1}. Perfil semelhante à observações de tradagem nas proximidades.

Observações na estrada, em área subsolada e arada foram localizados pedaços de duripans mobilizados pelo manejo do solo (foto):

Lat. 11° 50' 8" - 639797.8899 E

Long. 37° 43' 0" - 8691304.5335 N

Altitude – 110,5 m.

PERFIL MB 6

Data – 26/10/05

Localização – tabuleiro plano

Lat. 11° 50' 6" - 710413.7469 E

Long. 37° 4' 7" - 8690959.5663 N

Altitude – 106,00 m Acurácia – 7,5 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Capoeira alta

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, textura arenosa/média.

A₁ – 0 – 12 cm: 10YR 5/1, cinza, seco; 10YR 4/1, cinza escuro, úmido; areia franca; maciça ligeiramente coesa que se desfaz em fraca, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos; ligeiramente duro, friável; não plástico não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 12 – 30 cm: 10YR 6/1, cinza, seco; 10YR 5/1, cinza, úmido; argila arenosa; maciça coesa que se desfaz em moderada, pequena a média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos e poucos pequenos; duro, firme; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 30 – 52 cm: 2,5Y 6/4 bruno amarelado claro, úmido; 7,5YR 5/8, bruno forte, (mosqueado úmido); argila; maciça porosa que se desfaz em moderada, média,

blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; macio, friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

Bt₁ – 52 – 85 cm: 2,5Y 6/4, bruno amarelado claro, úmido; 7,5 YR 5/6, bruno forte e 5YR 5/6, vermelho amarelado (mosqueados úmidos); argila; maciça porosa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Bt₂ – 85 – 160 cm: Variiegado de 2,5Y 6/4, bruno amarelado claro, úmido; 7,5 YR 5/6, bruno forte úmido e 5YR 5/6, vermelho amarelado úmido; franco argilo arenoso; maciça coesa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; macio, friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: ocorrência de fragmentos lateríticos no A, A/B E B/A.

Tradagem em 1,30 m não apresenta diferença em relação ao BW2.

PERFIL MB 7

Data – 27/10/05

Localização – tabuleiro plano

Lat. 11º 53' 4" - 644947.215 E

Long. 37º 40' 9" - 8685872.9704 N

Altitude – 91,00 m Acurácia – 9,9 m

Geologia – sedimentos do Grupo Barreiras

Vegetação – Capoeira rala (área queimada recentemente)

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, latossólico, textura arenosa/média.

A₁ – 0 – 13 cm: 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, seco; areia; grão simples e fraca, pequena, blocos sub-angulares; não plástico não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 13 – 31 cm: 10YR 4/4, bruno amarelado escuro, úmido; franco argilo arenoso; maciça porosa que se desfaz em moderada, pequena a média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos e poucos pequenos; friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 31 – 78 cm: 10YR 4/6, bruno amarelado escuro, úmido; argila arenosa; maciça porosa que se desfaz em fraca a moderada, pequena a média, blocos sub

angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

B_t – 78 – 167 cm: 7,5YR 7/6, bruno forte, úmido; argila; maciça porosa que se desfaz em fraca a moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: O perfil apresenta-se úmido a partir do A/B. No entanto, apesar do aspecto maciço poroso é possível a percepção de tornar-se coeso quando seco, e a sua morfologia latossólica.

Tradagem em 1,30 m não apresenta diferença em relação ao B_t, apenas aumento da umidade.

PERFIL ML 1

Data – 27/10/05

Localização – Linha Verde, área dos leques aluviais

Lat. 11° 51' 6" - 650442.1695 E

Long. 37° 37' 8" - 8689471.7222 N

Altitude – 37,20 m Acurácia – 8,1 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – Capoeira rala

Classificação – Latossolo Amarelo Distrófico, textura média.

A₁ – 0 – 10 cm: 10YR 5/2, bruno acinzentado, seco; 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, úmido; areia franca; maciça coesa que se desfaz em fraca, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poucos poros muito pequenos; friável; não plástico não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 10 – 37 cm: 10YR 5/3, bruno, seco; 10YR 4/3, bruno, úmido; franco argilo arenoso; maciça coesa que se desfaz em fraca, pequena a média, blocos sub angulares; poros comuns muito pequenos e poucos pequenos; friável a firme; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 37 – 68 cm: 10YR 6/6, amarelo brunado, seco; 10YR 5/6, bruno amarelado, úmido; franco argilo arenoso; maciça coesa que se desfaz em fraca a moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e plana.

B_{W1} – 68 – 175 cm: 7,5 YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; 7,5YR 5/8, bruno forte úmido; franco argilo arenoso; maciça coesa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

B_{W2} – 175 – 260 cm: 5YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; 2,5YR 5/8, vermelho, úmido; franco argilo arenoso; maciça coesa que se desfaz em moderada, média, blocos sub angulares; friável, muitos poros muito pequenos; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: fraturas verticais são observadas no perfil.

Pouca areia lavada no A₁.

PERFIL ML 2

Data – 27/10/05

Localização – Linha Verde, área dos leques aluviais

Lat. 11° 52'07,2" - 648868.3471 E

Long. 37° 37'59, 7" - 8687599.1302 N

Altitude – 39,90 m Acurácia – 10,1 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – Capoeira rala

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico

Espodossolo em área de leques aluviais, formado de material sedimentar arenoso com muito cascalho e seixos esparsos de quartzo alguns muitos friáveis. O perfil, em uma cascalheira, possui uma profundidade de 1,70 m, sendo que o BH só aparece a 1,65 m de profundidade, em placas muito duras. A camada arenosa superior possui uma "stone line" de seixos de quartzo com 30cm de espessura. Cor da camada, 2,5Y 7/1.

Amostrado apenas o BH. Cor da amostra, 10YR 3/3, bruno escuro, úmido.

PERFIL ML 3

Data – 28/10/05

Localização – área dos leques aluviais, próximo à cidade de Conde.

Lat. 11° 49' 1" - 650521.6944 E

Long. 37° 37' 6" - 8693311.9449 N

Altitude – 17,70 m Acurácia – 11,3 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – pastagem

Classificação – Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, textura arenosa/média.

A₁ – 0 – 20 cm: 10YR 5/2, bruno acinzentado, seco; 10YR 4/2, bruno acinzentado escuro, úmido; areia franca; fraca a moderada, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos e pequenos; muito friável e solto; não plástico não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 20 – 60 cm: 10YR 5/3, bruno, seco; 10YR 4/3, bruno, úmido; areia franca; maciça coesa que se desfaz em fraca a moderada, pequena a média, blocos sub angulares; poros comuns muito pequenos e poucos pequenos; friável; não plástico, não pegajoso. Transição gradual e plana.

Bt₁ – 60 – 120 cm: 7,5 YR 6/6, amarelo avermelhado, seco; 7,5YR 5/8, bruno forte, úmido; argila arenosa; maciça coesa que se desfaz em moderada, média e pequena, blocos sub angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Bt₂ – 120 – 250 cm: 2,5YR 5/8, vermelho, seco; 2,5YR 4/8, vermelho escuro, úmido; argila; maciça coesa que se desfaz em moderada, média, blocos sub-angulares; muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: fraturas verticais são observadas no perfil.

O perfil do solo apresenta características morfológicas de um Latossolo pois, apesar de maciço, os torrões se partem de maneira pulverulenta e friável.

O B_{t2} encontra-se acima de uma linha superior de seixos do sedimento (fotos).

O corte do sedimento apresenta estratos subparalelos de arenito intercalados com linhas de seixos orientados, provavelmente indicando a orientação da corrente durante a deposição. A base do corte, abaixo de uma linha de seixos é formada por um arenito mais argiloso.

O sedimento encontra-se próximo a áreas úmidas. Paleofalésia ?

PERFIL ML4

Data – 28/10/05

Localização – área dos leques aluviais, em estrada vicinal em seguida ao ML 3

Lat. 11° 51' 2" - 652258.5882 E

Long. 37° 36' 8" - 8689585.5769 N

Altitude – 6,20 m Acurácia – 9,40 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – coqueiral

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico ou Neossolo Quartzarênico.

Observações: corte de estrada; amostrado o ML 41 arenoso.

PERFIL ML51

Data – 28/10/05

Localização – área dos leques aluviais, em estrada vicinal em seguida ao ML4

Lat. 11° 51' 8" - 650532.6627 E

Long. 37° 37' 5" - 8689409.8228 N

Altitude – 28,80 m Acurácia – 7,0 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – vegetação de campo

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico ou Neossolo Quartzarênico.

Tradagem a 2,30 m sem mudança no material do solo.

PERFIL ML52

Data – 28/10/05

Localização – leques aluviais na área do rio da Pedra, na Chapada das Pontes.

Lat. 11° 51' 50, 1" S - 645690.4390

Long. 37° 39' 44, 8" W - 8688142.7078

Altitude – 87,30 m Acurácia – 7,0 m

Geologia – sedimentos pleistocênicos (leques aluviais)

Vegetação – pastagem

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico espessarênico

Cor da amostra - 10YR 3/1, cinza muito escuro, seco.

PERFIL ML6

Data – 28/10/05

Localização – Estrada Conde – Altamira, a 6 km do entroncamento de Conde.

Lat. 11° 48' 8" - 645141.9511 E

Long. 37° 40' 4" - 8694966.4125 N

Altitude – 26,20 m Acurácia – 9,2 m

Geologia – embasamento cristalino com cobertura Barreiras.

Vegetação – pastagem

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, textura arenosa/argilosa.

A₁ – 0 – 20 cm: 10YR 6/2, cinza brunado claro, seco; 5YR 6/2, bruno acinzentado, úmido; areia franca; fraca, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 20 – 40 cm: 7,5 YR 6/6, amarelo avermelhado, seco; 7,5YR 5/6, bruno forte, úmido; franco arenoso; fraca a moderada, pequena a média, blocos sub-angulares; poros comuns muito pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

B_{t1} – 40 – 130 cm: 7,5 YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; 7,5 YR 5/8, bruno forte, úmido; argila; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara e plana.

B_{t2} – 130 – 150 cm: Variiegado de 5YR 6/8, amarelo avermelhado e 2,5YR 4/8, vermelho escuro, seco; e 5YR 5/8, vermelho amarelado, 2,5YR 4/6, vermelho escuro, úmido; franco argilo arenoso; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; firme; plástico, pegajoso.

Observações:

Perfil de um Argissolo onde ocorre veios de quartzo fragmentados e com evidências de deslocamento por tectônica. Solo bem estruturado, sem coesão, porém o

horizonte A apresenta a linha de seixos comum ao Barreiras. Pode se tratar de um solo desenvolvido no cristalino e coberto pelo Barreiras.

PERFIL MLB 1

Data – 06/12/05

Localização – Entroncamento Linha Verde para Assentamento Sempre Vida

Lat. 11° 52' 1" - 648769.4231 E

Long. 37° 38' 3" - 8687790.1096 N

Altitude – 82,50 m Acurácia – 8,5 m

Geologia – Sedimentos do Grupo Barreiras.

Vegetação – capoeira baixa

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, textura arenosa/argilosa.

A₁ – 0 – 30 cm: 10YR 6/1, cinza, seco; 5YR 6/2, bruno acinzentado, úmido; areia franca; fraca, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

A/B – 30 – 50 cm: 7,5 YR 6/6, amarelo avermelhado, seco; 7,5YR 5/6, bruno forte, úmido; franco arenoso; fraca a moderada, blocos sub-angulares, muitos poros muitos pequenos e comuns pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 50 – 68 cm: 7,5 YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; mosqueado de 7,5 YR 5/8, bruno forte, úmido e 2,5Y 8/1, branco; argila arenosa; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; friável a firme; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual e irregular.

Bt₁ – 68 – 103 cm: Variegado de 5YR 6/8, amarelo avermelhado e 2,5YR 4\8, vermelho escuro, seco; e 5YR 5/8, vermelho amarelado, 2,5YR 4/6, vermelho escuro, úmido; 2,5Y 8/1, branco; argila arenosa; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; firme; plástico, pegajoso. Transição gradual e plana.

Bt₂ – 103 – 150 cm +; Variegado de 5YR 6/8, amarelo avermelhado e 2,5YR 4/8, vermelho escuro, úmido; mosqueado de 2,5YR 4/6, vermelho escuro, úmido e 2,5Y 8/1, branco; argila; moderada, média e pequena, blocos sub-angulares, poros comuns muito pequenos, plástico, ligeiramente pegajoso a pegajoso.

Observações – A cor mosqueada e variegada 2,5Y 8/1, branco, do perfil do solo se assemelha a manchas claras observadas no corte da cascalheira do Leque/Barreiras, que sugerem uma arenização do solo. Aqui pode ser a fragmentação dos seixos quando da abertura da trincheira.

A cor 2,5YR 4/6 corresponde a fragmentos de material laterítico.

PERFIL MLB2

Data – 06/12/05

Localização – Linha Verde, antes do entroncamento para o assentamento Sempre Vida

Lat. 11° 52' 5" - 648829.3545 E

Long. 37° 38' 2" - 8687666.9140

Altitude – 56,6 m Acurácia – 7,5 m

Geologia – Sedimentos do Grupo Barreiras.

Vegetação – superfície com erosão laminar e sulcos de voçoroca com vegetação rarefeita.

Classificação – Argissolo Amarelo Distrófico, textura arenosa/média.

A₁ – 0 – 27 cm: 10YR 6/2, cinza brunado claro, seco; 5YR 6/2, bruno acinzentado, úmido; areia franca; fraca, pequena a média, blocos sub-angulares e grão simples; poros comuns muito pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição ondulada e plana.

A/B – 27 – 50 cm: 7,5 YR 6/6, amarelo avermelhado, seco; 7,5YR 5/6, bruno forte, úmido; areia franca; fraca, pequena a média blocos sub-angulares, poros muito comuns muito pequenos; muito friável; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

Bt₁ (claro) – 50 – 123 cm: 7,5 YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; 7,5 YR 5/8, bruno forte, úmido; franco arenoso; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; friável a firme; não plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara e plana.

Bt₂ – 123 – 235 cm: Variegado de 5YR 6/8, amarelo avermelhado e 2,5YR 4/8, vermelho escuro, seco; e 5YR 5/8, vermelho amarelado, 2,5YR 4/6, vermelho escuro, úmido; franco argilo arenoso; moderada, pequena a média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos; firme; plástico, pegajoso.

C₁ – 235 – 293 cm +

Observações: o perfil foi analisado a partir de uma voçoroca aberta no Barreiras. Perfil complexo, apresentando uma linha de material laterítico entre o A e o A/B. Parece ser uma situação transicional entre o Barreiras e os Leques Aluviais.

Apresenta-se coeso até o A/B.

Tradagem de 0,78m, com o material tornando-se mais cascalhento e com areia muito grossa.

Pequenos seixos ocorrem de maneira exparsa em todo o perfil.

PERFIL MLB3

Data – 07/12/05

Localização – Linha Verde, após o entroncamento para o assentamento Sempre Vida, lado direito.

Lat. 11° 52'30, 8" - 648153.6570 E

Long. 37° 38'23, 1" - 8686874.4558 N

Altitude – 38,7 m Acurácia – 9,2 m

Geologia – Sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

Vegetação – Capoeira rala em antigo plantio de pinus.

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico arênico.

A₁ – 0 – 27 cm: 10YR 5/1, cinzento; areia; grão simples e maciço poroso; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

A/B – 27 – 70 cm: 10YR 7/1, cinzento claro, seco; areia, maciço poroso e grão simples; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

C₁ – 70 – 99 cm: 10YR 5/1, cinzento; areia (textura mais grosseira com seixos); grão simples; solto; não plástico, não pegajoso. Transição gradual e plana.

C₂ – 99 – 145 cm: 10YR 5/1, cinzento; areia com seixo e cascalho mais fino que o C₁; grão simples; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

Bh – 145 – 161cm: 10YR 3/2, bruno acinzentado muito escuro, úmido; franco arenoso; grão simples e maciça porosa; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara e plana.

PERFIL MLB4

Data – 07/12/05

Localização – Linha Verde, a 1,1 km do MLB3 e 1,5km do início da eletrorresistividade, em corte de estrada.

Lat. 11º. 52'06.7" - 648992.4947 E

Long. 37º. 37'55. 6" - 8687613.8747 N

Altitude – 38,9m Acurácia – 7,6 m

Geologia – Sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

Vegetação – Capoeira rala

Classificação – Latossolo Amarelo Distrófico, textura média.

Altura do corte – 5m

Parte amostrada – 2 a 5m

B_{w1} – 2 – 4m: 7,5YR 6/8, amarelo avermelhado, seco; franco argilo arenoso; maciça porosa que se desfaz em fraca, média, blocos sub-angulares, muitos poros muito pequenos e pequenos; friável; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara e plana.

2C₁ – 4 – 4,75m: variegado de 7,5YR 8/6, amarelo avermelhado, seco e 7,5YR 8/1, branco, seco, argila arenosa.

2C₂ - Cascalho – 4,75 – 5m: 7,5YR 8/1, branco, seco. Material composto de areia grossa e cascalho de quartzo sub-arredondado.

Observação: o cascalho no fundo do perfil é idêntico ao material que ocorre na superfície dos Espodossolos. Observações posteriores mostram que ocorrem bolsões desse material arenoso e cascalhento, porém, o material mais argiloso e variegado predomina.

PERFIL MLB5

Data – 07/12/05

Localização – Linha Verde, em área plana, lado esquerdo sentido Conde.

Lat. 11º 51' 2" - 650684.8909

Long. 37º 37' 0" - 8689593.4219

Altitude – 38,0 m Acurácia – 7,0 m

Geologia – Sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos ou remanescente Barreiras.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Latossolo Amarelo Distrocoeso, textura média.

Observações: O B_w apresenta-se úmido. Perfil com 1,48m de profundidade; tradagem mostra que o B_w continua até o fim do trado (1,30 m), quando aparecem seixos pequenos com matriz do B_w.

Horizontes amostrados: A1, B/A e BW.

PERFIL MLB 20

Data – 17/05/06

Localização – Linha Verde, próximo à sede do assentamento sempre Vida.

Lat. 11° 52'39. 9" - 647341.3298

Long. 37° 38'50, 0" - 8686601.8925

Altitude – 84 m

Acurácia – 9,3 m

Geologia – Sedimentos Barreiras.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Neossolo Litólico plíntico.

Perfil A/C, com 0,65 m de profundidade.

Amostrado o fragipã. Cores: cor de fundo, 7,5 YR 6/8, vermelho amarelado; mosqueados: núcleo, 10R 3/2, vermelho escuro; em torno do núcleo, 10R 4/6, vermelho. Todas as cores com o solo úmido.

Observações – O fragipã aflora em vários trechos da encosta, onde se encontra a profundidade variada. No terço médio e inferior da encosta, a erosão retirou todo o horizonte A bem como parte do fragipã, possibilitando assim o afloramento da linha de seixos e da crosta laterítica, como se observa nas fotos.

O terço inferior da encosta é formado por colúvio arenoso, quartzoso, proveniente da erosão a montante. O solo formado por esse material alcança uma profundidade de mais de 3 m, recobrando níveis areno-argilosos e cascalhentos.

PERFIL MLB 10

Data – 17/05/06

Localização – Linha Verde, em área de leques aluviais do assentamento Sempre Vida.

Lat. 11° 52'13. 0" - 648086.7354 E

Long. 37° 38'25, 5" - 8687424.7449 N

Altitude – 84 m

Acurácia – 9,3 m

Geologia – Sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Neossolo Quartzarênico húmico

PERFIL MLB 12

Data – 24/05/06

Localização – Linha Verde, área do assentamento Sempre Vida, terço médio superior da encosta.

Lat. 11° 51'20, 5" - 648908.6777

Long. 37° 37'58, 6" - 8689033.7671

Altitude – 30,2 m

Acurácia – 15,5 m

Geologia – Sedimentos dos Leques Aluviais Pleistocênicos (Barreiras?).

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Argissolo Amarelo Distrocoeso, textura arenosa/média.

A₁ – 0 – 10 cm; 10YR 5/4, bruno amarelado, úmido; areia; grão simples; não plástico, não pegajoso. Transição Clara e plana.

A/B – 10 – 25 cm; 7,5YR 5/8, bruno forte, úmido; areia franca; grão simples; solto; não plástico; não pegajoso. Transição clara e plana.

B/A – 25 – 40 cm; 5YR 5/6, vermelho amarelado, úmido; franco argilo arenoso; moderada, blocos sub-angulares; muitos poros muito pequenos, friável, ligeiramente duro; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

B_{t1} – 40 – 80 cm; 5YR 5/8, vermelho amarelado, seco, franco argiloso; fraca a moderada, blocos sub-angulares; poros comuns muito pequenos; ligeiramente plástico, ligeiramente pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

B₁₂ – 80 – 240 cm +; 5YR 5/6, vermelho amarelado seco, argila arenosa; fraca a moderada, blocos sub-angulares; poros comuns muito pequenos; ligeiramente plástico, pegajoso.

Observações: Perfil com 2,40 m de profundidade, mais 1,30 m de tradagem, num total de 3,70 m. Até o fim da tradagem o horizonte do solo não se altera.

MLB 13

Data – 24/05/06

Localização – Linha Verde, área do assentamento Sempre Vida, terço médio da encosta.

Lat. 11° 51'18. 6" - 648890.8047E

Long. 37° 37'59, 2" - 868902.2348N

Altitude –31 m

Acurácia –23,5 m

Geologia – Sedimentos Barreiras, leques aluviais.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Argissolo Amarelo Distrófico.

A₁ – 0 - 20 cm; 10YR 3/3, bruno escuro, úmido, areia; grão simples; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

A/B – 20 – 50 cm; 7,5YR 4/4, bruno, úmido, areia; grão simples e fraca, pequena, blocos sub-angulares; solto; não plástico, não pegajoso. Transição clara a gradual.

B/A – 50 – 120 cm; 7,5YR 4/6, vermelho amarelado, úmido; franco arenoso; moderada, pequena, blocos sub-angulares; firme; não plástico, ligeiramente pegajoso. Transição gradual a difusa.

B_t – 120 – 180 cm +; 7,5YR 5/6, vermelho amarelado, úmido, franco argilo arenoso; fraca pequena, blocos sub-angulares; muito friável; não plástico, ligeiramente pegajoso.

Observações: O horizonte coeso (B/A) possui em média 0,50 m de espessura, a partir de 1,5 m de profundidade.

MLB 14

Data – 25/05/06

Localização – Linha Verde, área do assentamento Sempre Vida, na parte baixa da encosta.

Lat. 11° 51'16. 4" - 648882.0506E

Long. 37° 37'59, 5" - 8689159.8701N

Altitude –31 m

Acurácia –23,5 m

Geologia – Sedimentos Barreiras, leques aluviais.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Neossolo Quartzarênico.

A₁ – 0-20 cm; 10YR 3/3, bruno escuro, úmido; areia; grão simples; solto; não plástico, não pegajoso. Transição Gradual e plana.

A/C – 20-50 cm; 10YR 5/8, amarelo brunado, úmido; areia; grão simples; solto; não plástico e pegajoso. Transição gradual e plana.

C1 – 50-100 cm; 10YR 6/8, amarelo brunado; areia; grão simples; solto; não plástico e pegajoso. Transição clara a gradual e plana.

C2 – 100 cm +; 10YR 8/2, bruno muito pálido, úmido; areia; grão simples; solto; não plástico e pegajoso.

Observações: Tradagem de 1,30 m mostra a continuidade do C2 até aproximadamente mais um metro de profundidade. A partir daí ocorre um material de coloração 10 YR 6/8, tendendo a clarear novamente.

MLB 15

Data – 25/05/06

Localização – Linha Verde, área do assentamento Sempre Vida, na baixada da topossequência.

Lat. 11° 51'14. 7" - 648888.3674E

Long. 37° 37'59, 3" -8689212.0776 N

Altitude –31 m

Acurácia –23,5 m

Geologia – Sedimentos Barreiras, leques aluviais.

Vegetação – Capoeira rala.

Classificação – Espodossolo Cárbico Órtico.

Trincheira aberta em uma área rebaixada por retirada de areia da camada superior. O corte acima tem 2 m. Na trincheira, após a retirada do aterro, aparece o horizonte espódico (Bh) com as suas particularidades: línguas de areia com penetração no Bh, áreas mais endurecidas do horizonte. Na seqüência desse horizonte, vem o C álbico arenoso com a ocorrência de cascalhos de quartzo pequenos (2 cm), a 1,20 m da tradagem.

APÊNDICE B – Dados geoeletricos.

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 337,2 | 1,0 | 1,0 |
| 2 | 1660,6 | 21,1 | 22,1 |
| 3 | 1404,7 | 43,8 | 65,9 |
| 4 | 32,7 | 58,5 | 124,4 |
| 5 | 11082,3 | ---- | ---- |

SEV 1 (E1) – Erro = 2,4%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 2822,9 | 0,7 | 0,7 |
| 2 | 6650,4 | 2,5 | 3,2 |
| 3 | 635,6 | 28,2 | 31,4 |
| 4 | 206,8 | 136,9 | 168,3 |
| 5 | 2636,2 | ---- | ---- |

SEV 2-2 (E2) – Erro = 2,5%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 5317,4 | 0,7 | 0,7 |
| 2 | 4820,4 | 1,5 | 2,2 |
| 3 | 440,4 | 8,4 | 10,6 |
| 4 | 761,4 | 19,2 | 29,8 |
| 5 | 377,6 | ---- | ---- |

SEV 3 (E3) – Erro = 2,3%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 2813,3 | 0,4 | 0,4 |
| 2 | 5916,9 | 1,3 | 1,7 |
| 3 | 8701,8 | 1,1 | 2,8 |
| 4 | 495,1 | 30,1 | 32,9 |
| 5 | 165,5 | 202,7 | 235,6 |
| 6 | 41,9 | ---- | ---- |

SEV 4 (E4) – Erro = 1,5%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 383,2 | 0,4 | 0,4 |
| 2 | 1071,5 | 14,9 | 15,3 |
| 3 | 153,3 | 182,4 | 197,6 |
| 4 | 6205,5 | ---- | ---- |

SEV 5-5 (E5) – Erro = 6,8%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 6370,2 | 2,8 | 2,8 |
| 2 | 343,8 | 55,1 | 57,9 |
| 3 | 220,8 | 202,6 | 260,5 |
| 4 | 3217,0 | ---- | ---- |

SEV 6 (E6) – Erro = 2,5%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 392,6 | 0,7 | 0,7 |
| 2 | 959,0 | 44,4 | 45,1 |
| 3 | 178,6 | 71,5 | 116,4 |
| 4 | 2410,8 | ---- | ---- |

SEV 7-7 (E7) – Erro = 3,8%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 2586,8 | 1,0 | 1,0 |
| 2 | 590,8 | 1,2 | 2,2 |
| 3 | 1150,5 | 194,6 | 196,8 |
| 4 | 417,2 | ---- | ---- |

SEV 8 (E8) – Erro = 2,2%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 627,1 | 0,7 | 0,7 |
| 2 | 130,3 | 1,5 | 2,2 |
| 3 | 367,0 | 3,2 | 5,5 |
| 4 | 72,8 | 9,0 | 14,5 |
| 5 | 3866,1 | ---- | ---- |

SEV 9 (E9) – Erro = 3,9%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 520,1 | 1,1 | 1,1 |
| 2 | 1720,8 | 20,1 | 21,1 |
| 3 | 253,3 | 66,2 | 87,3 |
| 4 | 20782,5 | ---- | ---- |

SEV 10 (E10) – Erro = 2,5%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 723,4 | 0,7 | 0,7 |
| 2 | 703,4 | 62,5 | 63,2 |
| 3 | 2965,9 | ---- | ---- |

SEV 11 (E11) – Erro = 2,3%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 1667,0 | 0,4 | 0,4 |
| 2 | 361,9 | 2,4 | 2,8 |
| 3 | 284,7 | 5,2 | 8,0 |
| 4 | 4245,9 | ---- | ---- |

SEV 12 (E12) – Erro = 2,4%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 270,4 | 0,3 | 0,3 |
| 2 | 5298,7 | 1,1 | 1,4 |
| 3 | 532,4 | 16,9 | 18,3 |
| 4 | 399,3 | 24,1 | 42,4 |
| 5 | 3562,1 | ---- | ---- |

SEV 13 (E13) – Erro = 1,9%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|--------|-----------------|---------------|------------------|
| 1 | 2030,9 | 0,6 | 0,6 |
| 2 | 3017,5 | 5,5 | 6,0 |
| 3 | 408,1 | 85,9 | 92,0 |
| 4 | 5759,2 | ---- | ---- |

SEV 14 (E14) – Erro = 2,7%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 1243,6 | 1,4 | 1,4 |
| 2 | 17,1 | 5,9 | 7,4 |
| 3 | 136,0 | 4,4 | 11,8 |
| 4 | 99994,5 | ---- | ---- |

SEV 15 (E15) – Erro = 2,4%

| Camada | Resist. (ohm/m) | Espessura (m) | Profundidade (m) |
|---------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | 1753,3 | 1,2 | 1,2 |
| 2 | 910,3 | 5,0 | 6,3 |
| 3 | 30,2 | 18,0 | 24,3 |
| 4 | 18492,0 | ---- | ---- |

SEV 16 (E16) – Erro = 2,5%

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)