



**OS DEPÓSITOS DE ENCOSTA
NA RECONSTRUÇÃO DA
DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA NA
BACIA DO RIACHO
PIANCOZINHO
(PERNAMBUCO/PARAÍBA).**

Débora A. Meira C. Ramos

2014



**CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**OS DEPÓSITOS DE ENCOSTA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA NA BACIA DO RIACHO PIANCOZINHO
(PERNAMBUCO/PARAÍBA)**

Débora Albuquerque Meira Coelho Ramos

Recife (PE)

2014

DÉBORA ALBUQUERQUE MEIRA COELHO RAMOS

**OS DEPÓSITOS DE ENCOSTA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA NA BACIA DO RIACHO PIANCOZINHO
(PERNAMBUCO/PARAÍBA)**

Dissertação de Mestrado elaborado junto ao Programa de Pós-graduação em Geografia – Área de concentração em Dinâmica das paisagens naturais e ecossistemas, Linha de pesquisa em Dinâmica superficial e climática das paisagens naturais tropicais úmidas e semiáridas - como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geografia.

Orientador: Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife (PE)

2014

Catálogo na fonte

Bibliotecária, Divonete Tenório Ferraz Gominho CRB4-1291

R175d Ramos, Débora Albuquerque Meira Coelho.

Os depósitos de encosta na reconstrução da dinâmica geomorfológica na bacia do riacho piancozinho (Pernambuco/Paraíba) / Débora Albuquerque Meira Coelho Ramos. – Recife: O autor, 2014.

152 f. il. ; 30cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-graduação em Geografia, 2014.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Bacias hidrográficas. I. Corrêa, Antônio Carlos de Barros. (Orientador). II. Título.

910 CDD (22.ed.)

UFPE (BCFCH2014-28)



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS - DCG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PP GEO**



DÉBORA ALBUQUERQUE MEIRA COELHO RAMOS

**OS DEPÓSITOS DE ENCOSTA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NA
BACIA DO RIACHO PIANCOZINHO (PERNAMBUCO/PARAÍBA).**

Dissertação aprovada, em 28/02/2014, pela comissão examinadora:

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa
(1º examinador – orientador – PP GEO/UFPE)

Profa. Dra. Silvana Praxedes Gurgel
(2º examinador – UERN)

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva
(3º examinador – PP GEO/UFPE)

**RECIFE – PE
2014**

Ao meu amor, Lucas.

Life isn't about waiting for the storm to pass, it's about learning to dance in the rain.
(autor: desconhecido)

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo, quero agradecer a Deus, por ter me dado saúde e determinação, e principalmente por permitir que eu tenha ao meu lado pessoas tão maravilhosas.

Ao meu querido orientador, Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, pela oportunidade, prazer e orgulho de ser sua orientanda. Pela excelência no que faz e por todo o apoio dado durante a realização desta pesquisa, sendo sempre muito solícito.

À minha amiga e Prof^a Danielle Gomes da Silva, que apesar da distância e dos seus inúmeros compromissos, não mediu esforços e se dedicou a me ajudar no que fosse preciso. Pela sua imensurável ajuda, em todas as etapas do trabalho, pela paciência sem fim, e por todo o carinho, meus eternos agradecimentos.

Ao Prof. Osvaldo Girão, por toda contribuição dada na qualificação e por sua participação nesta banca.

À Prof^a Silvana Praxedes, pela ajuda em um dos trabalhos de campo e por sua participação nesta banca.

Ao Prof. Valdomiro Souza coordenador do Laboratório de Fertilidade do Solo, e ao Prof. Edval Santos coordenador do Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas, pela grande colaboração na obtenção dos resultados de Difractometria de raio X e MEV respectivamente.

Aos técnicos de laboratório, Maurilio Amâncio, Lucas Sartor e Rodrigo Alves por toda colaboração e boa vontade em ajudar, muitas vezes em horário fora do seu expediente.

À minha amiga e companheira de trabalho, Rhaissa Tavares, com quem eu praticamente compartilhei todos os momentos de luta pela construção desta pesquisa, quem esteve comigo a trancos e barrancos, desfrutando poucas frustrações e inúmeras conquistas. E por permitir que eu praticamente me mudasse pra sua casa no fim da pesquisa, rrsrrs.. É isso aí, nos conseguimos!!!

A Rodrigo Amorim, companheiro do Piancozinho, pelos ensinamentos a respeito da área de pesquisa tal como ajuda inestimável nos trabalhos de campo e elaboração do trabalho.

Ao meu grande amor, Lucas, por ser um exemplo de força e superação. Pela sua compreensão quanto aos meus momentos de ausência, pela sua paciência quando nem eu mesma me aguentava, por apoiar minhas decisões e por agir sempre com tanto amor.

À minha irmã e filha, Bia, que tanto, tanto teve paciência e cuidado comigo. Mostrando muitas vezes que apesar de sua pouca idade possui uma maturidade enorme, capaz de me ajudar e acalmar nos momentos mais difíceis. E que muitas vezes ajudou até mesmo na parte prática desta pesquisa.

À minha irmã Daiana, que apesar dos seus inúmeros compromissos, sempre esteve disposta a me ouvir e ajudar no que fosse necessário. E pela companhia nas madrugadas de estudo.

À minha mãe Betânia, que apesar de todos os obstáculos que a vida nos impõe, está sempre apoiando minhas decisões e torcendo pelas minhas conquistas.

Ao meu querido pai Diógenes (*in memoriam*), que apesar de ter partido tão cedo me deixou a certeza de que fui muito amada, e que nenhum sonho é fácil de ser realizado, mas que também nada é impossível.

Ao meu avô Dilson (*in memoriam*) e a minha avó Thereza, por priorizarem os estudos, me ensinando tal valor.

À minha avó Maria, pelos incessantes momentos de oração e demonstração de afeto.

À minhas tias, Carolina, Judith, Andréa e Lucila e as minhas primas, Izinha, Aninha, Priscila, Juju, Clara, Júlia, Camila e Mari por desejarem a realização dos meus sonhos e torcerem por mim.

Aos meus sogros, Alfredo e Ivanise, por cuidarem de mim e por desejarem o meu sucesso.

A Nadal, que quando chegou pensei que iria me atrapalhar, mas que na verdade só fez ajudar, mudou completamente a minha vida e tornou-se meu bebê, me proporcionando atenção e carinho da forma mais pura.

À dona Lourdes e seu Eriosmar, por abrirem as portas da sua casa pra mim, pelas orações, pela atenção e principalmente por todo o carinho.

À Gildete, Milton, Marlene, Leonas, Joana e Dona Francisca, por me acolherem em sua casa, pela preocupação, cuidado e incentivo de sempre.

Aos meus amigos e companheiros, que me aturam em qualquer situação e com quem eu SEMPRE posso contar: Maria Melo, Dannilo Lima, Iwelton Madson e Andrezza Karla.

À Mariana Costa, Laís Martin e Larissa Souza por me proporcionarem momentos de muita diversão quando eu mais precisava.

Ao amigo Kleython Monteiro, pelo apoio e cuidado de sempre.

À Renata Nunes Azambuja pela amizade e por sua grande contribuição no momento da qualificação.

A Évio Marques pela imensurável ajuda no trabalho de campo.

A Bruno Tavares e Ana Clara Magalhães por compartilharem comigo seus conhecimentos a respeito da área de estudo.

A todos que fazem o GEQUA.

A Eduardo Veras, por ser sempre tão solícito e atencioso em seu trabalho, ajudando inúmeras vezes no desenrolar das burocracias.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de Mestrado.

RESUMO

Os depósitos de encosta localizados na Bacia do Riacho Piancozinho foram analisados sob a ótica da abordagem morfoestratigráfica, tendo em vista que a correlação entre as formas de relevo e os depósitos superficiais torna-se de grande valia para o resgate da história erosiva/deposicional da área de estudo. No intuito de correlacionar o estudo das formas geomorfológicas com as características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem técnicas de análise sedimentológica como granulometria, morfoscopia, micromorfologia de solos, MEV, e difratometria de raio X das argilas foram aplicadas buscando informações acerca dos modos de deposição pretéritos e dos paleoambientes, buscando definir quando se estabeleceram na região as condições morfogenéticas contemporâneas e quais ritmos climáticos estão diretamente envolvidos no desencadear da morfogênese recente. Os resultados das análises sedimentológicas das amostras apresentaram resultados bem homogêneos, demonstrando que os depósitos coluviais foram derivados por sedimentação gravitacional do tipo corrida de lama, através de fenômenos de episódios espasmódicos durante chuvas torrenciais em clima semiárido com área fonte proximal.

Palavras-chave: Geomorfologia do Quaternário, Depósitos de Encosta, Morfoestratigrafia, Bacia do Riacho Piancozinho.

ABSTRACT

Hillslope deposits located within the Piancozinho creek catchment were analyzed observing a morphostratigraphic approach, aiming at the correlation between landforms and surface deposits as a tool for understanding the erosive/depositional history of the area. Based on the coupling between geomorphic features and the intrinsic characteristics of landscape structuring materials, a series of techniques were applied to sediments in order to uncover this relationship: grain size analysis, morphoscopy, soil micromorphology, SEM, XRD of clay minerals. These tests provided valuable information regarding the depositional and paleoenvironmental history of the area, and the role played by climate in triggering such events. Results pointed to the homogeneity of colluvium forming processes, mostly dominated by gravitational flows, such as mudflows, during spasmodic episodes of high torrentiality under the semiarid regime, operating on close range source areas.

Keywords: Quaternary. Hillslope deposits, Morphostratigraphic, Piancozinho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	12
LISTA DE TABELAS.....	15
INTRODUÇÃO.....	16
2. ÁREA DE ESTUDO.....	18
2.2 UNIDADES GEOLÓGICAS.....	20
2.2.1 Unidades Mesoproterozóicas.....	22
2.2.2 Unidades Neoproterozóicas.....	23
2.2.3 Unidades Cenozóicas.....	25
2.3 CLIMATOLOGIA.....	26
2.4 UNIDADES PEDOLÓGICAS.....	31
2.5 DRENAGEM.....	35
2.6 VEGETAÇÃO.....	35
3. REVISÃO BIBLIOGRAFICA.....	36
3.1 A Evolução dos Estudos Geomorfológicos.....	36
3.2 O Período Quaternário.....	39
3.3 Ambientes Depositionais Recentes.....	41
3.3.1 A Fácies Eluvial.....	41
3.3.2 A Fácies Colúvial: Material e Significado na paisagem.....	42
3.4 A Abordagem Morfoestratigráfica.....	46
4. METODOLOGIA.....	52
4.1 Bases Cartográficas.....	52
4.2 Abordagem Morfoestratigráfica.....	52
4.3 O trabalho de campo e as coletas de material.....	53
4.3.1 Chave para Nomenclatura das Amostras.....	55
4.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	57
4.4.1 Granulometria.....	57
4.4.2 Morfoscopia.....	58
4.4.3 MEV.....	59
4.4.4 Pipetagem.....	60
4.4.5 Difractometria de Raio X.....	60
4.4.6 Análise Micromorfológica de Solo.....	61
5. RESULTADOS.....	64
5.1 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	64
5.1.1 Unidades Morfoestruturais.....	66
5.1.2 Unidades Morfoesculturais.....	68
5.2 ANÁLISE MORFOESTRATIGRAFICA DOS DEPÓSITOS DE ENCOSTA NA BACIA DO RIACHO PIANCOZINHO.....	75

5.3 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DEPÓSITOS DE ENCOSTA.....	95
5.3.1 Granulometria e Análise Morfológica.....	95
5.3.2 Análise de algumas Propriedades Pedológicas.....	111
6. CONCLUSÕES.....	145
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	147

LISTA DE FIGURAS

Figura 01: Localização da área de estudo.....	19
Figura 02: Mapeamento Geológico da Bacia do Riacho Piancozinho.....	21
Figura 03: Dados de Precipitação e temperatura – Triunfo (2006).....	30
Figura 04: Dados de Precipitação e temperatura – Souza (2006).....	30
Figura 05: Mapeamento Pedológico da Bacia do Riacho Piancozinho.....	32
Figura 06: Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas....	46
Figura 07: Localização dos Pontos de Coleta.....	56
Figura 08: Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade.....	58
Figura 09: Mapeamento Geomorfológico da Bacia do Riacho Piancozinho.....	65
Figura 10: Cimeira da Bacia do Riacho Piancozinho – Triunfo-PE.....	68
Figura 11: Pedimento Interplanáltico – São José da Princesa-PB.....	69
Figura 12: Encostas com cobertura coluvionar – São José da Princesa-PB.....	70
Figura 13: Encostas íngremes sem cobertura coluvionar – Curral Velho-PB.....	71
Figura 14: Pedimentos – Manáira-PB.....	72
Figura 15: Plauto Aluvial – São José da Princesa-PB.....	73
Figura 16: Maciços residuais do tipo Inselberg e em crista – Princesa Isabel-PB.....	74
Figura 17: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – São José da Princesa PB.....	76
Figura 18: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – São José da Princesa-PB.....	77
Figura 19: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – São José da Princesa-PB.....	78
Figura 20: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV).....	79
Figura 21: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPV.....	80
Figura 22: Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN), colúvio em forma de avental - São José da Princesa-PB.....	81
Figura 23: Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN) São José da Princesa-PB.....	82
Figura 24: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN).....	83
Figura 25: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal (CPEN).....	84
Figura 26: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Plauto (CPP).....	86
Figura 27: Colúvio Piancozinho Plauto (CPP) - São José da Princesa-PB.....	87
Figura 28: Colúvio Piancozinho Plauto (CPP) - São José da Princesa-PB.....	87
Figura 29: Colúvio Piancozinho Plauto (CPP) - São José da Princesa-PB.....	88
Figura 30: Bloco Diagrama Colúvio Piancozinho Plauto (CPP).....	89
Figura 31: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPP.....	90
Figura 32: Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA) - São José da Princesa-PB....	91
Figura 33: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA).....	92
Figura 34: Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA) - São José da Princesa-PB....	93
Figura 35: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPCA.....	94
Figura 36: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPV.....	95
Figura 37: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPV.....	96
Figura 38: Curva Cumulativa para os sedimentos CPV.....	96
Figura 39: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPEN..	97
Figura 40: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPEN.....	97
Figura 41: Curva Cumulativa para os sedimentos CPEN.....	98
Figura 42: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPP.....	98
Figura 43: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPP.....	99
Figura 44: Curva Cumulativa para os sedimentos CPP.....	99
Figura 45: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos	100

Figura 46: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPCA.....	100
Figura 47: Curva Cumulativa para os sedimentos CPCA.....	101
Figura 48: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPV.....	105
Figura 49: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPP.....	105
Figura 50: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPEN.....	106
Figura 51: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPCA.....	106
Figura 52: Grão com arestas bem abauladas, indício de transporte.....	114
Figura 53: Grão com transporte posterior a dissolução.....	115
Figura 54: Grão muito arredondado, com fratura conchoidal, muita tração no transporte.....	115
Figura 55: Grão com dissolução previa ao transporte.....	116
Figura 56: Grão apresentando dissolução da sílica, com aresta viva, fragmento de origem próxima ou plano de partição preservado.....	116
Figura 57: Grão com abaulamento das arestas, bem esférico, muito transporte.....	117
Figura 58: Grão de microclina com plano de partição a 90 graus.....	117
Figura 59: Grão tendendo a esfericidade.....	118
Figura 60: Grão com arestas destruídas.....	118
Figura 61: Grão que representa ambiente de domínio dos processos de transporte laminar.....	119
Figura 62: Grão com arestas bastante abauladas, indício de transporte.....	120
Figura 63: Grão que representa pouco transporte, possivelmente de fluxo viscoso, pouco atrito durante o transporte, fluxos subsaturados muita viscosidade.....	120
Figura 64: Evolução da aresta viva, grão tendendo a esfericidade, indício de transporte.....	121
Figura 65: Antigo grão anguloso que ao sofrer transporte abaulou suas arestas.....	121
Figura 66: O grão apresenta muita dissolução na superfície do quartzo, fratura conchoidal	122
Figura 67: O grão apresenta evidencias de retomada do transporte.....	122
Figura 68: Microclina com plano de partição preservado.....	123
Figura 69: Grão com aresta de plano de partição mais bem preservado.....	123
Figura 70: Microclina com arestas atenuadas.....	124
Figura 71: Grão demonstrando evolução da aresta viva, tendendo à esfericidade, indício de transporte.....	124
Figura 72: Mica que sofreu pouco transporte, planos de partição bem preservados.....	125
Figura 73: Grão apresentando destruição de arestas, muita dissolução e transporte.....	126
Figura 74: Grão de quartzo com pouca evidencia de transporte, no entanto apresenta fratura conchoidal.....	127
Figura 75: Microclina.....	127
Figura 76: Microclina com arestas abauladas, com escamação.....	128
Figura 77: Biotita, com intensa dissolução. Indício de pedogênese.....	128
Figura 78: Fotografia da lâmina de micromorfologia - CPV153.....	131
Figura 79: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV230.....	131
Figura 80: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV308.....	132
Figura 81: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV410.....	133
Figura 82: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN10.....	135
Figura 83: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN90.....	136

Figura 84: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN123.....	137
Figura 85: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN230.....	138
Figura 86: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPP40.....	139
Figura 87: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPCA35.....	140
Figura 88: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPCA65.....	141
Figura 89: DRX do Perfil CPV.....	143
Figura 90: DRX do Perfil CPEN.....	143
Figura 91: DRX do Perfil CPP.....	144
Figura 92: DRX do Perfil CPCA.....	144

LISTA DE TABELAS

Tabela 01: Parâmetros estatísticos das unidades deposicionais.....	102
Tabela 02: Análise morfooscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPV.....	107
Tabela 03: Análise morfooscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPP.....	108
Tabela 04: Análise morfooscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPEN.....	109
Tabela 05: Análise morfooscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPCA.....	110
Tabela 06: Amostra Colúvio Piancozinho Voçoroca – CPV.....	129
Tabela 07: Amostra Colúvio Piancozinho Encosta – CPEN.....	129
Tabela 08: Amostra Colúvio Piancozinho Cascalheira – CPCA.....	129
Tabela 09: Amostra Colúvio Piancozinho Plaino – CPP.....	129

INTRODUÇÃO

A paisagem geomorfológica e sua evolução dependem da atuação de diversos fatores, representados em diferentes escalas de espaço e tempo, que influenciam os processos superficiais gerando uma multiplicidade de resultados complexos e interconectados. O estudo do relevo, sobretudo dos modelados deposicionais, vem permitindo identificar eventos desestabilizadores da estrutura superficial da paisagem capazes de reorganizar o comportamento dos processos geomórficos.

Embora as encostas aparentem estar relativamente estáveis sob as condições contemporâneas, depósitos coluviais distribuídos através das escarpas dos maciços, comprovam a existência de um período de maior atividade nas encostas no passado recente. Com base nesse pressuposto, a identificação e análise dos processos nas encostas foram consideradas como de importância fundamental para a determinação dos agentes modeladores das formas de relevo agradacionais na Bacia do Riacho Piancozinho, localizada nos municípios de Triunfo e Santa Cruz da Baixa Verde no estado de Pernambuco e em São José da Princesa, Princesa Isabel, Manaíra, Curral Velho e Boa Ventura no estado da Paraíba, ambiente semiárido no Nordeste brasileiro.

A pesquisa buscará entender como os colúvios podem fornecer informações acerca dos modos de deposição pretéritos e dos paleoambientes, buscando definir quando se estabeleceram na região as condições morfogenéticas contemporâneas e quais ritmos climáticos estão diretamente envolvidos no desencadear da morfogênese recente.

A pesquisa justifica-se, sobretudo em virtude da carência de estudos geomorfológicos empiricamente construídos e orientados para a elucidação de eventos formativos recentes,

atuantes durante o Pleistoceno Superior / Holoceno, no semiárido nordestino. Este tipo de abordagem tem a virtude de permitir reconstruir a dinâmica dos sistemas de superfície terrestre, viabilizando a modelagem de taxas e magnitudes de operação dos processos geomórficos, assim permitindo o prognóstico mais realista de cenários futuros e, portanto, servindo de instrumento básico para o planejamento e a gestão ambiental.

O objetivo geral do trabalho tem como finalidade reconstruir a dinâmica geomorfológica das encostas situadas ao longo da Bacia do Riacho Piancozinho a partir da identificação dos padrões de deposição coluvial, contemplando a elucidação da sua gênese, desenvolvimento, estabilização e conexão com os demais sistemas de superfície terrestre presentes na área. Para tal a pesquisa buscou estabelecer a distribuição dos principais conjuntos morfoestruturais e sua relação com a formação de áreas potenciais de estocagem de sedimento realizando o Mapeamento Geomorfológico da área; Analisar as propriedades sedimentológicas (físico-químicas), e pedológicas dos depósitos estruturadores dos modelados agradacionais a fim de definir a evolução recente (Pleistoceno superior/Holoceno) destes compartimentos de relevo, bem como a temporalidade da estabilização dos sistemas ambientais fornecedores de sedimentos para os modelados de acumulação na área.

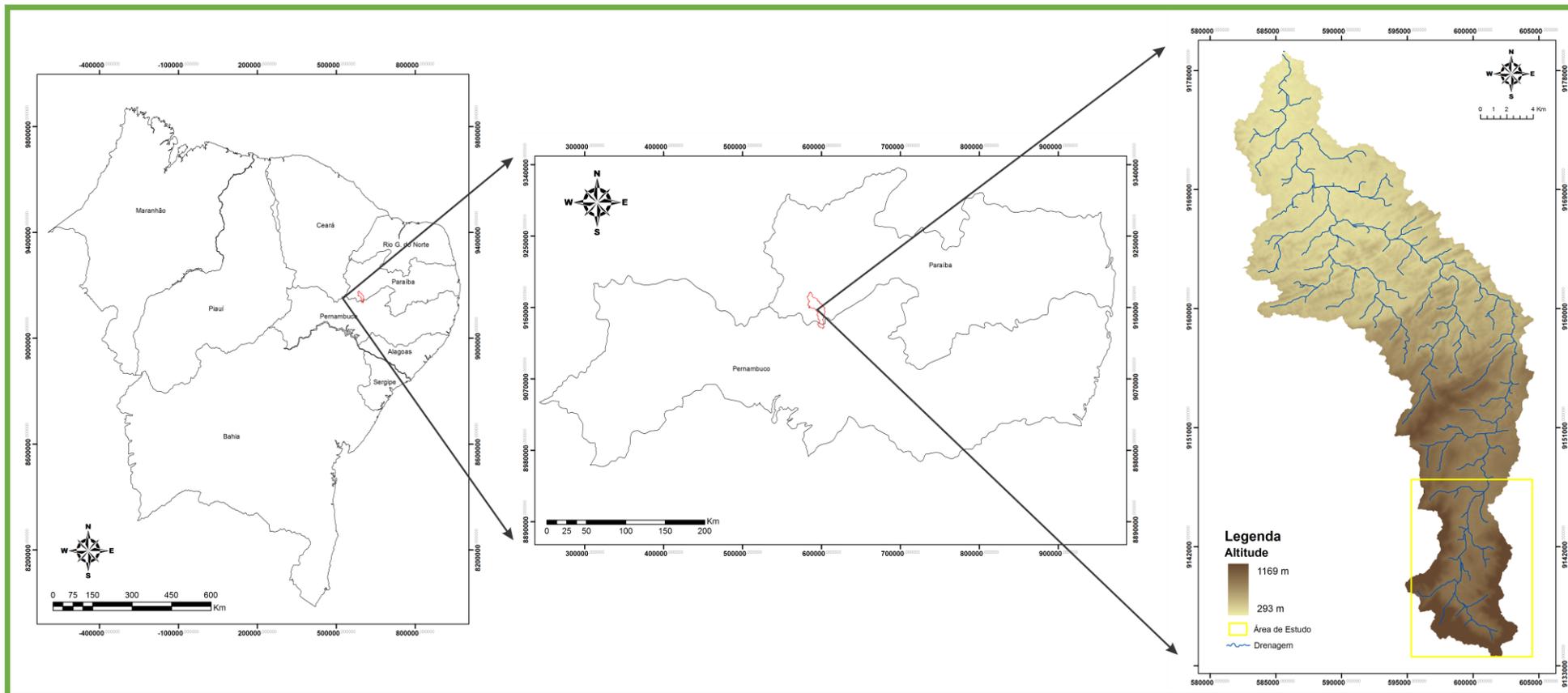
2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia do Riacho Piancozinho localiza-se no ambiente semiárido Nordestino, entre o Estado de Pernambuco e da Paraíba (Figura 01). Os pontos de coleta das amostras ficaram restritos às cabeceiras de drenagem, visto que nela se localizavam as principais áreas de estocagem de sedimento e em função do tempo existente para realização das análises. Para caracterização e mapeamento a bacia foi abordada em toda sua extensão.



Figura 01: Localização da área de estudo.



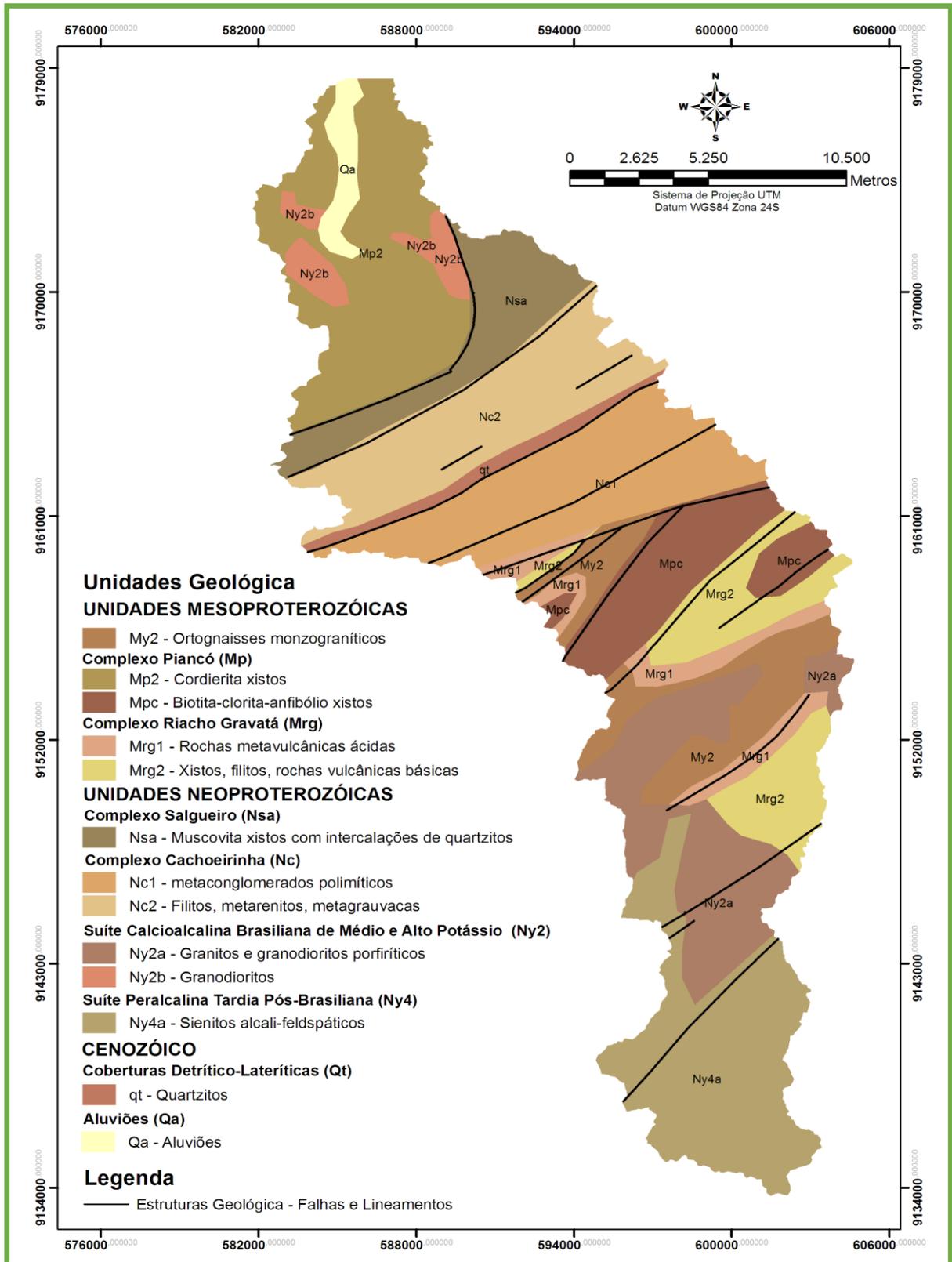
Fonte: A autora.



2.2 UNIDADES GEOLÓGICAS

A classificação geológica (Figura 02) para a bacia do Riacho Piancozinho foi realizada com base nos dados da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, 2010.

Figura 02: Mapeamento Geológico da Bacia do Riacho Piancozinho (modificado de CPRM, 2010).



2.2.1 UNIDADES MESOPROTEROZÓICAS

Ortognaisses Monzograníticos Protomilonitizados (My2)

Trata-se de rochas de aspecto gnáissico que ocorrem em janelas estruturais, possivelmente remanescentes de núcleos mais antigos. Esses ortognaisses são de cor cinza e bastante compactos, embora possuam certa heterogeneidade composicional. Estruturalmente apresentam-se como protomilonitos e milonitos, podendo ser derivados de granitóides e/ou de rochas migmatíticas. O estudo petrográfico de lâmina (CPRM, 2010) mostra a dominância de quartzo, microclina e plagioclásio, e como acessórios: biotita, muscovita, epidoto e opacos, com textura finamente porfirítica.

Complexo Piancó (Mp)

Sob esta denominação estão englobadas as rochas metapelíticas e metagrauváquicas presentes no Terreno Piancó, as quais fazem parte do Complexo Caicó, de Meunier (1964). Corresponde a um complexo metamórfico alóctone, com transporte para sudeste, situado na região de Itaporanga, Piancó e Ibiara-PB (parte deste domínio ou arcabouço tectônico foi denominado de *Nappe* de Piancó, por Campos Neto *et al.*, 1994a). Na unidade indicada pela sigla Mp2 ocorrem cordierita xistos com intercalações de biotita-hornblenda gnaisses e níveis descontínuos de metacalcário.

Complexo Riacho Gravatá (Mrg)

A designação deste pacote é atribuída a Campos Neto *et al.* (1994), compreende uma faixa limitada a norte e a sul por falhas, correspondendo à porção diferenciada do Complexo Salgueiro (Silva Filho, 1985), e apresenta os seguintes litótipos: quartzitos, xistos,

metarenitos, metavulcânicas básicas e ácidas, formações ferríferas e metacalcário. Apresenta um relevo bastante irregular, e o metamorfismo dominante é de baixo grau. A unidade considerada basal é constituída por quartzitos, que normalmente apresentam destaque topográfico e balizam estruturas dobradas; sendo constituídos por quartzo e muscovita. É provável que o empilhamento ora apresentado seja de caráter tectônico, não refletindo a estratigrafia original. Com a finalidade de representação cartográfica, este complexo foi dividido em duas áreas de dominância: Mgr1 – onde predominam as metavulcânicas ácidas-intermediárias e quartzitos; e Mrg2 – onde predominam quartzitos, xistos, filitos, metavulcânicas básicas e metarenitos.

2.2.2 UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS

Complexo Salgueiro (Nsa)

Este complexo corresponde ao Grupo Salgueiro de Barbosa (1970), constituído por metassedimentos de médio grau metamórfico. Compreende uma associação da fácies com dominância psamítica, caracterizada por quartzo-plagioclásio-muscovita xistos com alternâncias de muscovita xistos. Nas porções mais micáceas ocorrem biotita ou granada e, por vezes, carbonato, além de intercalações de quartzitos. Alguns horizontes desse pacote são aluminosos, caracterizados pela presença de cordierita xisto, onde a cordierita constitui porfiroblastos deformados. Embora a associação mineral com presença de muscovita, biotita e granada indique metamorfismo de baixo grau, o aparecimento de cordierita em determinados horizontes mostra que foram alcançadas condições metamórficas de médio grau. A presença de inclusões de quartzo, clorita e muscovita em cordieritas deformadas, que se orientam em

posições transversais à foliação das rochas, são, segundo Silva Filho (1985), condicionadores de superposição metamórfica em condições de baixa a média pressão.

Complexo Cachoeirinha (Nc)

Constitui um conjunto litológico onde predominam metapelitos com feições de turbiditos e se caracteriza por apresentar um baixo grau metamórfico. A parte basal constitui a unidade Nc1, e compreende metaconglomerados polimíticos, metagrauvascas, metarenitos, quartzitos e metacalcários. Segundo Silva Filho (1985), esses litótipos se interdigitam, até mesmo em escala de afloramento. A unidade Nc2 corresponde à porção dominante desse complexo e apresenta-se constituída de metarenitos feldspáticos finos e filitos sílticos com intercalações de sericita xistos finos. Os metaconglomerados quase sempre estão associados a níveis ferríferos e estas sequências ferríferas bandadas e os metaturmalinitos, possivelmente estão relacionados ao vulcanismo.

Suíte Calcialcalina Brasileira de Médio a Alto Potássio (Ny2)

Os dioritos potássicos (Ny2) apresentam granulação média-fina, sendo constituídas de biotita, anfibólio e plagioclásio. Situam-se no prolongamento leste do batólito de Itaporanga e, segundo os estudos realizados por Mariano (1989), sugerem a coexistência de magmas diferenciados do mesmo evento. Trata-se de rochas dioríticas que apresentam textura, mineralogia e química idêntica aos enclaves e diques máficos que ocorrem dentro do plutão de Itaporanga. Podem ser classificados como (Ny2a) sendo os monzonitos e granitos porfiríticos que encontram-se distribuídos por toda a área, especialmente nas bordas da Faixa Piancó, ou como (Ny2b) composto por granodioritos, quartzo dioritos e tonalitos com epidoto

magmático que apresentam uma ampla distribuição geográfica e, provavelmente, são relacionados geneticamente aos granitóides do tipo Itaporanga.

Suíte Peralcalina Tardia Pós-Brasiliana (Ny4)

Os Sienitos Catingueira (Ny4a) são corpos relativamente pequenos situados na região de Catingueira (PB), apresentam-se supersaturados em sílica e representados por sienitos alcalifeldspáticos e granitos alcalifeldspáticos. Trata-se de rochas mesocráticas de leve foliação nas bordas, granulação fina ou média, equigranular e de cor rósea a cinza. São isotrópos no centro e, por vezes, apresentam pórfiros aleatórios de feldspato potássico, bem como pequenos enclaves esverdeados, ricos em anfibólio, às vezes cloritizado. Alguns destes corpos são cortados por finos veios pegmatíticos. Apresentam textura hipidiomórfica granular, constituída por uma assembleia mineral diversificada – ortoclásio ou microlina, albita, augita ou aegerina-augita, arfvedsonita, riebeckita, quartzo, biotita e acessórios.

2.2.3 UNIDADES CENOZÓICAS

Coberturas Detrítico-Lateríticas (Qt)

Ocorrem sob a forma de manchas, tratando-se de áreas rebaixadas e situadas junto aos interflúvios de pequenos cursos d'água. Essas coberturas terciárias apresentam espessuras reduzidas, sendo constituídas por areia fina a média, argilas e, localmente, blocos de arenitos e níveis de cascalho. Possivelmente trata-se de coberturas lateríticas que foram erodidas.

Aluviões (Qa)

À semelhança do que ocorre em quase toda região semiárida, as aluviões geralmente são de pequeno porte, com exceção daquelas situadas ao longo das drenagens de maior expressão. Estes aluviões cartografáveis são constituídas por lençóis de areias de granulações variáveis, por vezes com estratificação cruzada, e por sedimentos finos, onde os rios apresentam maior planície de inundação.

2.3 CLIMATOLOGIA

As condições climáticas da Região Nordeste do Brasil resultam da interação de um conjunto complexo de sistemas de macro e mesoescala, atuando de forma isolada ou combinada, determinando o regime pluviométrico com características de grande variabilidade espaçotemporal das precipitações (AMORIM E SILVA, 2010). Nimer (1989) afirma que o conjunto de diferentes sistemas de circulação atmosférica torna a climatologia da região, principalmente quanto à precipitação, uma das mais complexas do mundo. Segundo o autor, a compreensão climática da região Nordeste deve-se a mecanismos estáticos e dinâmicos, sendo eles a posição latitudinal, altitude e topografia, mais os mecanismos de circulação atmosférica que atuam na configuração do clima da região.

Para Ab'Saber (2003), os atributos que caracterizam as regiões semiáridas são sempre de origem climática, hídrica e fitogeográfica: baixos níveis de umidade, escassez de chuvas anuais, irregularidade no ritmo das precipitações ao longo dos anos, prolongados períodos de carência hídrica, solos rasos e ausência de rios perenes.

Os sistemas sinóticos que influenciam na precipitação da área da Bacia do Riacho Piancozinho constituem a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sendo esta destaque

para o principal sistema responsável pelas precipitações na estação chuvosa, o Vórtice Ciclônico da Atmosfera Superior (VCAS), Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM).

O posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), para a área de estudo, é de extrema importância, pois, dependendo da posição na qual se encontra, tanto pode inibir como favorecer a ocorrência de chuvas. A (ZCIT) é um sistema de macroescala, no qual os ventos alísios de sudeste vindos do Hemisfério Sul (HS) e os ventos alísios de nordeste vindos do Hemisfério Norte (HN) convergem em baixos níveis meteorológicos atuando nos trópicos. Vários são os fatores em escala global que podem influenciar no movimento da ZCIT e que acentuam condições de seca ou de chuva acima da média sobre o Nordeste do Brasil. Porém, as condições físicas dos Anticiclones do Atlântico sul e norte são notadamente os principais responsáveis pelos movimentos de descida e subida da ZCIT.

Em nível regional destaca-se a atuação do Vórtice Ciclônico da Atmosfera Superior (VCAS) que forma-se no Oceano Atlântico entre os meses de outubro e março e sua trajetória normalmente é de leste para oeste, com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro. Segundo Amorim (2010), esse sistema influencia de forma significativa na precipitação da região, tendo como característica marcante a ocorrência de precipitações na sua periferia, enquanto no seu centro predomina céu claro ou pouquíssimas nuvens. É importante ressaltar que o VCAS está subordinado a sistemas maiores como o Anticiclone do Atlântico Sul (ASA), por exemplo.

Nimer (1989) destaca que dentre as características do ASA, destacam-se as temperaturas elevadas, que são fornecidas pela intensa radiação solar e telúrica das latitudes tropicais e forte umidade, fornecida pela intensa evaporação marítima. O ASA influencia de forma inversa a precipitação da região e sua atuação determina o movimento zonal executado

pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o principal responsável pela precipitação. A variação espacial da ZCIT em direção ao Hemisfério Sul é realizada justamente no período de janeiro a abril, quando o ASA tem pouca intensidade. No período de junho a agosto o ASA atinge o seu estágio máximo, deslocando a ZCIT para o Hemisfério Norte.

Outro sistema que influencia na climatologia da região em estudo constitui o Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), cuja gênese está relacionada a uma forte advecção de umidade em escala local. Segundo Amorim (2010), esse sistema tem entre 50 a 1000Km² de extensão, estando relacionado a quantidade de radiação disponível para convecção na superfície terrestre, com um ciclo de vida entre seis e 18 horas. Sua atuação é marcada por ocorrer de forma isolada, com intensas pancadas de chuva, relâmpagos, nebulosidade cumuliforme e trovoadas.

As condições climáticas da área de estudo também são influenciadas pelos sistemas meteorológicos globais: EL NIÑO e LA NIÑA. Estes influenciam diretamente no volume de precipitação na região, proporcionando anos bastante chuvosos ou secas severas. Quando as condições meteorológicas favorecem a formação do LA NIÑA ocorrem baixas precipitações no Sul e Sudeste do Brasil e elevadas precipitações no Nordeste brasileiro. Quando incidem condições meteorológicas inversas, favorecem a formação do sistema EL NIÑO, que, ocorrendo de forma intensa, provoca secas severas na região Nordeste e, em consequência, na área em estudo (COSTA & SOUSA, 1999).

Outro fenômeno importante normalmente associado às secas na região é o conhecido Dipolo do Atlântico (MOURA & SHUKLA 1981). Estes ocorrem quando o Atlântico Tropical Norte está mais quente que o normal e o Atlântico Sul mais frio, dando origem a uma circulação térmica anômala diminuindo os movimentos ascendentes sobre a região Nordeste, o que impede a formação de nuvens reduzindo, em consequência, as chuvas.

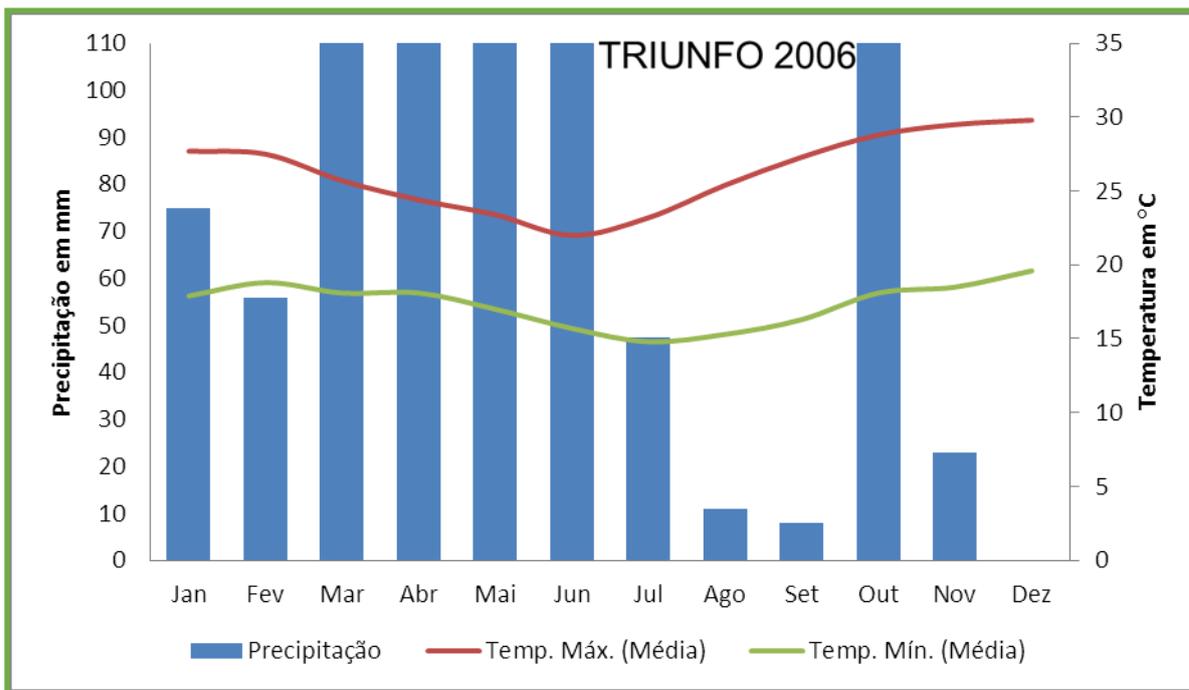
Dentre estas considerações pode-se ainda destacar condições climáticas distintas de precipitação e temperatura em virtude da variedade altimétrica encontrada no relevo, observa-se que nas regiões de maior altitude (serras ou brejos) são encontrados maiores índices de umidade e precipitação, e nas áreas localizadas a sotavento pouca precipitação e baixa umidade. Esta é uma característica marcante na área de estudo, visto que a cabeceira de drenagem da Bacia do Riacho Piancozinho localiza-se numa área mais elevada, o que caracteriza o seu ambiente como sub-úmido, diferindo de todo o restante da Bacia que se encontra a altitudes mais baixas e apresenta características de clima semiárido.

Com o intuito de realizar uma análise mais regional do clima foram confeccionados dois climogramas, um para uma cidade que represente a parte pernambucana da bacia (Triunfo) e outro a paraibana (Souza).

Com relação às condições climáticas relacionadas à cabeceira da bacia pode-se afirmar que esta não difere das existentes no semiárido nordestino, onde as condições de extrema semiaridez transitam gradualmente para condições de maior umidade em função de posições topograficamente mais elevadas dentro da região. Na figura 3 observa-se que em Triunfo praticamente durante todo o ano ocorrem chuvas, sendo estas mais concentradas nos meses de março a junho. Quanto a temperatura os dados apresentam-se com máxima de 30 e mínima de 15.

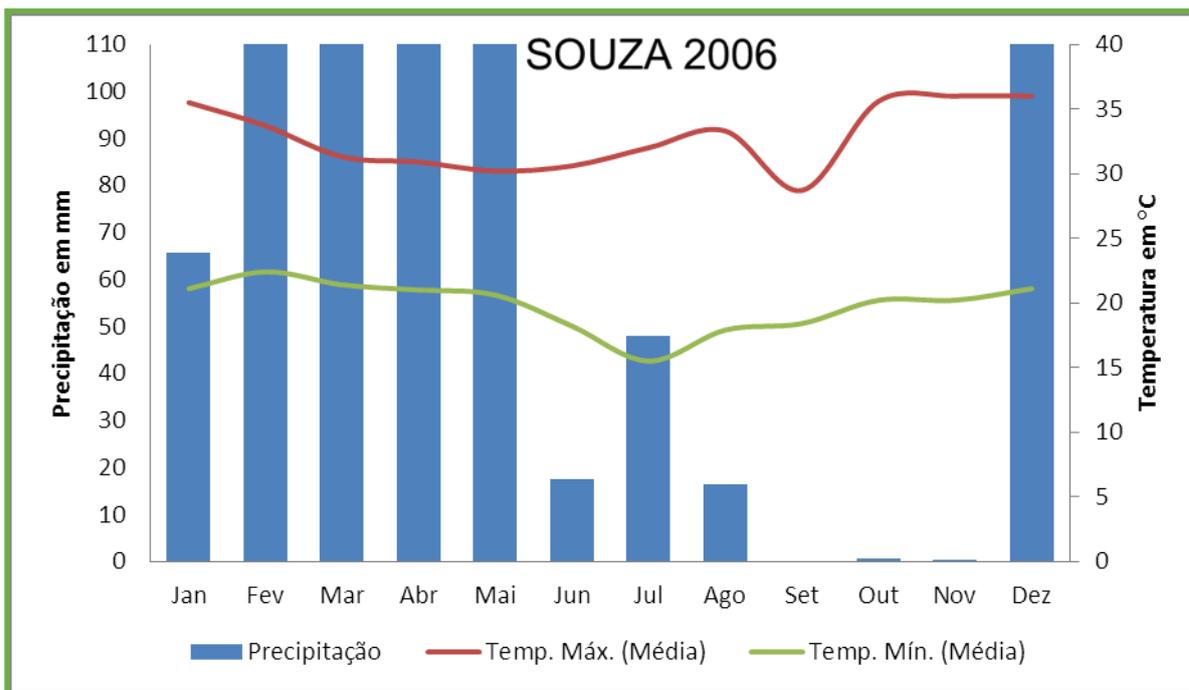
Em Souza os meses de junho, julho e agosto já apresentam médias baixas de pluviosidade, e em setembro, outubro e novembro ocorrem escassez hídrica. Quanto à temperatura os valores são máxima de 37 e mínima de 18 (Figura 3 e 4).

Figura 3: Dados de Precipitação e temperatura – Triunfo (2006)



Fonte: Agritempo (acesso em: 18/02/2014)

Figura 4: Dados de Precipitação e temperatura – Souza (2006)



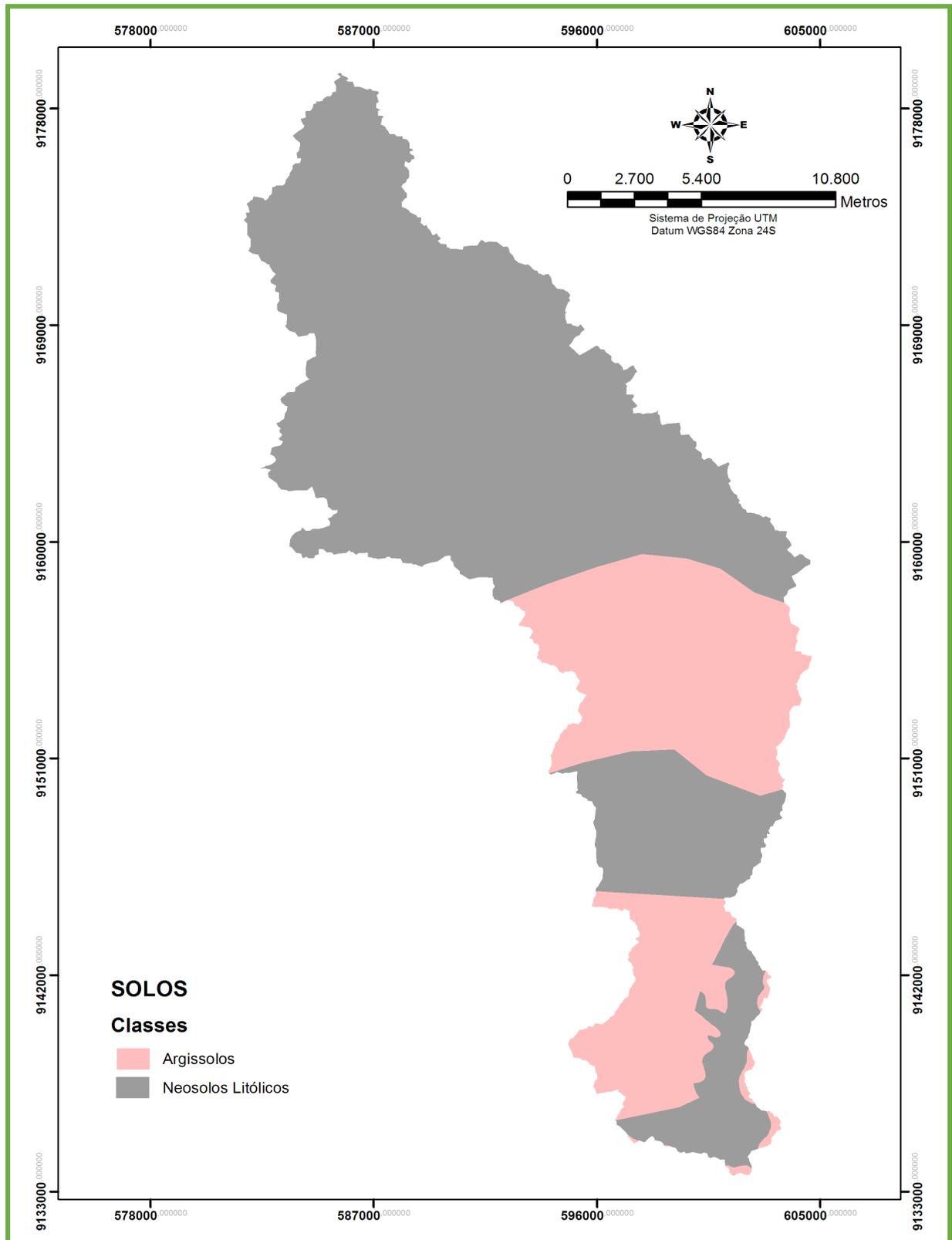
Fonte: Agritempo (acesso em: 18/02/2014)



2.4 UNIDADES PEDOLÓGICAS

A caracterização dos solos (Figura 05) foi realizada a partir dos dados da EMBRAPA (1997), entretanto há de se considerar que a escala de mapeamento utilizada por este órgão não se adequa à escala deste trabalho. Desta forma, optou-se pela utilização do mapeamento supracitado complementado por trabalhos de campo e análise de imagens de satélite. Tendo sido possível identificar quatro classes de solos existentes na área, sendo eles os Argissolos, Neossolos Litólicos e Flúvicos e Luvissole Crômico.

Figura 05: Mapeamento Pedológico da Bacia do Riacho Piancozinho (modificado de ZANE 2006 e ZAPE, 2002).



Argissolos

Solos bastante intemperizados que apresentam diferenciação marcante de horizontes. Formam uma classe relativamente heterogênea, que tem em comum aumento de argila em profundidade. Apresenta uma boa diferenciação de cores, variando de cores acinzentadas a avermelhadas no horizonte B e as do horizonte A são sempre mais escurecidas. A profundidade dos solos é variável, mas em geral são pouco profundos (CPRM, 2007).

São juntamente com os Latossolos, os solos mais expressivos do Brasil, sendo verificados em praticamente todas as regiões, sendo mais expressivos em áreas de relevo montanhoso e suavemente ondulado. A maior parte dos Argissolos presta-se relativamente bem para a agricultura, desde que não estejam situados em áreas de fortes declives, pois, nessas condições, estão muito sujeitos a erosão (LEPSCH, 2010).

Neossolos

São solos constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso (menos de 30 cm de espessura), sem apresentar qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Os Neossolos ocorrem praticamente em todas as regiões do País, embora sem constituir representatividade espacial expressiva, ou seja, ocorrem de forma dispersa em ambientes específicos. (CPRM, 2007).

Os Neossolos apresentam-se divididos em categorias que expressam suas características, neste caso foram identificados os classificados como Flúvicos e Litólicos.

-Neossolos Flúvicos: ocorrem nas planícies à margem de rios e córregos, são constituídos por sucessão de camadas de natureza aluvionar, sem relação pedogenética entre si, possuem espessura suficiente para o sistema radicular dos cultivos, mas estão sujeitos a constantes inundações (LEPSCH, 2010).

-Neossolos Litólicos: ocorrem nos relevos muito acidentados de morros e serras e congregam solos rasos, apresentam muitas limitações ao uso agrícola, pelo fato da rocha situar-se a pouca profundidade e as pedras serem frequentes na superfície (LEPSCH, 2010).

Luvissolos

São solos pouco ou medianamente intemperizados, ricos em bases e com acumulação de argila no horizonte B. São subdivididos em Crômicos e Háplicos, sendo importante para esta pesquisa a descrição do Crômico.

O perfil típico dos Crômicos é pouco profundo (raramente com mais de 1m de solum), com horizonte A delgado sobre horizonte B avermelhado, por vezes com acúmulo de carbonato de cálcio. Apresentam maior representatividade no Nordeste, sendo comuns nas regiões semiáridas, onde existe vegetação do tipo caatinga, caracterizada por conter muitos arbustos espinhosos, cactos e gramíneas (LEPSCH, 2010).

A pequena espessura dos Luvissolos Crômicos do Nordeste semiárido é devida, principalmente, pelas condições do clima, com chuvas escassas e mal distribuídas. A escassez de umidade dificulta a decomposição das rochas e, assim, o aprofundamento do solo. As chuvas são mal distribuídas e concentram-se em poucos meses do ano, em forma de grandes aguaceiros, o que provoca forte erosão, fator que contribui também para a pequena profundidade. Por isso, é comum a ocorrência, sobre a superfície, de uma camada de pedras de tamanho variado, deixada pela erosão, que remove as partículas finas, mas não consegue remover cascalhos e pedras. Essa acentuada deficiência hídrica, aliada a algumas características físicas pouco favoráveis a agricultura, faz com que sua principal utilização seja para pecuária (LEPSCH, 2010).

2.5 DRENAGEM

O Riacho Piancozinho integra a sub-bacia do Rio Pianco, que juntamente com a sub-bacia do Rio do Peixe integram a Bacia Hidrográfica Piranhas-Açu de domínio federal.

O Riacho Piancozinho drena uma área de 409 km², nasce no município de Triunfo, Estado do Pernambuco e desagua no Rio Piancó, Paraíba. Ao todo a bacia abrange parte dos municípios de Triunfo, Santa Cruz da Baixa Verde, São José da Princesa, Princesa Isabel, Manaíra, Curral Velho e Boa Ventura.

2.6 VEGETAÇÃO

A importância da cobertura vegetal para a morfogênese reside principalmente na capacidade desta interceptar as precipitações, evitando o impacto direto sobre o solo nu, o “splash”. A interceptação da precipitação pela vegetação varia consideravelmente sob condições ambientais semelhantes, como função dos diversos estados da sucessão vegetal, da sazonalidade e intensidade da precipitação e da existência de serra pilheira sobre o solo.

A vegetação da Bacia do Riacho Piancozinho apresenta caatingas arbustivo arbóreas e manchas reliquiaes da transição entre a caatinga e a floresta subcaducifólia para as partes mais elevadas. Foi possível observar também que a área encontra-se sob os efeitos da antropização emposta pelo uso agrícola do solo.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 A EVOLUÇÃO DOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS

O relevo se expressa na paisagem natural de todo o planeta sendo nele e sob ele que se estabelece a vida na terra. Os elementos naturais influenciam direta e indiretamente as múltiplas paisagens existentes, e são responsáveis pela dinâmica de vida estabelecida pelas sociedades.

Várias foram as visões de mundo que predominaram ao longo dos anos e influenciaram a evolução do pensamento científico. No caso da Geografia não foi diferente e muitos foram os obstáculos ultrapassados para que esta se consolidasse como Ciência. Na Geografia Física, mais especificamente na Geomorfologia, valorizou-se por muito tempo a descrição dos aspectos físico-naturais como ideal para compreensão do relevo, no entanto o processo de aperfeiçoamento na leitura histórica da paisagem através da sua forma continua como um grande desafio.

Dentro dos estudos geomorfológicos a perspectiva que baliza esta pesquisa surgiu na década de 50, sob forte influência de Ab'Saber e Bigarella quando passou-se a considerar a influência do clima na origem das paisagens e as variações paleoclimáticas começaram a ser incorporadas nas pesquisas com a adoção de novos modelos teóricos baseados em estudos de geomorfologia climática. Com isso, o relevo passou a ser analisado sobre outra ótica, que deixa de ser apenas descritiva e de caráter observatório. O clima torna-se o agente principal responsável pelo modelado e o pesquisador passa a se preocupar com o material, e com o processo, além da forma.

A geomorfologia brasileira passou a adotar novas linhas de pesquisa dentro da geomorfologia climática, com a apresentação e aplicação de modelos dos mais simples aos mais complexos na tentativa de explicar a origem e evolução das feições típicas do relevo atual, que ao longo do tempo (mais particularmente durante o Quaternário), caracteriza-se por um reafeiçoamento contínuo da superfície e por uma sobreposição de formas sobre uma estrutura morfológica preexistente, seja de natureza morfoestrutural ou morfoclimática (BIGARELLA, 1994).

É fato que com o passar dos anos, a partir dos avanços na ciência e na tecnologia, o homem tem desenvolvido técnicas de adaptação cada vez mais sofisticadas, tal como tem criado e aprimorado instrumentos que possibilitem a inspeção dos inúmeros eventos naturais que constituem uma dinâmica tão complexa como a do Planeta Terra. No entanto, mesmo com a evolução dessas técnicas, muitos eventos naturais (catástrofes ambientais) têm interferido na vida no planeta como um todo, pois em se tratando da natureza, nem sempre os eventos serão pontuais, algumas vezes poderão ser previstos e quando desencadeados nunca poderão ser controlados. É com base nesse pressuposto que a pesquisa buscará entender um pouco mais a respeito da história evolutiva da terra, principalmente no período do surgimento do homem (Quaternário). Estudar a dinâmica da natureza e compreender sua complexidade não é uma tarefa fácil, e a busca pelos eventos geo-históricos é quase sempre envolvida por um arcabouço abduativo, uma vez que não é possível medir o evento histórico em si mesmo, mas apenas seu registro na paisagem (CORRÊA, 2001).

Baker (1996 *apud* Corrêa *op cit.*) afirma que a geomorfologia é uma forma de pensar sobre a superfície da Terra e seus processos, englobando signos ou índices daqueles fenômenos do mundo real, para os quais causas prováveis e conceitos explicativos possam ser inferidos, de tal maneira que abranjam fenômenos previamente conhecidos, mas

aparentemente não relacionados entre si. De acordo com esta definição, a lógica envolvida na geomorfologia busca encontrar a causa pelo efeito, ou o conseqüente pelo antecedente.

Segundo Corrêa (2006), na geomorfologia, os sistemas são caracterizados por um grande número de variáveis independentes que se retroalimentam em si mesmas gerando um alto grau de complexidade e imprevisibilidade aos eventos. Dentro desta perspectiva, é impossível repetir em laboratório os fenômenos naturais e suas conseqüências. Ainda para Corrêa (*op. cit.*), a geomorfologia é uma ciência histórica, impossibilitada de realizar seus experimentos em laboratório devido à grande quantidade de elementos envolvidos e ao alto grau de complexidade. Portanto, para seu estudo, deve se fazer uso de elementos já estabilizados na paisagem para mensuração, análise e especulação sobre prováveis eventos desencadeadores da dinâmica e do processo os quais resultaram em determinado modelado.

As ciências históricas buscam as causas dos fenômenos em escalas proximais e finalistas, analisando seus propósitos e/ou funções intrínsecas dentro de um sistema de eventos complexos. Sendo assim, as predições nas ciências históricas não podem ser “a priori” e podem apenas sugerir cenários e tendências futuras a partir da observação de eventos passados (CORRÊA, *op cit.*).

A partir do exposto acima, a pesquisa utilizará dos princípios norteadores defendidos pela teoria do uniformitarismo (ou atualismo), onde o presente é a chave do passado. O uniformismo introduzido por J.Hutton e C. Lyell (*apud* SUGUIO, 2010) consiste em tentar entender os fatos e fenômenos naturais do passado pelo conhecimento de como eles ocorrem no presente. De acordo com Suguio (2010), quando se utilizam os elementos radioativos para medir as idades geológicas, por exemplo, este princípio está sendo aplicado. Pode-se afirmar ainda que o passado geologicamente pouco remoto e o presente são as chaves do futuro.

Com base no contexto de sedimentação nas encostas a hipótese é que os colúvios (uma consequência) podem revelar a história da paisagem (um antecedente).

3.2 O PERÍODO QUATERNÁRIO

O termo Quaternário, empregado inicialmente por Desnoyers (1829), foi aplicado a sedimentos fluviais e marinhos da Bacia de Paris, superpostos ao Terciário. Coube a H. Rebour (1833) oficializar o termo referindo-se aos depósitos sedimentares com associações de restos de animais e vegetais atualmente viventes (SUGUIO, 2010).

O período Quaternário corresponde ao período mais recente da Terra e é também conhecido como a “Idade do Gelo”, representa cerca de 2,5 Ma e tem sido cada vez mais alvo de pesquisas dentro da geomorfologia, geologia e áreas afins, visto que, foi neste período onde se diagnosticou as maiores oscilações climáticas, responsáveis por modificações nas taxas de intemperismo e pedogênese, nos regimes fluviais, no nível dos oceanos e na distribuição espacial dos seres vivos.

Segundo Salgado-Labouriau (1994), o Quaternário foi um período de grandes oscilações climáticas, com longos intervalos de temperaturas muito baixas (os glaciais) intercalados com períodos mais quentes assemelhando-se ao atual (os interglaciais). Neste período foram registrados pelo menos dezesseis glaciações, com duração média de 100.000 anos, intercaladas com épocas mais quentes (os interglaciais), com duração aproximada de 20.000 anos.

Entre as modificações proporcionadas pelas glaciações, as mudanças do nível do mar estão entre as mais significativas aos aspectos geomorfológicos, por controlar os processos que têm o nível de base como elemento propulsor. O efeito do recuo dos mares em relação

aos continentes vincula-se ao aumento da superfície continental e expansão de biomas do interior para essas áreas, como também as espécies litorâneas, como os mangues, se deslocaram em direção ao continente em fases transgressivas.

No que diz respeito aos climas regionais, o aumento da continentalidade propicia clima com índices extremados, invernos mais frios e verões mais quentes, redistribuindo assim os ecossistemas. Entretanto, estas modificações climáticas apresentam diversidades locais, pois mesmo que as glaciações não tenham interferido diretamente na paisagem brasileira, as mesmas influenciaram a temperatura e a intensidade das correntes marítimas, alterando conseqüentemente as temperaturas no continente e os processos geomorfológicos a elas associados.

De acordo com Christofolletti (1999), o referido período divide-se em Pleistoceno, que vai desde os últimos 2,5 milhões de anos até cerca de 10.000 anos AP, e Holoceno que abrange os últimos 10.000 anos até o presente. De acordo com critério paleontológico, os sedimentos Pleistocênicos são aqueles que possuem 70% dos fósseis correspondentes às espécies viventes, e os Holocênicos aqueles depósitos que só abriguem espécies viventes (SUGUIO, 2005).

O Holoceno é caracterizado como a “Idade do Homem”. Trata-se da época mais recente do período Quaternário e teve início ao final da última grande glaciação (Würm), há cerca de 10.000 anos. É neste período em que se reconhece o aparecimento do homem moderno e das primeiras civilizações. Sendo assim, este passou a ser um tempo geológico caracterizado pela intensificação das atividades antrópicas ou pela “hominização”. As grandes alterações climáticas ocorridas nesse intervalo caracterizam-se pelo início de uma fase interglacial em nosso planeta (SUGUIO, 2010).

Outro fator de bastante relevância para o desenvolvimento de pesquisas neste período é devido ao tempo geológico relativamente curto. Segundo Suguio (*op cit*), as evidências indicativas das condições naturais do Quaternário costumam ser mais numerosas e bem reservadas em relação aos períodos mais antigos, além de que os dados obtidos podem ser prontamente comparados com informações da mesma natureza, ligadas aos processos atuais.

3.3 AMBIENTES DEPOSICIONAIS RECENTES

Em concordância com o objetivo do trabalho a discussão se concentrará nos sedimentos recentes dos ambientes de encosta. Para Mabesoone (1982), os sedimentos recentes dos ambientes de encostas, que se apresentam como respostas aos processos funcionais e pretéritos, podem ser divididos em duas fácies: eluvial e coluvial.

3.3.1 A FÁCIES ELUVIAL

A fácies eluvial engloba a cobertura residual de regolito ainda *in situ*, criada através da decomposição direta da rocha mãe, que de acordo com Corrêa (2001) dá-se primordialmente através do intemperismo químico. O autor afirma ainda que o principal fator limitante para o desenvolvimento do elúvio é a ocorrência de transporte intermitente de material, especialmente os movimentos de massa, visto que ao sofrerem remobilização encosta abaixo eles passam de elúvio a colúvio.

Os depósitos eluviais demonstram suas peculiaridades em função do tempo exposto a processos intempericos, tal como do tipo de material/mineral responsável pela composição da rocha-mãe, tendo em vista que o período de exposição e a dureza do material constituinte

acarretará nas diferentes características que possam ser encontradas na natureza. Dessa forma, tais depósitos podem variar sua granulometria de muito finos a grossos e exibir minerais em fases estáveis e instáveis.

A transformação da rocha fresca em saprolito é tratada como sendo uma substituição isovolumétrica que mantém a fábrica original da rocha, ao menos, parcialmente visível. Bigarella (1994) usa o termo elúvio ou saprolito para o material alterado que permanece in situ, formando contatos gradacionais com a rocha-mãe. Em algumas áreas, o elúvio constitui a principal estrutura superficial da paisagem recobrimdo os topos planos de cristas e interflúvios.

3.3.2 A FÁCIES COLÚVIAL: MATERIAL E SIGNIFICADO NA PAISAGEM

Os depósitos colúviais constituem-se de materiais sedimentares localizados nos sopés das encostas e que provavelmente foram transportados em momento de instabilidade na paisagem provocada por eventos climáticos de alta magnitude. Tais eventos inserem um novo elemento no sistema, a água, capaz de desestabilizar encostas e arrastar sedimentos com a ajuda da gravidade por movimentos de massa, rastejo e corridas de lama.

Selby (1994) acrescenta que, devido à origem e ao mecanismo de transporte, depósitos de fluxos de detritos são mal selecionados, sem acamamento e possuem diferentes níveis de coerência em função do conteúdo de partículas finas. Os clastos podem encontrar-se orientados na direção do fluxo e possuir uma fábrica suportada por matriz.

Mabesoone (1982) diz que tais depósitos são na maioria das vezes semelhantes à fácies eluvial, sendo normalmente delimitados na base pelo embasamento rochoso, e que o fato dos depósitos colúviais compartilharem das características eluviais decorre em função

dos primeiros derivarem dos últimos. Sendo o elúvio o material intemperizado in situ, que ao sofrer transporte, passa a ser chamado de colúvio.

Suguio (2010) chama a atenção que os depósitos quaternários possuem relação intrínseca com a topografia atual, sendo imprescindível a distinção entre as superfícies originadas por erosão de rochas mais antigas e aquelas elaboradas pela deposição de sedimentos quaternários.

Outra característica destes depósitos diz respeito a uma colocação feita por Bigarella (1994), onde o mesmo propõe que o colúvio muitas vezes entra em contato com os depósitos aluviais no fundo dos vales em função dos diferentes graus de declividade das encostas, denominando este material de colúvio-aluvionar em função da difícil distinção entre ambas.

Suguio (2010) denomina colúvio como depósitos incoerentes com aspecto terroso, comumente maciço e de composição em geral areno-argilosa, embora possam conter fragmentos rochosos de tamanhos diversos e mais ou menos intemperizados. O seu mecanismo de formação está relacionado à lenta movimentação viscosa do regolito (ou manto de intemperismo) mais ou menos umedecido em água. Um exame mais acurado pode até revelar várias gerações de colúvios, separadas por “linhas de pedra” ou “linhas de seixos” (*stonelines*), compostas em geral por fragmentos minerais representando, muitas vezes, paleopavimentos detríticos dispostos mais ou menos paralelamente as vertentes (SUGUIO, 2005).

De acordo com Corrêa (2001), o colúvio seria qualquer depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesses materiais. Os colúvios têm sido usados como fonte de dados para reconstituição da história geomórfica das paisagens. Segundo Corrêa (*op cit.*), as evidências para eventos pretéritos podem ser reconhecidas pelo desenvolvimento de

horizontes incipientes, estratificação ocasional do depósito, ou sobrevivência de estruturas sedimentares, separação e depósitos por lentes de materiais de outras origens (*stonelines*) e incorporação de materiais datáveis.

Selby (1994) afirma que a maior parte das encostas tem uma longa história de desenvolvimento que pode fornecer informações sobre as taxas de mudanças, frequência de eventos geomórficos passados e paleoambientes. A evidência de eventos passados, se preservada, ocorre sob a forma de paleo-horizontes e depósitos coluviais deixados por esses eventos.

Para Fávera (1984) o clima apresenta uma estreita relação com o desencadeamento dos processos morfogenéticos deposicionais e, por conseguinte, constitui elemento fundamental para a compreensão da evolução do modelado durante o Quaternário, seja em virtude do caráter das suas flutuações cíclicas ou de eventos episódicos de máxima magnitude, que envolvem a manifestação de um elevado grau de energia em um curto espaço de tempo. Assim, os sedimentos depositados durante o Quaternário e seus modelados de acumulação resultantes tornam-se registros dos processos geomórficos que exerceram controle sobre a evolução da paisagem, principalmente nos contextos geotectônicos plataformais da zona tropical, seja sob a forma de notáveis relevos deposicionais ou de uma sequência de estratos inumados que revele a história evolutiva da paisagem.

Schumm (1977) afirma que é incontestavelmente verdadeiro que uma mudança no clima desencadeará um período de instabilidade na paisagem, que produzirá maiores taxas erosivas e de produção de sedimento, ainda que tais variações de grande escala possam ser difíceis de se distinguir dos efeitos dos eventos de alta magnitude e rara recorrência de incidência aleatória.

Apesar de os colúvios serem sempre interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais, estes também podem ocorrer como consequência de eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro do sistema de encostas (THOMAS, 1994 *apud* CORRÊA, 2001).

Dentro destas definições acerca do significado de colúvio, algumas considerações foram tecidas em busca da compreensão da existência desse material na paisagem.

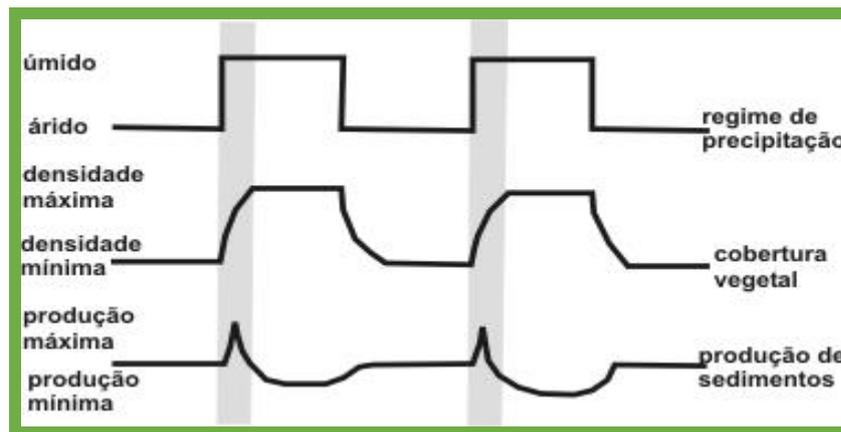
Para Mabesoone (1982) os modelados de acumulação estariam ligados a uma abordagem sistêmica de modelo processo-resposta, onde os processos seriam definidos pelo tipo de energia que opera o sistema, sendo este regulado pelas características fisiográficas da área. Desta forma, os sedimentos apresentariam as características dos elementos que possibilitaram a sua formação. Contudo, segundo o autor, a geometria do ambiente seria o fator limitante à produção de sedimentos, influenciando o nível de energia disponível e a forma da superfície deposicional. As respostas aos processos, por sua vez, são as diversas geometrias dos depósitos sedimentares, sua composição e distribuição espacial, que no caso dos depósitos recentes, a superfície contemporânea do terreno pode ser diretamente afetada, como resposta ao sistema deposicional.

Bigarella e Mousinho (1965) e Bigarella *et al.* (1965, 1975) trataram das formações dos depósitos correlativos através das modificações do relevo em virtude das oscilações climáticas entre os períodos úmidos e secos, denominando-o de modelo de evolução cíclica da paisagem, onde dentro de um ciclo ideal existem processos de formação de sedimento e erosão que atrelam-se a um período de vegetação densa e mais aberta respectivamente.

No entanto, Knox (1972) sugere que as mudanças climáticas podem ocorrer subitamente, ao invés de gradativamente como foi sugerido anteriormente. De acordo com esta proposta, um aumento abrupto e permanente da precipitação, como consequência de uma mudança no

padrão de circulação regional, provocará erosão nas altas encostas, até que a vegetação possa desenvolver uma resposta adequada às novas condições climáticas (Figura 6). O resultado é um período curto de alta produção de sedimento seguido de um decréscimo. Esta interpretação parece mais coerente com a disponibilidade de energia no sistema morfoclimático semiárido.

Figura 6: Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas (Adaptado: Knox, 1972).



3.4 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

Estudar as formas de relevo e entender sua dinâmica de formação e evolução trata-se de uma atividade muito complexa. Inúmeras são as variáveis responsáveis pela dinâmica deste sistema, diferentes litologias, climas e intensidade das ações antrópicas, além de outros fatores que respondem pelo modelado da paisagem. Desta forma, a compreensão do relevo não pode se dar apenas pela descrição do que se vê ou por modelos teóricos.

A abordagem morfoestratigráfica visa correlacionar o estudo das formas à temporalidade e características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem. A correlação entre as formas de relevo e os depósitos superficiais, torna-se de grande valia para

o resgate da história erosiva/deposicional da área de estudo. Trata-se de uma análise baseada na avaliação das características sedimentológicas de cada área, sua relação com os atributos do relevo e sua posição na paisagem, a fim de desvendar a sequência histórica da evolução geomorfológica.

Sobre morfoestratigrafia, Suguio (1999) afirma que esta é de vital importância para a reconstituição da história da evolução geomorfológica de uma área, onde possam ser identificadas as superfícies e seus materiais, estabelecendo dessa forma a relação de antiguidade entre as unidades e sua correlação com áreas mais amplas.

Este conceito teve sua origem com Frye & Willman (1962) quando definiram as unidades morfoestratigráficas como compreendendo corpos litológicos identificados, basicamente, através das formas de relevo a eles associadas, podendo ou não ser distintos litologicamente das unidades contíguas, subordinando assim, a estratigrafia às formas de relevo. Segundo os autores, uma unidade morfoestratigráfica é um “corpo sedimentar identificável, antes de tudo, pela forma exibida em superfície, e distinguível ou não, pela litologia e/ou idades das unidades adjacentes”.

Meis & Moura (1984) através da análise comparada entre a geometria das formas superficiais e dos corpos que constituem a sua estrutura superficial, sugeriram a restrição do conceito às condições nas quais seja possível detectar, com base na lito ou na aloestratigrafia¹, uma relação genética direta entre o depósito e a forma topográfica tornando possível o estabelecimento de relações morfoestratigráficas menos abrangentes e mais coerentes com o significado estratigráfico dos depósitos.

¹ O Código Estratigráfico Norte-Americano (N.A.C.S.N. 1983 apud MOURA 2003) define aloestratigrafia como sendo corpos sedimentares estratiformes, mapeáveis, definido pelo reconhecimento de descontinuidades limites, distinguindo diferentes depósitos de litologia similar, superposto, contíguos ou separados geograficamente. Estes ainda podem envolver grandes variações fasciológicas verticais e/ou horizontais internas.

De acordo com Slaymaker & Spencer (1998) o registro sedimentar associado aos modelados de acumulação recente (Pleistoceno superior/Holoceno) permitem identificar respostas dos sistemas ambientais às variações de energia do sistema climático, e são uma das poucas fontes de dados na paisagem que possibilitam a construção de simulacros de cenários ambientais futuros, imprescindíveis para a compreensão do funcionamento dos sistemas geomorfológicos, e para a tomada de decisão em face da necessidade de ordenamento das ações antrópicas no espaço geográfico.

Segundo Moura (2003), na geomorfologia as feições de rampas de colúvio e terraços fluviais de acumulação surgem como importante significado morfoestratigráfico, sendo formas topográficas associadas à deposição vinculadas a uma dinâmica complexa que possibilita a reconstituição dos processos que contribuíram para a evolução da paisagem.

Corrêa (2001) tratou da história ambiental do semiárido nordestino em seu trabalho nos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, constatando uma história episódica no limiar Pleistoceno/Holoceno para a região. No maciço da Serra da Baixa Verde, foram os depósitos de encosta, os colúvios, sob a forma de rampas e aventais que foram escolhidos para a reconstrução da dinâmica geomorfológica da área. As idades obtidas pelo autor permitiram concluir que no limiar Pleistoceno/Holoceno, a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça das coberturas rudáceas para os eixos de drenagem das encostas durante os períodos de maior aridez do UMG. De 7.500 a 4.500 anos AP, Holoceno Médio, com o máximo da umidificação e antes da estabilização da nova cobertura vegetal, os regolitos foram intensamente remobilizados, com ocorrência de diversos episódios de coluvionamento, possivelmente desencadeados por pequenos fluxos de detritos e corridas de lama. A fase contemporânea é caracterizada pelo intenso ravinamento dos depósitos antigos, como resposta aos padrões vigentes de uso da terra e a deposição de unidades coluviais de expressão restrita

no âmbito das encostas em forma de pequenos leques de depósitos laminares decorrentes da acentuação da erosão em lençol.

Mutzemberg (2010) demonstrou para a área arqueológica do Parque Nacional Serra da Capivara (PI), a ocorrência de vários episódios de deposição pelo menos desde o Penúltimo Máximo Glacial. Em seus estudos constatou que durante a transição entre o Penúltimo Máximo Glacial e o último Interstadial, uma rápida e sequencial remobilização de depósitos de *tálus* foram formados por episódios vinculados a chuvas torrenciais que atingiu a região entre 42.000 anos AP, gerando energia para o transporte de frações rudáceas, provavelmente ligado ao recobrimento da paisagem por uma formação vegetal aberta após um período seco. Deposição entre 23.200 a 15.000 anos AP, ligada ao Último Máximo Glacial no parque, esteve relacionada a um clima provavelmente mais frio e seco com eventos esporádicos de alto aporte pluviométrico, e a transição Pleistoceno Holoceno e Holoceno inferior caracterizado como períodos ligados a uma rápida transição climática, com sinais de aumento da umidade e precipitação, e provável estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa em direção ao Holoceno médio. O Holoceno médio, entre 6.200 a 7.000 anos AP, esteve relacionado ao período hepistérico, caracterizado por um clima provavelmente quente e relativamente úmido, com estabilização da paisagem quanto a eventos erosivos.

Gurgel (2012), versando acerca da sedimentação quaternária ocorrida no Maciço do Pereiro, localizado na Província da Borborema, demonstrou que dentro das bacias e ao longo das escarpas há pouco armazenamento de sedimentos oriundos do Quaternário, desta forma, seus depósitos coluviais são originados das escarpas, tendo em vista que, o processo de coluvionamento teria sido ativo nos últimos 46 ka, o que resultou, principalmente, em uma estratigrafia de idade inversa dos colúvios. Esta inversão de idade é relacionada com a reformulação de sedimentos coluviais e seus movimentos nas escarpas. A natureza

espasmódica dos processos que moldaram o paisagem do Maciço do Pereiro demonstra os solos e sedimentos refletem a última erosão e ciclo sedimentar. Isto se reflete na expressão quaternária de colúvios e no preenchimento do Maciço do Pereiro. Desta forma, foi possível observar que a erosão ocorreu principalmente pelo recuo escarpa. Gurgel (*op.cit*) ainda afirma que este processo ocorreu sob condições semiáridas semelhantes às de hoje.

Missura (2013), em seus estudos a respeito do graben do Puiu utilizou de evidências relacionadas à morfoestratigrafia e a morfotectônica afim de desvendar a história evolutiva da área. Os sedimentos encontrados em extensos aventais coluviais ao longo dos sopés das escarpas permitiram visualizar sua evolução em cascata. A atuação da dinâmica quaternária na área possibilitou a interdigitação de dinâmicas diferentes na formação do relevo local, bem como, aventar hipóteses sobre as flutuações no nível lacustre durante o Quaternário. Os depósitos encontrados apresentaram variações significativas ficando evidente a partir das correlações feitas, entre as datas apresentadas neste trabalho, que eventos significativos de reumidificação ou esporádicos de maior magnitude atuaram durante o UGM, a *Yonger Dryas*, a transição Pleistoceno Holoceno e o ótimo climático do Holoceno na área formando esses depósitos, bem como em toda Região Nordeste.

Silva (2013) considera que as sequências deposicionais constituem o único registro material preservado que explica a história evolutiva da paisagem, e a associação entre forma e depósito tem-se mostrado como um instrumento imprescindível à interpretação da dinâmica ambiental, representando o elo que une os processos ocorridos no passado e que ocorrem no presente dentro do contexto evolutivo da paisagem geomorfológica. Em seu trabalho afirma que as idades obtidas para os níveis estratigráficos datáveis atestam que os eventos deposicionais estão na dependência de agentes desencadeadores de gêneses distintas: eventos

climáticos regionais ocorridos desde o penúltimo stadial do Pleistoceno até o UMG para as áreas de Afrânio, e a partir do Holoceno inferior em Fazenda Nova.

Desta forma, esta pesquisa se baliza a partir da perspectiva morfoestratigráfica, que busca associar as formas do relevo às suas estruturas superficiais de sustentação, estabelecendo um vínculo entre forma e material. Esta fundamentação teórica prioriza o mapeamento detalhado das feições geomórficas, seguido do criterioso estudo das formações superficiais, suas características sedimentológicas.

4. METODOLOGIA

4.1 BASES CARTOGRÁFICAS

Para a elaboração do banco de dados em ambiente SIG foi utilizado à interpretação da imagem do TOPODATA produzida a partir dos dados no Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), folha 08s375 na escala 1:250.000 (1° de latitude por 1,5° de longitude), formato GeoTiff e com resolução espacial de 30m, disponibilizado pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil no site do INPE². O *datum* e o elipsóide de referência em todos os cartogramas foi o WGS 84 Zona 24S.

O tratamento digital da imagem foi realizada com a utilização dos softwares ArcGis 9.3, onde foram obtidos os seguintes produtos: modelo digital de elevação (MDE), delimitação das áreas de estudo, rede de drenagem e curvas de níveis.

Para confecção dos mapas geológicos utilizou-se a base de dados da CPRM (2005) e no banco de dados GEOBANK, disponível no site da CPRM³. Para os mapas de Solos foi utilizado à base de dados disponibilizados pelo ZANE (2000) e EMBRAPA SOLOS (2001).

4.2 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

A abordagem morfoestratigráfica busca associar as diversas formas do relevo com as formações superficiais que as estruturam. Desta maneira, unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os

² TOPODATA: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>

³ GEOBANK: http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.website.apresentacaop_webmap=N

arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. A análise morfoestratigráfica, buscou identificar um corpo litológico primordialmente pela sua feição superficial, que pode ser diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, e transgredir limites temporais ao longo de sua extensão (FRYE & WILLMAN, 1962). De acordo com esta linha metodológica, as unidades deposicionais e coberturas superficiais diversas mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea. A importância deste enfoque teórico reside na sua ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

A análise morfoestratigráfica foi realizada com base nas propriedades sedimentológicas e pedológica identificada durante o mapeamento dos depósitos de encostas com cobertura coluvionar.

A semelhança na gênese dos sedimentos terrígenos (fluxos de detritos e corridas de lama) que recobrem as encostas acarretou na necessidade de adicionar técnicas pedológicas que visassem à compreensão da evolução pós-deposicional dos depósitos, permitindo traçar ligações entre as unidades com características semelhantes. Neste caso, buscou-se na técnica de análise micromorfológica de solos, conforme o proposto por Georges Stoops (2003) a compreensão de tais particularidades. Para as demais análises, como o grau de maturidade mineralógica dos sedimentos dos depósitos coluvionares, realizou-se a análise dos minerais de argila por difratometria do raio-X.

4.3 O TRABALHO DE CAMPO E AS COLETAS DE MATERIAL

Para o estudo e a análise da paisagem torna-se imprescindível a realização do trabalho de campo. A ida a campo implica na observação geral do seu objeto de estudo, investigar,

espacializar e delimitar a área que será alvo da pesquisa são atos de extrema importância, não só para otimizar o trabalho mas, principalmente, para priorizar contextos geomorfológicos claros, que muitas vezes não podem ser contemplados apenas por imagens.

Foram realizados três trabalhos de campo, cada um com duração média de uma semana, sendo dois em 2012 e um em 2013. O primeiro ocorreu em junho e deu-se para reconhecimento da área. O segundo em setembro para validação do mapeamento geomorfológico e início das coletas, e por fim, o terceiro em abril para conclusão das coletas.

O trabalho de campo deu-se por toda a Bacia do Riacho Piancozinho, no entanto as coletas ficaram delimitadas à cabeceira de drenagem. Sua drenagem total faz limite entre os estados de Pernambuco e Paraíba, e os pontos de coleta concentraram-se no município de São José da Princesa, visto que neste encontravam-se expostas na paisagem encostas vastamente recobertas por depósitos coluviais.

É importante salientar que não só as ocorrências dos *loci* deposicionais servem de guia para a escolha de pontos de coletas. São observados também parâmetros secundários no processo de escolha das áreas, tais como a acessibilidade, a ocorrência de bons afloramentos e sua localização geográfica dentro dos municípios.

Os perfis utilizados para coleta encontravam-se já expostos na paisagem em virtude de cortes de estradas e voçorocamentos. O material foi coletado para caracterização das propriedades sedimentológica e para micromorfologia de solos, sendo os afloramentos georreferenciados com uso de GPS de mapeamento Garmin 76S.

As amostras para análise das propriedades sedimentológicas foram coletadas em sacos plásticos com cerca de 100g, e para micromorfológica de solos requereu o uso de caixas de Kubiena de 5x5x5, com moldura de ferro e tampas de borrachas bem ajustadas aos dois lados da caixa permitindo a preservação das estruturas a serem analisadas em laboratório.

4.3.1 CHAVE PARA NOMENCLATURA DAS AMOSTRAS

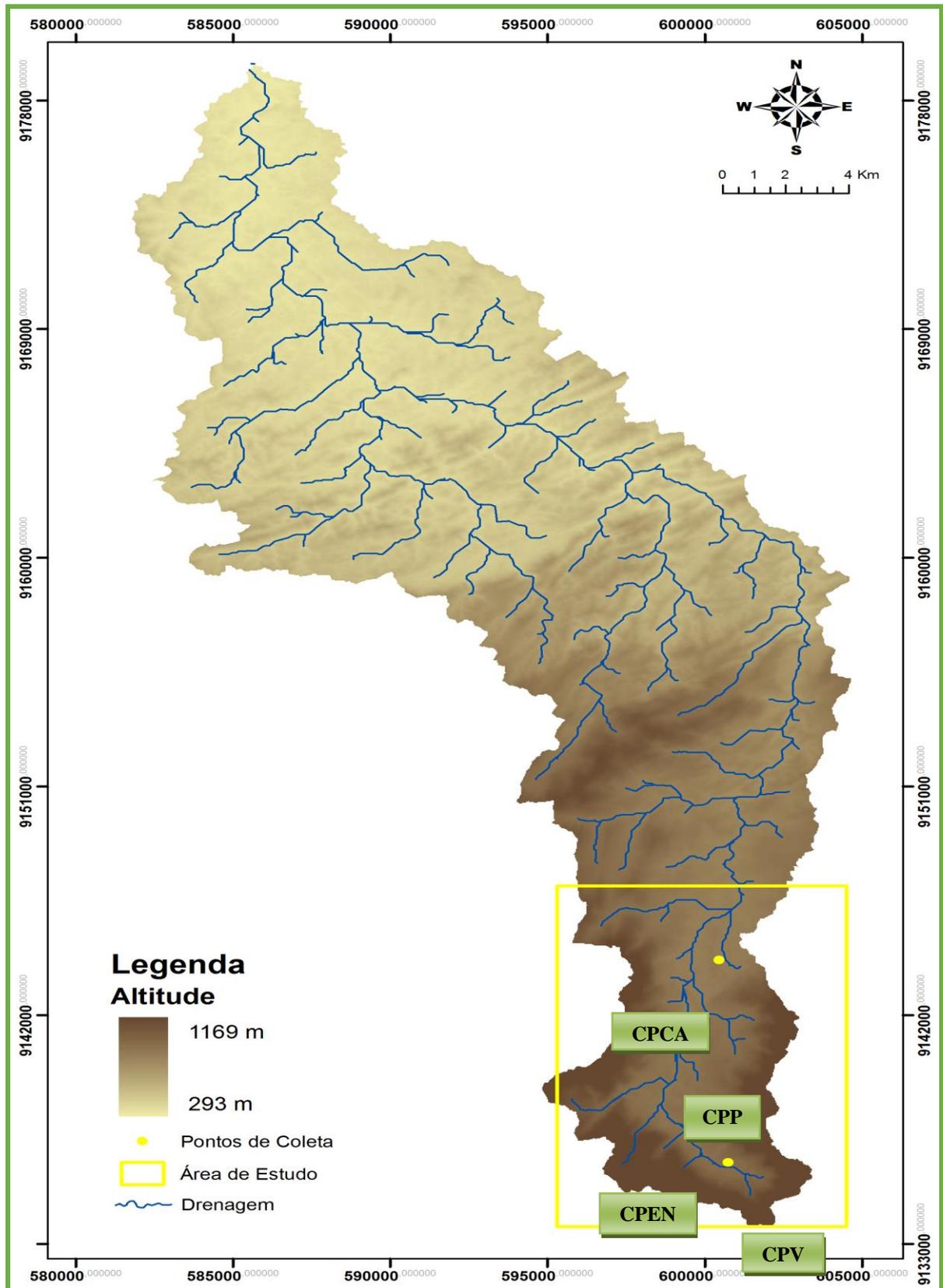
As amostras foram nomeadas e rotuladas de acordo com a área de amostragem e todas foram submetidas aos mesmos métodos de análise sedimentológica.

A primeira letra refere-se ao material, neste caso o colúvio (C), a segunda faz referência ao local de estudo Piancozinho (P) e as demais letras referem-se à designação dada em campo ao local onde se encontrava o depósito (V: voçoroca), (EN: encosta), (P: plano) e (CA: cascalheira), quanto aos algarismos, estes correspondem à medida (em centímetros, cm) em que o material foi coletado dentro do perfil.

As amostras foram coletadas em quatro pontos, restritos a cabeceira de drenagem onde estavam localizadas as principais áreas de estocagem (Figura 7), sendo elas:

1. CPV: Colúvio Piancozinho Voçoroca: onde foi realizada a coleta em quatro pontos dentro do perfil, CPV 153, CPV 230, CPV 308, CPV 410.
2. CPEN: Colúvio Piancozinho Encosta: CPEN 10, CPEN 90, CPEN 156, CPEN 230.
3. CPP: Colúvio Piancozinho Plano: CPP 40 e CPP 89.
4. CPCA: Colúvio Piancozinho Cascalheira: CPCA 35, CPCA 65.

Figura 7: Localização dos Pontos de Coleta



4.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

4.4.1 GRANULOMETRIA

Esta análise teve por finalidade a caracterização granulométrica dos sedimentos. A obtenção de dados numéricos para tal estudo foi adquirida, em parte, no método de Gale & Hoare (1991). Tal procedimento foi realizado nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário, Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco.

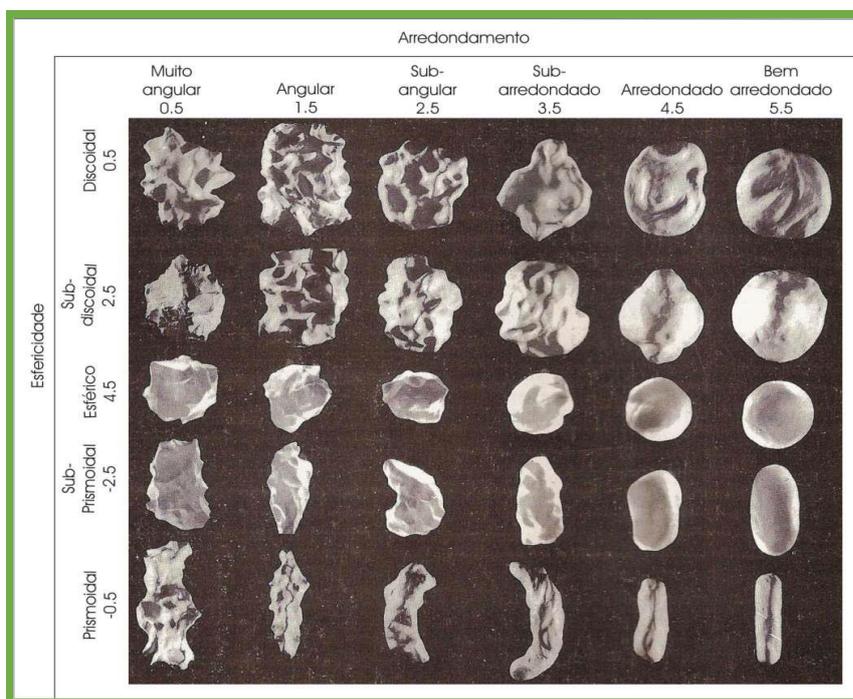
Para procedimento granulométrico, 100g de cada amostra (separadas por quarteamento) foi lavada em solução de hexametáfosfato de sódio, composta por 1l de água destilada e 5g do soluto, a solução foi levada ao agitador mecânico por 30 minutos para desflocular os finos e deixar os grãos bem lavados, feito isso o material foi levado a peneira de 62 μm onde os sedimentos muito finos foram evacuados e os que ficaram retidos na peneira levados para secar em estufa a 60°. Posteriormente, as amostras foram novamente pesadas e peneiradas no rotap pelo tempo de 10min e vibração 1, em jogo de peneiras com intervalos sucessivos de 1 ϕ (Φ) para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa, areia muito grossa, cascalho.

Os dados obtidos no processo de peneiramento seco resultaram em valores específicos para cada fração granulométrica. Estas foram submetidas a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), tendo sido calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose; e para a classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de, Pejrup e Folk utilizando o programa SysGran 3.0.

4.4.2 MORFOSCOPIA

Para cada amostra foram selecionados 100 grãos na fração de 0,250mm, onde foram analisados o grau de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos. Esta análise permite caracterizar qualitativamente e quantitativamente o material, possibilitando a identificação dos processos operantes durante a dinâmica deposicional. Visando tornar mais objetivo o grau de arredondamento avaliado, foram definidas as categorias: muito angular (0,5); angular (1,5); subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5); e para o grau de esfericidade foram definidas as seguintes categorias: esfericidade alta (0,5 e 4,5); esfericidade média (-2,5) e baixa esfericidade (-0,5), cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o procedimento descrito por Tucker (1995) (Figura 8).

Figura 8: Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade (Powers, 1982 apud Tucker, 1995).



4.4.3 MEV

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. As imagens fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons, ao contrário da radiação de luz a qual estamos habitualmente acostumados. Desta forma, o propósito desta técnica consiste em identificar os processos pelos quais o grão foi exposto até o momento da coleta.

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. Essa variação de voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons, e também provoca o aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. A correção do percurso dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva. A objetiva ajusta o foco dos feixes de elétrons antes dos elétrons atingirem a amostra analisada.

O Microscópio Eletrônico de Varredura utilizado neste trabalho foi o JEOL JSM-6460. A metodologia consiste na proposta pelo Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas – LDN, filiado ao Departamento de Eletrônica da UFPE, dirigido pelo Prof. Dr. Edval J. P. Santos. Esta metodologia embasa-se na preparação da amostra, pois esta não pode ser infectada por nenhum tipo de agente que impossibilite ou interfira em sua visualização. Sendo assim, as amostras foram preparadas em sala limpa, e manuseadas por luvas e palitos. Foram colados 10 grãos da fração 250 μm , em fita de carbono colada em disco de aço, para cada

amostra, estas foram revestidas por uma camada ultrafina de carbono, a função do carbono para esta análise consiste em sua característica condutora, que possibilita uma melhor visualização dos grãos.

4.4.4 PIPETAGEM

Este procedimento diz respeito à separação dos finos. Tendo como alvo a separação das frações silte e argila, foram utilizadas as recomendações do trabalho de Gale & Hoare (1991), que consiste na obtenção de 20g de amostra representativa pelo método de quarteação. Utilizando a peneira de 62 μ m o material foi lavado em solução de 5g de Hexametáfosfato de sódio para 1000ml de água destilada. Seguindo a tabela de tempo e profundidade em relação à temperatura em que as amostras devem ser coletadas, o material contendo diferentes tamanhos de partículas foi pipetado e depositado em beckers previamente pesados e numerados. Feito isso, o material coletado foi transferido para estufa e secado a temperatura de 105°C, onde após a secagem, os beckers foram pesados para averiguação da quantidade de material coletado, para posteriormente ser realizada a Difractometria de Raio X.

4.4.5 DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

Utilizada desde a década de 30 para determinação da estrutura cristalina, a difratometria de raio-X é essencial para a caracterização mineralógica dos argilominerais e de outros constituintes cristalinos presentes nas frações granulométricas mais finas dos solos, como silte e argila. É considerada como a principal técnica para a identificação de minerais nestas dimensões e se tornou indispensável para estudos em mineralogia de solos.

O termo argilomineral é atribuído especificamente aos aluminossilicatos hidratados planares do grupo dos filossilicatos. Engloba os seguintes grupos de minerais: grupo da caulinita, grupo das micas, grupo das vermiculitas, grupo das esmectitas e grupo das cloritas, além de possíveis minerais interestratificados constituídos por espécimes pertencentes a dois grupos diferentes. De ocorrência menos comum em solos, podem ser citados também os grupos do talco-pirofilita e da sepiolita-palygorskita.

A metodologia utilizada neste trabalho consiste na proposta pela Embrapa (2009) onde a amostra de argila, em estado pastoso ou em suspensão, é colocada em uma lâmina de vidro de superfície plana, sob a forma de uma fina película e submetida à irradiação por raios-X em uma faixa ampla de ângulos de incidência (intervalo de 2° a 45°, por exemplo). A intensidade de difração dos raios emitidos, determinada pelos diversos planos cristalinos dos minerais, é representada em um difratograma. As análises são executadas nas frações argila ($\varnothing < 0,002$ mm) e silte (0,002 - 0,05 mm).

Para este trabalho o difratômetro utilizado é do modelo XRD 6000 da Shimadzu, com tubo de Cu e monocromador de cristal de grafite. As amostras foram analisadas na forma de pó não orientado, com uma varredura de 5 a 70 grau 2 teta com a velocidade de 2 grau teta/minuto, a uma amperagem de 30mA e voltagem de 40kV.

4.4.6 ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DE SOLOS

A micromorfologia consiste na técnica de caracterização dos constituintes do solo e respectivo arranjos estruturais visíveis sob microscópio ótico polarizante. Sendo assim, amostras indeformadas, ou seja, extraídas com o mínimo de perturbação, foram coletadas com o auxílio de pequenas caixas de ferro com dimensões de 5cm x 5cm e 5cm de altura. Estas

amostras foram orientadas, possibilitando a identificação do topo do perfil, viabilizando o estudo da direção do transporte de material dentro do solo.

Posteriormente, as mesmas foram secas ao ar livre para eliminação do excesso de umidade. Após esses procedimentos, foi realizada a impregnação dos blocos das amostras indeformadas com o objetivo de torná-las resistentes para que fossem laminadas. O material foi impregnado com uma mistura de resina plástica Araldite XGY-1109 100%, 10% de endurecedor HY-951 e 40 a 50% de acetona P.A. As condições de impregnação não devem afetar o arranjo dos constituintes ou mudar-lhes as propriedades ópticas. Desta forma, optou-se por uma resina plástica conhecida comercialmente como Araldite, que apresenta baixa toxicidade, endurecimento e polimerização mais rápidos e grau de contração mais baixo do que a da resina de poliéster.

Para cada amostra, foram realizadas pelo menos três sessões de impregnação por capilaridade obtida à vácuo seco, em intervalos de 24h, para melhor penetração da resina na amostra. Neste processo foi utilizada uma bomba de vácuo conectada a um dessecador que abriga a resina e as amostras. Com a polimerização, a amostra tornou-se resistente, mas sem perder a estrutura original, o que permitiu proceder com o seu corte e a sua laminação. O endurecimento completo das amostras ocorreu após duas a três semanas.

Depois do endurecimento das amostras deu-se sequência à sua laminação. Cada bloco foi cortado em máquina de disco diamantado em duas partes e, por último, cada fatia foi polida em um disco em rotação com abrasivo e água, até alcançar uma superfície lisa e plana o suficiente para ser colada em lâmina de vidro. As amostras coladas foram desbastadas e polidas manualmente com abrasivo (carborundum) até a espessura de 30 micra quando, finalmente, o material ficou adequado para estudos microscópicos. Tais procedimentos foram

realizados no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

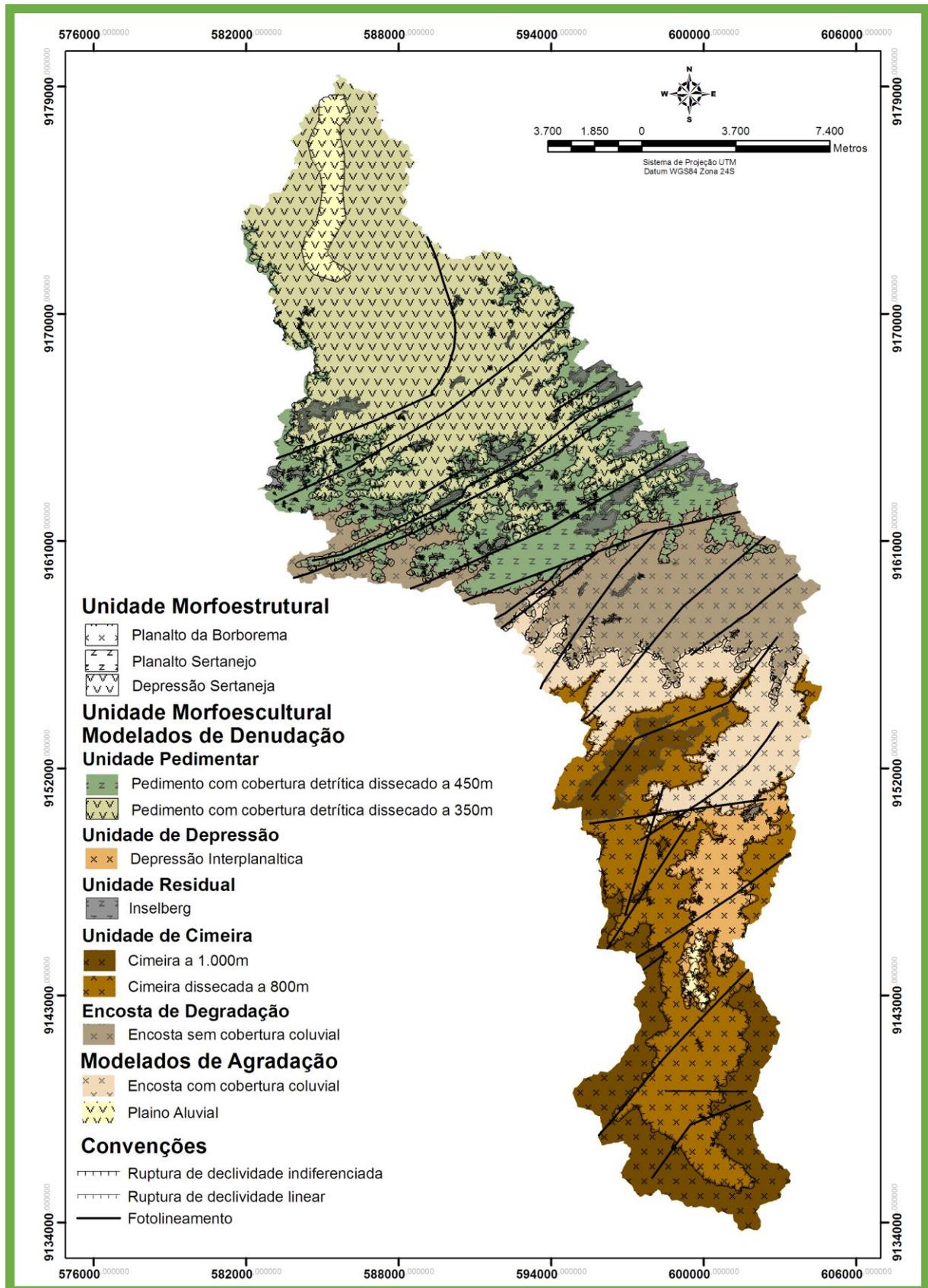
As lâminas foram analisadas utilizando-se o microscópio trinocular Leica DM 2500 P, com câmera Leica EC 3 acoplada, e do software Leica Application Suíte - LASEZ versão 1.4 disponíveis no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário do Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, onde foram descritas para cada amostra o grau de desenvolvimento da agregação, tipos de microestrutura e distribuição relativa dos constituintes (esqueletos, poros e plasmas). A interpretação de tais feições diagnósticas do solo foi realizada de acordo com as definições de Georges Stoops (2003).

5. RESULTADOS

5.1 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Em uma primeira aproximação da escala de análise dos componentes do relevo da Bacia do Piancozinho, sugere-se a seguinte compartimentação, permitindo visualização a uma escala de 1:100.000 (Figura 09).

Figura 09: Mapeamento Geomorfológico da Bacia do Riacho Piancozinho.



Fonte: A autora.

5.1.1 UNIDADES MORFOESTRUTURAIS

Planalto da Borborema

Considerando o Planalto da Borborema como a principal unidade de relevo do Nordeste oriental, e estando a área de estudo localizada sobre suas estruturas torna-se de extrema relevância tecer algumas considerações iniciais.

O Planalto da Borborema corresponde ao conjunto de terras altas contínuas que se distribuem ao longo da fachada do Nordeste oriental do Brasil, ao norte do rio São Francisco, acima da cota de 200 metros, cujos limites são marcados por uma série de desnivelamentos topográficos, cuja gênese epirogênica está ligada ao desmantelamento de Gondwana e ao magmatismo intraplaca atuante ao longo do Cenozóico (CORRÊA *et al.*, 2010).

A bacia do Riacho Piancozinho encontra-se inserida no maciço da Serra da Baixa Verde, que integra embasamento cristalino da Província Estrutural da Borborema, confinado pela chamada “zona transversal” entre os lineamentos Patos ao norte, e Pernambuco ao sul.

Corrêa *et. al* (*op. cit.*) realizaram uma compartimentação morfoestrutural do Planalto da Borborema em oito unidades, sendo a unidade denominada Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal a que aborda a área de estudo da presente pesquisa. Este domínio corresponde à área morfologicamente mais afetada pelos arqueamentos que atuaram sobre o planalto, exibindo as cimeiras mais elevadas e os relevos mais vigorosos. Este setor do planalto é fortemente condicionado pela presença de intrusões brasileiras de diversas dimensões, que resultaram em uma série de maciços residuais, destacando-se nesta unidade os batólitos da Serra da Baixa Verde e de Teixeira, ambos situados nos limites dos estados de Pernambuco e Paraíba.

Para Corrêa (2001) o batólito da Baixa Verde individualiza-se como um “maciço residual” que delimita localmente um dos setores da escarpa ocidental do Planalto da Borborema. Seu topo apresenta-se totalmente dissecado, formando interflúvios tabulares interrompidos por vales em “V”, com encostas de declividades que variam entre 20° e 50°, podendo ser observada em campo uma remoção generalizada no manto de intemperismo, que expõe a rocha fresca e a deposição das rampas de colúvio, a partir da média e baixa encosta.

Planalto Sertanejo

Localizado na vertente oriental do Planalto da Borborema, apresenta-se sobrelevado por uma nítida escarpa, alçado mais de 200 metros acima do degrau imediatamente inferior em direção a costa (Corrêa *et al.* 2010) De acordo com a CPRM (2010) o planalto sertanejo trata-se de áreas elevadas, em regra com topos planos ou em início de dissecação. Para Corrêa & Silva (2005) trata-se de uma grande superfície “aplainada” localizada na porção cristalina do relevo regional.

Depressão Sertaneja

Constituída por um conjunto de terras baixas, a depressão sertaneja caracteriza-se por uma topografia suavemente ondulada, com pequenos divisores de água. Sua uniformidade topográfica só é interrompida pelos relevos residuais, testemunho das antigas superfícies apainadas e das diferentes resistências dos estoques litoestruturais. A depressão sertaneja limita a porção oriental do planalto da Borborema, e é genericamente definida pela ruptura de gradiente existente entre a encosta e os patamares rebaixados do *piemonte* em direção à costa. Define o limite ocidental como um semicírculo de terras baixas semiáridas separado do topo do planalto por uma escarpa, que ressalta os controles litológicos e estruturais (Corrêa *et al.* 2010). A depressão sertaneja circunda os compartimentos de relevo mais elevados do planalto sertanejo (CPRM, 2010).

5.1.2 UNIDADES MORFOESCULTURAIS

Cimeiras

Correspondem aos níveis de 800m e 1000m de altitude, conservados da dissecação vertical nos topos dos compartimentos planálticos e maciços residuais com uma morfologia de topo plano ou em crista, apresentando cobertura elúvio-coluvial. Seus rebordos encontram-se dissecados pelas nascentes dos cursos d'água, já na inflexão para o terço superior do pedimento interplanaltico (Figura 10).

Figura 10: Cimeira da Bacia do Riacho Piancozinho – Triunfo-PE.



Fonte: A autora, tirada em 08\06\12.

Pedimento Interplanáltico

Caracteriza-se por uma área de morfologia notavelmente plana embutida sob a superfície de cimeira. Esta superfície transita em rampas suaves para os fundos dos vales, talvez denotando um controle litológico dos grano-dioritos, além de um controle estrutural regional (Figura 11).

Figura 11: Pedimento Interplanáltico – São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 02\09\12.

Encostas com cobertura coluvionar em alvéolo de cabeceiras/em avental

São áreas de relevo ondulado que circundam a superfície de cimeira, caracterizando-se por serem feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais. Na bacia do Piancozinho, as encostas são feições que se beneficiam das chuvas orográficas, favorecendo assim o desenvolvimento de espessos depósitos superficiais. Devido à declividade, esta unidade está sujeita a intensos processos denudacionais, acarretando intenso ravinamento e erosão, sobretudo das coberturas inconsolidadas (Figura 12).

Figura 12: Encostas com cobertura coluvionar – São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 10/06/12.

Encostas íngremes sem cobertura coluvionar

Na bacia do Piancozinho são áreas de relevo ondulado que se situam na transição entre as vertentes com coberturas superficiais e o pedimento detrítico adjacente. Esta unidade, com ausência de sedimentos de encosta, está sujeita a intensos processos denudacionais com formação de ravinas nas coberturas inconsolidadas *in situ* (Figura 13).

Figura 13: Encostas íngremes sem cobertura coluvionar – Curral Velho-PB.



Fonte: A autora, tirada em 09\06\12.

Pedimentos

São áreas moderadamente planas circunscritas por maciços residuais, constituindo setores de evacuação de sedimentos com estrutura superficial dominada por neossolos litólicos e luvisolos crômicos, areno-argilosos sobre os quais se formam um pavimento detrítico por evacuação das fácies mais finas mediante a atuação da erosão laminar. Essa unidade morfoescultural, quase que inteiramente delimitada pelas isolinhas de 350 e 450 metros, na maioria das vezes dissecadas, também separam os ambientes de encostas dos plainos aluviais (Figura 14).

Figura 14: Pedimentos – Manaíra-PB.



Fonte: A autora, tirada em 05\09\12.

Plaino Aluvial

Este compartimento corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição. São formas alongadas onde predominam o escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem. A unidade geomórfica é limitada pelas encostas, pedimentos com cobertura detrítica e, em alguns pontos, transita lateralmente para rampas de colúvio-alúvio. O compartimento subdivide-se em uma unidade de terraços erosivos composta por diferentes tipos de sedimentos depositados sob condições climáticas distintas. A outra unidade é o leito fluvial propriamente dito onde predominam barras fluviais de areia grossa e grânulos, evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, característicos do regime semiárido (Figura 15).

Figura 15: Plaino Aluvial – São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 05\09\12

Maçiços residuais do tipo Inselbergs e em crista

Os inselbergs ocorrem como morros e serrotes, ou como bossas graníticas encimadas por caos de blocos, que atestam o seu grau de evolução morfogenética. Por vezes, também ressalta-se a ocorrência de corpos graníticos leucocráticos isolados, de natureza mais ácida, que refletem graus de diferenciação magmática do corpo principal. Não raro, os inselbergs e, mais notavelmente as cristas, encontram-se alinhados de acordo com o trend regional, preferencialmente assumindo direções E-W e NE-SW.

Os inselbergs e cristas encontram-se delimitados por encostas íngremes, que incrementam os processos denudacionais e expõem a rocha fresca, tornando-a praticamente inerte ao intemperismo químico (Figura 16). Sua base é muitas vezes rodeada por depósitos rudáceos de tálus, estabilizados pela caatinga. Essas são normalmente áreas de pouco ou nenhum uso agrícola, onde predominam as formações vegetais rupestres.

Figura 16: Maçiços residuais do tipo Inselberg e em crista – Princesa Isabel-PB.



Fonte: A autora, tirada em 02\09\12

5.2 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA DOS DEPÓSITOS DE ENCOSTA NA BACIA DO RIACHO PIANCOZINHO

A análise sedimentológica responde questões cruciais a respeito do ambiente deposicional. O tamanho e a seleção dos grãos, tal como a quantidade de finos e grossos, forma e textura, são elementos que quando analisados em conjunto permitem montar um quebra cabeça a respeito dos processos ocorridos no ambiente durante a remobilização, transporte e a deposição do material.

Dentro desta perspectiva, como as unidades deposicionais mantêm uma relação estreita com a presente morfologia superficial, torna-se necessária uma comparação entre a geometria do depósito e a forma superficial para a criação de um modelo adequado de evolução morfoestratigráfica da paisagem (CORRÊA, 2001).

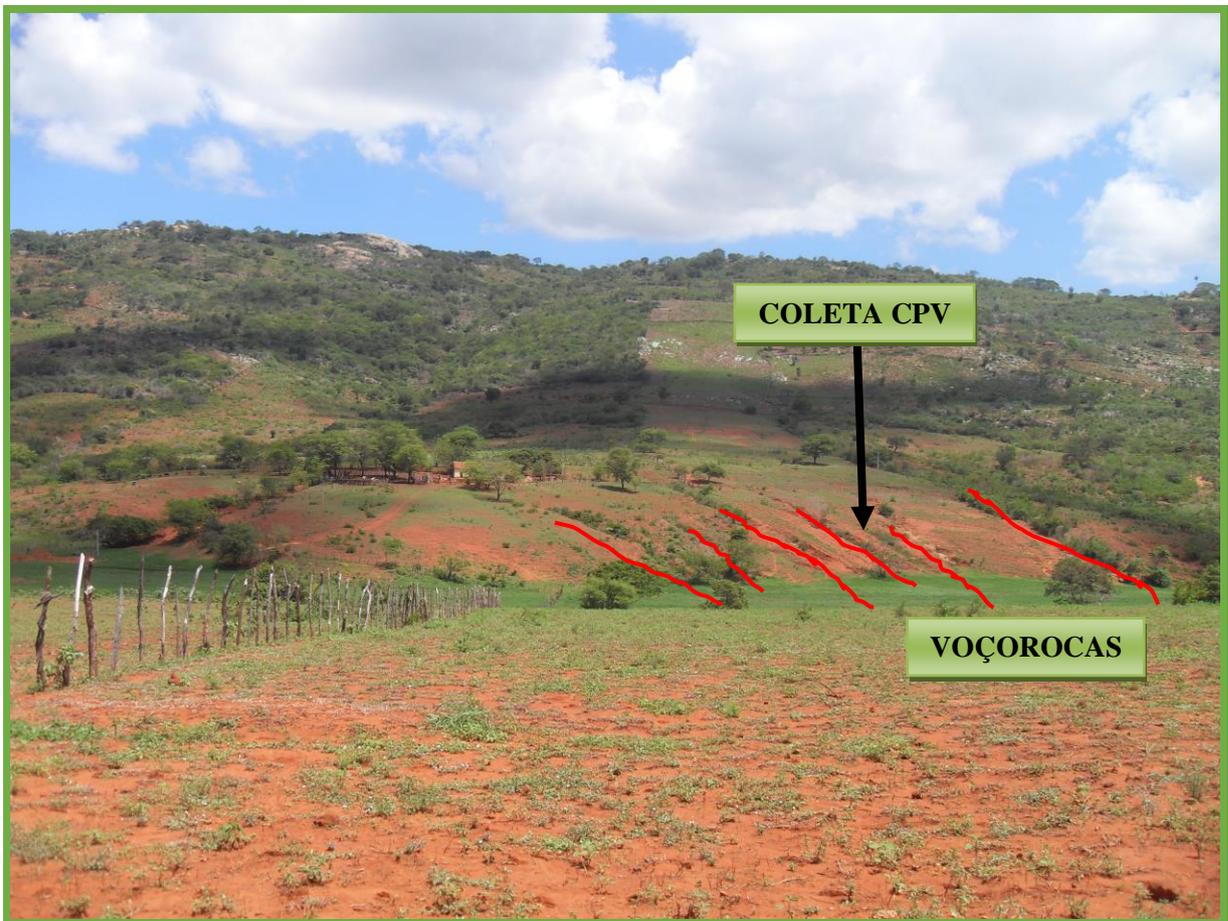
Os pontos de coleta ficaram restritos a cabeceira de drenagem, visto que nela se localizavam os principais pontos de estocagem de sedimento. O trabalho contempla quatro pontos de coleta e para melhor visualização seções verticais foram elaboradas, sendo denominadas: CPV, CPP, CPEN, CPCA.

ANÁLISE DA SEÇÃO VERTICAL CPV

O ponto de coleta CPV trata-se de um depósito localizado em uma rampa coluvial que se encontra seccionado por varias voçorocas (Figura 17). Para a coleta foi selecionada uma voçoroca de cinco metros de incisão onde foi possível identificar quatro camadas sedimentares. A medição do perfil deu-se da base para o topo e resultou na coleta das seguintes amostras: CPV 153, CPV 230, CPV 308, CPV 410 (Figuras 18 e 19). A partir da seção vertical (Figura 20) e da análise de sua macrofábrica pode-se observar que o material

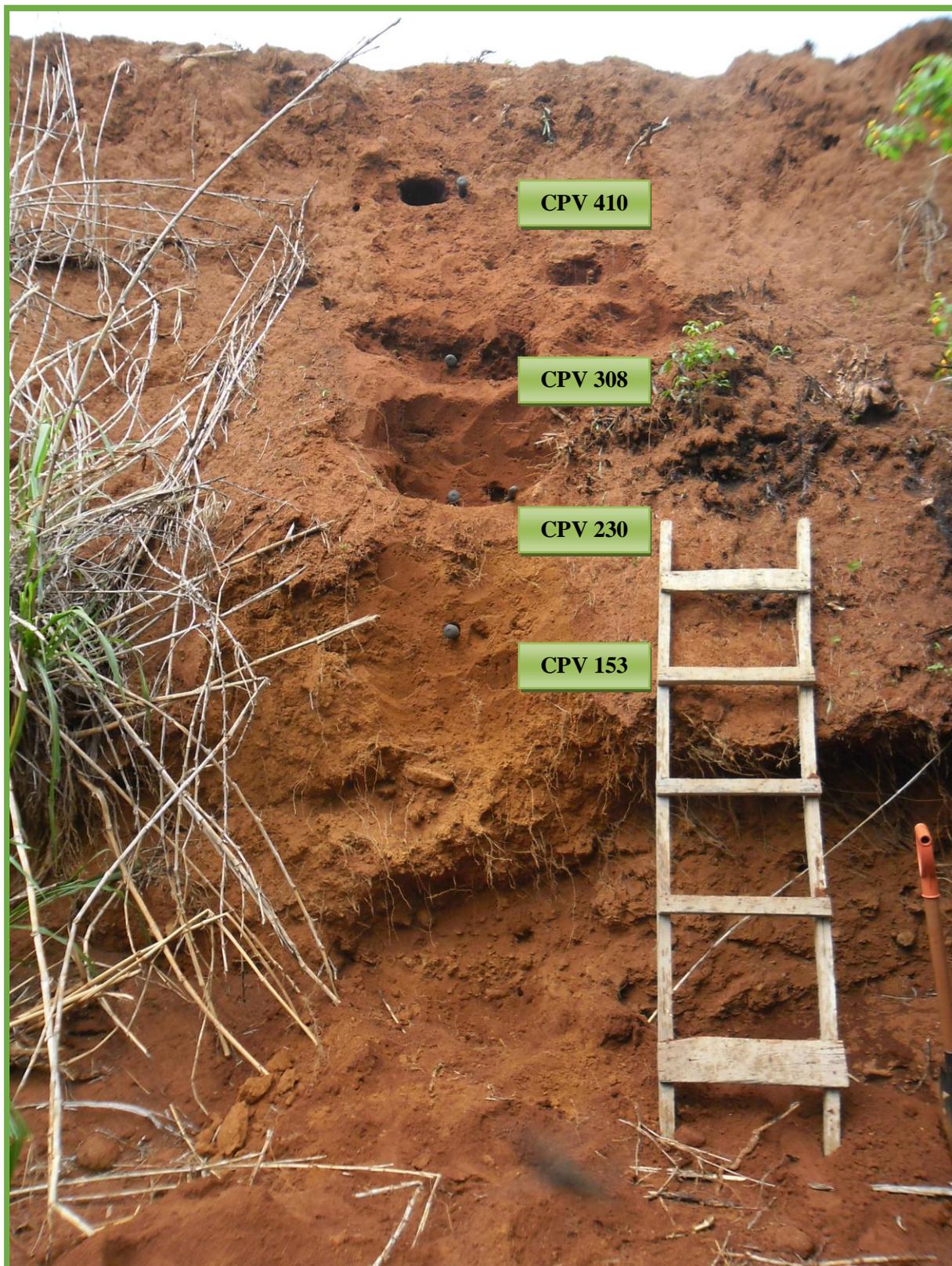
coluvial encontrava-se depositado acima de uma cascalheira basal localizada sobre o embasamento cristalino. Em geral o material caracterizava-se como areia média com grânulos com exceção da camada CPV 308 e o topo que apresentaram uma cascalheira matriz suportada. A interpretação realizada *in loco* foi de que o material tenha sido transportado por um fluxo de detritos sobre uma isalterita com indícios de corrida de lama no topo. Para uma maior compreensão acerca da área de coleta foram realizados perfis transversais e longitudinais (Figura 21).

Figura 17: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – São José da Princesa PB.



Fonte: A autora, tirada em 06\09\12

Figura 18: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 06\09\12

Figura 19: Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV) – Princesa São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 06\09\12.

Figura 20: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV)

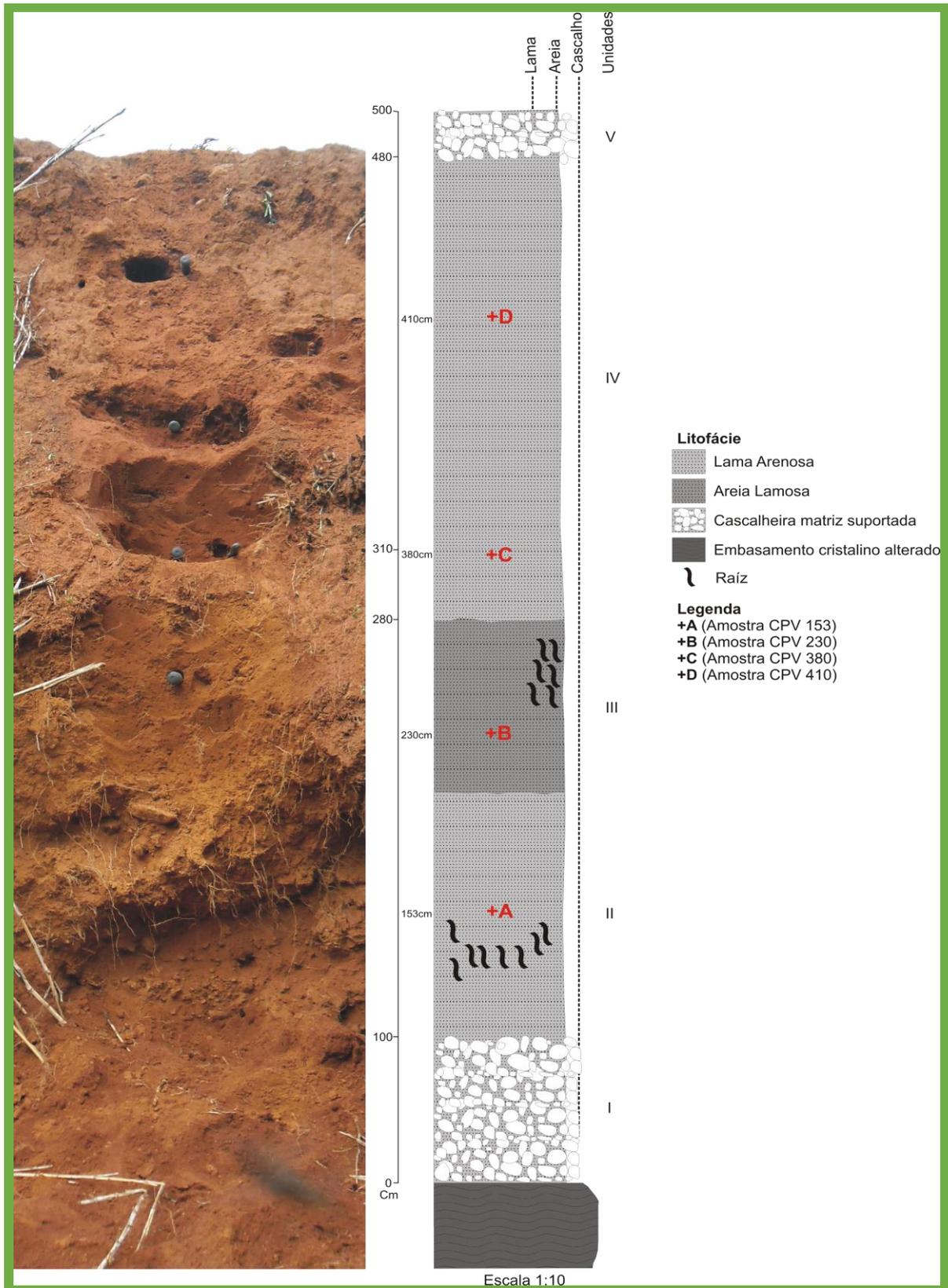
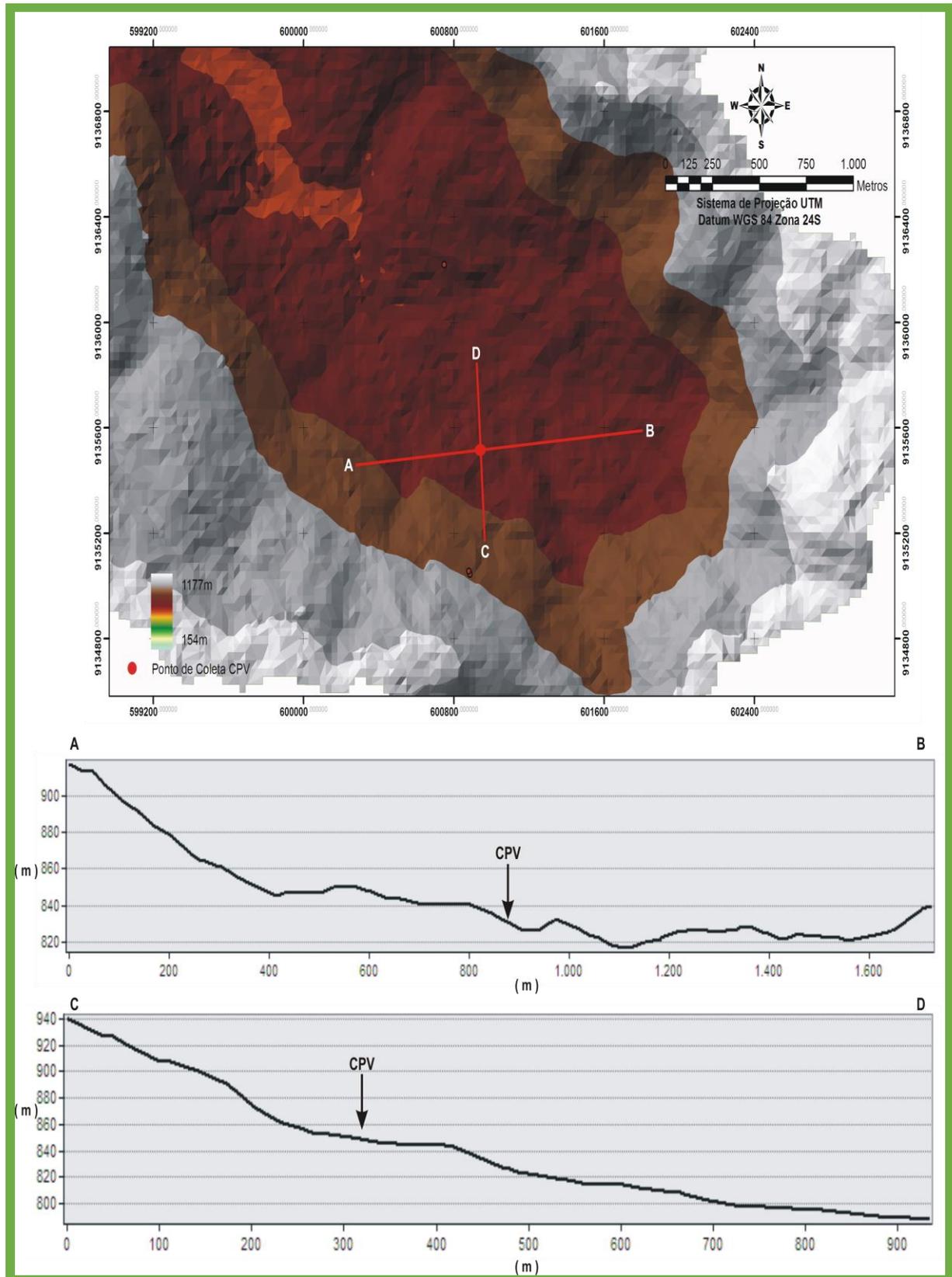


Figura 21: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPV.



ANÁLISE DA SEÇÃO VERTICAL CPEN

O depósito estruturado em avental coluvial (Figura 22) apresentou um pacote sedimentar de três metros de altura e no geral sua composição é de areia fina com estrutura maciça. O perfil também apresentou bioturbação e grande concentração de óxido de ferro. Não foi possível observar a olho nu descontinuidades dentro do perfil, porém, visto a geometria da deposição característica destes depósitos e a expressividade do mesmo na paisagem, foram coletadas quatro amostras, que da base para o topo apresentam-se como CPEN 10, CPEN 90, CPEN 156, CPEN 230 (Figura 23) representados na seção vertical CPEN (Figura 24). Para uma maior compreensão acerca da área de coleta foram realizados perfis transversais e longitudinais (Figura 25).

Figura 22: Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN), colúvio em forma de avental - São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 06\09\12.

Figura 23: Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN) São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 06\09\12.

Figura 24: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN)

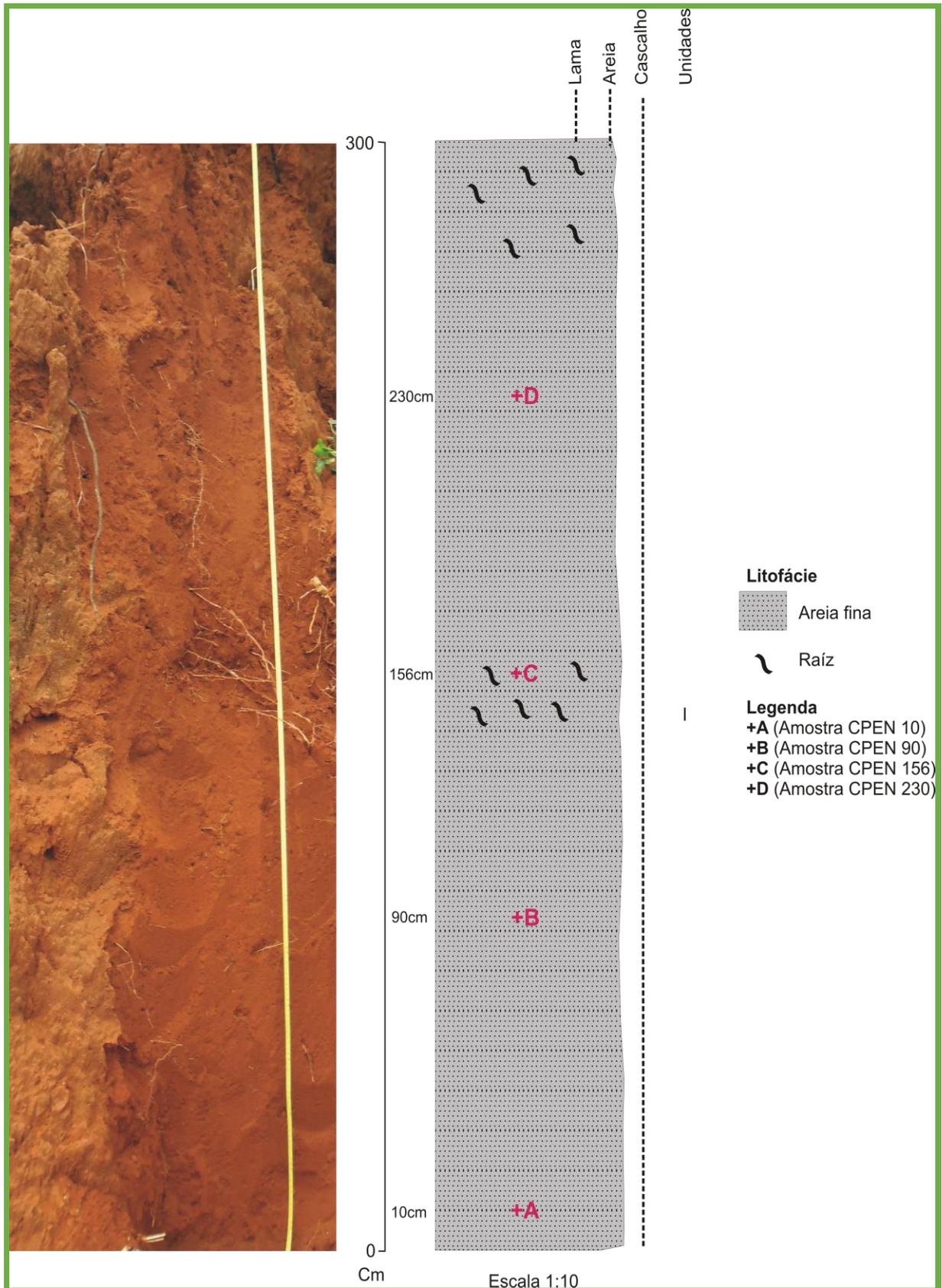
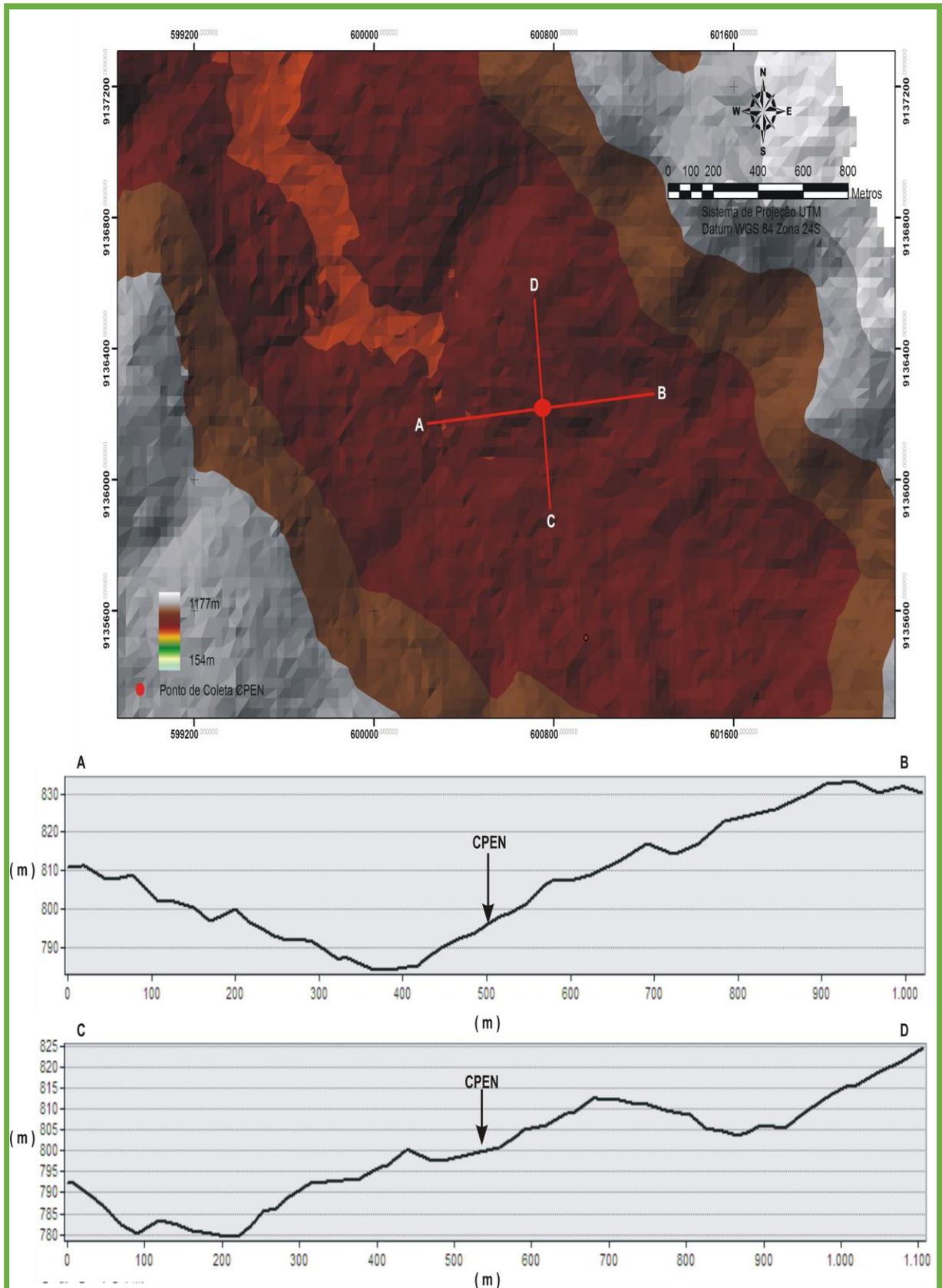


Figura 25: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPEN.



ANÁLISE DA SEÇÃO VERTICAL CPP

A seção vertical CPP (Figura 26) caracteriza-se como um depósito coluvial sobre sedimento de fundo de canal que se apresenta estruturado como uma cascalheira fluvial (Figura 27 e 28). *A priori* o material apresentava-se como uma única camada, porém optou-se por fazer duas coletas em função da aglomeração de carvões dentro do perfil que pareciam significar alguma discordância na sedimentação do pacote sedimentar.

A medição do perfil deu-se da base para o topo e resultou na coleta das amostras: CPP 40 e CPP 89 (Figura 29). Onde, a partir da análise da macro fábrica pode-se observar que o material coluvial constituía-se de areia média com presença de carvões. É considerado um ponto de bastante relevância visto que serve para caracterizar a relação encosta/canal, além de demonstrar o predomínio do fluxo longitudinal pelo lateral. Para uma maior compreensão acerca da área de coleta foram realizados um croqui da encosta (Figuras 30) e os perfis transversais e longitudinais (Figura 31).

Figura 26: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Plaino (CPP).

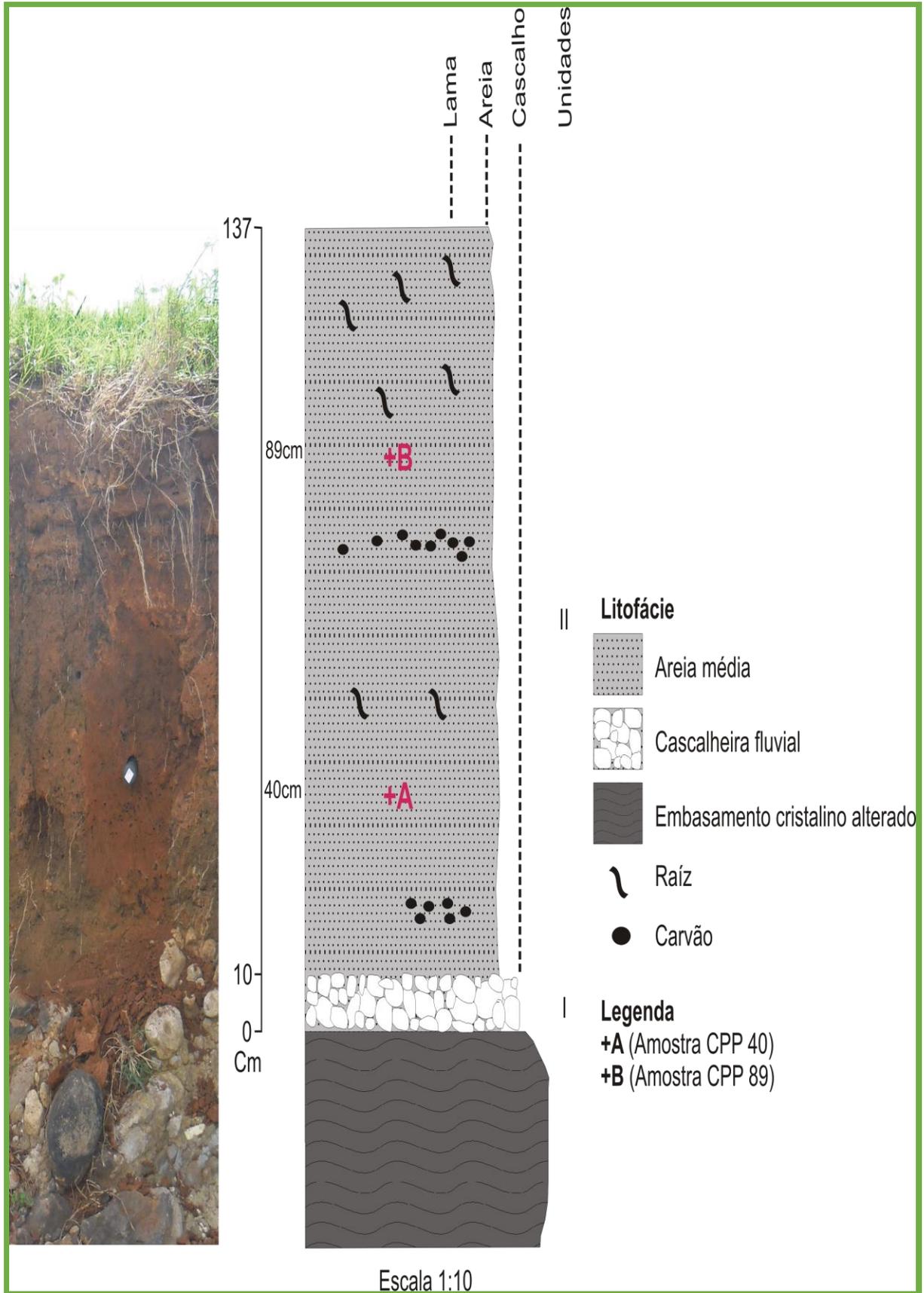
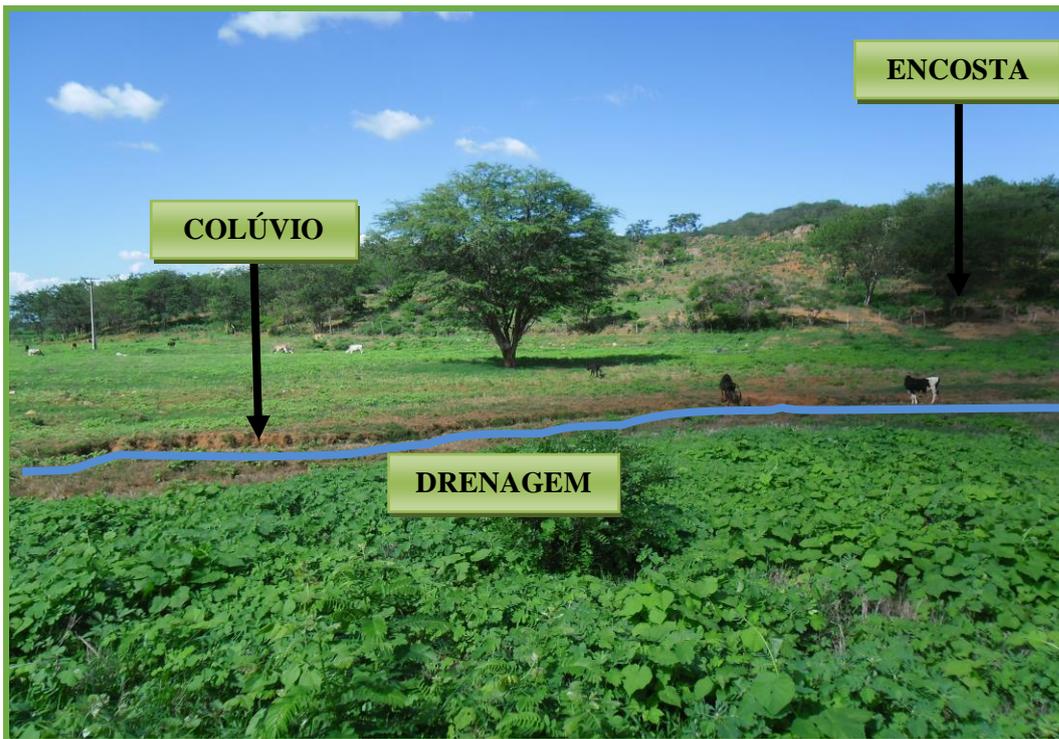
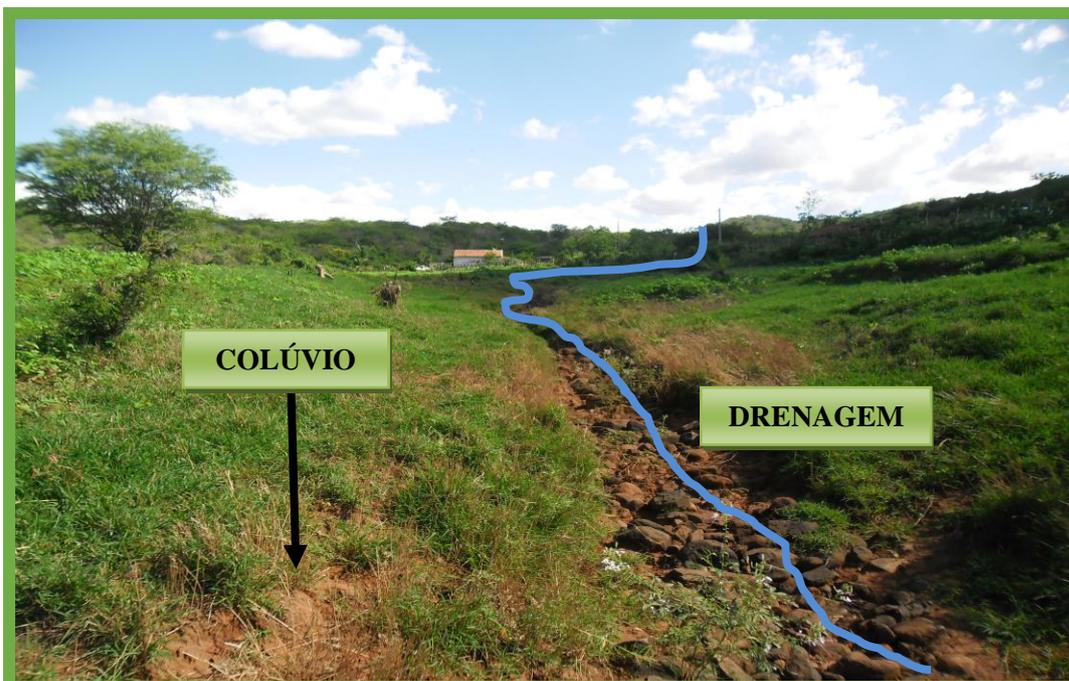


Figura 27: Colúvio Piancozinho Plaino (CPP) - São José da Princesa-PB.



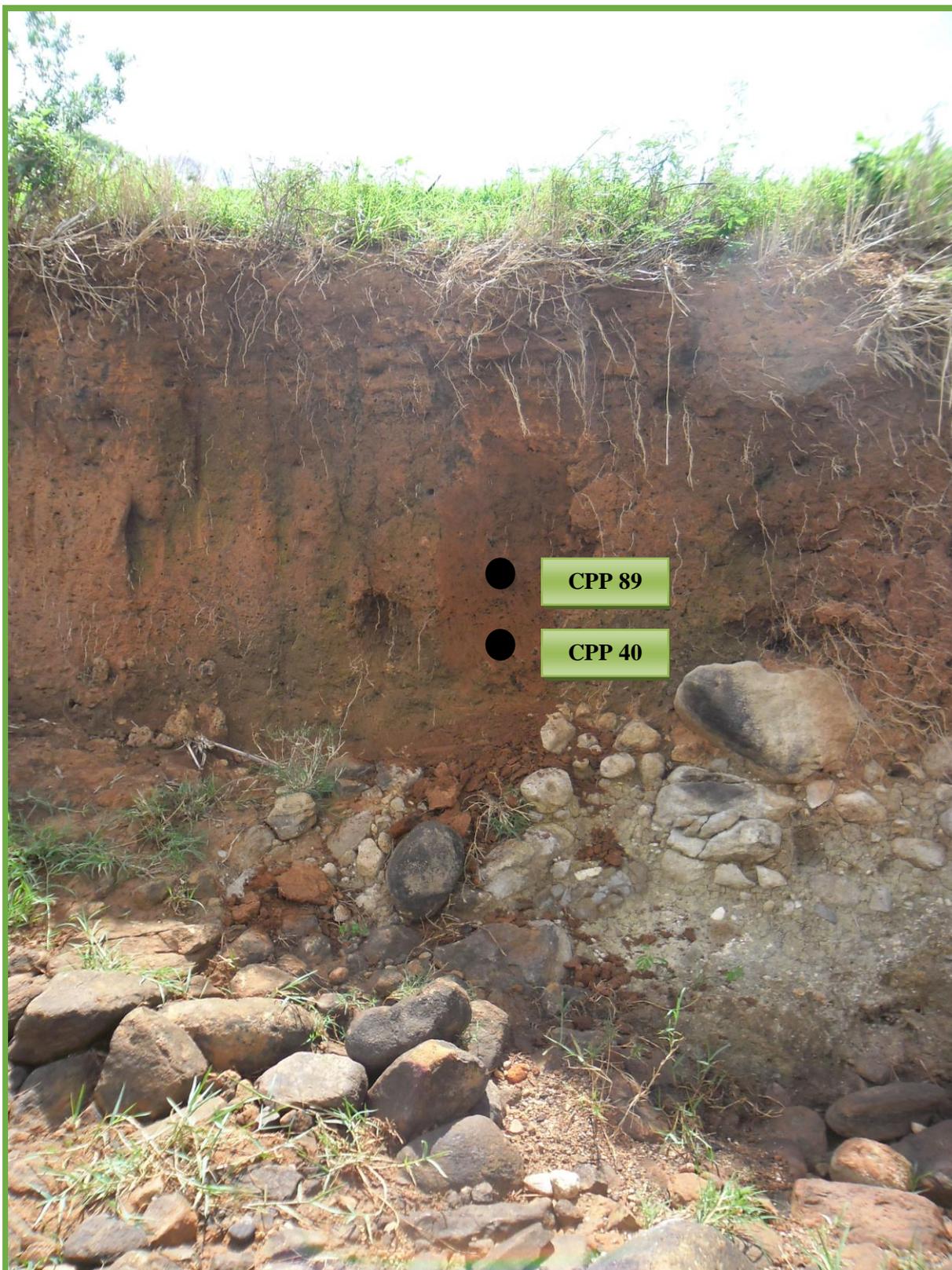
Fonte: A autora, tirada em 05\09\12.

Figura 28: Colúvio Piancozinho Plaino (CPP) - São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 05\09\12.

Figura 29: Colúvio Piancozinho Plaino (CPP) - São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 05\09\12.



Figura 30: Bloco Diagrama Colúvio Piancozinho Plaino (CPP).

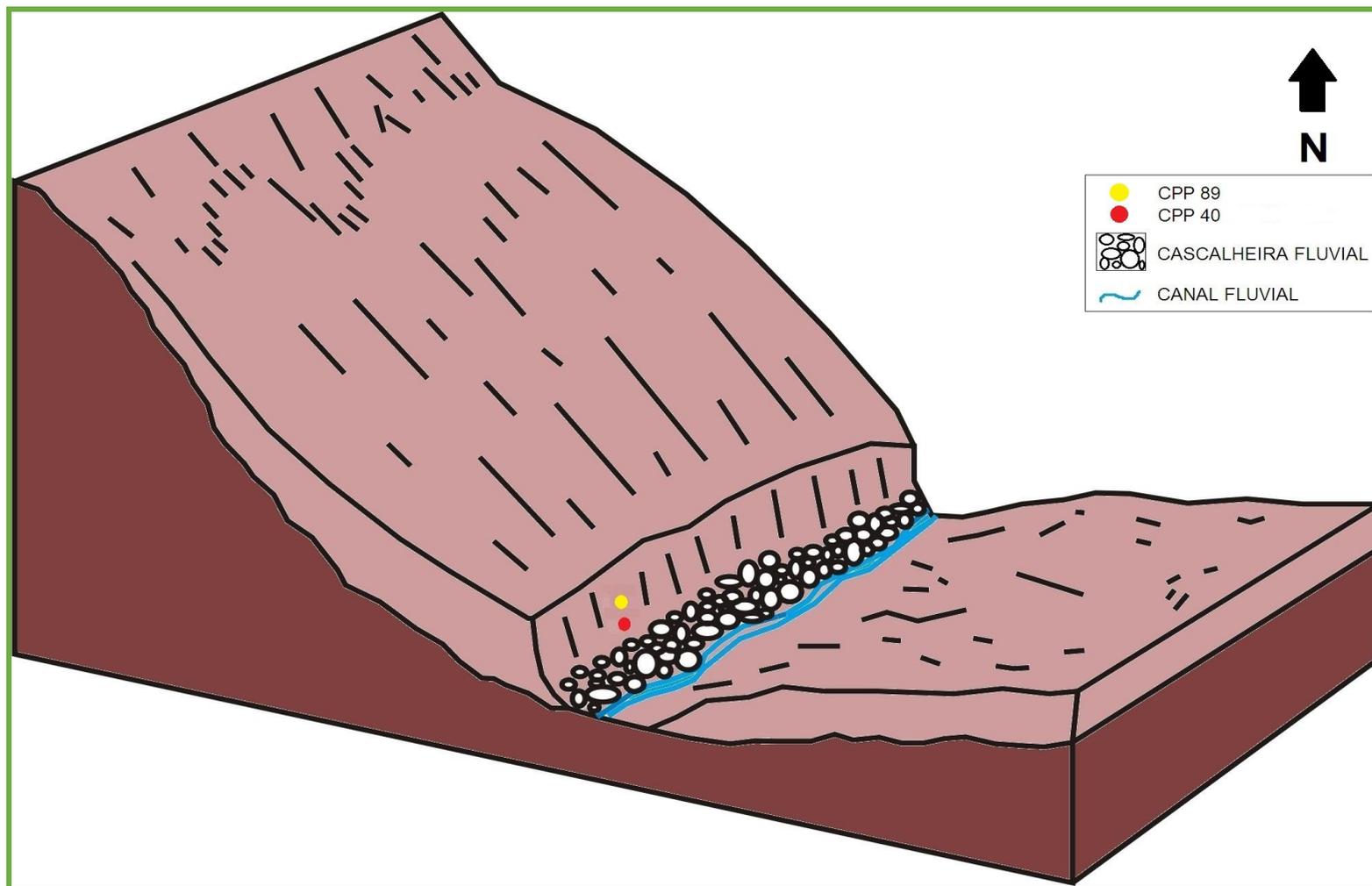
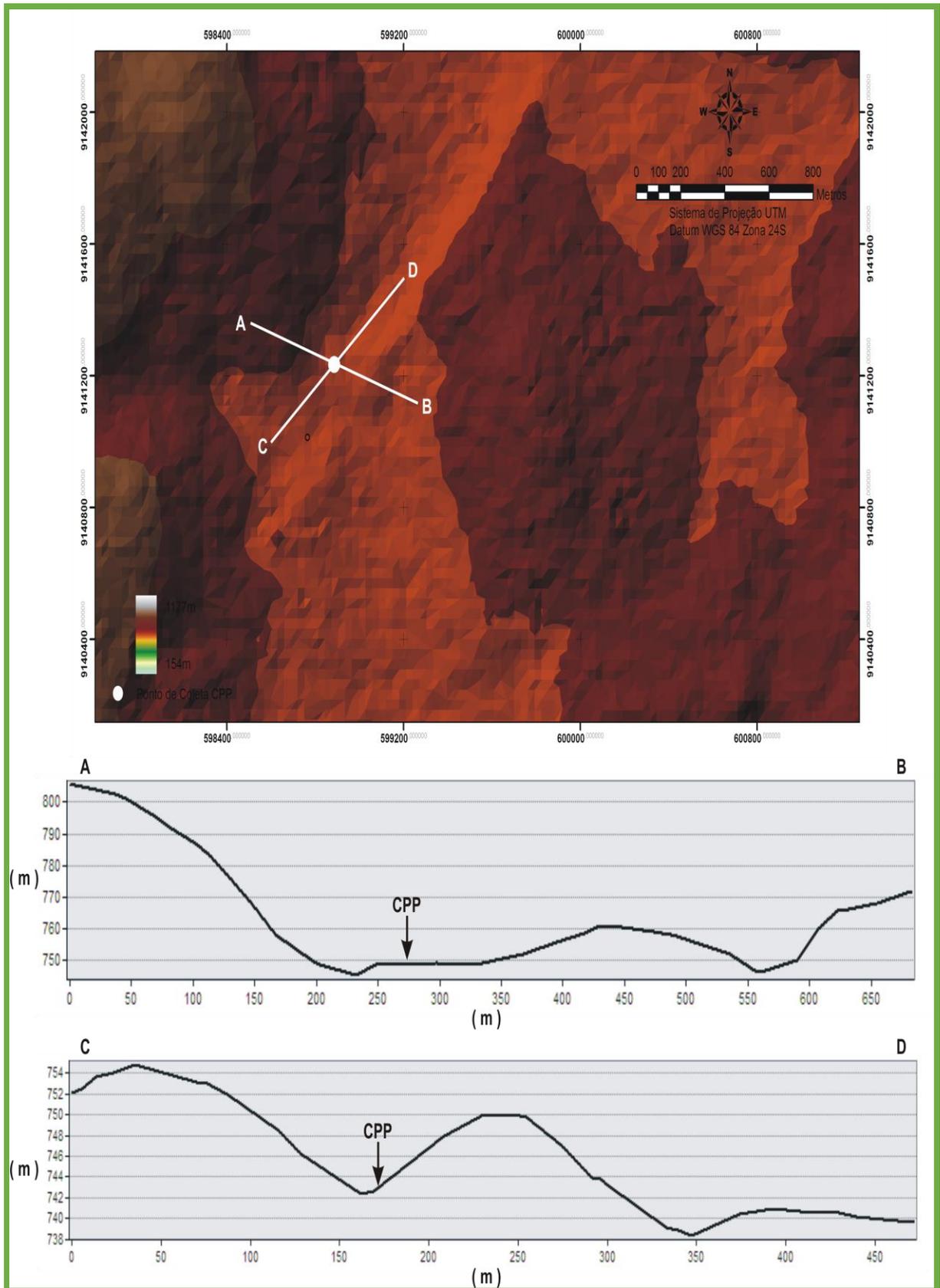


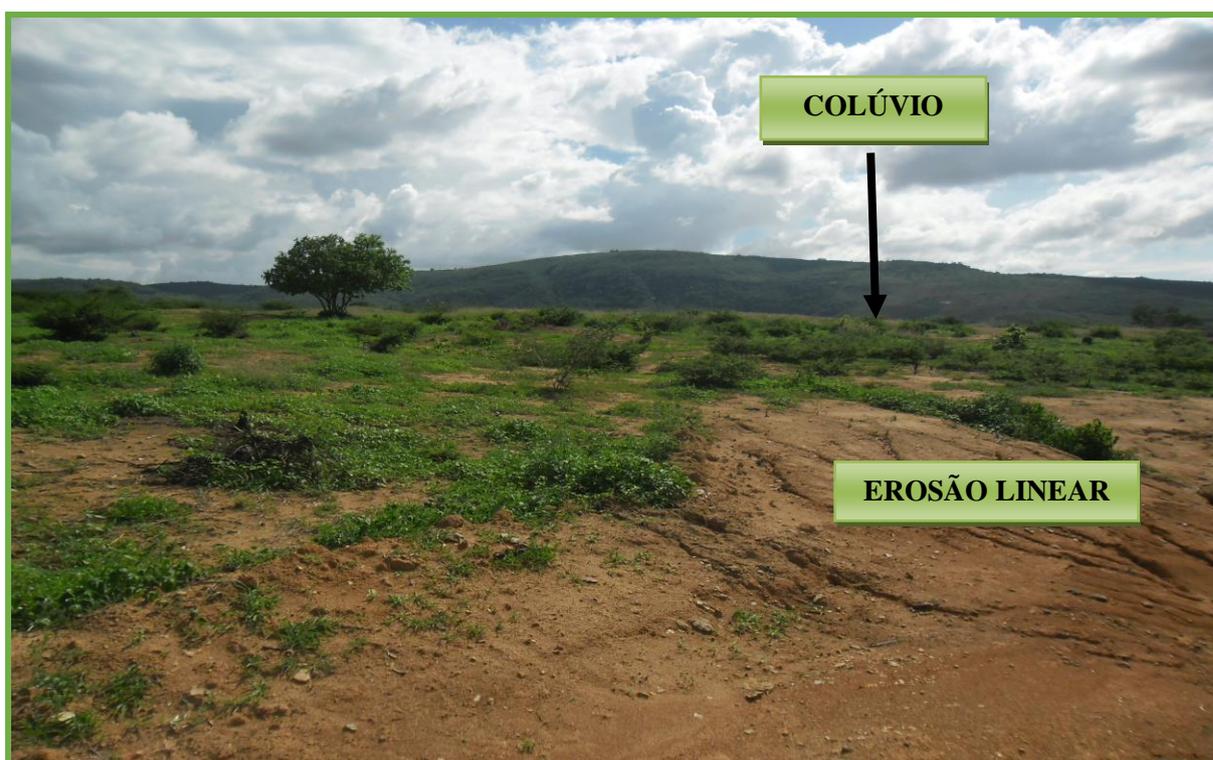
Figura 31: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPP.



ANÁLISE DA SEÇÃO VERTICAL CPCA

A seção vertical CPCA (Figura 33) encontra-se localizada no final de uma rampa coluvial (Figura 32). É um ponto de características peculiares quando comparado aos pontos supracitados, visto que este se localiza na área de interseção subúmido e semiárido da bacia. Em seu perfil são observados materiais mais grossos e presença de uma cascalheira matriz suportada com rocha alterada na base, e coloração acinzentada. Foi possível realizar a coleta em dois pontos (Figura 34), com a medição do perfil realizada da base para o topo obteve-se a coleta da amostra CPCA 35 que tem como composição areia média com grânulos e o ponto CPCA 65 que se caracteriza por possuir areia muito grossa. Para uma maior compreensão acerca da área de coleta foram realizados perfis transversais e longitudinais (Figuras 35).

Figura 32: Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA) - São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 04\09\12.

Figura 33: Seção Vertical Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA).

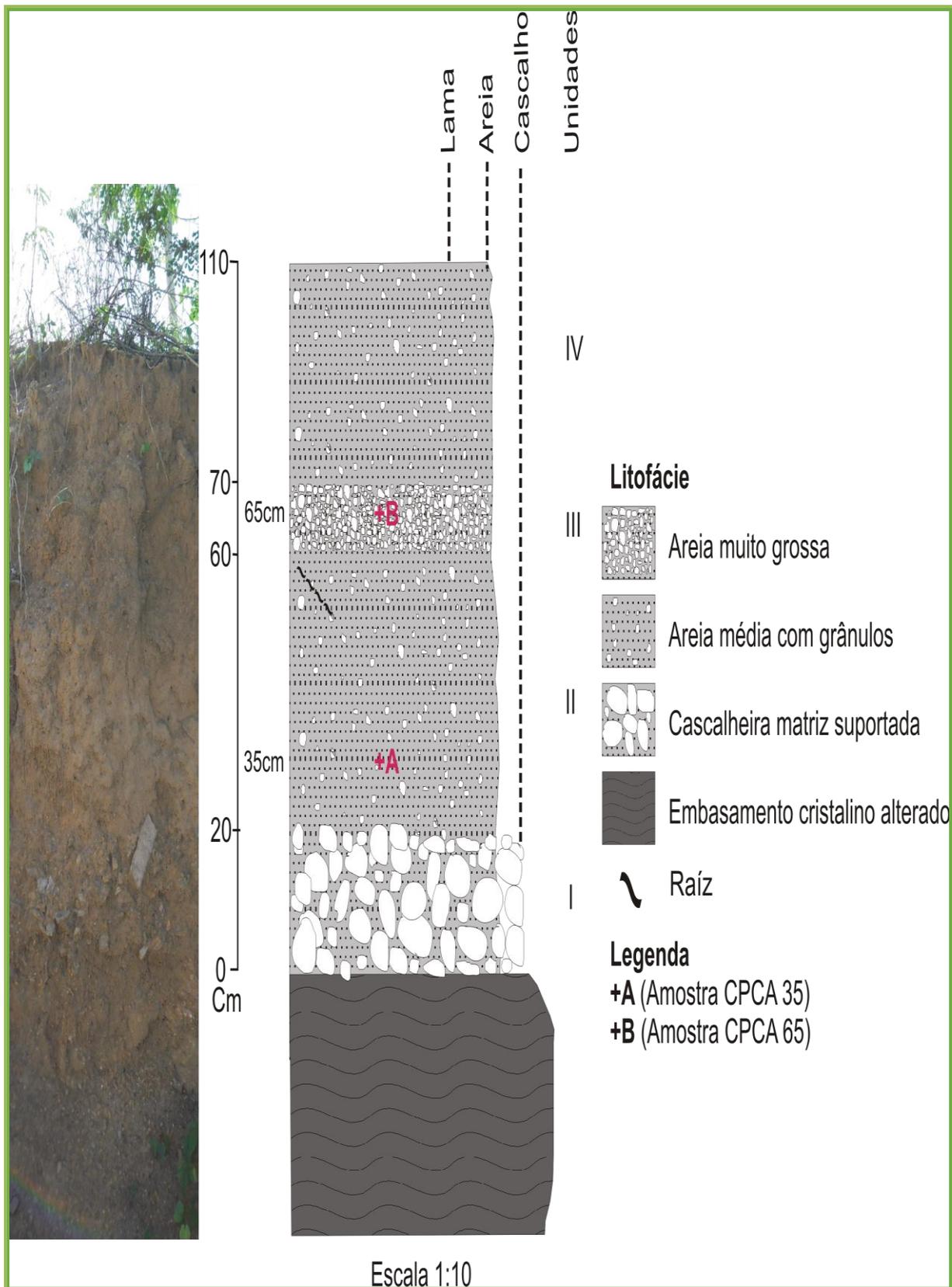
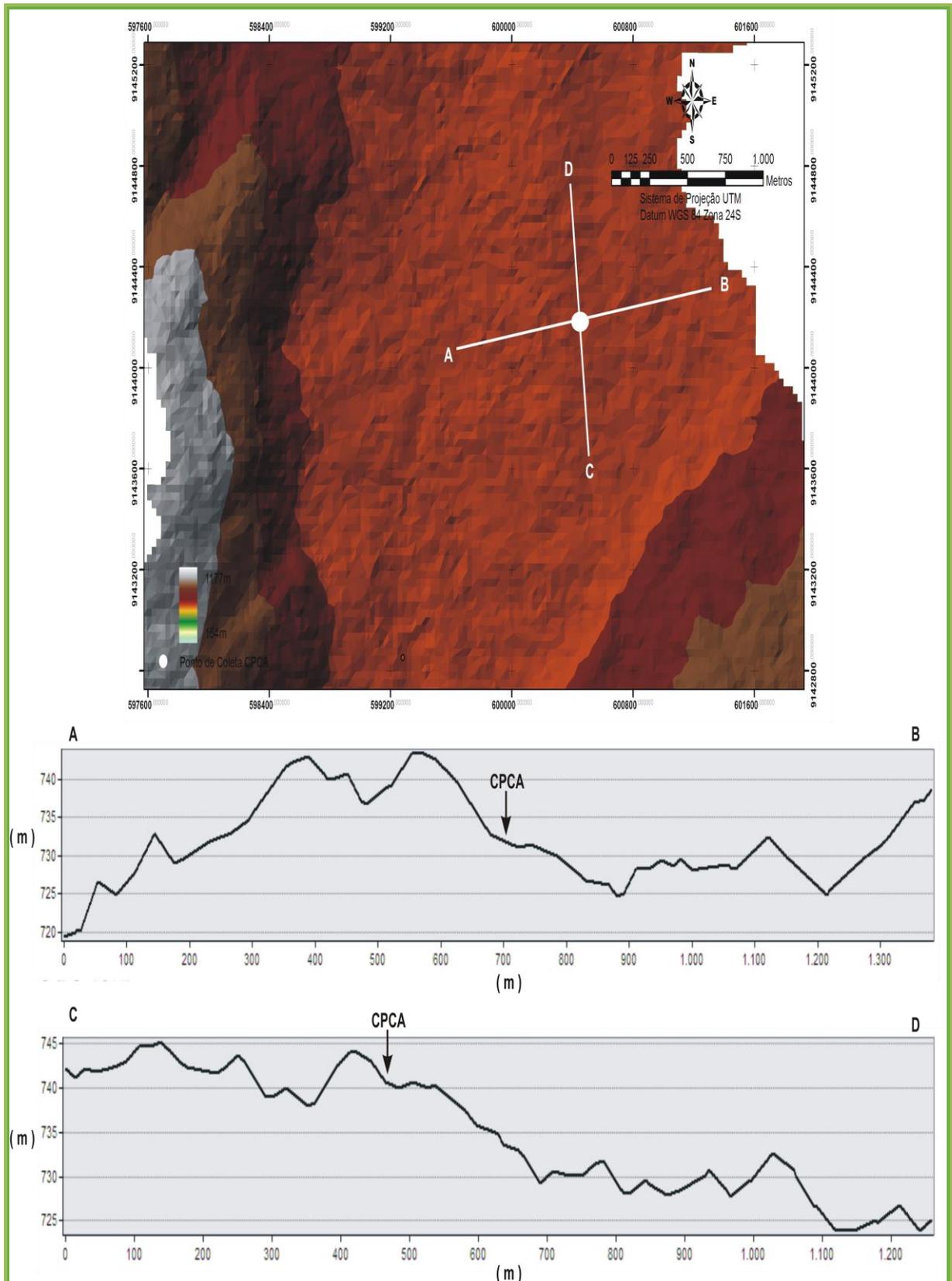


Figura 34: Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA) - São José da Princesa-PB.



Fonte: A autora, tirada em 04\09\12

Figura 35: Perfil Topográfico Longitudinal e Transversal CPCA.



5.3 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DEPÓSITOS DE ENCOSTA

5.3.1 GRANULOMETRIA E ANÁLISE MORFOSCÓPICA

A análise granulométrica do material estudado refletiu tanto a predominância dos processos quanto a maturidade dos sedimentos, com predomínio de classes modais entre lama arenosa (silte e argila) para os materiais oriundos do brejo, demonstrando alto grau de intemperismo nos sedimentos tendo em vista a predominância do intemperismo químico atuante na área. Como exceções apareceram os pontos CPV 230 e o CPCA, que se trata do perfil localizado na interseção para o semiárido, classificados como areia lamosa (areia, silte e argila) resultado que demonstra o retrabalhamento do material por processo parcial de “lavagem” dos finos (Figuras de 36 a 47).

Figura 36: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPV.

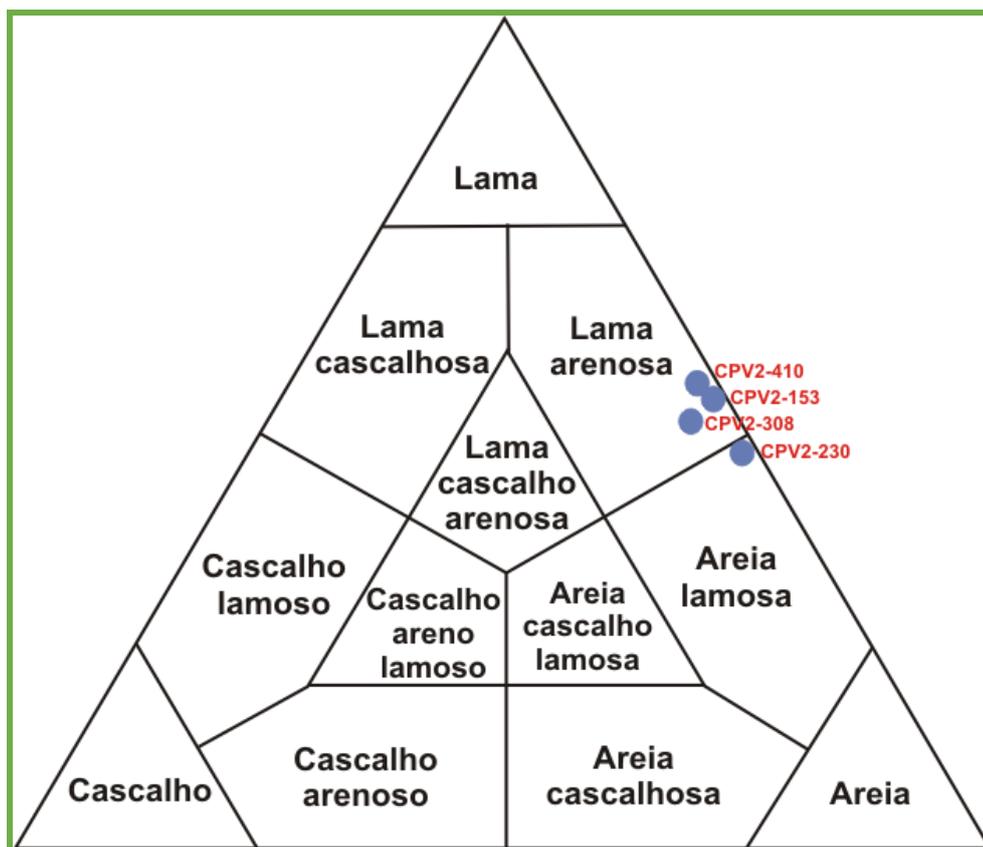


Figura 37: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPV.

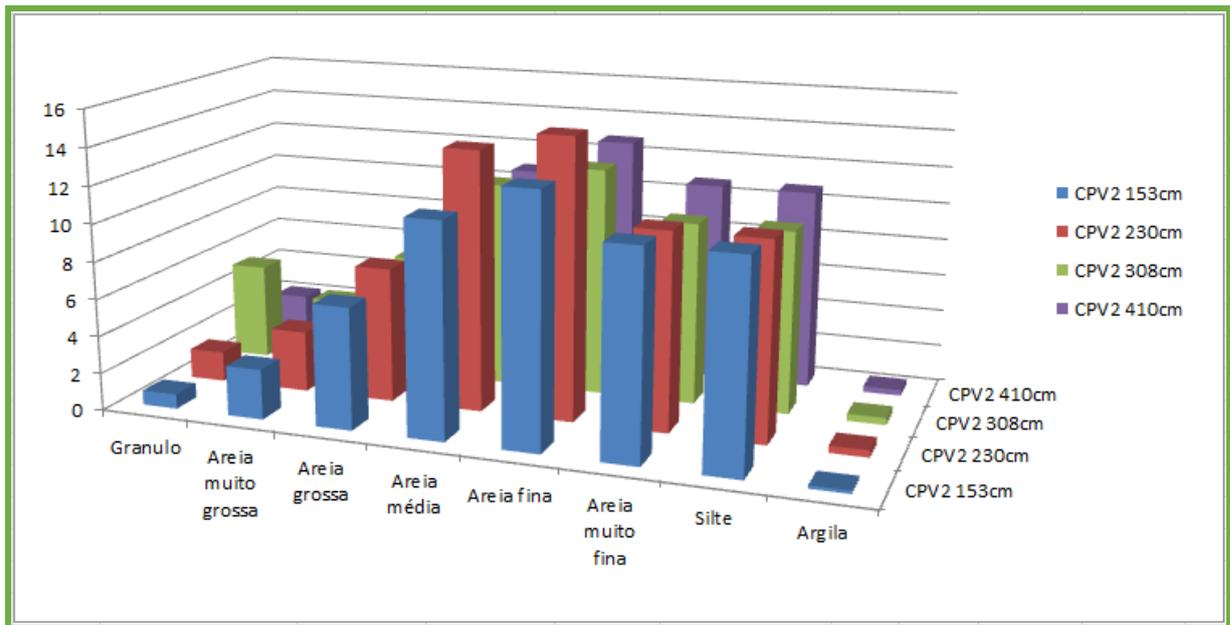


Figura 38: Curva Cumulativa para os sedimentos CPV.

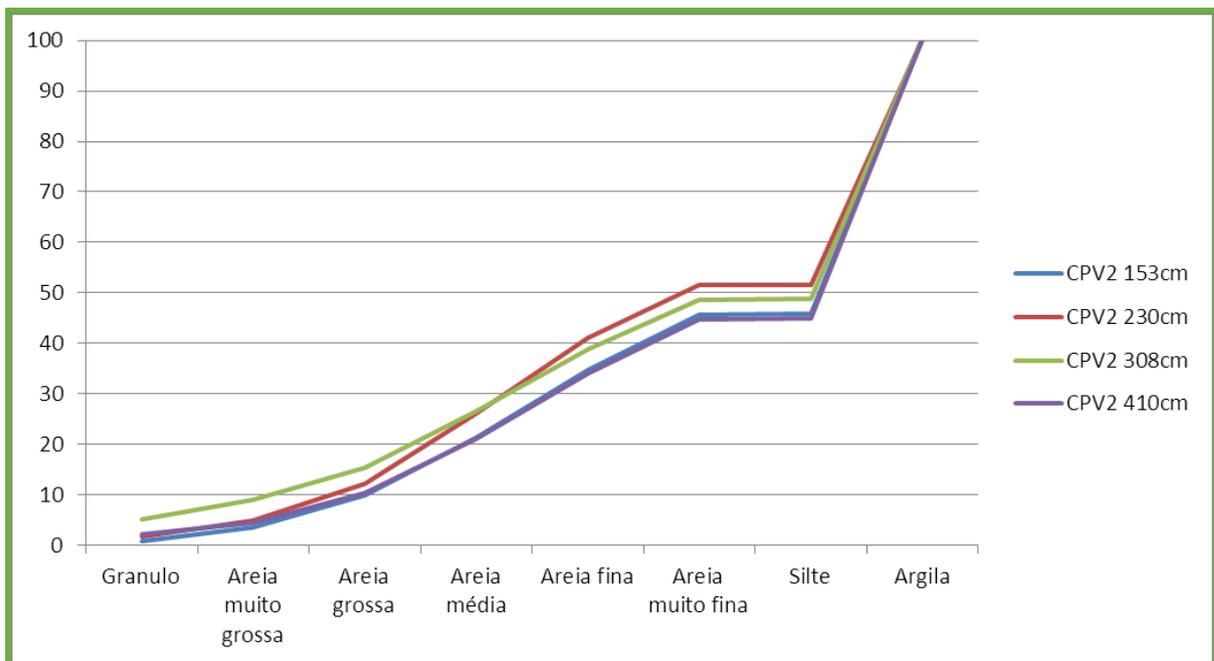


Figura 39: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPEN.

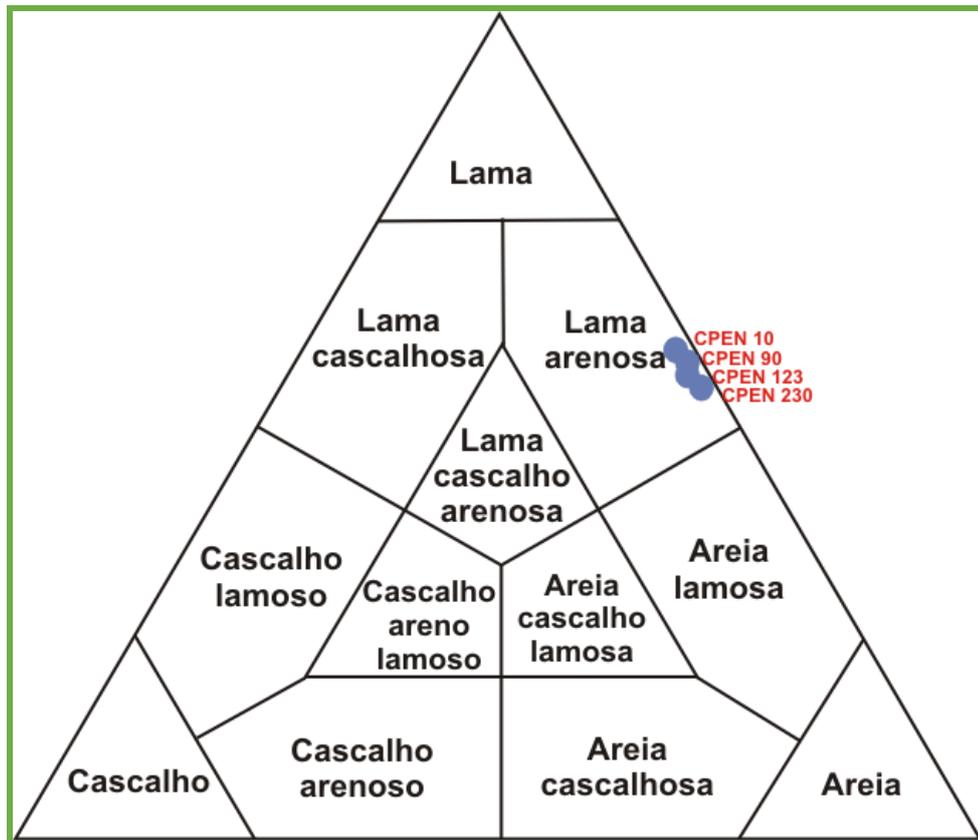


Figura 40: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPEN.

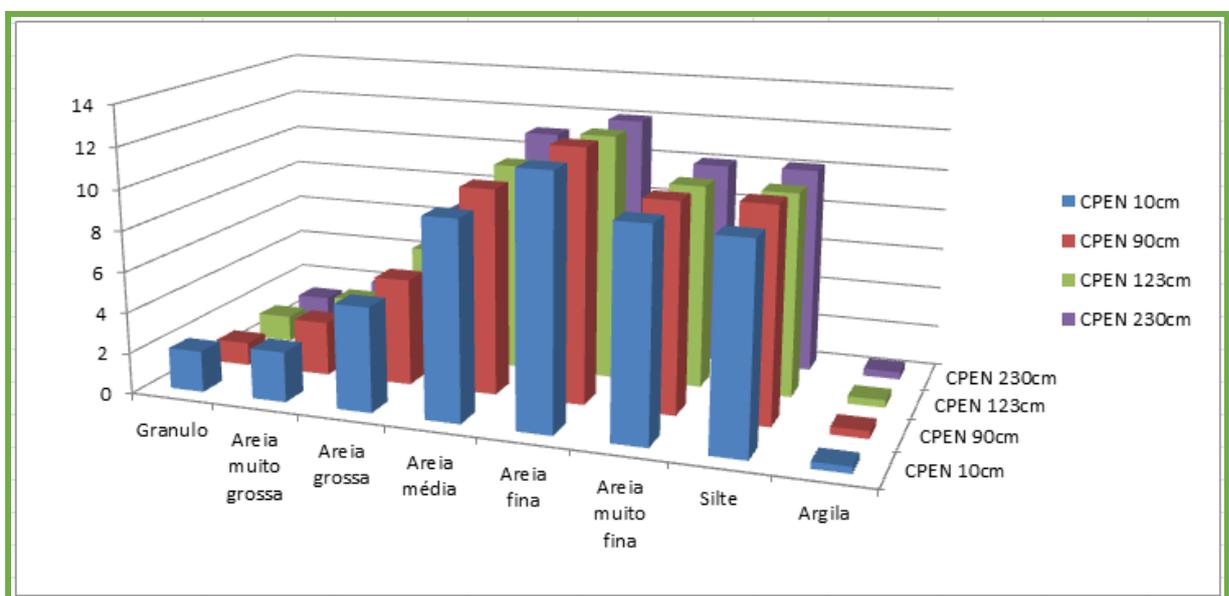


Figura 41: Curva Cumulativa para os sedimentos CPEN.

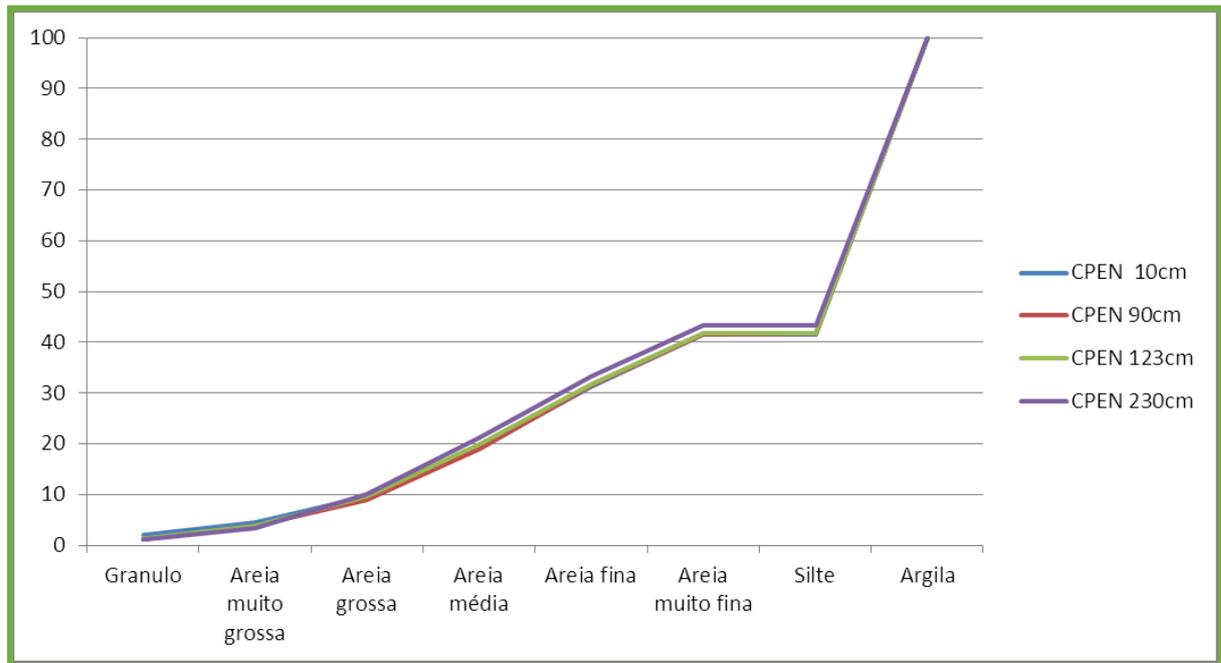


Figura 42: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPP.

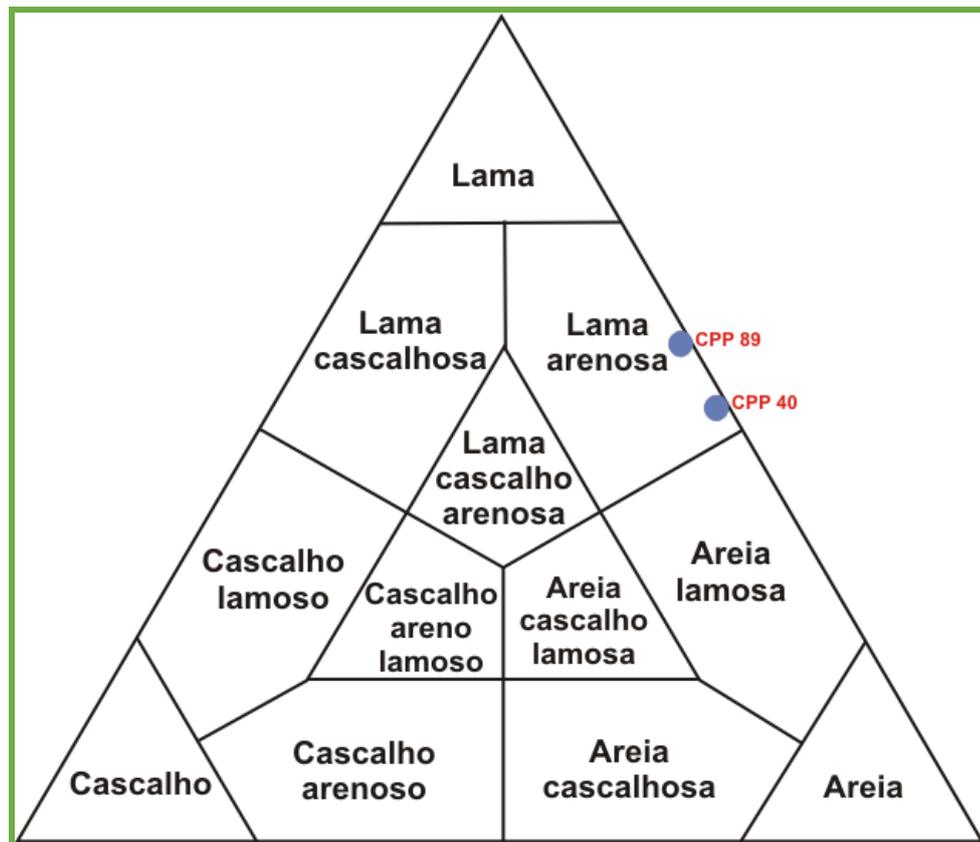


Figura 43: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPP.

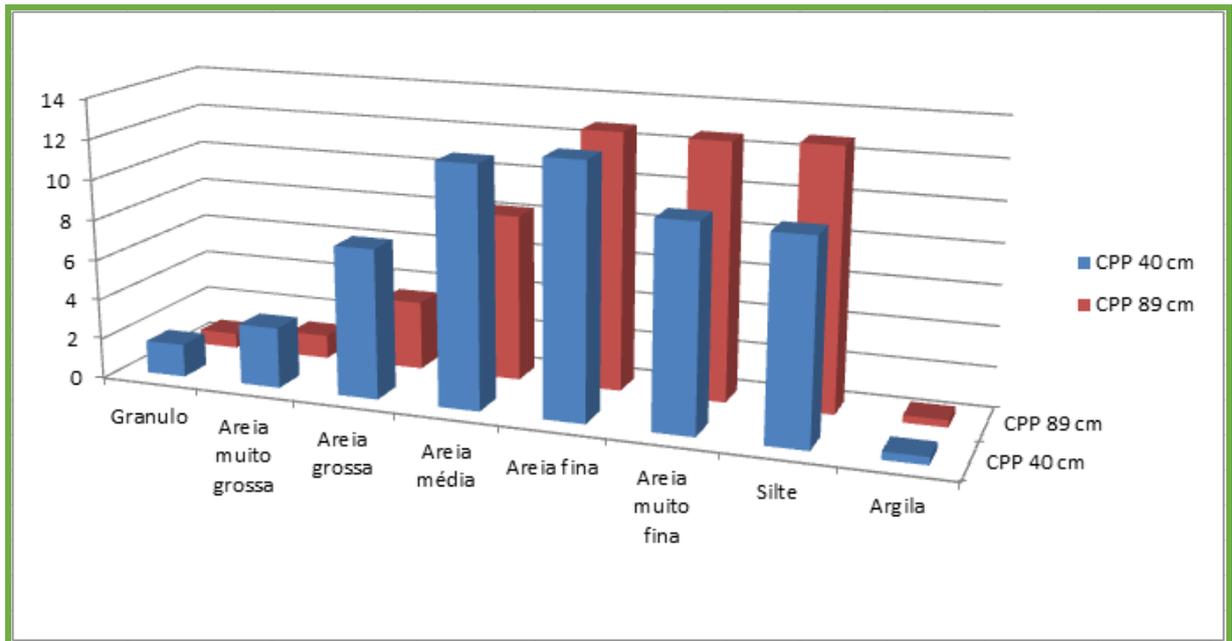


Figura 44: Curva Cumulativa para os sedimentos CPP.

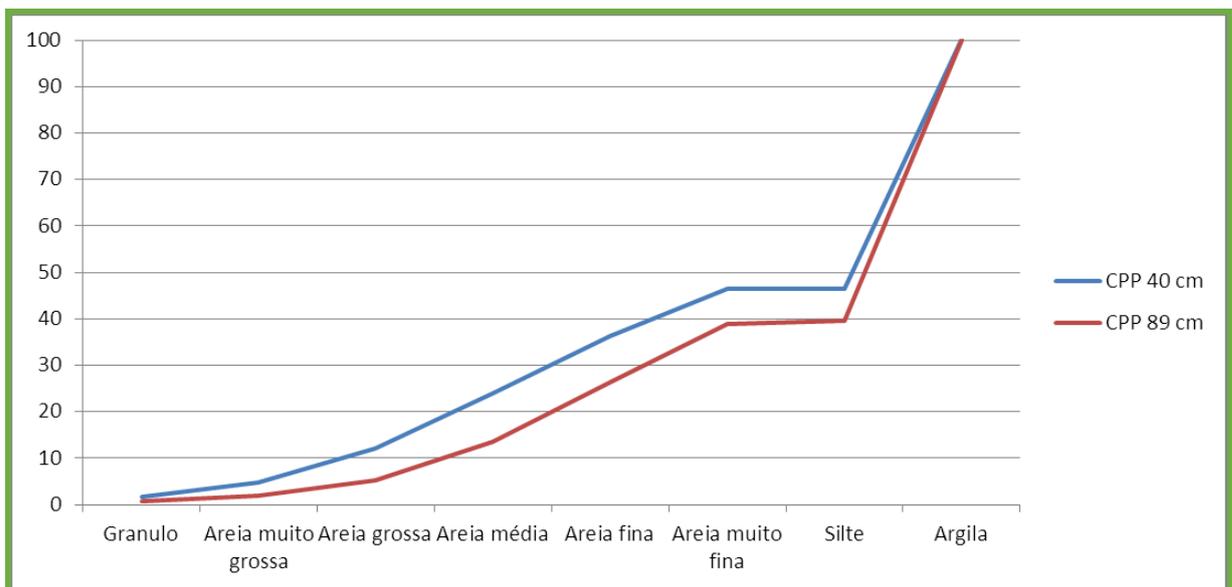


Figura 45: Diagrama triangular segundo Folk e Ward para os sedimentos CPCA.

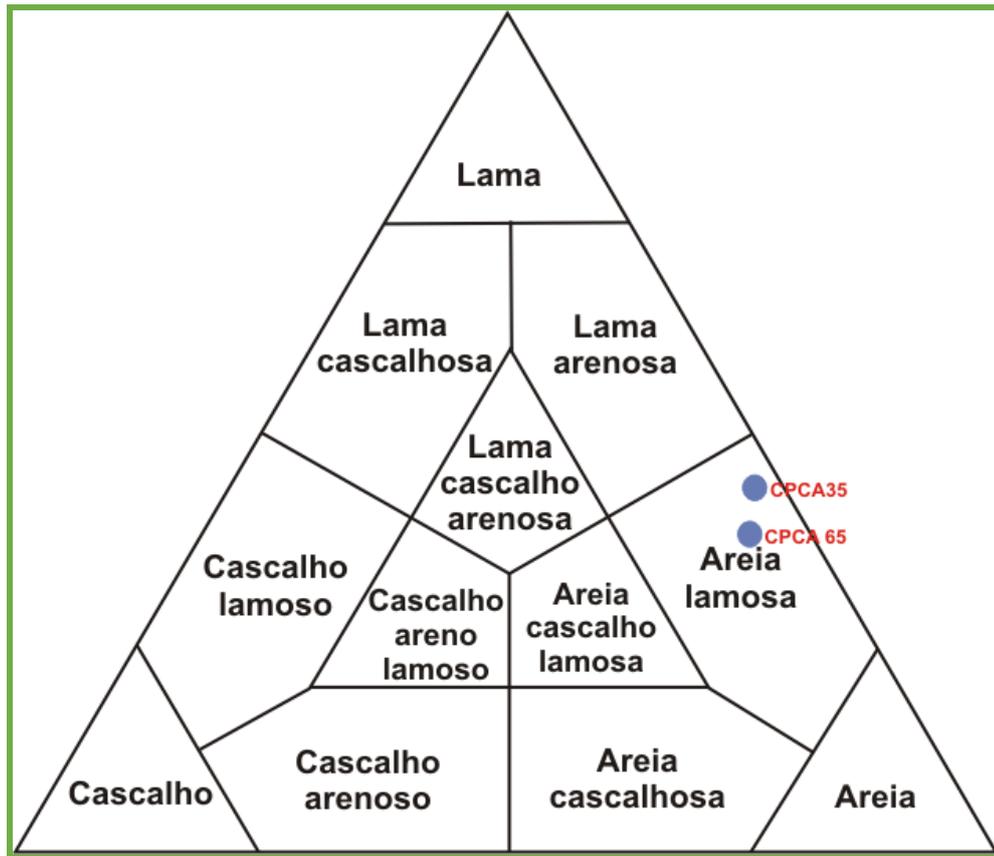


Figura 46: Histograma das classes granulométricas para os sedimentos CPCA.

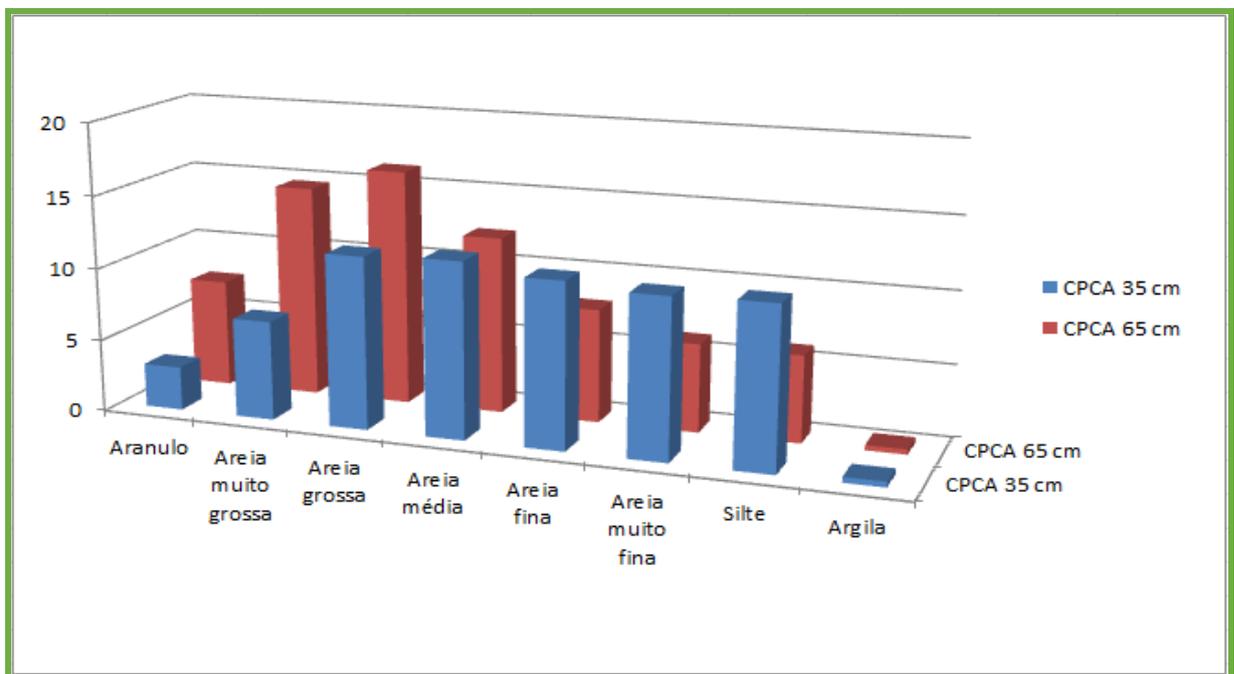
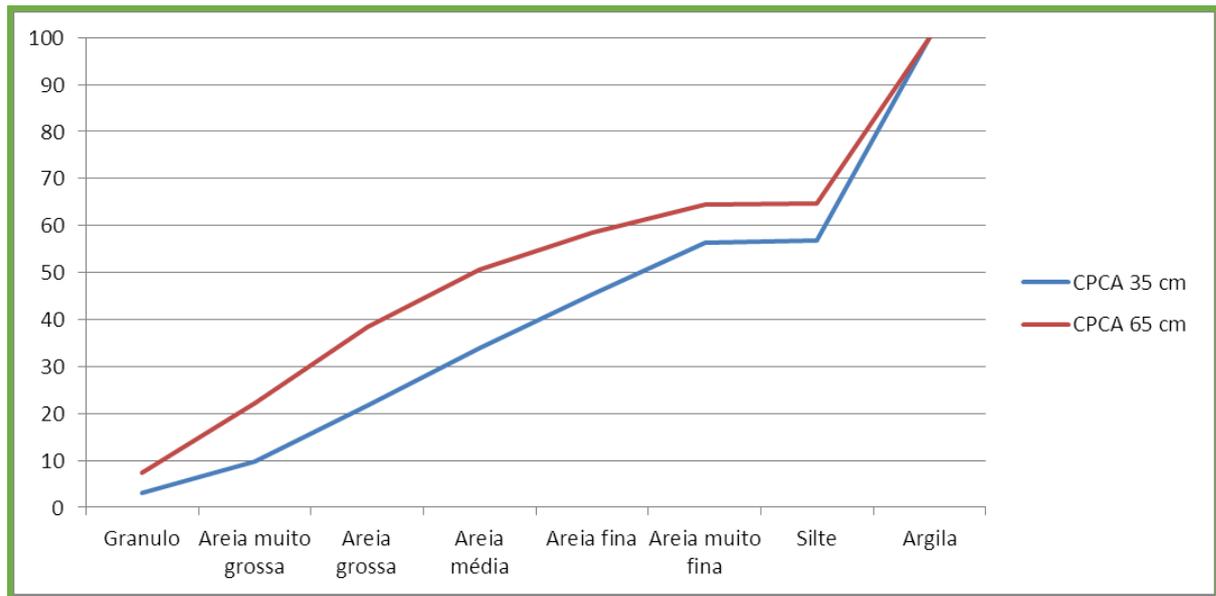


Figura 47: Curva Cumulativa para os sedimentos CPCA.



Os parâmetros estatísticos granulométricos (Tabela 01) são avaliados a partir dos valores de seleção, assimetria e curtose, e dizem respeito à classificação dos grãos de acordo com parâmetros obtidos a partir de Folk & Ward (1957). A análise dos sedimentos dos depósitos coluviais foram utilizadas na tentativa de interpretar os ambientes de sedimentação.

Tabela 01 – Parâmetros estatísticos das unidades deposicionais.

Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
CPP40	Muito pobremente	-	0,6067 Muito platicúrtica
	2,627 selecionado	0,7811 Muito negativa	
CPP89	Muito pobremente	-	0,6154 Muito platicúrtica
	2,340 selecionado	0,7841 Muito negativa	
CPCA35	Muito pobremente	Aprox.	0,5835 Muito platicúrtica
	2,966 selecionado	0,0753 simétrica	
CPCA65	Muito pobremente	0,3704 Muito positiva	0,5518 Muito platicúrtica
	3,306 selecionado		
CPEN10	Muito pobremente	-	0,6244 Muito platicúrtica
	2,589 selecionado	0,7969 Muito negativa	
CPEN90	Muito pobremente	-	0,6193 Muito platicúrtica
	2,576 selecionado	0,7949 Muito negativa	
CPEN123	Muito pobremente	-	0,6178 Muito platicúrtica
	2,586 selecionado	0,7953 Muito negativa	
CPEN230	Muito pobremente	-	0,6102 Muito platicúrtica
	2,593 selecionado	0,7904 Muito negativa	
CPV 153	Muito pobremente	-	0,6096 Muito platicúrtica
	2,590 selecionado	0,7801 Muito negativa	
CPV 230	Muito pobremente	0,1585 Positiva	0,5485 Muito platicúrtica
	2,627 selecionado		
CPV 308	Muito pobremente	-	0,6555 Muito platicúrtica
	2,893 selecionado	0,7940 Muito negativa	
CPV 410	Muito pobremente	-	0,6164 Muito platicúrtica
	2,601 selecionado	0,7848 Muito negativa	

A avaliação da dispersão das percentagens granulométricas para a matriz dos sedimentos estudados (frações areia e silte/argila) indica que os sedimentos são muito pobremente selecionados. Camargo Filho e Bigarella (1998) afirmam que o coeficiente de seleção indica uma variação nas condições presentes no fluido transportador, seja na velocidade, seja no grau de turbulência. Portanto, a seleção é o resultado do processo de sedimentação que atua sobre o material, e os depósitos com distribuição granulométrica heterogênea tendem a ser pobremente selecionados.

A assimetria é uma medida de simetria da distribuição textural e fornece indicações sobre a natureza do fluxo transportador dos sedimentos, se unidirecional (assimetria positiva) ou bidirecional (assimetria negativa). Os valores de assimetria muito positiva estão relacionados às fácies areno-argilosas e as muito negativas às argilo-arenosas e argilo-sílticas (BIGARELLA *et al.*, 1975).

Praticamente todas as amostras apresentaram-se com assimetria muito negativa, com exceção da CPV 230 que se classificou como positiva (fluxo unidirecional) e que de acordo com a descrição realizada a partir do MEV acredita-se que esta tenha resultado do transporte de um material cuja área fonte encontra-se próxima. Outro ponto que apresenta características peculiares trata-se do CPCA que no decorrer das análises já havia se apresentando como distinto das outras áreas. Sendo a CPCA 35 classificada como assimetria aproximadamente simétrica, indicando um duplo comportamento do fluxo transportador, que ora transportou material fino ora partículas mais grossas, características estas que corroboram a descrição realizada nas lâminas de micromorfologia, onde foi possível observar que trata-se de um perfil de transição; e a CPCA 65 como assimetria muito positiva, o que reflete o caráter areno-argiloso do material com certa concentração de grossos, que de acordo com Thomas,

1998 confirma o modelo de formação de colúvio arenoso em ambientes tropicais semiáridos por evacuação dos finos.

De acordo com Bigarella *et. al.* (*op. cit.*) essas distribuições polimodais, que apresentam valores variáveis de assimetria caracterizam-se como resultado de depósitos decorrentes de movimentos de massa, resultando na atual configuração dos valores obtidos, uma cauda de grosseiros com concentração de finos, o que explica a predominância dos valores negativos obtidos na assimetria.

Por outro lado as amostras com classe modal na fração areia seriam, ao menos em parte, consequência de certo retrabalhamento subsequente, provavelmente devido à ação da lavagem do material mais fino e concentração do grosseiro (MOUSINHO E BIGARELLA, 1965).

Já a curtose gráfica reflete o grau de achatamento da distribuição granulométrica em comparação com a curva de distribuição normal – curva em sino. Segundo MacManus (1988), curvas muito achatadas de sedimentos pobremente selecionados ou aquelas de distribuições polimodais são platicúrticas, enquanto que as curvas de amostras extremamente bem selecionadas nos setores centrais da distribuição são leptocúrticas. No caso das amostras em questão, a curtose reflete a ocorrência de amostras pobremente selecionadas, com predomínio de distribuições muito platicúrticas.

Com base na avaliação dos resultados granulométricos pode-se considerar que a natureza dos sedimentos é consequência da litologia dominante na área, e que através do intemperismo gerou um material de predominância argilo-sílticos. De acordo com os parâmetros estatísticos obtidos, estes sedimentos foram possivelmente transportados por movimentos de massa.

Esses resultados confirmam a hipótese sugerida por Silva & Corrêa (2004), Silva (2013) e Melo *et al.* (2012), de que há um controle direto dos mantos de alteração, elaborados sob condições semiáridas, sobre o fornecimento de material para os ambientes de encostas, mediante um regime de transporte de alta energia, sendo este confirmado pelas análises dos diagramas de Pejrup (1988), que indicam um ambiente de hidrodinâmica muito alta para todos os pontos de análise, corroborando com a ideia de um ambiente com alta energia e com bastante água disponível no sistema. (Figuras 48 a 51).

Figura 48: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPV.

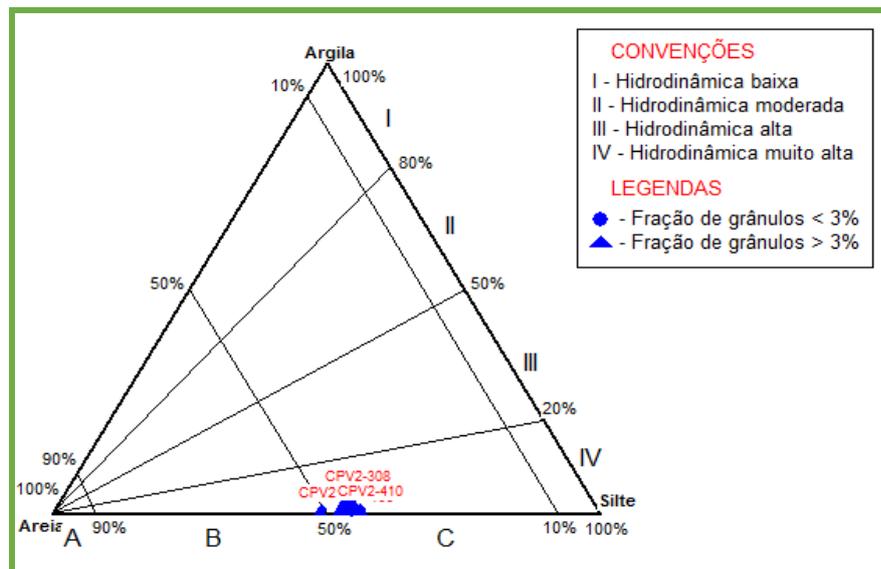


Figura 49: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPP.

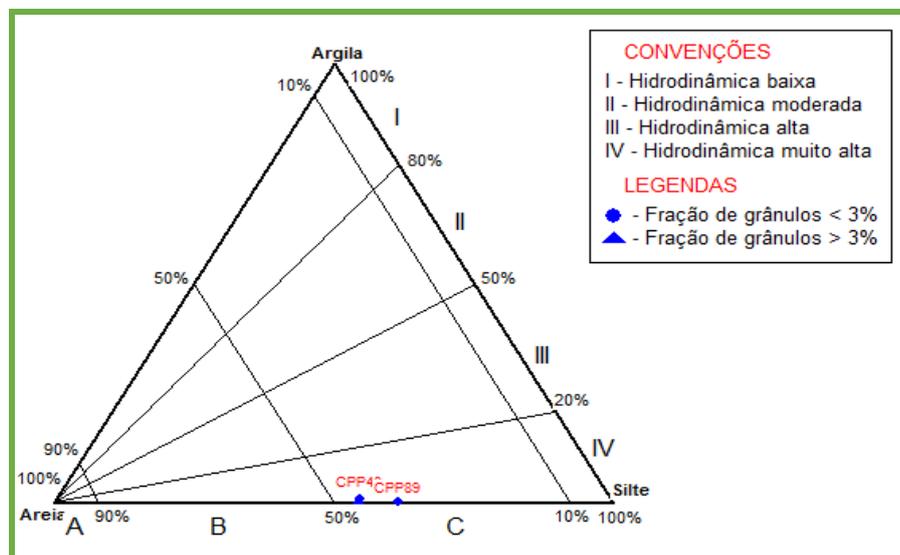


Figura 50: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPEN.

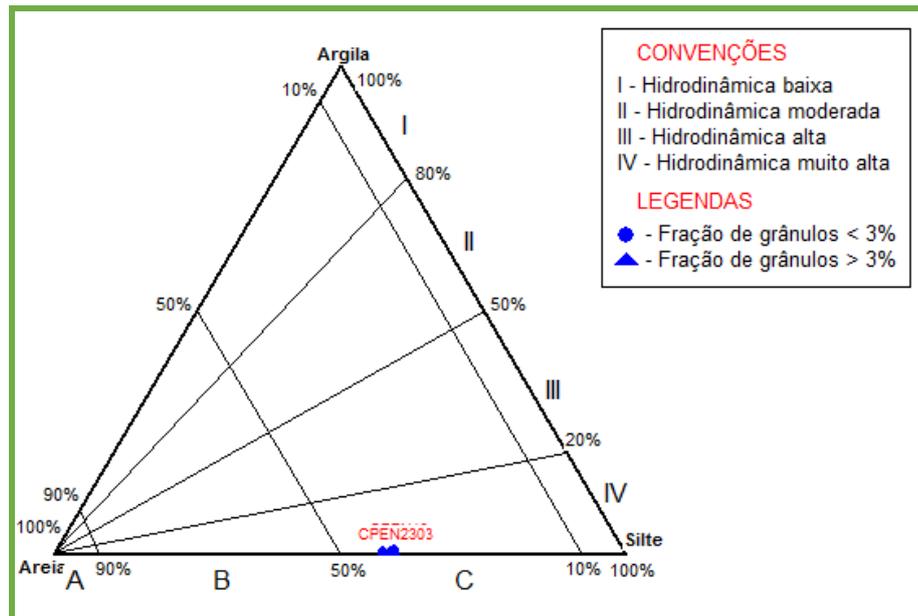
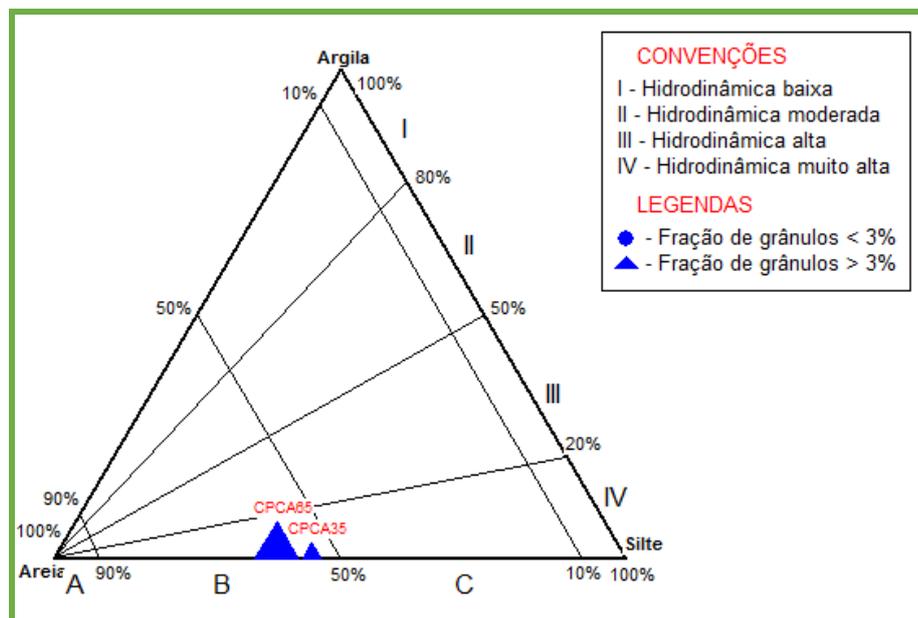


Figura 51: Diagrama de Pejrup para os sedimentos CPCA.



Outro parâmetro utilizado para análise sedimentológica foi à morfoscopia (Tabelas de 02 a 05), que foi utilizada para a determinação do grau de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos. Esta análise permitiu caracterizar qualitativamente e quantitativamente o material, possibilitando a identificação dos processos operantes durante a dinâmica deposicional.

Tabela 02: Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPV.

Propriedades	CPV 153 cm	CPV 230 cm	CPV 308 cm	CPV 410 cm
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Pouca agregação	Pouca agregação	Pouca agregação
Esfericidade	2% Prismoial 13% Sub-prismoidal 33% Esférico 52% Sub-discooidal	20% Sub-prismoidal 80% Esférico	1% Prismoial 20% Sub-prismoidal 32% Esférico 47% Sub-discooidal	2% Prismoial 5% Sub-prismoidal 53% Esférico 40% Sub-discooidal
Arredondamento	67% Muito angular 22% Angular 10% Sub-angular 1% Sub-arredondado	32% Muito angular 57% Angular 5% Sub-angular 6% Sub-arredondado	62% Muito angular 33% Angular 5% Sub-angular 1% Arredondado	35% Muito angular 33% Angular 30% Sub-angular 2% Sub-arredondado
Textura Superficial	Fosca	Fosca	Fosca	Fosca
Opacidade	88% Opacos 12% Translúcido	75% Opacos 25% Translúcido	85% Opacos 15% Translúcido	95% Opacos 5% Translúcido
Minerais	Quartzo, Feldspato, Laterita	Quartzo, Feldspato, Laterita, Goetita, Oxido de ferro	Quartzo, Feldspato, Laterita, Oxido de ferro	Quartzo, Feldspato, Laterita, Oxido de ferro

Tabela 03: Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPP.

Propriedades	CPP 40 cm	CPP 89 cm
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Pouca agregação
Esfericidade	30% Sub-prismoidal 40% Esférico 30% Sub-discoidal	28% Sub-prismoidal 42% Esférico 30% Sub-discoidal
Arredondamento	56% Muito angular 30% Angular 15% Sub-angular	42% Muito angular 48% Angular 10% Sub-angular
Textura Superficial	Fosca	Fosca
Opacidade	60% Opacos 40% Translúcido	70% Opacos 30% Translúcido
Minerais	Quartzo, Feldspato, Laterita, Oxido de ferro	Quartzo, Feldspato, Laterita, Carvão, Oxido de ferro

Tabela 04: Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPEN.

Propriedades	CPEN 10 cm	CPEN 90 cm	CPEN 123 cm	CPEN 230 cm
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Pouca agregação	Pouca agregação	Pouca agregação
Esfericidade	31% Sub-prismoidal 51% Esférico 17% Sub-discoidal 1% Discoidal	35% Sub-prismoidal 44% Esférico 17% Sub-discoidal 4% Discoidal	33% Sub-prismoidal 40% Esférico 27% Sub-discoidal	20% Sub-prismoidal 43% Esférico 37% Sub-discoidal
Arredondamento	41% Muito angular 53% Angular 5% Sub-angular 1% Sub-arredondado	45% Muito angular 45% Angular 8% Sub-angular 1% Sub-arredondado 1% Arredondado	31% Muito angular 49% Angular 20% Sub-angular	51% Muito angular 40% Angular 9% Sub-angular
Textura Superficial	Fosca	Fosca	Fosca	Fosca
Opacidade	94% Opacos 6% Translúcido	93% Opacos 7% Translúcido	93% Opacos 7% Translúcido	84% Opacos 16% Translúcido
Minerais	Quartzo, Feldspato	Quartzo, Feldspato, Laterita, Ilmenita	Quartzo, Feldspato, Laterita, Oxido de ferro, Ilmenita	Quartzo, Feldspato, Laterita

Tabela 05: Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPCA.

Propriedades	CPCA 35 cm	CPCA 65 cm
Distribuição por tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação	Pouca agregação	Pouca agregação
Esfericidade	29% Sub-prismoidal 48% Esférico 23% Sub-discoidal	31% Sub-prismoidal 46% Esférico 20% Sub-discoidal 3% Discoidal
Arredondamento	35% Muito angular 59% Angular 6% Sub-angular	34% Muito angular 62% Angular 4% Sub-angular
Textura Superficial	Brilhante	Brilhante
Opacidade	64% Transparentes 20% Opacos 13% Translúcido	65% Transparentes 27% Opacos 8% Translúcido
Minerais	Quartzo, Feldspato, Laterita	Quartzo, Feldspato, Laterita, Carvão

A análise morfoscópica demonstrou para as amostras uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos, com alta esfericidade e um predomínio de grãos variando de muito angulosos a angulosos em seu grau de arredondamento. Tais parâmetros sugerem pouca variação dos processos de transporte dos sedimentos, sendo estes aparentemente transportados por fluxos de detritos com área fonte próxima. Sendo assim, a morfologia dos grãos deve-se, principalmente à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte. Entretanto, a amostra CPV 410 quando submetidas à análise no

MEV apresentou formas bastante arredondadas sendo caracterizada como de domínio dos transportes fluviais.

As amostras apresentaram abundância de material em diversos estágios de alteração, com presença de feldspatos, o que sugere um transporte relativamente rápido com isolamento do material após a deposição, e a abundância de óxidos de ferro e lateritas o que sugere a atuação do intemperismo em função da atuação do clima mais úmido resultando em um material de alteração mais amadurecido mineralogicamente. Resultados que corroboram com as descrições das lâminas de micromorfologia de solos.

5.3.2 ANÁLISE DE ALGUMAS PROPRIEDADES PEDOLÓGICAS

As amostras utilizadas para realização de granulometria e análise morfoscópica também tiveram alguns de seus parâmetros pedológicos analisados com a finalidade de estabelecer critérios de afinidade deposicional entre as unidades e caracterizar o estágio de evolução pedogenética do material em questão no intuito de caracterizar os depósitos. As técnicas utilizadas foram realizadas através microscopia eletrônica de varredura (MEV), micromorfologia de solos, e mineralogia de argilas realizada a partir a Difractometria de Raio X (DRX). Os resultados obtidos serão expostos respectivamente.

MICROSCÓPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A avaliação dos grãos através do microscópio eletrônico de varredura (MEV) busca diagnosticar suas feições superficiais. A fração utilizada foi de 0.250 μm , tendo em vista que de acordo com Krinsley & Doornakamp (1973 *apud* Corrêa 2001) esta representa o ponto de ruptura entre o predomínio do transporte por suspensão e por tração.

De acordo com Trewin (1995) a partir desta análise pode-se tirar conclusões a respeito dos ambientes de deposição e dos tipos de transporte a partir das feições superficiais dos minerais analisados. O critério de avaliação é visual e, portanto, sujeito a um grau de subjetividade inerente à própria técnica. Os grãos serão analisados pela sua conjuntura total, sendo ilustradas as feições mais representativas.

Foram definidas 32 categorias de feições superficiais, agrupadas em feições mecânicas, feições morfológicas e feições de origem química e apresentadas nas tabelas de 6 a 9 (modificadas de Trewin 1995).

CATEGORIAS DE FEIÇÃO SUPERFICIAL

A) Feições Mecânicas

1. Rachaduras;
2. Abrasão ;
3. Blocos fraturados ($< 10\mu$);
4. Blocos fraturados ($> 10\mu$);
5. Fraturas conchoidais ($< 10\mu$);
6. Fraturas conchoidais ($< 10\mu$);
7. Degraus retos;
8. Degraus arcuados;
9. Estrias paralelas;
10. Endentações imbricadas;
11. Placas fraturadas;
12. Cristais meandrantés;
13. Ranhuras retilíneas;

14. Ranhuras curvas;
15. Cavidades mecânicas em “V”;
16. Concavidades discoidais;

B) Feições Morfológicas

17. Arredodado;
18. Sub-arredodado;
19. Sub-anguloso;
20. Anguloso;
21. Baixo relevo;
22. Relevo médio;
23. Alto relevo;

C) Feições de Origem Química

24. Cavidades de dissolução orientadas;
25. Anastomose;
26. Superfície fosca;
27. Cavidades de dissolução;
28. Fraturas de dissolução;
29. Escamação;
30. Carapaça;
31. Cavidade amorfa;
32. Sílica euhedral.

Colúvio Piancozinho Voçoroca (CPV)

Este colúvio apresenta uma altura de 5m e nele as amostras foram coletadas em quatro camadas, onde, a CPV 153 e a CPV 230 demonstraram através de suas feições ter sofrido menor transporte em relação às amostras CPV 308 e CPV 410.

Na camada CPV 153 os grãos apresentam arestas abauladas e tendem a esfericidade, significando índice transporte (Figura 52). Podem ser identificadas também feições de dissolução, no entanto estas ocorreram posteriormente aos processos de fratura existentes no mineral (Figura 53).

Figura 52: Grão com arestas bem abauladas, índice de transporte.

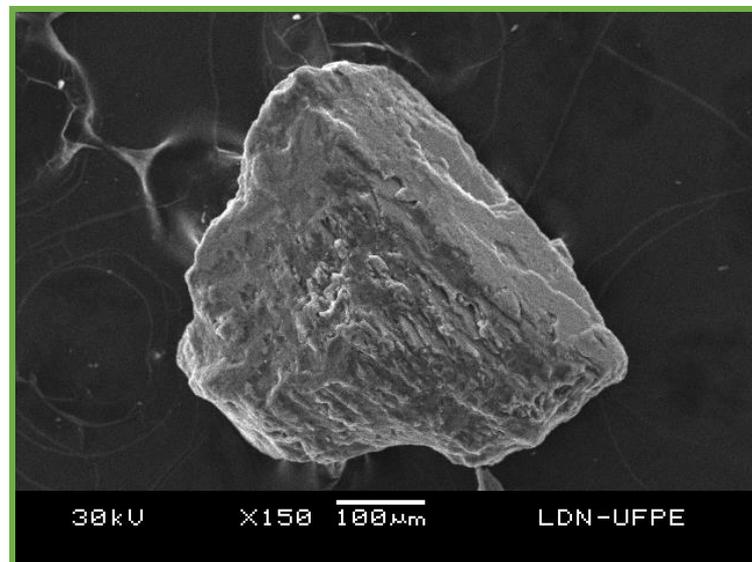
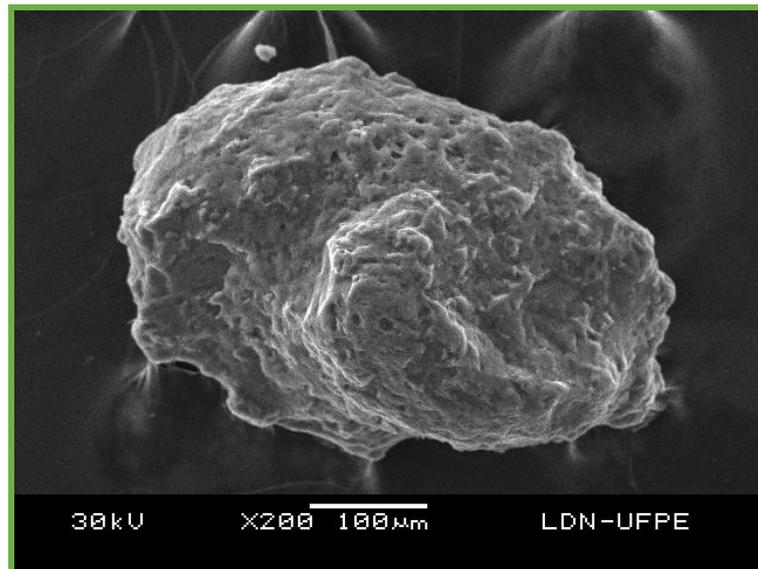


Figura 53: Grão com transporte posterior a dissolução.



Na camada CPV 230 os grãos tendem a esfericidade, com presença de fratura conchoidal, e indícios de tração durante o transporte (Figura 54). Observa-se dissolução previa ao transporte (Figura 55) e dissolução da sílica, com mineral apresentando aresta viva representando fragmento de origem próxima (Figura 56).

Figura 54: Grão muito arredondado, com fratura conchoidal, muita tração no transporte.

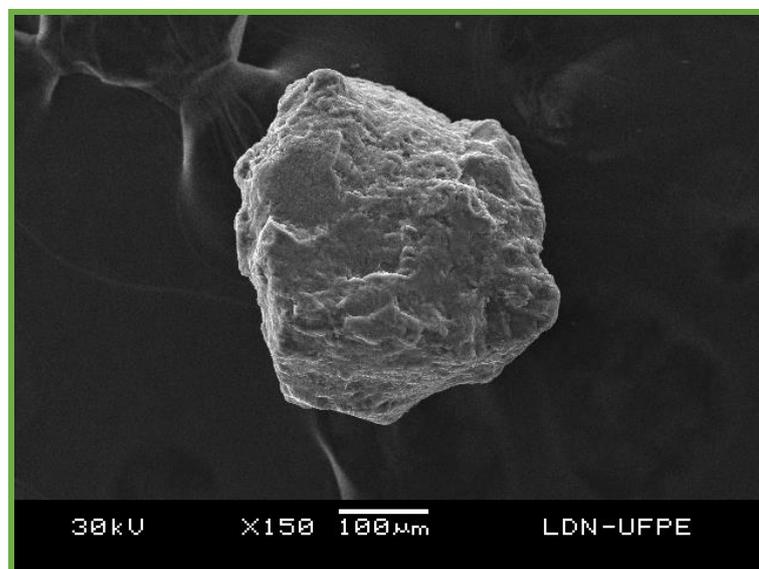


Figura 55: Grão com dissolução previa ao transporte.

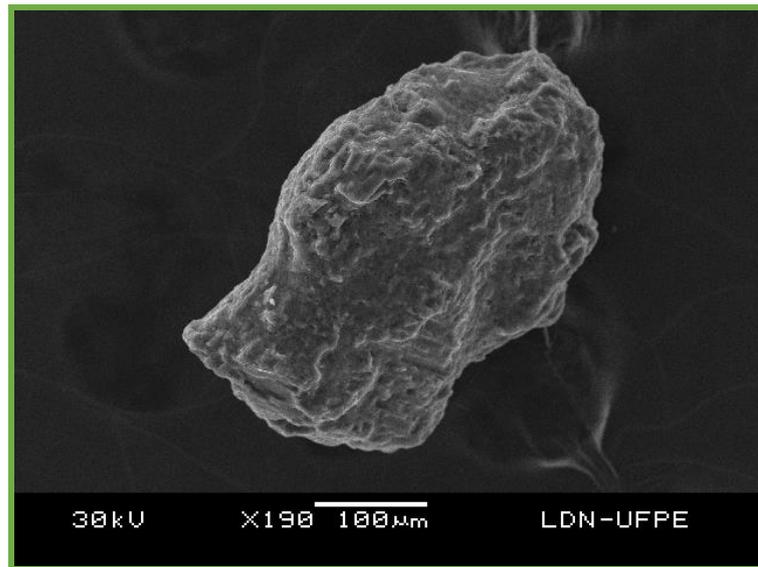
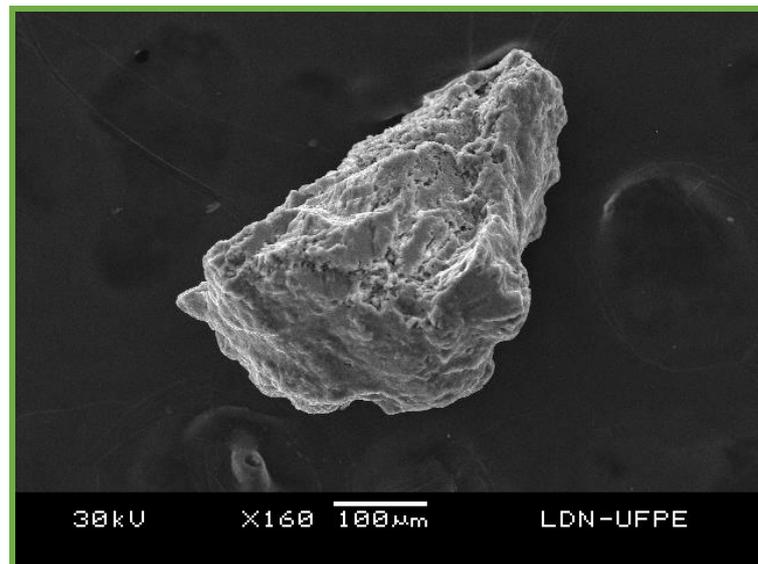


Figura 56: Grão apresentando dissolução da sílica, com aresta viva, fragmento de origem próxima ou plano de partição preservado.



A camada CPV 308 apresenta grãos bem esféricos, com abaulamento das arestas, indicando que sofreram transporte (Figura 57). Foi possível identificar também uma microclina com plano de partição a 90 graus – o cristal que saiu e deixou o espaço do plano de partição (Figura 58).

Figura 57: Grão com abaulamento das arestas, bem esférico, muito transporte.

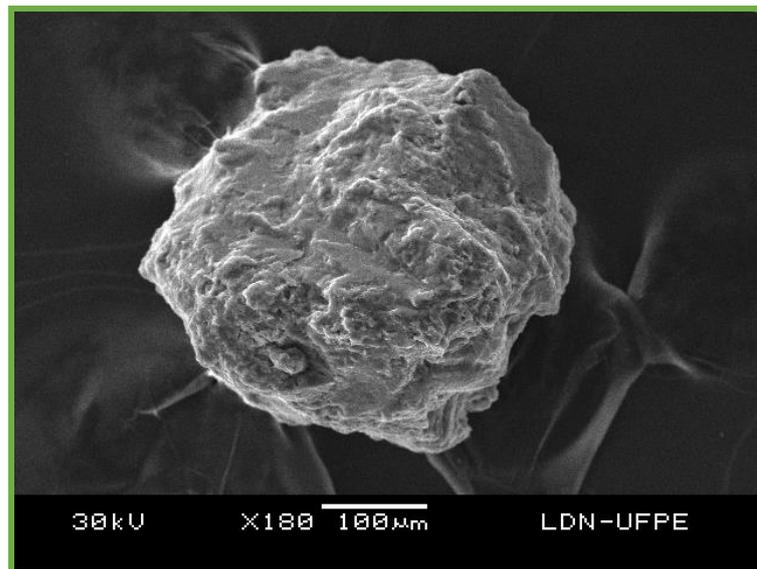
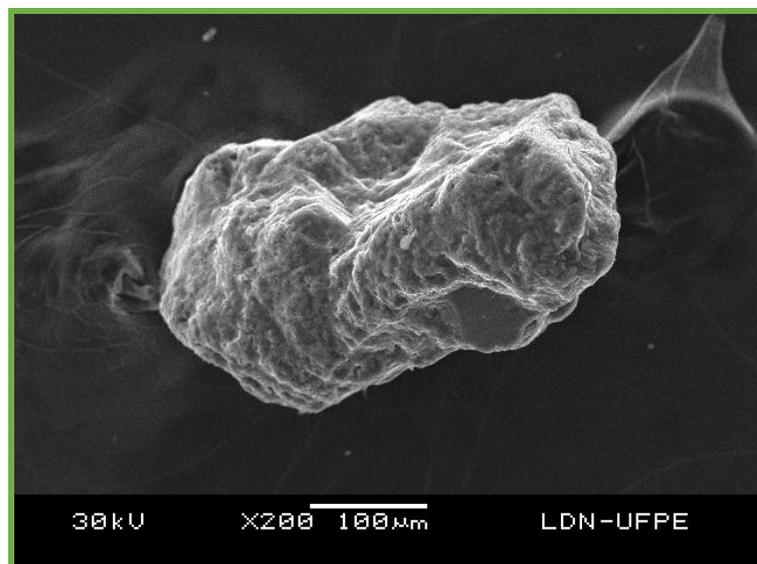


Figura 58: Grão de microclina com plano de partição a 90 graus.



A camada CPV 410 apresenta grãos de feições bem esféricas, com as arestas destruídas (Figura 59 e 60). Em virtude destas características pode-se considerar um ambiente com domínio dos processos de transporte laminar (Figura61).

Figura 59: Grão tendendo a esfericidade.

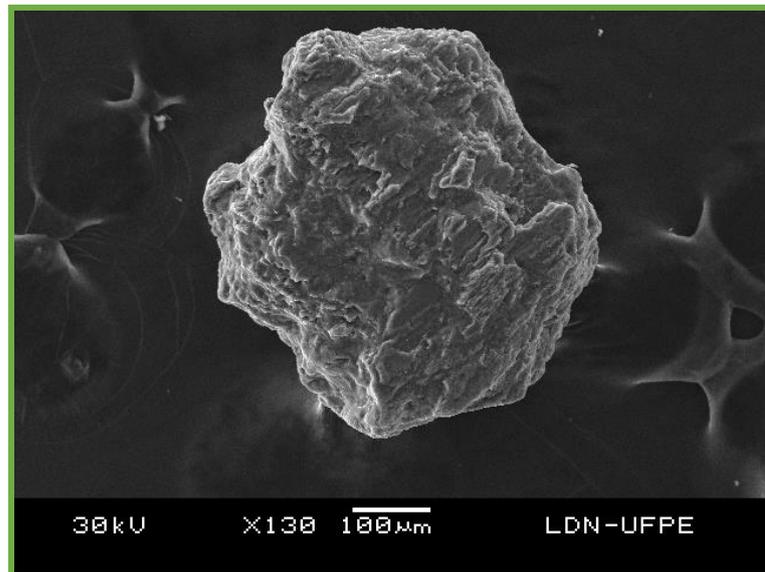


Figura 60: Grão com arestas destruídas.

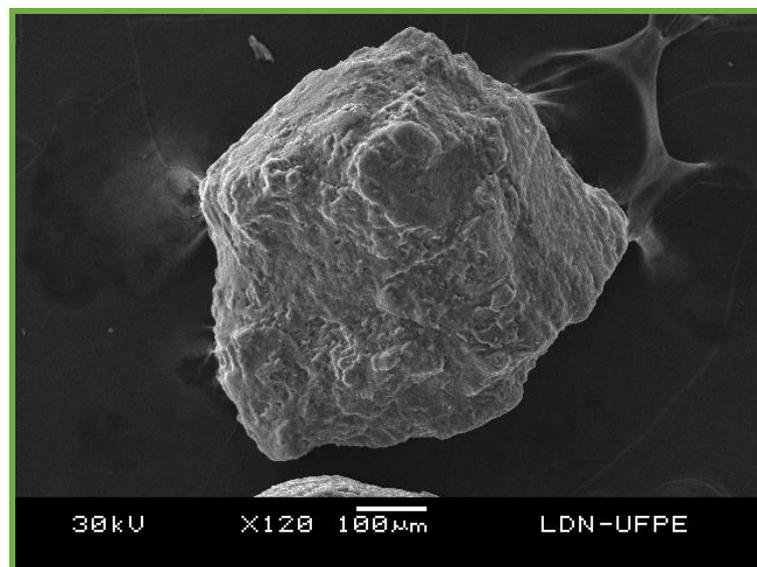
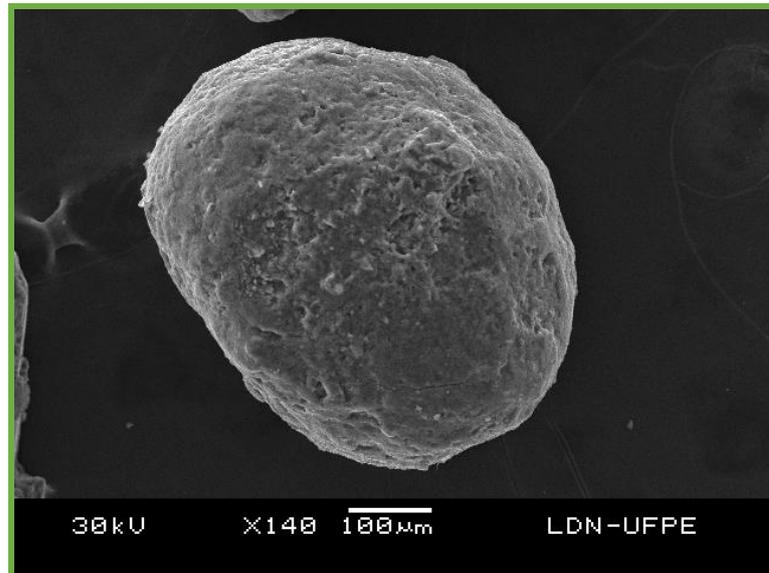


Figura 61: Grão que representa ambiente de domínio dos processos de transporte laminar.



Colúvio Piancozinho Encosta (CPEN)

Este colúvio apresenta-se em forma de avental e nele foram coletadas quatro amostras, onde podem ser observadas algumas peculiaridades.

Da interpretação realizada na camada CPEN10 observou-se uma multiplicidade de grãos, que ora apresentam-se bastante erodidos, com arestas abauladas, fraturas conchoidais e dissolução (Figura 62) e ora com indícios de pouco transporte, com planos de partição bem preservados (Figura 63). Estas características indicam que o transporte deu-se possivelmente por fluxos subsaturados de alta viscosidade.

Figura 62: Grão que representa pouco transporte, possivelmente de fluxo viscoso, pouco atrito durante o transporte, fluxos subsaturados muita viscosidade.

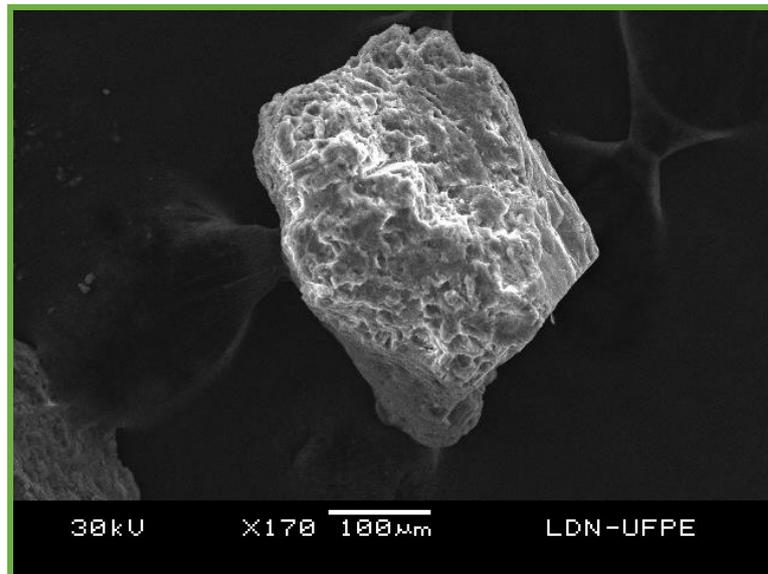
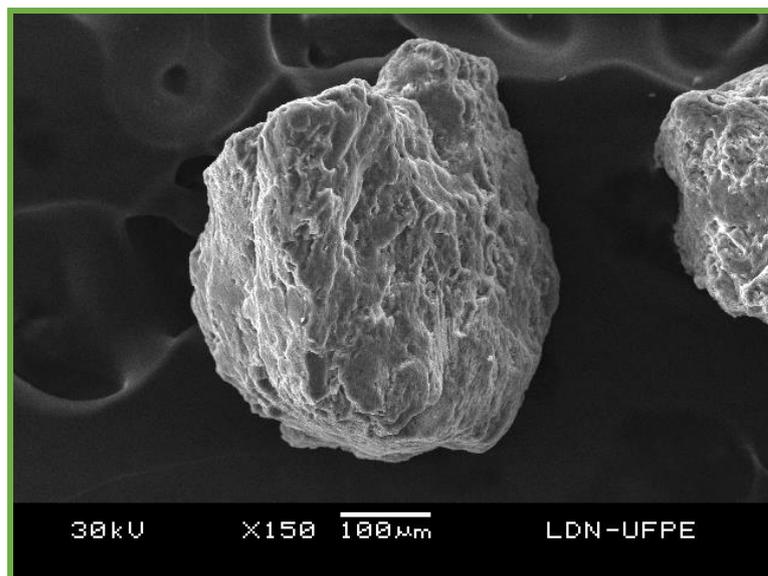


Figura 63: Grão com arestas bastante abauladas, indício de transporte.



Na camada CPEN 90 os grãos apresentam arestas bem suavizadas, demonstrando a evolução de um antigo grão provavelmente angular que ao sofrer transporte teve suas arestas atenuadas, apresentam bastante dissolução (Figura 64 e 65).

Figura 64: Evolução da aresta viva, grão tendendo a esfericidade, indício de transporte.

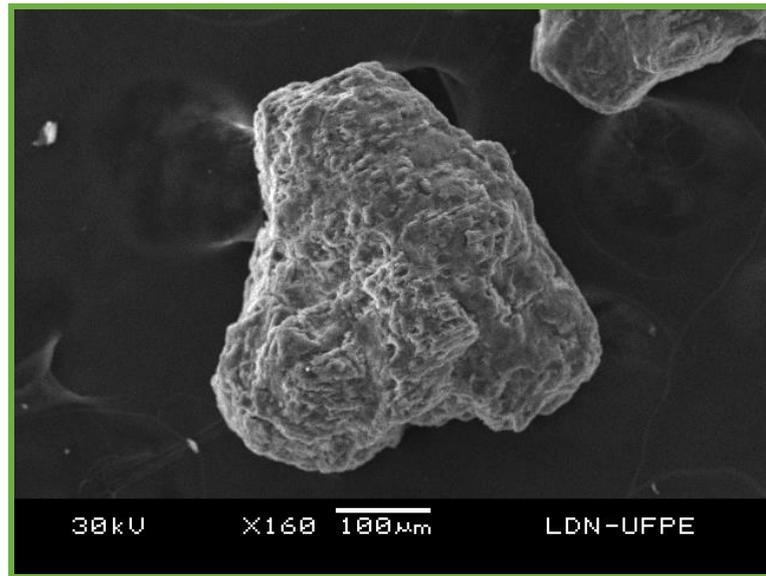
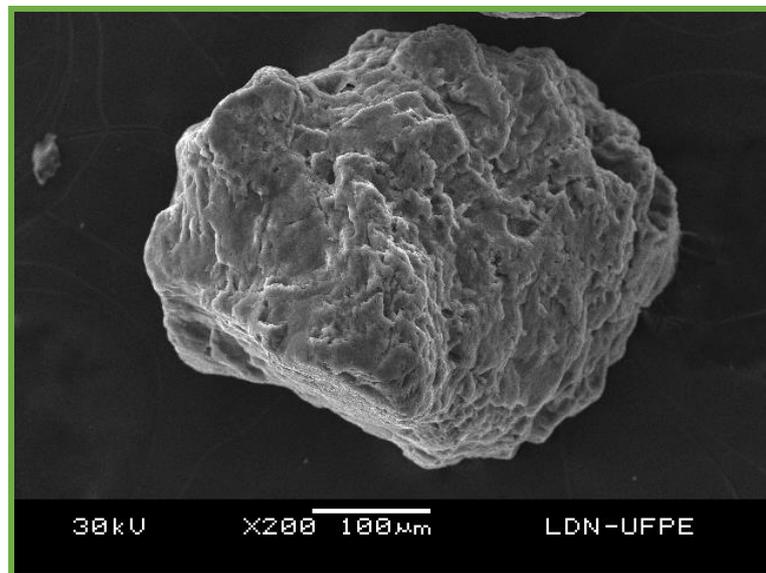


Figura 65: Antigo grão anguloso que ao sofrer transporte abaulou suas arestas.



Na camada CPEN 123 os grãos aparecem com fraturas conchoidais e muita dissolução na superfície do quartzo (Figura 66) exibindo arestas bem arredondadas que indicam mais que um episódio de transporte (Figura 67). Foi possível identificar ainda uma microclina com plano de partição bem preservado (Figura 68).

Figura 66: O grão apresenta muita dissolução na superfície do quartzo, fratura conchoidal.

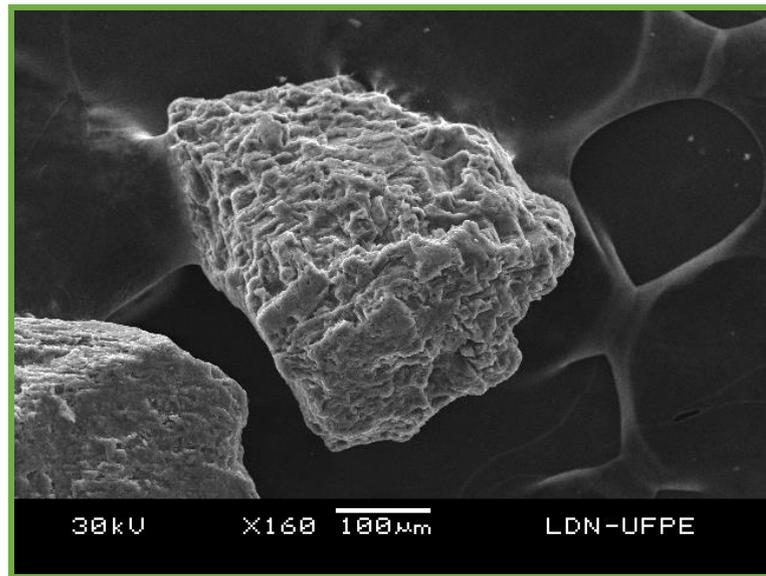


Figura 67: O grão apresenta evidências de retomada do transporte.

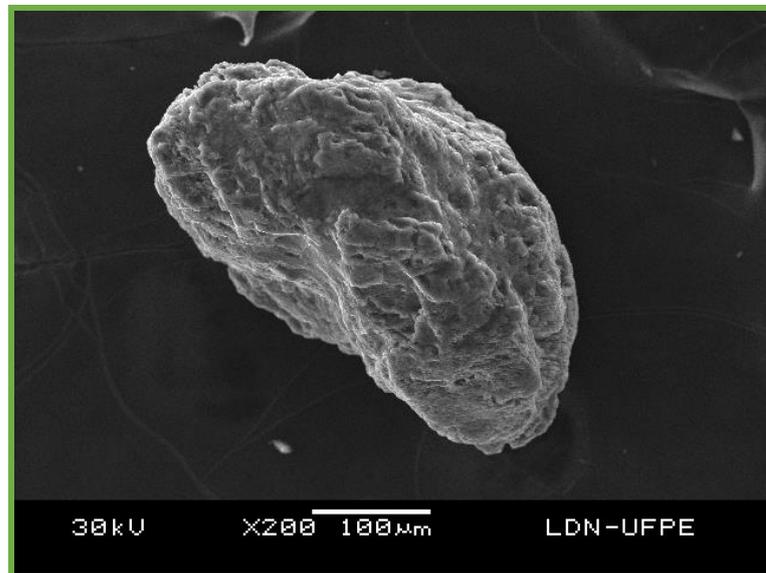
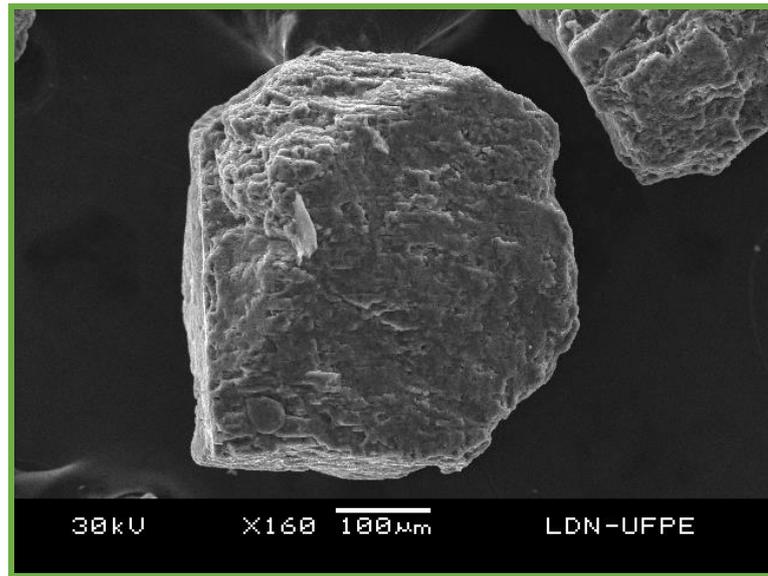


Figura 68: Microclina com plano de partição preservado.



Já a camada CPEN 230 apresenta características bem parecidas com a CPEN10, pois a superfície de seus grãos além de apresentar plano de partição e arestas preservadas (Figura 69), demonstram grãos tendendo à esfericidade com evolução de arestas (Figura 70 e 71), indicando transporte por fluxos viscosos.

Figura 69: Grão com aresta de plano de partição mais bem preservado.

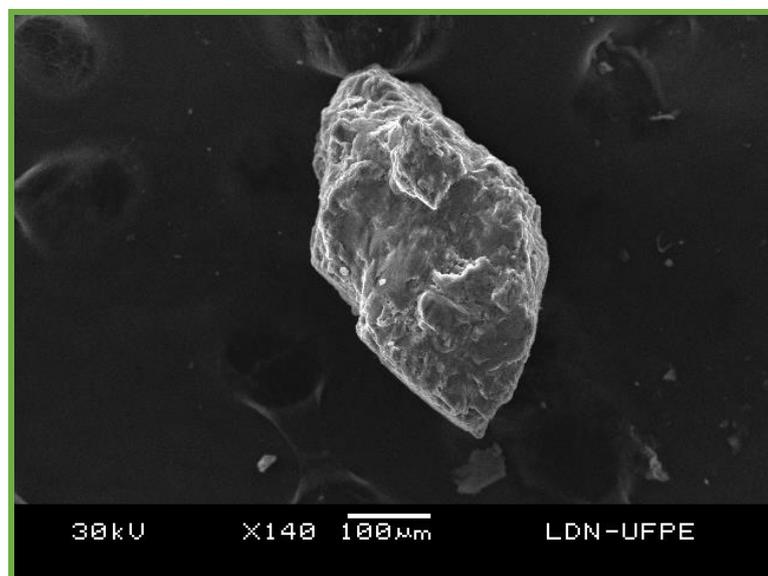


Figura 70: Microclina com arestas atenuadas.

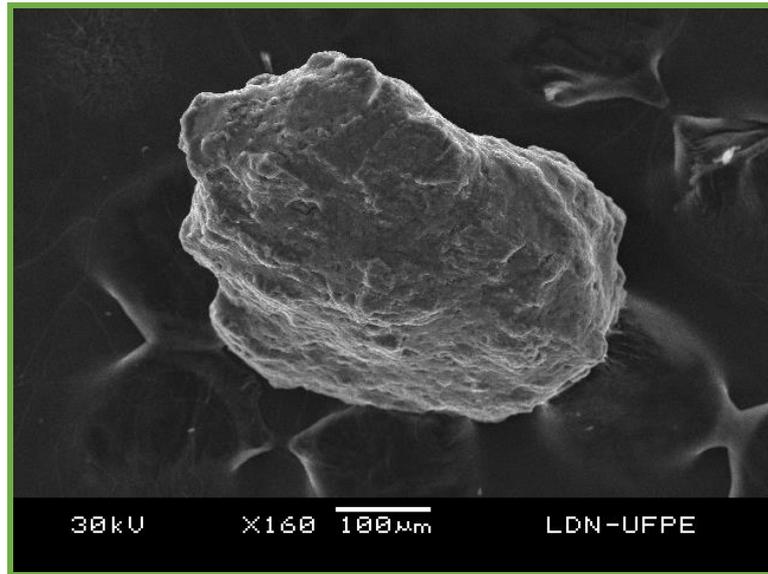
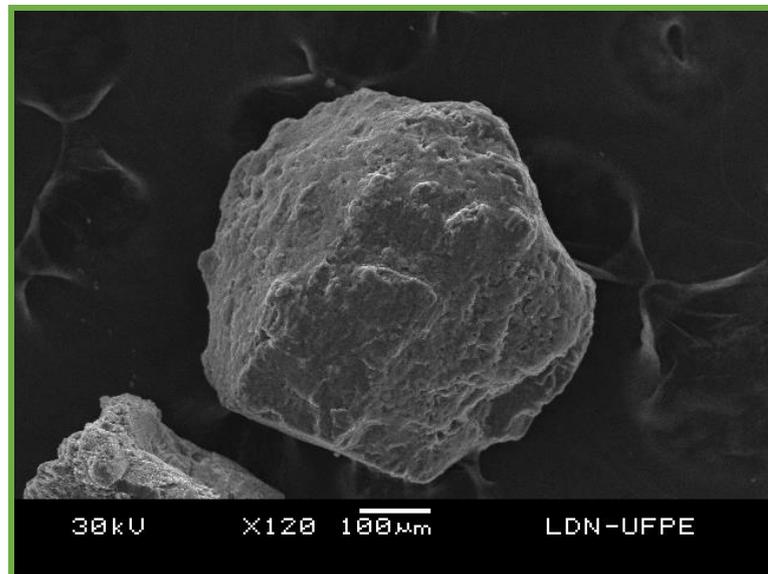


Figura 71: Grão demonstrando evolução da aresta viva, tendendo à esfericidade, indicio de transporte.



Colúvio Piancozinho Plaino (CPP)

O colúvio CPP apresenta grandes disparidades na superfície dos grãos de suas camadas. No CPP 40 os grãos apresentam arestas e planos de partição bem preservados (Figura 72), indicando pouco transporte. Já no CPP 89 os grãos apresentam-se com proeminente destruição das arestas e sinais de dissolução (Figura 73), indícios de que percorram distâncias mais longas.

Figura 72: Mica que sofreu pouco transporte, planos de partição bem preservados.

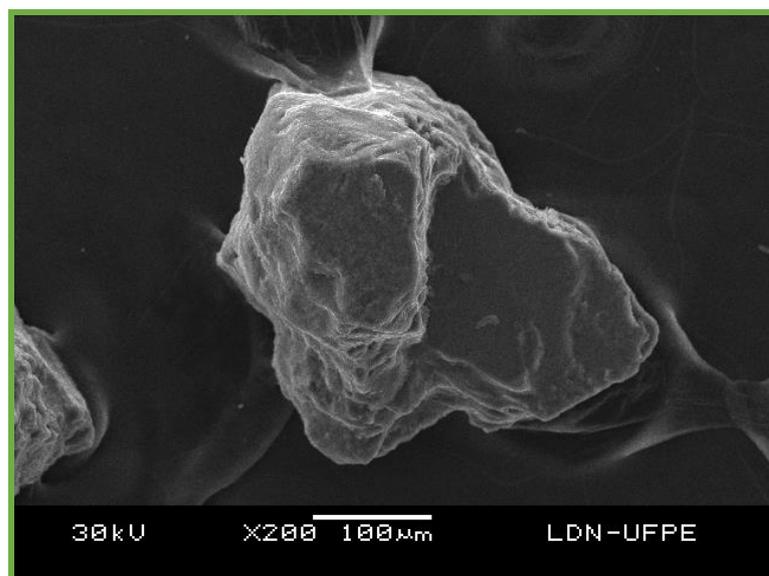
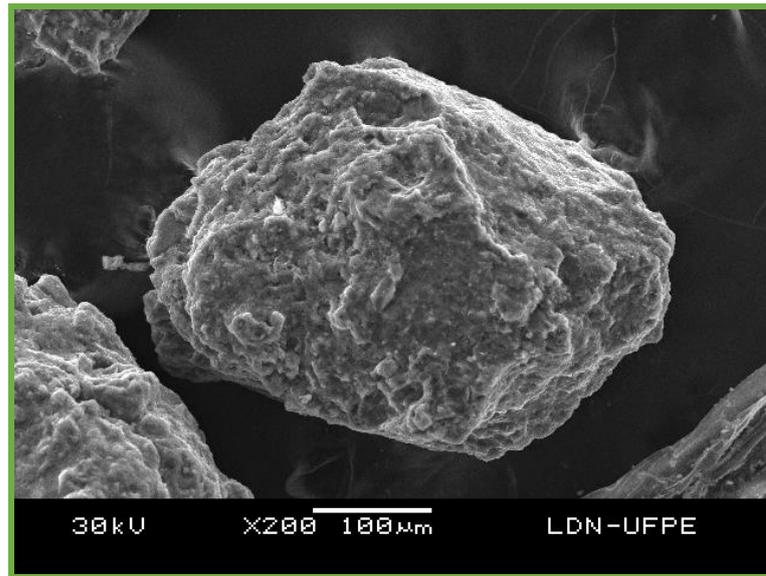


Figura 73: Grão apresentando destruição de arestas, muita dissolução e transporte.



Colúvio Piancozinho Cascalheira (CPCA)

No perfil CPCA foram identificados grãos de microclina, mica (biotita) e quartzo. Nos grãos de quartzo um dos elementos que podem ser observados diz respeito às fraturas conchoidais que indicam transporte. No caso das amostras em análise foram encontrados pouquíssimos grãos de quartzo, e os que puderam ser analisados apresentaram pouca evidência de transporte para esta amostra, apresentando arestas vivas, que podem indicar que existem fragmentos de rocha que não sofreram nenhum transporte, ou que simplesmente preservam os planos de partição dos grãos poliminerálicos que se depois se partiram (Figura 74). Já a microclina apresenta uma estrutura mais romboédrica, mais retangular (Figura 75). Para a amostra em questão esta se apresenta bem abaulada, com feições de dissolução classificadas como escamas, demonstrando um ambiente em que a sílica encontra-se em movimento no perfil, ocorrendo remoção ou ressilificação (Figura 76). Para os grãos de mica, provavelmente biotita (mais friável) observou-se que as feições dos grãos apresentam intensa dissolução indicando área de pedogênese ativa (Figura 77). Sendo assim pode-se

afirmar que apesar de se tratar de um depósito jovem, se encontra submetido a processos pedogenéticos, e que os materiais além de serem diferentes ainda estão misturados e que advém de procedências distintas.

Figura 74: Grão de quartzo com pouca evidencia de transporte, no entanto apresenta fratura conchoidal.

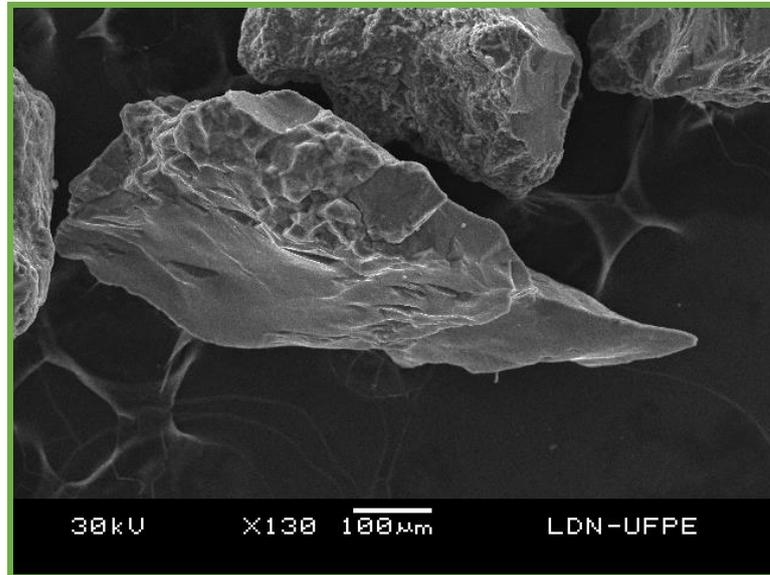


Figura 75: Microclina

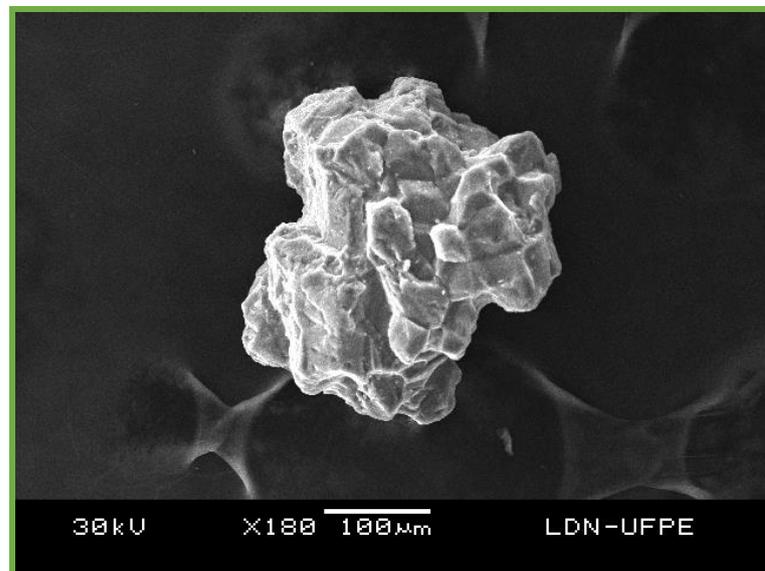


Figura 76: Microclina com arestas abauladas, com escamação.

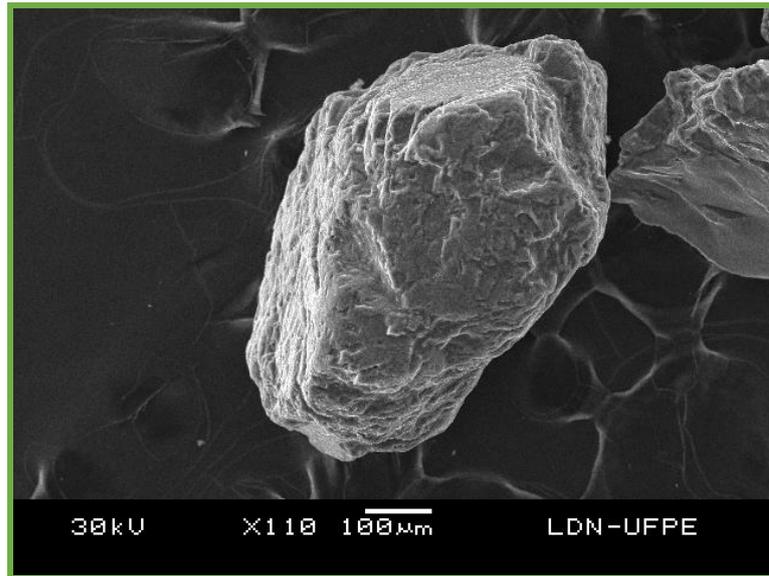
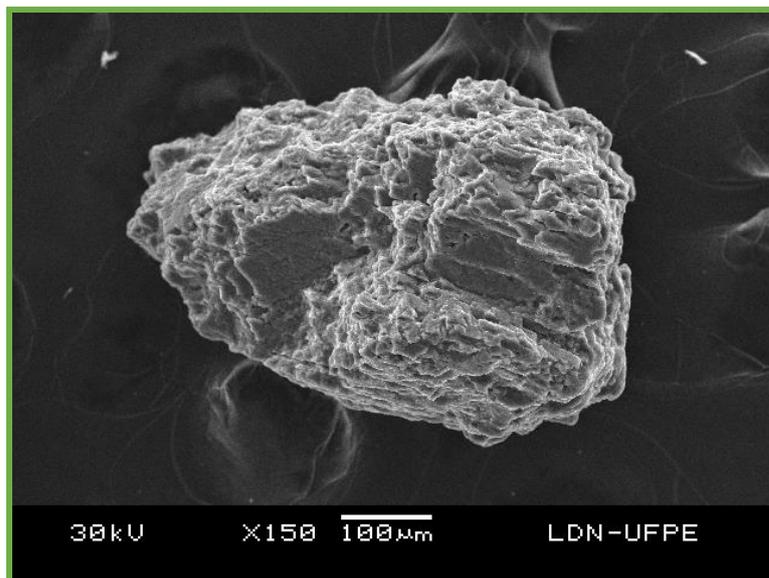


Figura 77: Biotita, com intensa dissolução. Indício de pedogênese.



Os Depósitos de Encosta na Reconstrução da Dinâmica Geomorfológica na Bacia do Riacho Piancozinho (Pernambuco-Paraíba).

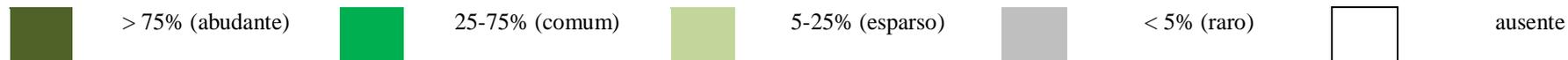


Tabela 06 – Amostra Colúvio Piancozinho Voçoroca - CPV

CPV	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
153		abundante			comum												comum	comum	esparso		esparso	abundante					abundante	comum	comum				
230		abundante			comum								comum				comum		comum		abundante	esparso					abundante						
308		abundante					esparso									esparso	esparso	comum	esparso		esparso	abundante					abundante	esparso	comum				
410		abundante															comum	esparso	esparso	esparso	abundante	esparso					abundante			comum			

Tabela 07 – Amostra Colúvio Piancozinho Encosta - CPEN

CPEN	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
10		comum			comum													esparso	abundante		comum	comum					abundante			abundante			
90		abundante																comum	comum		esparso	abundante					abundante		esparso				
123		abundante			esparso												comum	comum	esparso		comum	comum					abundante			abundante			
230		abundante															esparso	comum	esparso		comum	comum					abundante	comum	esparso				

Tabela 08 – Amostra Colúvio Piancozinho Cascalheira - CPCA

CPCA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
35		abundante			esparso														abundante	esparso	comum	comum	esparso				abundante	comum	abundante			
65	esparso	abundante			comum													abundante		esparso	abundante	esparso					abundante	esparso	comum			

Tabela 09 – Amostra Colúvio Piancozinho Plaino - CPP

CPP	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
40					esparso															abundante	abundante	esparso					abundante	abundante	comum				
89		abundante			esparso													abundante			esparso	abundante					abundante			abundante			

Com base nas categorias utilizadas e nos resultados obtidos pode-se concluir que os grãos analisados são oriundos de áreas diferentes e que mesmo inseridos no semiárido estão passando por processo de pedogênese e dissolução, o que indica circunstâncias de pH com capacidade de remoção de sílica. Quanto à abrasão das arestas, se estas tendem a esfericidade indicam bastante transporte, e se preservadas dão indícios de terem percorrido curtas distâncias, podendo ainda ser classificados como litofragmentos que ao se partirem deixam seus planos de clivagem bem preservados, o que indica depósitos recentes.

ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA

Perfil CPV

Lâmina: **CPV 153 e CPV 230**

A litologia que constitui esta amostra está caracterizada por cristais de Quartzo (Q), Feldspato (Felds) e Mica (m). Apresenta grau de arredondamento variando de angulosos a subanguloso com dimensões de fração areia média e superfície de rugosidade ondulada. A fábrica cristalina possui mica em dimensões micro, parte integrante da feição pedológica caracterizada pela grande quantidade de ferro, típico de solo muito argiloso em ambiente semiárido. Domínio de agregado granular e porosidade intergranular e transagregadas, trama quitônica (indícios de pedogênese com argila formada *in situ*) e fábrica cristalica. Apresenta ainda processo de cloritização que indica presença de água no sistema (Figuras 78 e 79).

Figura 78: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV 153

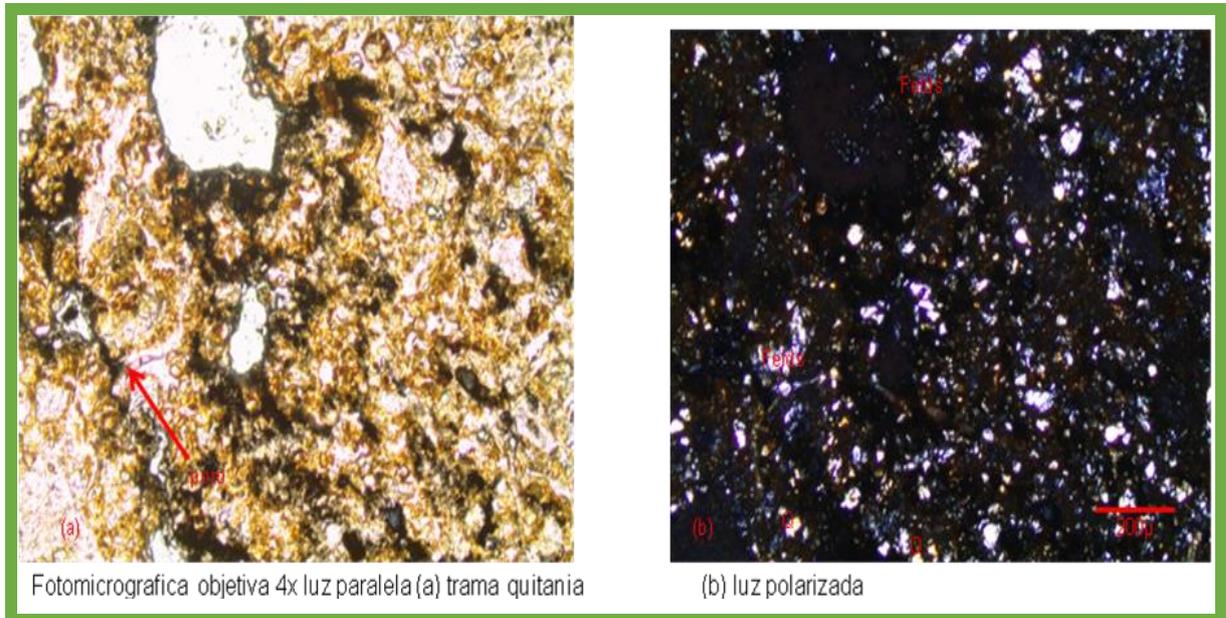
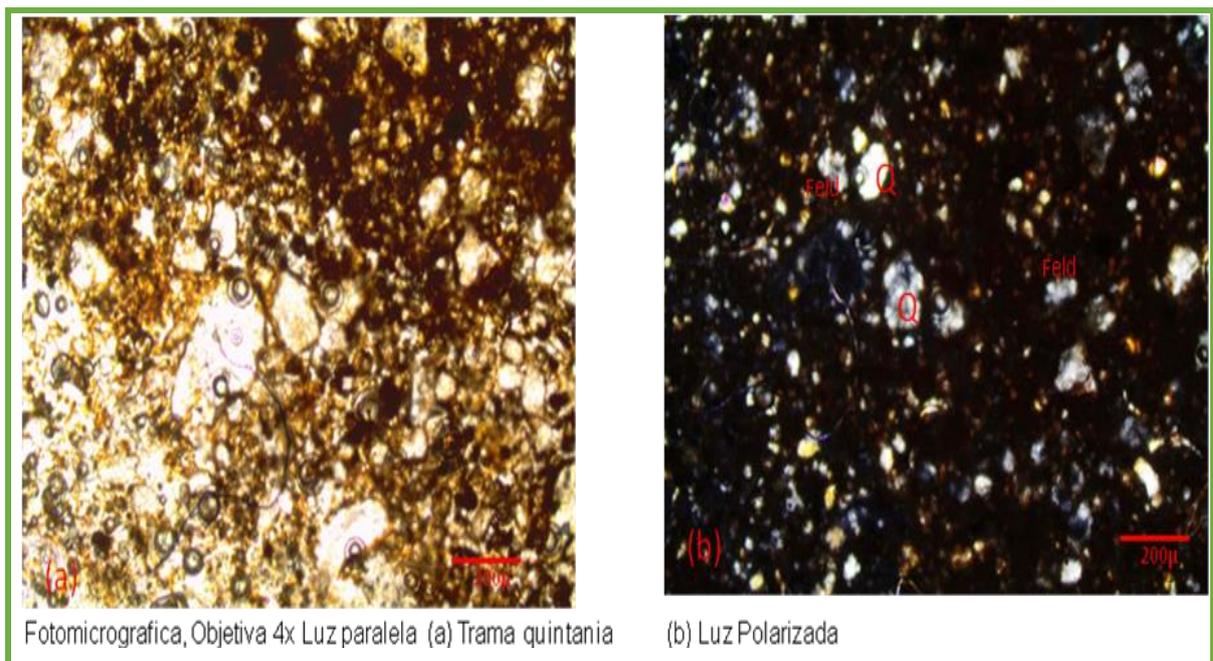


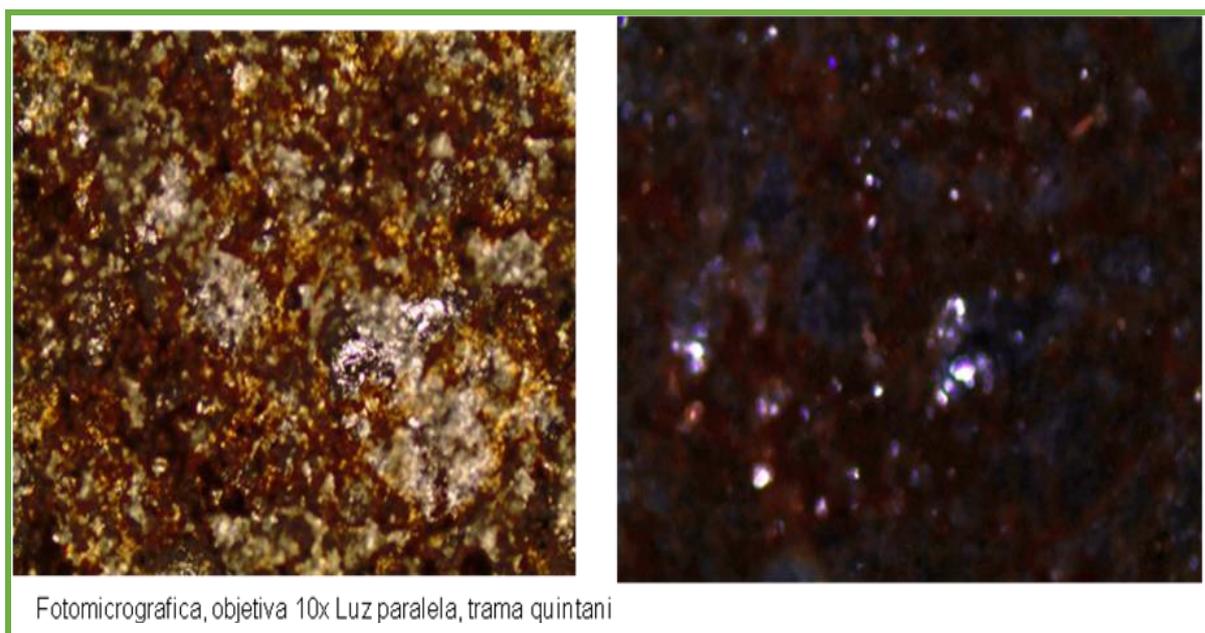
Figura 79: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV 230



Lâmina: **CPV 308**

A descrição desta lâmina (Figura 80) corrobora as informações das lâminas CPV 153 e CPV 230, no entanto, este horizonte apresenta um nível de adensamento muito maior que os horizontes 153 e 230 localizadas abaixo deste nível, fazendo que o material argiloso envolva com mais intensidade os grãos.

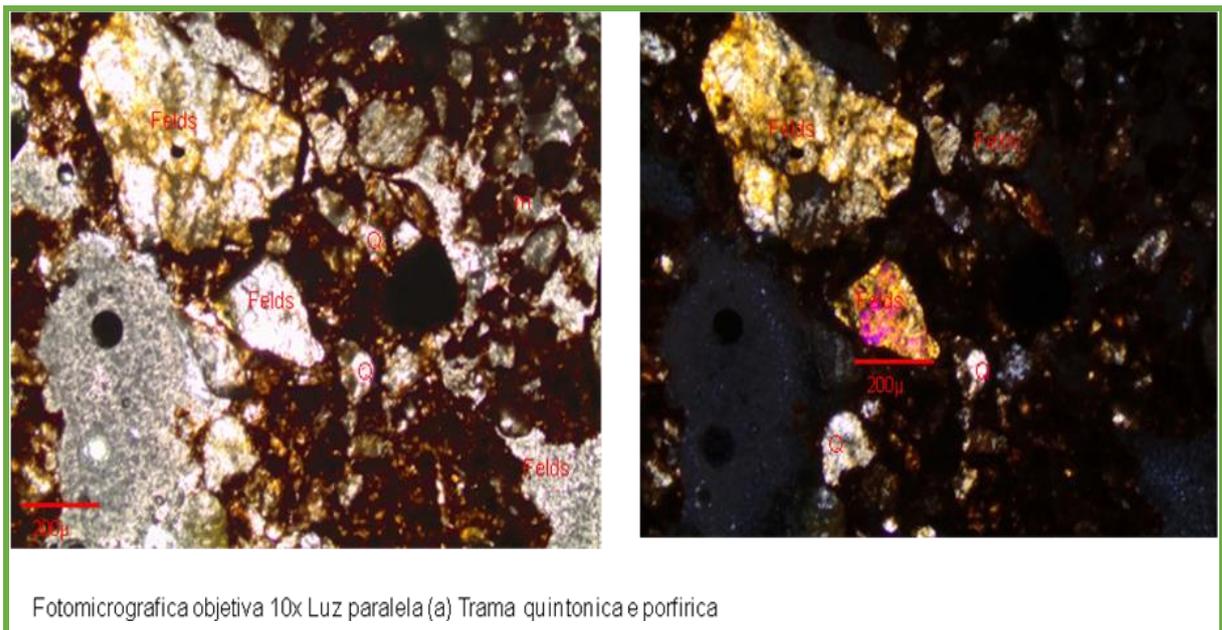
Figura 80: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV 308



Lâmina: **CPV 410**

A litologia que constitui esta amostra esta caracterizada por cristais de Quartzo (Q), Feldspato (Felds) e Mica (m), com grau de arredondamento variando de anguloso a subanguloso com dimensões de fração areia média e areia grossa, e superfície de rugosidade ondulada. A fábrica cristalina tem mica em dimensões micro, como parte integrante da feição pedológica caracterizada pela grande quantidade de ferro, típico de solo muito argiloso. O domínio de agregado é tabular e a porosidade intergranular, trama quitônica a porfírica devido à transição de grãos envolvidos por argila e grãos da fração areia grossa distribuindo-se na massa densa de argila, fábrica cristalica. Observa-se neste horizonte um aumento de espaçamento entre os grãos e a matriz argilosa, com relação ao horizonte abaixo, indicando possível lixiviação (Figura 81).

Figura 81: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPV 410



Com base nas características individuais de cada amostra, este perfil apresenta uma base com trama quitônica e clastos de fração areia média, sendo envolvido por filme de argila em uma estrutura compacta, e uma variação tridimensional de espaçamento de clastos, variando de uma fração areia média para areia grossa, com notória densidade intermediária e má acomodação dos agregados cristalinos. As amostras apresentam uma trama quitônica para uma trama quitônica-porfírica com o espaçamento entre os grãos e a matriz argilosa bem marcada, fragilizando a estrutura do solo.

O perfil exhibe massa sedimentar cimentada por argilo minerais de composição Fe ou Mn, em processo de alteração de minerais como resultado do ambiente. O sedimento é típico de transporte como uma corrida de lama, com bastante água no sistema.

Perfil CPEN

Lâmina: **CPEN 10**

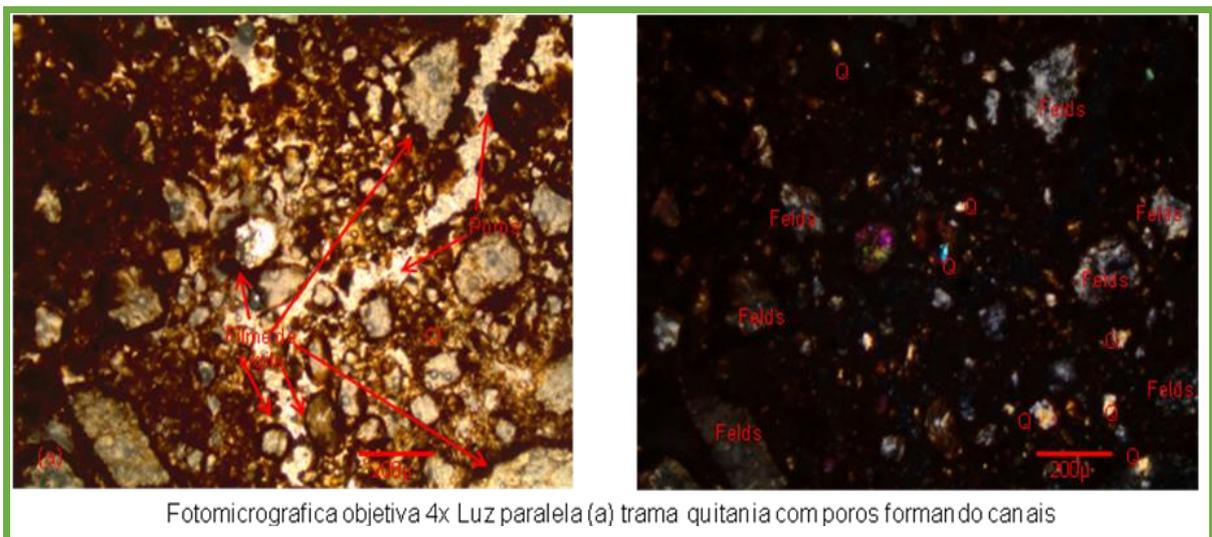
Os agregados que constituem a litologia da lâmina CPEN 10 (Figura 82), são minerais de Feldspato (Felds), Quartzo (Q), Biotita (bi), Clorita (Cl) e argilo minerais com fabrica de coloração amarelo argiloso, compacto. A forma dos agregados é em blocos (Bullock, 1985) bem evidente pelos grãos angulosos e subangulosos, contidos em uma trama quitônica. Os agregados possui grau de desenvolvimento na estrutura (pedalidade) moderadamente desenvolvida, com fração areia média a fina. Os grãos têm sua acomodação parcial entre os agregados, com distribuição e orientação dos agregados apresentando uma suave angulosidade (inclinação) entre os grãos maiores e menores.

A porosidade encontra-se atravessando os agregados (transagregados) e entre os agregados (interagregados) a formação destes poros possivelmente por atuação de micro-

organismos, descrevendo uma morfologia de empacotamento entre grãos grosseiro e material agregado (Poros de empacotamento complexo, Brewel, 1964).

A amostra revela um ambiente de transporte por fluxo de lama e acomodação dos grãos por gravidade, com grãos maiores e mais densos na base e grãos menores e mais densos no topo. A lâmina não apresenta variação granulométrica, o que indica que o fluxo tinha uma energia contínua no momento do transporte.

Figura 82: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN 10



Lâmina: CPEN 90

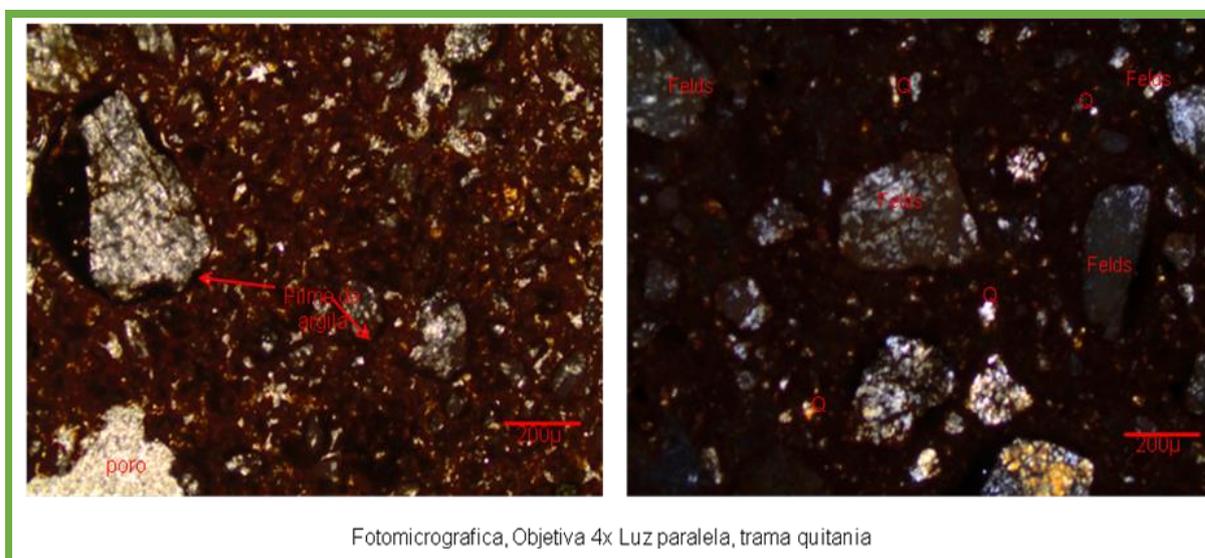
Os agregados que constitui são minerais de Feldspato (Felds), Quartzo (Q), biotita (bi), Clorita (Cl). Para esta lâmina (Figura 83) a fábrica apresenta-se cristalina, de coloração amarelo argiloso com feição pedológica amorfa ou criptocristalina. A forma dos agregados é em blocos (Bullock, 1985), com grãos angulosos e subangulosos, contidos em uma trama quitônica. Os agregados apresentam grau de desenvolvimento da estrutura (pedalidade) moderadamente desenvolvida, na fração areia média a fina. Com relação à distribuição e

orientação dos agregados nota-se uma suave angulosidade (inclinação) entre os grãos maiores e menores.

A porosidade está contida no material não agregado (inter-grãos), e alguns relativamente grandes, apresentando formas esféricas e alongadas. A formação destes poros deve-se á compactação pós-deposicional, apresentando uma morfologia de empacotamento complexo (Brewel, 1964).

A amostra revela um ambiente de transporte fluxo lamoso e acomodação dos grãos por gravidade, com as mesmas características da amostra CPEN 10, porém com a porosidade diferente.

Figura 83: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN 90



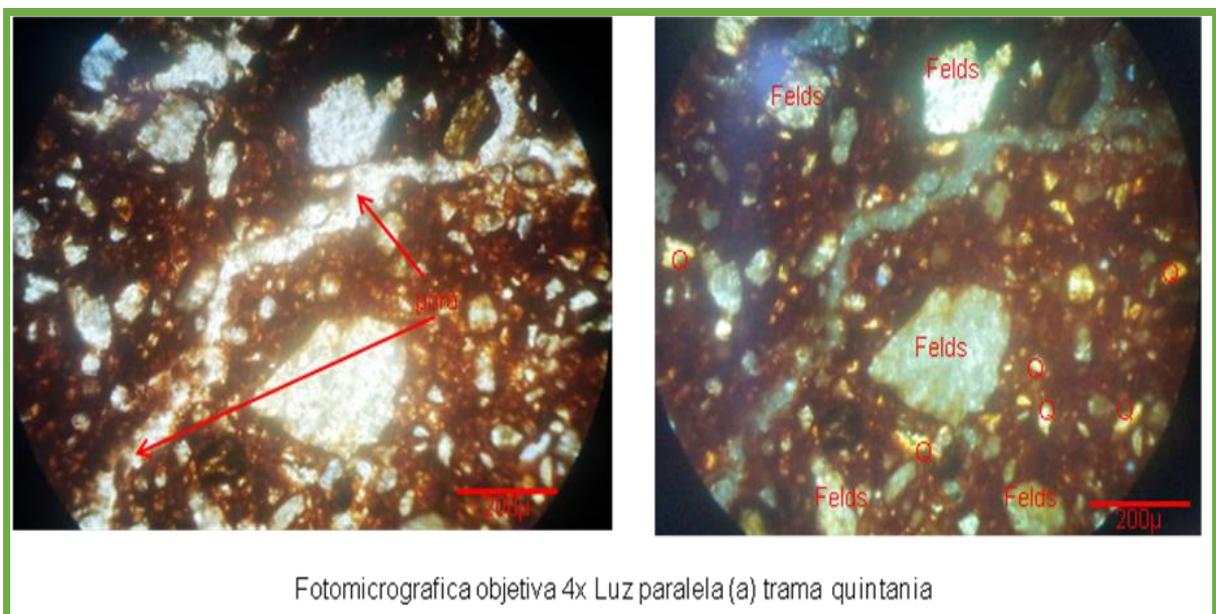
Lâmina: CPEN 123

Os agregados que constituem a amostra são minerais de Feldspato (Felds), Quartzo (Q), biotita (bi), Clorita (Cl). A fábrica apresenta-se cristalina e de coloração amarelo argiloso com feição pedológica amorfa. As formas dos agregados são em blocos, com grãos angulosos e subangulosos, contidos em uma trama quitônica. Os agregados apresentam grau de

desenvolvimento da estrutura (pedalidade) moderadamente desenvolvida, na fração areia média a fina. Os grãos apresentam acomodação parcial entre os agregados, com distribuição e orientação dos agregados apresentando uma suave angulosidade (inclinação) entre os grãos maiores e menores.

A porosidade atravessando os agregados (transagregados). A formação destes poros possivelmente ocorre por bioturbação, descrevendo uma morfologia de empacotamento entre grosseiro entre os grãos e o material agregado, poros de empacotamento complexo (Figura 84).

Figura 84: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN 123



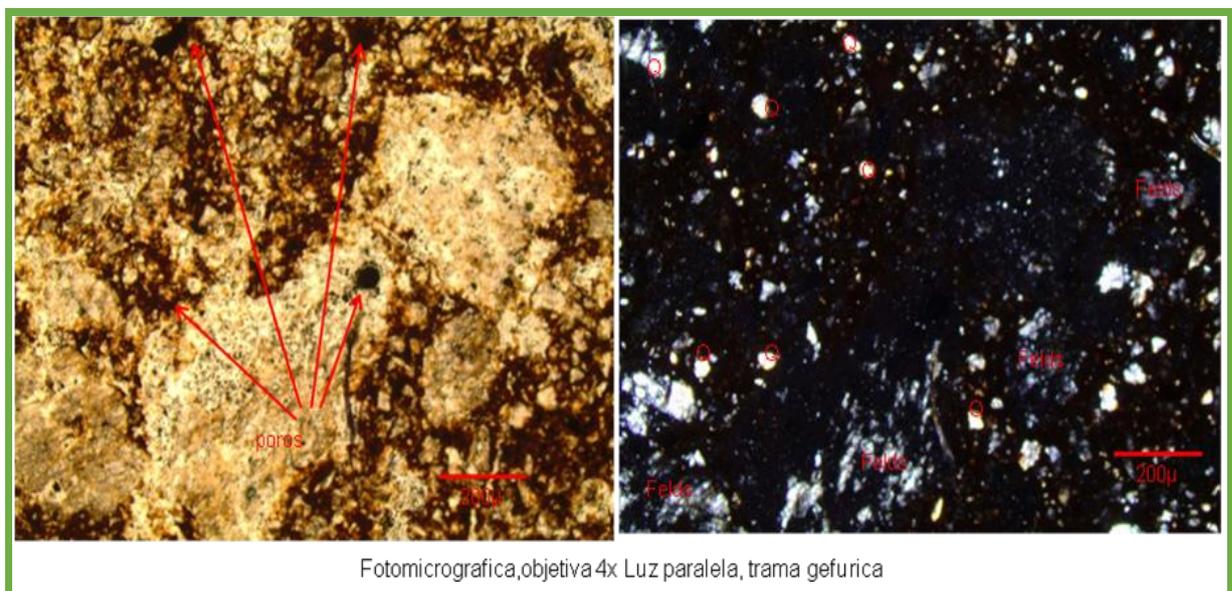
Lâmina: CPEN 230

Os agregados que constitui esta litologia, são minerais de Feldspato (Felds), Quartzo (Q), biotita (bi), Clorita (Cl) e argilo minerais. Para lâmina CPEN 230 (Figura 85) a fábrica apresenta coloração amarelo argiloso, com estrutura compacta. Os agregados encontram-se em blocos, bem evidente pelos grãos angulosos e subangulosos, ligados por pontes de

material fino (argila) numa trama gefurica. Os agregados apresentam grau de pedalidade moderadamente desenvolvida, na fração areia média a fina, e grão com acomodação parcial entre os agregados. A matriz apresenta depleção de ferro que se percebe pela mudança de coloração da argila, que é a ponte de ligação dos agregados.

Esta amostra apresenta estrutura micromorfológica distinta das demais amostras que se encontra em níveis mais inferiores, promovendo uma marcação litológica de mudança de ambiente de deposição sedimentar. A fábrica de acomodação dos agregados alterou a compactação nos níveis inferiores, que se comporta como material cutícula, e ao redor dos agregados define-se uma formação de matriz in-situ, que é provocado pela diminuição de umidade forçando a argila a se contrair por desidratação ao redor dos grãos minerais. Porém, no nível atual (amostra 230) a argila tem função de ponte de ligação e apresenta depleção, onde o material argiloso está perdendo sua composição química, e este processo ocorre mediante passividade do meio de maior energia de transporte físico-químico.

Figura 85: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPEN 230

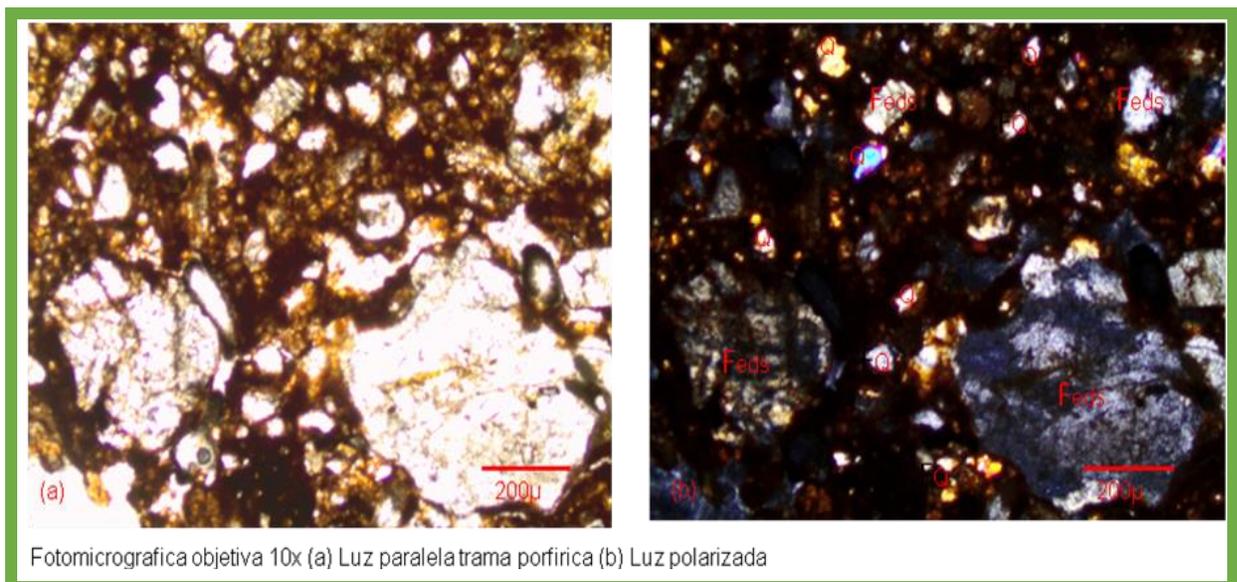


Perfil CPP

Lâmina: **CPP 40**

Amostra de coloração escura em função do óxido de ferro, composta por grãos de Quartzo (Q) e Felsdspato (Felds) com matriz argilosa (Figura 86). Apresenta forma angulosa e subangular mal acomodado de rugosidade superficial ondulada, de fração variando entre areia média e grossa, em trama porfirica e feições pedológica textura (contato grão a grão), com distribuição básica do tipo acaso e poros de empacotamento complexo. O predomínio dos agregados é superior ao da matriz argilosa, o que implica em um transporte por gravidade após desfragmentação da rocha matriz, e a microestrutura em bloco indica a proximidade da fonte do material responsável pela formação do solo atual, o que corrobora a análise realizada nos grãos desta camada pelo MEV.

Figura 86: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPP 40

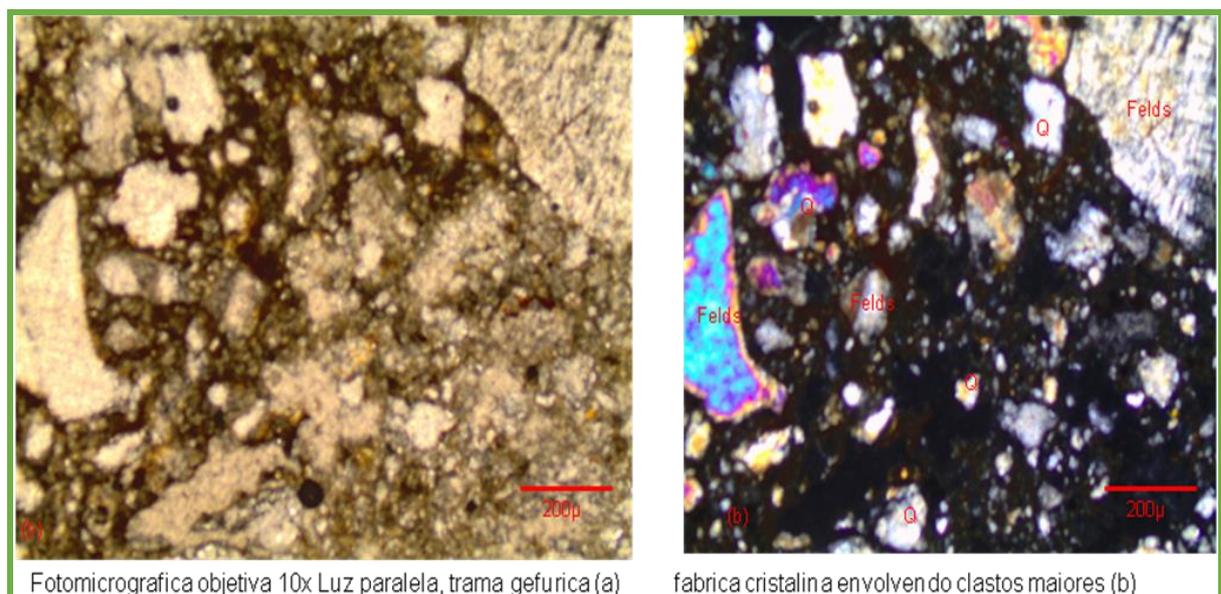


Perfil CPCA

Lâmina: **CPCA 35**

Sedimentação constituída por Quartzo (Q), Feldspato (Felds), Mica (mi). Com fração de agregados cristalinos variando de médio a fino. De trama gefurica com ligação dos clastos maiores em fábrica cristalina, forma de blocos angulosos e subanguloso, pedalidade moderadamente desenvolvida com rugosidade ondular (Figura 87).

Figura 87: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPCA 35

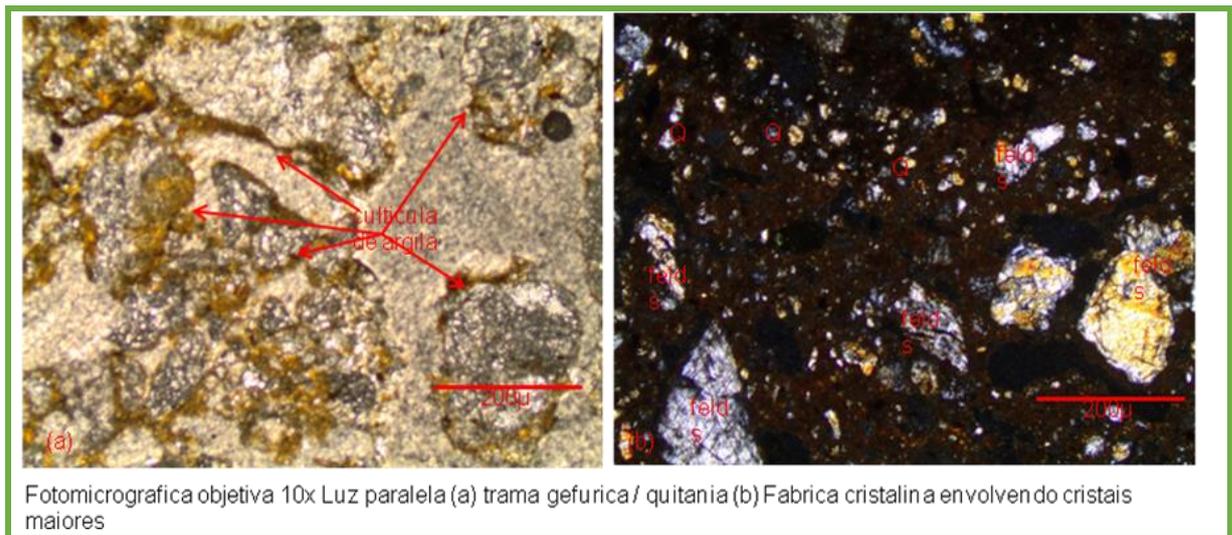


Lâmina: **CPCA 65**

As características micromorfológicas para esta lâmina são de igual descrição da amostra CPCA35. No entanto, pode-se concluir que neste perfil o ambiente de deposição é caracterizado por uma mistura de agregados cristalinos bem dispersos o que torna a matriz formada por clastos finos responsável por consolidar a estrutura tridimensional, onde não se tem uma acomodação bem definida do material. Sedimentação em processo de transição da trama gefurica para quitônica, pois na amostra CPCA 65 nota-se a formação do início de um

filme argiloso ao redor dos clastos maiores (Figura 88). Perfil de transição, mudando de um tipo de trama para outra. As amostras são diferentes dentro delas mesmas. A argila da trama quitônica é formada *in situ* (empacotamento dos cristais), enquanto na gefurica esta não ocorre. Dentro deste perfil observa-se mais de um pulso de sedimentação, material homogêneo, de transporte viscoso.

Figura 88: Fotografia da lâmina de micromorfologia – CPCA 65



MINERALOGIA DAS ARGILAS (DRX)

Os gráficos resultantes da difratometria de raio-X apontam para uma situação em que todas as amostras indicam mistura de material em graus diferentes de amadurecimento mineralógico (Figuras 89 a 92). Entretanto, percebe-se a ocorrência de predomínio mais evidente da bissialitização, com predomínio das esmectitas (picos de feldspatos) e ocorrência secundária de caulinita, óxido e hidróxido de ferro (goethita) que ocorre como agregados à estrutura das argilas.

Dentre os minerais primários, destaca-se a ocorrência do quartzo e feldspato demonstrando o pouco amadurecimento mineralógico dos sedimentos, além do comportamento da rocha mãe na desagregação dos mesmos.

Embora os sedimentos da área de estudo apresentem grande concentração de silte, o que ocasionou, mesmo com o método da pipetagem para separação silte\argila, a impregnação de silte nas lâminas, estes resultados corroboram os encontrados por Corrêa (2001) de que as fases úmidas do Pleistoceno não chegaram a produzir um manto de alteração caulínico, e muito menos a alitização por vezes comum às coberturas superficiais das superfícies elevadas do Sudeste.

Desta forma, pode-se aventar a hipótese de que a geometria das encostas assume um papel importante no controle dos fluxos hidrológicos e da mineralogia supérgena resultante.

Para os DRX (Figuras 88 a 91) que seguem eis a legenda para as siglas utilizadas na representação dos picos: Mi - Mica/Ilita, Gb – Gibbisita, K – Caulinita, Fd – Feldspato, Gt – Goethita, An – Anatásio, Qz – Quartzo, Im – Ilmenita, Hm – Hematita.

Figura 89: DRX do Perfil CPV

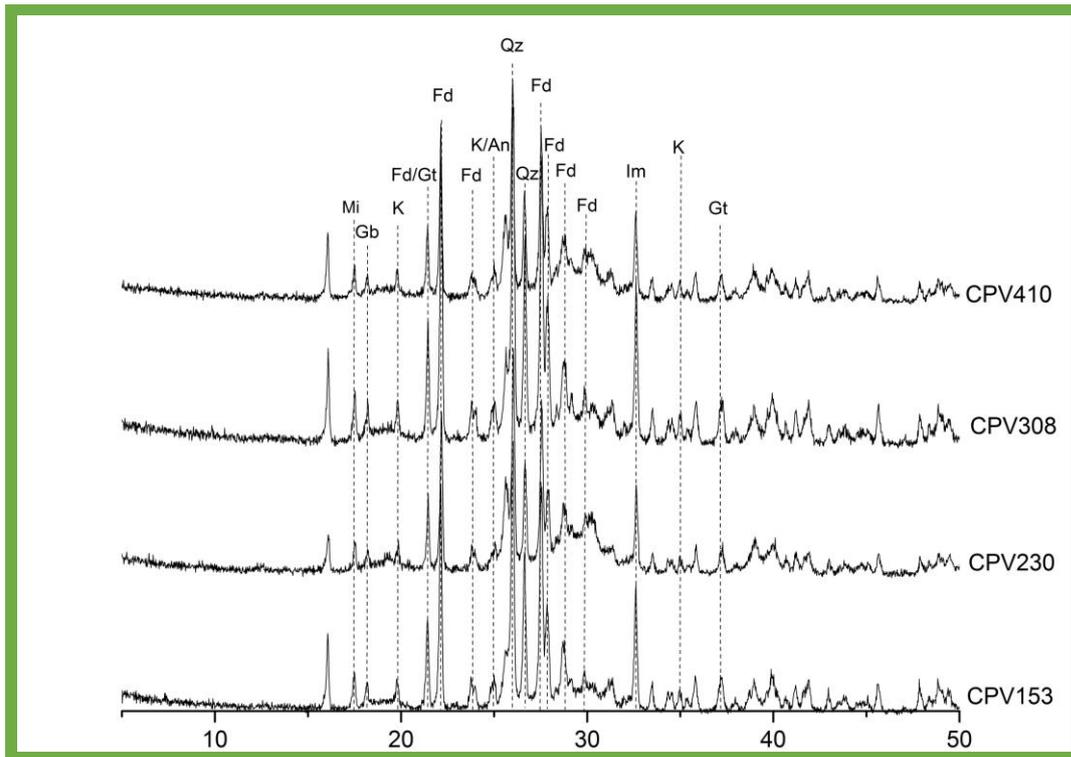


Figura 90: DRX do Perfil CPEN

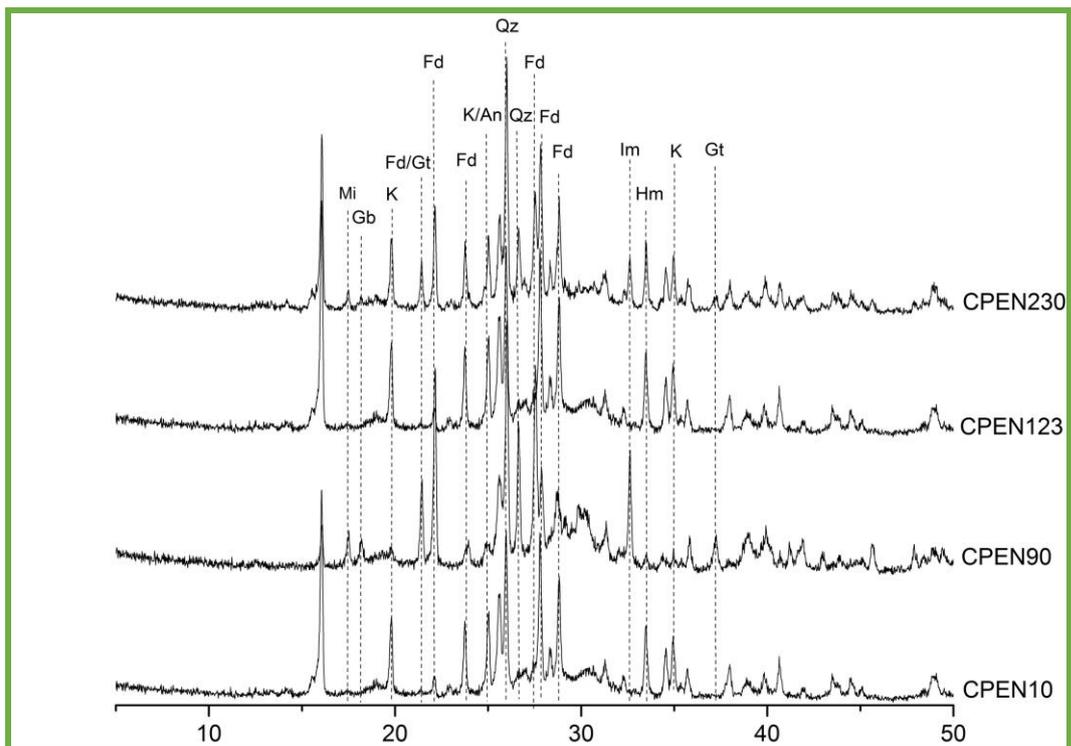


Figura 91: DRX do Perfil CPP

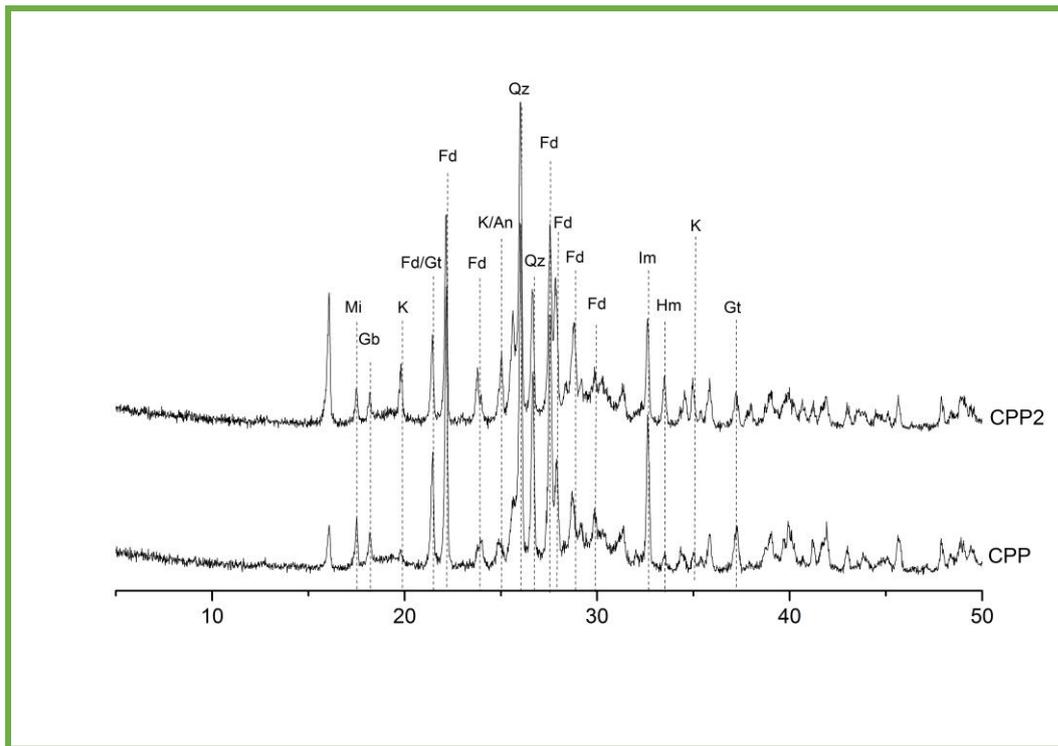
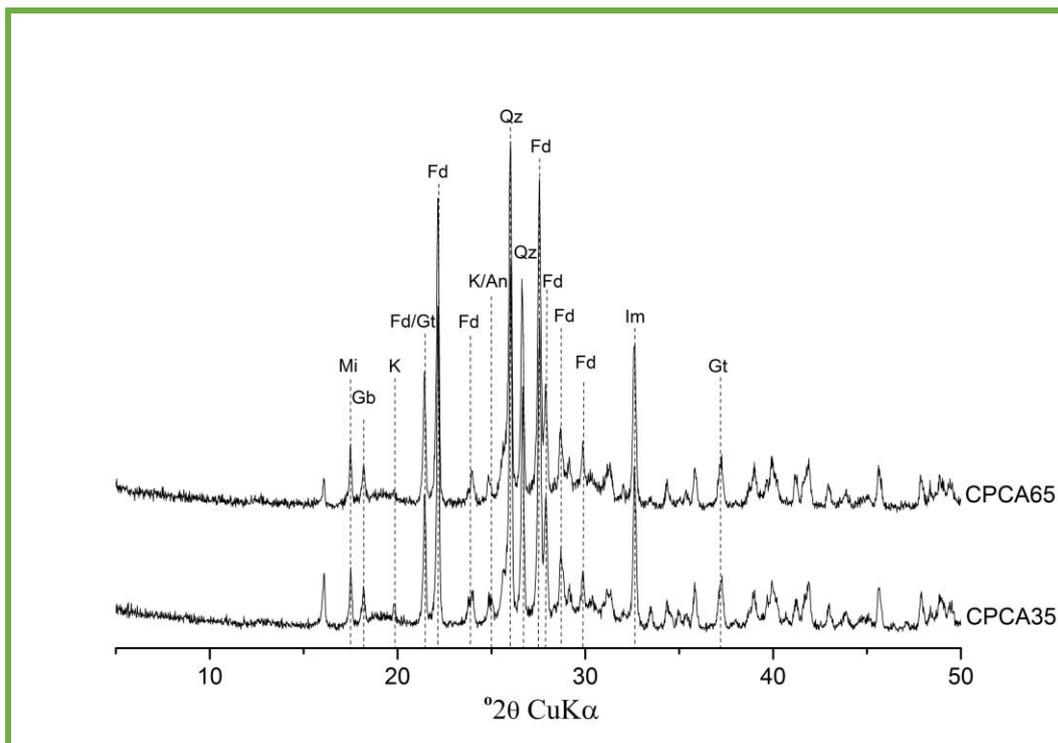


Figura 92: DRX do Perfil CPCA



6. CONCLUSÃO

As conclusões a respeito da dinâmica geomorfológica da cabeceira do Riacho Piancozinho foram baseadas na observação dos depósitos superficiais e sua posição na paisagem. Os depósitos sedimentares foram derivados da remobilização dos mantos eluviais de alteração do embasamento cristalino que se reestruturaram em depósitos coluviais de diversas espessuras, associados a ciclos climáticos de signos distintos e mediados por padrões de vegetação distintos.

Com base nos resultados, pode-se dizer que os colúvios apresentam uma homogeneidade quanto aos seus processos genéticos. Os resultados das análises sedimentológicas das amostras para granulometria, morfoscopia, micromorfologia, MEV e difração por raio X das argilas apresentaram resultados bem homogêneos, demonstrando que os depósitos coluviais foram derivados por sedimentação gravitacional do tipo corrida de lama, através de fenômenos de episódios espasmódicos durante chuvas torrenciais em clima semiárido com área fonte proximal.

Entretanto, a principal dificuldade dessa proposta é que os depósitos coluviais, da forma que se encontram na paisagem, representam apenas uma pequena parcela dos materiais originais que se moveram das porções superiores das encostas; pois, os eventos de acumulação de sedimentos são pontuais, ao menos os sedimentos que conseguem permanecer sobre as encostas não parecem indicar um processo de acumulação lento e contínuo, mas a ocorrência de eventos deposicionais discretos de curta duração.

Outro dado importante refere-se aos mecanismos climáticos atuantes na geração dos depósitos, pois aparentemente esses não refletem apenas a ocorrência de momentos transicionais como de climas mais secos para climas mais úmidos, mas também refletem a

ocorrência de eventos máximos mesmo durante a égide de climas provavelmente mais secos. Este padrão parece indicar que a utilização dos depósitos de encosta como marcadores paleoclimáticos não revela uma composição binomial de tipos climáticos e respostas erosivo-deposicionais, mas sim um intrincado padrão onde eventos de grande magnitude se intercalam a eventos de recorrência mais frequentes, por vezes até superando estes últimos na sua capacidade de elaborar formas agradacionais que sobrevivam por muito tempo como estrutura superficial da paisagem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB´SABER, A. **Os domínios de Natureza no Brasil – Potencialidades paisagísticas.** São Paulo: Atelier editorial. 2003.

AMORIM E SILVA, R. F. e M. S. **Potencialidade a Dregadação na Microbacia Riacho Passagem.** Natal, 2010. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 108p.

BIGARELLA, J. J. et al. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais.** Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 1. 1994.

BIGARELLA, J.J; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J.X. **Considerações a respeito da Evolução das Vertentes.** Boletim paranaense de Geografia, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D.& RIEHS, P.J. **Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais do Brasil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 47: 412-464, 1975.

Camargo Filho e Bigarella (1998).

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. **Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR.** *Geosul*, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil.** Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

CORRÊA, A. C. B. **Os geossistemas como modelo para a compreensão das mudanças ambientais pretéritas: uma proposta de Geografia Física como ciência histórica.** In: SÁ,

A. J. & CORRÊA, A. C. B. (Orgs). Regionalização e análise regional: perspectivas e abordagens contemporâneas. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2006, p. 33-45.

CORRÊA, A. C. B. *et al.* **Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema.** Revista do Instituto Geológico, 31(1/2). p. 35-52. 2010.

CORRÊA A. C. B. & SILVA D. G. **Análise Geomorfológica e Morfoestratigráfica dos Modelados Depositionais da área de Conceição das Crioulas, Salgueiro-PE: Um subsídio para Reconstrução Paleoambiental.** In: Clio Arqueologica n°19 vol 2, 2005.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo. Ed. Edgard Blucher. 149p. 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais.** São Paulo: Edgard Blucher, 1999. 236p

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco.** Recife: CPRM, 2010.

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco.** Recife: CPRM, 2007.

CPRM. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco.** Recife: CPRM, 2005.

DEMEK, J. (Ed) **Manual of detailed geomorphological mapping.** Praga: Comm. Goomorph. Surv. Mapping. IGU, 1972. 368p.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análises do solo.** Ed. EMBRAPA/CNPS, Rio de Janeiro, 2ª ed., 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Levantamento de Baixa e Média Intensidade de solos do Estado de Pernambuco.** <http://www.cnps.embrapa.br/zapenet/index.htm>. Recife, 2001.

FÁVERA, J. C. D. **Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras.** Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Anais, 489-501, 1984.

FOLK, R. L. & WARD, W. **Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.** Journal of Sedimentary Research, 27: 3-26, 1957.

FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. **Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy.** Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.46, p.112-113, 1962.

GALE, S.J. & HOARE, P.G. **Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks.** Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GURGEL, S. P. P. **Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província da Borborema.** Tese de Doutorado, Departamento de Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2012.

KNOX, J. C. **Valley alluviation in south-western Wisconsin.** Annals of the American Association of Geographers, v.62, p.401-410, 1972.

LEPSCH, I. F. **Formação e Conservação dos Solos.** 2º ed. Oficina de Textos. São Paulo 2010.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia.** Recife: Editora Universitária, 1982.

MACMANUS, J. **Grain Size determination and interpretation.** In: TUCKER, M. Techniques in sedimentology. Cambridge: Blackwell, 1988. p. 63-85.

- MEIS, M. R. M. & MOURA, J. R. S. **Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau.** American Journal of Science, Vol. 284, March, p. 241-254, 1984.
- MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré-PE, Análise morfotectônica e morfoestratigráfica.** Tese de Doutorado, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.
- MELLO, C. L. et al. **Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul.** In: SBJ/RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2. São Paulo, Anais, 19 – 26, 1991.
- MELLO, C. L. et al. **Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundo (Barra Mansa, RJ).** In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, Águas de São Pedro. Boletim de Resumos, p. 90, 1995.
- MELO, R. F. T. et al. **Avaliação da Dinâmica Geomorfológica do Município de Afrânio (PE), com Base na Abordagem Morfoestratigráfica.** In: 9º Simpósio Nacional de Geomorfologia. Rio de Janeiro, Anais, 2012.
- MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. **Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP).** Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.
- MOURA, J. R. S. **Geomorfologia do Quaternário.** In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs). Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 5º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 335-364.
- MOURA, A. D. & SHUKLA, J. **On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model.** J. Atmos. Sci, 38, 2653-2675, 1981.

MOUSINHO M. R. & BIGARELLA, J. J. **Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas.** Boletim Paranaense de Geografia, v.16/17, p.43-84, 1965.

MUTZENBERG, D. S. **Ambientes de Ocupação Pré-Histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara - PI.** Tese de Doutorado, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2010. 256p.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989, pp.315-361.

PEJRUP, M. **The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach.** In: DE BOER, P. L., VAN GELDER, A., NIO, S. D. (eds). Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies. Ridel, Dordrecht, 289-300, 1988.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História Ecológica da Terra.** São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

SCHUM, S. A. **The Fluvial System.** Chichester: Wiley, 1977. Chichester.

SELBY, M. J. **Earth's Changing Surface.** London: Clarendon, 1994.

SILVA, D. G. & CORRÊA, A. C. B. **Contribuição à interpretação geomorfológica da gênese das cacimbas de Conceição das Crioulas, Salgueiro – PE, e dos seus preenchimentos sedimentares.** In: V Simpósio Nacional de Geomorfologia. Anais de Trabalhos Completos. Santa Maria, 1-11, 2004.

SILVA, D.G. **Reconstrução da Dinâmica Geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de Uma Abordagem Multiproxy.** Recife, 2013. 277p. Tese de Doutorado – UFPE.

STOOPS, G. **Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections**. SSSA. Madison, WI. 184pp + CD, 2003.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (presente + passado = futuro?)**. São Paulo: Paulo's, 1999.

SUGUIO, K *et al* . **Quaternário do Brasil**. Ed. Holos, Ribeirão Preto, 2005. 382 p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

TREWIN, N. H. **Use of the scanning electron microscope in sedimentology**. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1995, p. 229 -273.

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

ZANE. **Zoneamento Agroecológico do Nordeste**. Recife: 2000.

ZANE. **Zoneamento Agroecológico do Nordeste**. Recife: 2006.

ZAPE. **Zoneamento Agroecológico de Pernambuco**. Recife: 2002.