



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

LARISSA FURTADO LINS DOS SANTOS

**MORFOESTRATIGRAFIA DO QUATERNÁRIO EM DEPÓSITOS COLUVIAIS:
INSTRUMENTO PARA A RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL NO MACIÇO
ESTRUTURAL SERRA DOS CAVALOS (PE)**

Recife
2020

LARISSA FURTADO LINS DOS SANTOS

**MORFOESTRATIGRAFIA DO QUATERNÁRIO EM DEPÓSITOS COLUVIAIS:
INSTRUMENTO PARA A RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL NO MACIÇO
ESTRUTURAL SERRA DOS CAVALOS (PE)**

Dissertação de mestrado apresentada em conjunto com o Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Dinâmica das paisagens naturais e ecossistemas.

Orientadora: Prof. Dra. Danielle Gomes da Silva Listo.

Recife
2020

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria do Carmo de Paiva, CRB4-1291

S237m Santos, Larissa Furtado Lins dos.

Morfoestratigrafia do Quaternário em depósitos colúviais : instrumento para a reconstrução ambiental no maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE) / Larissa Furtado Lins dos Santos. – 2020.

150 f. : il. ; 30 cm.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Danielle Gomes da Silva Listo.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2020.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Paisagens. 3. Paleoclimatologia. 4. Paleontologia – Quaternário. 5. Serra dos Cavalos (PE). I. Listo, Danielle Gomes da Silva (Orientadora). II. Título.

910 CDD (22. ed.)

(BCFCH2021-219)

LARISSA FURTADO LINS DOS SANTOS

**MORFOESTRATIGRAFIA DO QUATERNÁRIO EM DEPÓSITOS COLUVIAIS:
INSTRUMENTO PARA A RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL NO MACIÇO
ESTRUTURAL SERRA DOS CAVALOS (PE)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de mestra em geografia.

Aprovada em: 01/12/2020.

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Danielle Gomes da Silva Listo (Orientadora – Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Rhaissa Francisca Tavares de Melo (Examinadora Externa)
Faculdade Luso-Brasileira

Profa. Dra. Deboráh de Oliveira (Examinadora Externa)
Universidade de São Paulo

Aos meus pais, Rosineide e Tarcisio, ao amor da minha vida, Thierry e aos meus irmãos, Tarcisio e Thassiana.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus, por ter me permitido chegar até aqui, mesmo com tantos percalços e dificuldades, finalmente eu consegui.

À Rosineide e Tarcisio, por fazerem tanto por mim! Obrigada por oferecer todo o suporte necessário em todos os campos da minha vida. É muito importante pra mim ter o apoio de vocês, por mais que não entendam! Eu amo vocês mais do que tudo, é por vocês que sigo!

Aos meus irmãos, Thassiana e Tarcisio por estarem comigo ao longo de toda a minha vida. Vocês foram e continuam sendo essenciais ao meu crescimento e minha formação como pessoa. Juntos somos imbatíveis. Obrigada por tudo!

À Thierry, por ser meu tesouro! Não sabia que podia amar tanto alguém. Obrigada por ser minha fortaleza, por compreender as ausências necessárias, por me fazer sempre companhia e por me amar, independentemente de qualquer coisa. Tua vida pela minha, sempre! Te amo, meu amorzão!

Aos meus familiares, que estão comigo desde sempre e me incentivam e me fazem ser uma pessoa melhor a cada dia. Todo o apoio dado foi e continua sendo fundamental. Graças a vocês eu sei que sou capaz de muita coisa e seguirei na caminhada, por mais difícil que ela seja.

À Ayrton Niño por ser tão parceiro, por todo o companheirismo ao longo desses anos ao meu lado, por me incentivar nas minhas loucuras, por me ouvir sempre e por abraçar as minhas ideias. Muito bom poder dividir todo esse tempo contigo e me tornar todos os dias uma pessoa melhor.

À minha orientadora, Danielle Gomes, por acreditar em mim desde o início e permanecer acreditando, durante toda a minha formação. É muito gratificante poder dividir tantas fases de aprendizado e vivências e crescer junto contigo. Você é essencial no meu desenvolvimento. Serei eternamente grata por tudo e espero seguir contando contigo!

À Rhaisa, por compartilhar muita coisa comigo ao longo desses anos. Você também foi essencial na minha formação pessoal e profissional. Agradeço também

por todas as contribuições realizadas na banca de qualificação, pois a partir delas, foi possível esclarecer inúmeros pontos essenciais aos pontos finais desse trabalho.

Ao professor Fabrício Listo, por todas as contribuições realizadas na banca de qualificação e por ser o motorista de um dos campos realizados.

À Marcelo Dias, que também é uma pessoa extremamente importante pra mim. Foi um prazer imenso poder dividir tanta coisa contigo desde a graduação. Obrigada por não me deixar surtar e por permanecer aqui.

Aos colegas do Laboratório de Geomorfologia e Geotecnologia da UFPE, bem como os colegas do Grupo de Estudos em Mapeamento Geomorfológico e do Quaternário Continental, sobretudo a Ítalo e Viviane, pela ajuda nos trabalhos de campo e no desenvolvimento das pesquisas. Um prazer poder dividir tantos momentos com todos vocês.

Ao Laboratório de Tecnologia Mineral – LTM, principalmente ao técnico Marcelo, por todo suporte nos procedimentos laboratoriais, sua preocupação e boa vontade em contribuir com as análises sedimentológicas deste trabalho.

A Eduardo, secretário do Programa de Pós-Graduação em Geografia, por todo o suporte durante o mestrado, por ser sempre solícito, por sempre resolver todas as broncas que surgiam e por todas as conversas rápidas que tivemos sobre os mais variados assuntos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão da bolsa de mestrado.

A todos os amigos que se fazem presente em todos os momentos. Os que estão comigo desde a infância, os que fiz na faculdade, os amigos da arquibancada e todas as outras pessoas que conheci ao longo da minha vida e permanecem até hoje. Vocês são importantes demais pra mim!

"A melhor terra para plantar e cultivar algo novo está em segundo plano. Nesse sentido, o fundo tocante, embora extremamente doloroso, é também o solo de semeadura".
(ESTÉS, C. P., 2018, 576p. – Mulheres que correm com os lobos)

RESUMO

Analisar a paisagem a partir da ótica sistêmica consiste na principal finalidade desse trabalho. Reconstruir a paisagem utilizando-se de padrões morfoestatigráficos, com o auxílio de técnicas de mapeamento e laboratoriais – micromorfologia de solos, sedimentologia e datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) – faz parte dos principais objetivos a serem alcançados, partindo dessas técnicas e com o auxílio da abordagem morfoestatigráfica para sustentar a análise das formas do relevo, relacionando-as à temporalidade e às características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem. Tendo em vista a influência de aspectos climáticos ao longo do período Quaternário, busca ainda entender a paleoclimatologia local, levando em consideração a ciclicidade apresentada por eventos de alta magnitude a baixa recorrência, que depositam uma grande quantidade de energia nos sistemas ambientais, alterando as formas e produzindo depósitos colúviais nas partes mais baixas da área de estudo. Sendo assim, a pesquisa busca estabelecer o processo evolutivo pelo qual o maciço estrutural Serra dos Cavalos, presente nos municípios de Caruaru, São Caetano, Agrestina, Altinho, São Joaquim do Monte e Camocim de São Félix, passou ao longo do Quaternário. Com a elaboração dos mapeamentos geomorfológicos, foi possível caracterizar a área de estudo a partir das formas e dos processos. Os resultados da datação por LOE apontam para uma influência de eventos climáticos de ordem regional, funcionando como *inputs* de energia que atuaram no transporte de matéria ao longo da encosta. As idades estão associadas ao evento Paleo-ENOS, antecidos por períodos de semiaridez que foram interrompidos por momentos de precipitação intensa, rompendo o patamar de estabilidade da paisagem.

Palavras-chave: Paisagem; Abordagem Morfoestatigráfica; Quaternário; Depósitos Colúviais; Paleoclimatologia; Serra dos Cavalos (PE).

ABSTRACT

Analyzing the landscape from a systemic perspective is the main focus of this work. Reconstructing the landscape using mapping techniques and laboratory techniques - soil micromorphology, sedimentology and optically stimulated luminescence dating (LOE) - is part of the main objectives to be achieved, starting from these techniques and with the help of morphostatigraphics to support a analysis of the relief forms, relating them to temporality and the intrinsic characteristics of the structuring materials of the landscape. Bearing in mind the climatic aspects throughout the Quaternary period, it also seeks to understand the local paleoclimatology, taking into account the cyclicity presented by events of high magnitude and low recurrence, which deposit a large amount of energy in environmental systems, changing shapes and producing colluvial deposits in the lower parts of the study area. Therefore, it seeks to establish the evolutionary process through which Serra dos Cavalos, present in the municipalities of Caruaru, São Caetano, Agrestina, Altinho, São Joaquim do Monte and Camocim de São Félix passed through the Quaternary. From the preparation of the geomorphological mappings, it was possible to characterize the study area from the shapes and processes. The results of the LOE date point to an influence of regional climatic events, functioning as energy inputs that acted in the transport of matter along the slope. Ages are associated with the Paleo-ENOS event, preceded by periods of semiaridity that were interrupted by moments of intense weather, breaking the level of landscape stability.

Keywords: Landscape; Morphostatigraphic Approach; Quaternary; Paleoclimatology Colluvial Deposits; Serra dos Cavalos (PE).

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da Serra dos Cavalos	21
Figura 2 –	Localização da Província da Borborema no Nordeste do Brasil	22
Figura 3 –	Síntese da geologia no Estado de Pernambuco. Destaque para a posição ocupada pelo município de Caruaru	23
Figura 4 –	Mapa geológico do Maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE)	26
Figura 5 –	Modelo Clássico de evolução do relevo, superfícies baseadas em King, 1956	28
Figura 6 –	Unidades morfoesculturais, classificadas como modelados de denudação, denominadas de pediplanos	31
Figura 7 –	Unidade morfoescultural, classificada como unidade residual e denominadas no mapeamento de serras e serrotes	32
Figura 8 –	Unidade morfoescultural, classificada como modelados de denudação e acumulação e denominadas no mapeamento de superfícies dissecadas rebaixadas	33
Figura 9 –	Unidade morfoescultural, classificada como uma unidade de acumulação e denominada no mapeamento como várzeas e terraços aluviais	34
Figura 10 –	Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE)	35
Figura 11 –	Perfil esquemático de um brejo de altitude	39
Figura 12 –	Influência da topografia na precipitação no maciço estrutural Serra dos Cavalos, evidenciando a condição de brejo de altitude Observação realizada ao lado da encosta barlavento	39
Figura 13 –	Climograma referente ao ano de 2012, com influência do evento La Niña para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE), mas com a precipitação inibida devido ao maior resfriamento das águas do Pacífico e da alta pressão subtropical do Atlântico mais intensa e mais perto do continente	40
Figura 14 –	Climograma referente ao ano de 2011, com influência do evento La Niña para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE)	41
Figura 15 –	Climograma referente ao ano de 2016 para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE), com influência do evento El Niño	42
Figura 16 –	Mapa da rede de drenagem do maciço estrutural Serra dos Cavalos – PE	44
Figura 17 –	Mapa de solos da Serra dos Cavalos – PE	49
Figura 18 –	Modelo processo- resposta proposto por Knox (1972)	75
Figura 19 –	Perfil longitudinal Garrote Velho. Fonte: Google Earth Pro	90
Figura 20 –	Perfil longitudinal Garrote Velho aproximado	91
Figura 21 –	Perfil longitudinal Cabeleira	93
Figura 22 –	Perfil longitudinal Cabeleira aproximado	93
Figuras 23 a 25 –	Perfil Garrote Velho, no qual foram realizadas as coletas GV 10 cm e GV 50 cm. É um perfil areno-argiloso, com a presença de um mosqueamento de ferro próximo à	

base do perfil. As coletas foram realizadas a 10 cm e a 50 cm de profundidade	94
Figuras 26 a 29 – Perfil Cabeleira no qual as coletas CB 10 cm e CB 50 cm foram realizadas. É um perfil areno-argiloso, sem a presença de discontinuidades, sendo classificado como homogêneo. As coletas foram realizadas a 10 e a 50 centímetros de profundidade	95
Figura 30 – Exemplo de Curva de calibração obtida através do protocolo SAR	103
Figura 31 – Unidade pedimentar à 400 metros localizada nas porções mais baixas do maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE)	106
Figura 32 – Maciço residual inserido no maciço estrutural Serra dos Cavalos - Caruaru (PE)	107
Figura 33 – Inselberg rochoso inserido no maciço estrutural Serra dos Cavalos - Caruaru (PE)	107
Figura 34 – Superfície de cimeira, porções mais elevadas da área de estudo	108
Figura 35 – Destaque para a área de cimeira em crista no maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE)	108
Figura 36 – Encostas isentas de cobertura coluvial no maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE)	109
Figura 37 – Encostas com cobertura coluvial inseridas na área de estudo	110
Figura 38 – Encosta em avental de colúvio presente na Serra dos Cavalos - Caruaru (PE)	110
Figura 39 – Área de plaino aluvial inserida na Serra dos Cavalos – Caruaru (PE)	111
Figura 40 – Mapeamento geomorfológico do maciço estrutural Serra dos Cavalos – PE	112
Figura 41 – Curva cumulativa das amostras GV 10 e GV 50 do perfil Garrote Velho	116
Figura 42 – Curva cumulativa das amostras CB 10 e CB 50 do perfil Cabeleira	117
Figura 43 – Histograma por amostra de cada perfil	117
Figura 44 – Mapa de drenagem com enfoque dado ao perfil de coleta GV, envolto com o quadrado laranja, e o Joelho de drenagem observado	119
Figuras 45 e 46 – Diagrama triangular de Shepard para as amostras do perfil Garrote Velho	121
Figuras 47 e 48 – Diagrama triangular de Shepard para as amostras do perfil Garrote Velho	122
Figura 49 – Diagrama triangular de Pejrup (1988)	123
Figura 50 – Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 10 cm do perfil Garrote Velho	124
Figura 51 – Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 10 cm do perfil Cabeleira	125
Figura 52 – Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 50 cm do perfil Garrote Velho	125
Figura 53 – Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 50 cm do perfil Cabeleira	125
Figuras 54 e 55 – Porção da lâmina com uma zona, constituída de material arenoso e pouca matriz argilosa fina. Grãos bem selecionados, com presença majoritária de grãos de quartzo e alguns feldspatos com sinais de alteração. A figura 54 corresponde à luz branca e a 55 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm	127

- Figuras 56 e 57 – Zona muito arenosa, com predominância de 90% de grãos primários de quartzo (principalmente) e feldspato. Distribuição aleatória dos grãos. A figura 56 corresponde à luz branca e a 57 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm 128
- Figuras 58 e 59 – Predomínio de fração grossa (90%). Os grãos menores são mais abundantes e o material fino ainda aparece na cor bruno escuro e envolve todos os grãos primários. A figura 58 corresponde à luz branca e a 59 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm 129
- Figuras 60 e 61 – Predomínio de areia (90%), com a presença de quartzo e feldspato. Grãos de aproximadamente 3,5 mm. A figura 60 corresponde à luz branca e a 61 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm 129
- Figuras 62 e 63 – Grãos envoltos por uma película de argila de cor cinza escura. A figura 62 corresponde à luz branca e a 63 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm 130
- Figuras 64 e 65 – Material cinza fino, muito escuro, concentrado ao redor dos grãos e organizados em pequenas zonas opacas, com argila mais abundante. A figura 64 corresponde à luz branca e a 65 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm 131
- Figuras 66 e 67 – Presença de grãos de feldspato com bordas muito alteradas. Possui material muito cinza escuro e pouco denso. A figura 66 corresponde à luz branca e a 67 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm 131
- Figuras 68 e 69 – Grãos primários e matriz fina. Predomínio de quartzo e, secundariamente, conta com feldspatos mais alterados. Há ocorrência de empilhamento de grãos primários. A figura 68 corresponde à luz branca e a 69 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm 132
- Figura 70 – Encosta do perfil Garrote Velho. Nota-se aqui a ocorrência de dois eventos perturbadores, proporcionando dois momentos diferentes de deposição 133
- Figura 71 – Encosta do perfil Cabeleira 134
- Figura 72 – Idades obtidas relacionadas às mudanças de temperatura globais 135

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Procedimentos metodológicos realizados na pesquisa	86
Tabela 2 –	Escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção	98
Tabela 3 –	Escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria	98
Tabela 4 –	Escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de curtose	98
Tabela 5 –	Classe granulométrica das amostras	114
Tabela 6 –	Grau de seleção das amostras conforme Folk e Ward (1957)	115
Tabela 7 –	Grau de assimetria das amostras, fluxo transportador e fácies	115
Tabela 8 –	Grau de curtose das amostras	118
Tabela 9 –	Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras GV e CB ...	132

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	19
2.1	OBJETIVO GERAL.....	19
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
3.2	Arcabouço geológico	23
3.3	Geomorfologia	28
3.4	O sistema climático	37
3.5	As condições climáticas locais	39
3.6	Rede de drenagem.....	44
3.7	Pedologia	47
4	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	51
4.1	Escalas de tempo e processos geomorfológicos	51
4.1.1	Teorias Geomorfológicas e a noção de ciclo.....	51
4.1.2	Escalas de tempo.....	53
4.2	Ambientes de deposição Quaternária	58
4.2.1	O período Quaternário.....	58
4.2.2	Ambientes deposicionais.....	61
4.2.3	Fácies Eluvial	63
4.2.4	Fácies Coluvial	64
4.2.5	Processo de formação dos depósitos coluviais	68
4.3	Abordagem morfoestratigráfica e reconstrução da dinâmica de superfície	70
4.3.1	Morfoestratigrafia.....	70
4.3.2	Micromorfologia de solos e morfoestatigrafia	74

4.4	Abordagem morfoestatigráfica e reconstrução paleoambiental em brejos de altitude.....	78
5	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	87
5.1	TRABALHO DE GABINETE.....	88
5.1.1	Mapa geológico.....	88
5.1.2	Mapeamento geomorfológico.....	88
5.1.3	Mapa de solos.....	89
5.2	TRABALHOS DE CAMPO.....	89
5.3	TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	97
5.3.1	Sedimentologia.....	97
5.3.2	Micromorfologia de solos.....	99
5.3.3	Datação de Sedimentos pelo Método da LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada.....)	101
6	RESULTADOS.....	106
6.1	Mapeamento Geomorfológico.....	106
6.2	Sedimentologia.....	114
6.2.1	Diagrama de triangular de Shepard (1954).....	121
6.2.2	Diagrama de Pejrup.....	124
6.3	Micromorfologia.....	128
6.3.1	Perfil Garrote Velho.....	128
6.3.2	Perfil Cabeleira.....	131
6.4	Datação por Luminescência Ópticamente Estimulada.....	133
7	CONCLUSÕES.....	139
8	REFERÊNCIAS.....	142

1 INTRODUÇÃO

Compreender a paisagem a partir da perspectiva sistêmica é tarefa fundamental para as ciências voltadas aos estudos ambientais. A análise baseada em algumas variáveis que se apresentam de modo conjunto deve levar em consideração a atuação de diversos fatores que se processam em diferentes escalas de tempo e espaço, mas que imprimem mudanças significativas na paisagem.

Tomando como pressuposto a paisagem geomorfológica e a sua evolução, a influência de eventos que rompem o patamar de estabilidade observado na estrutura superficial da paisagem é expressa através da reorganização do comportamento dos processos geomórficos.

Nesta concepção, eventos desestabilizadores atuam como importantes agentes geomorfológicos, imprimindo mudanças constantes nas formas. Funcionam como importantes *inputs* que exercem influência nos processos superficiais, originando uma grande quantidade de resultados que se conectam na morfologia da paisagem de uma maneira complexa.

É importante destacar a energia de eventos cíclicos na estruturação dessa paisagem geomorfológica, sendo necessário mencionar os eventos de cunho climático. O período Quaternário se caracteriza como um intervalo de tempo dotado de intensas variações entre períodos glaciais e interglaciais, contando também com a influência de eventos de alta magnitude e baixa recorrência, envolvidos por uma grande quantidade de energia que se expressa na dinâmica geomórfica em um curto espaço de tempo, produzindo mudanças significativas.

Nessa perspectiva, os depósitos coluviais e aluviais são importantes marcadores da atividade geomorfológica pretérita, pois fornecem dados essenciais para a reconstrução dos cenários nos quais os eventos deposicionais se processaram. Conforme aponta Silva (2013), a litologia dos depósitos é capaz de fornecer a chave para a análise paleoambiental de determinadas áreas.

Sendo assim, foi imprescindível delimitar, através de análises em trabalhos de campo e da elaboração dos mapeamentos geomorfológicos, quais as principais áreas

de depósitos coluviais e aluviais na área de estudo, para que sejam compreendidas as suas formações.

Além disso, os depósitos funcionam ainda como importantes marcadores da ciclicidade ligada aos eventos morfogenéticos, sobretudo aqueles ligados a dinâmica atmosférica. São ainda essenciais para a compreensão da maneira como os sistemas respondem à essas mudanças de patamares de estabilidade, funcionando ainda para a compreensão de como se processa o fator resiliência na compreensão das dinâmicas observadas.

Para compreender as mudanças ambientais que ocorreram ao longo da evolução do tempo geológico, faz-se necessário recorrer a técnicas que auxiliem na construção de resultados importantes para a estruturação mais aproximada possível da dinâmica de superfície encontrada em tempos remotos. Essa reconstrução paleoambiental fornece dados comportamentais do sistema ambiental pretérito, funcionando como um importante instrumento para a elaboração de cenários futuros para a área de estudo.

O maciço estrutural Serra dos Cavalos se apresenta como uma área essencial para a construção dessa pesquisa, tendo em vista a sua localização, dentro da mesorregião Agreste de Pernambuco, caracterizando-se como um brejo de altitude. Essa condição proporciona a influência direta de eventos de precipitação, que definem a área de estudo como um ambiente dotado de condições climáticas mais amenas, diferenciando-se do seu entorno mais seco.

Dessa forma, a presente pesquisa busca elucidar as principais influências climáticas associadas ao período Quaternário, que proporcionaram mudanças significativas na paisagem do maciço estrutural Serra dos Cavalos. A partir dessa reconstrução paleoambiental, é possível compreender de que maneira o geossistema se comporta atualmente e de que forma ele tende a evoluir com o passar dos anos.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O presente trabalho tem por objetivo geral compreender de que maneira se deu a evolução geomorfológica do maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE) desde o fim do Pleistoceno e início do Holoceno. Busca elencar os principais aspectos que influenciaram na modificação da paisagem, compreendendo quais foram as principais variáveis que atuaram, resultando na sua configuração atual. Para isso, foram analisados os compartimentos de relevo através da análise morfoestatigráfica, além de suas formações superficiais correspondentes.

A partir disso, foram utilizadas algumas metodologias (como a datação por Luminescência Ópticamente Estimulada) que pudessem auxiliar na compreensão de como os sistemas geomorfológicos respondem às pulsações climáticas ocorridas ao longo do Quaternário. Para isso, possíveis áreas de estocagem de sedimentos foram identificadas, datadas e analisadas conforme as propriedades sedimentológicas, com o objetivo de compreender a cronologia do processo de evolução enfrentado pelo relevo, identificando qual o possível evento desestabilizador, as condições de transporte sofridas por esse sedimento e a periodicidade da estabilização no depósito de encosta.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- ✓ Realizar os mapeamentos geomorfológicos geral e de detalhe, a fim de entender a compartimentação geomorfológica local, objetivando identificar os modelados de denudação e acumulação;
- ✓ Identificação das possíveis áreas de estocagem de sedimentos, para que fossem analisadas a sedimentologia e a geocronologia das áreas de coleta;
- ✓ Analisar a geocronologia dos sedimentos por meio da datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) do quartzo a fim de se obter o último momento de desestabilização dos mantos eluviais nas encostas;
- ✓ Analisar qualitativamente quais eventos quaternários foram responsáveis pela sedimentação coluvial no maciço estrutural Serra dos Cavalos.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e principais aspectos

O maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE) está localizado na porção centro-leste do Estado de Pernambuco, abrangendo os seguintes municípios: São Caetano, Caruaru, Bezerros, Altinho, Agrestina e São Joaquim do Monte (Figura 1). As principais vias de acesso à área são a BR-232 via Caruaru e BR-232, BR-104 e PE-149, adentrando pelo município de Altinho.

Completamente inserido no Planalto da Borborema, maciço é responsável por ser nascente e curso médio dos principais rios de PE e da PB, a área de estudo se caracteriza como um brejo de altitude, que reflete condições de temperatura e precipitação diferentes do entorno, sendo considerados como ilhas produtivas. Por este motivo, as áreas de brejo são comumente as melhores para a prática da agricultura, o que propicia a criação de um embate entre a sua prática e a manutenção da vegetação nativa.

Assim, por estar submetida a estas condições, o maciço estrutural Serra dos Cavalos se caracteriza como uma área atípica no agreste Pernambucano. O fator altitude do relevo em conjunto com a exposição das suas encostas a ventos úmidos de sudeste propiciam a manutenção de temperaturas mais amenas e um valor superior de precipitação, quando comparado ao seu entorno. A área ainda é conhecida como uma “região produtora de água”, por abrigar um número significativo de nascentes perenes ao longo de todo ano.

Devido a essas condições naturais, o maciço é marcado pelo desenvolvimento de algumas atividades, como a agricultura de subsistência (policultura), exploração mineral de argila para o abastecimento da indústria de cerâmica local e a exploração da água mineral das nascentes que se localizam na área.

A fim de proteger essas áreas foi criado em 1983, de acordo com a Lei Municipal nº 2.804/83, o Parque João Vasconcelos Sobrinho dotado de 359 ha. Além de remanescentes de Mata Atlântica, o Parque conta ainda com a presença de mananciais hídricos de extrema importância para o abastecimento de água no

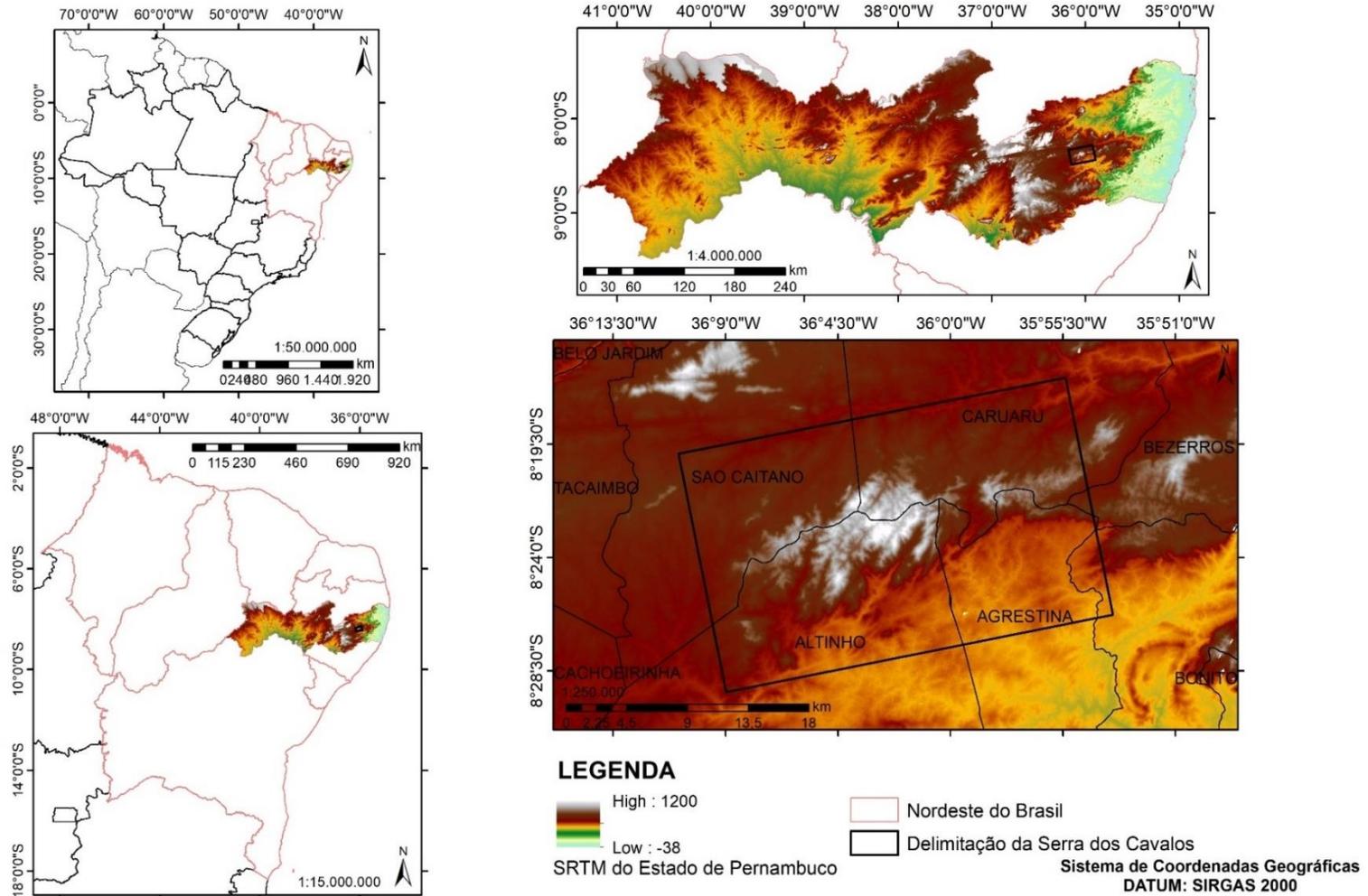
município de Caruaru e das cidades vizinhas. A água é utilizada principalmente para o abastecimento público, irrigação e dessedentação de animais.

Assim, em conjunto com a alta demanda de abastecimento de água, sobretudo em períodos mais secos, que necessitam de mais água pra irrigar os cultivos, tem-se inúmeras outras consequências associadas à retirada da cobertura vegetal original. Nota-se ainda a presença de uma área de mineração de argila na entrada do Parque, o que aumenta a quantidade de sedimentos carregados para os cursos d'água da região.

Os principais estudos que foram desenvolvidos na área até o momento, têm focado principalmente na caracterização e identificação fitológica da vegetação, sendo pouca ou nenhuma importância dada a estrutura superficial da paisagem.

Figura 1 - Mapa de localização do maciço estrutural Serra dos Cavalos – PE.

Mapa de localização da Serra dos Cavalos (PE)

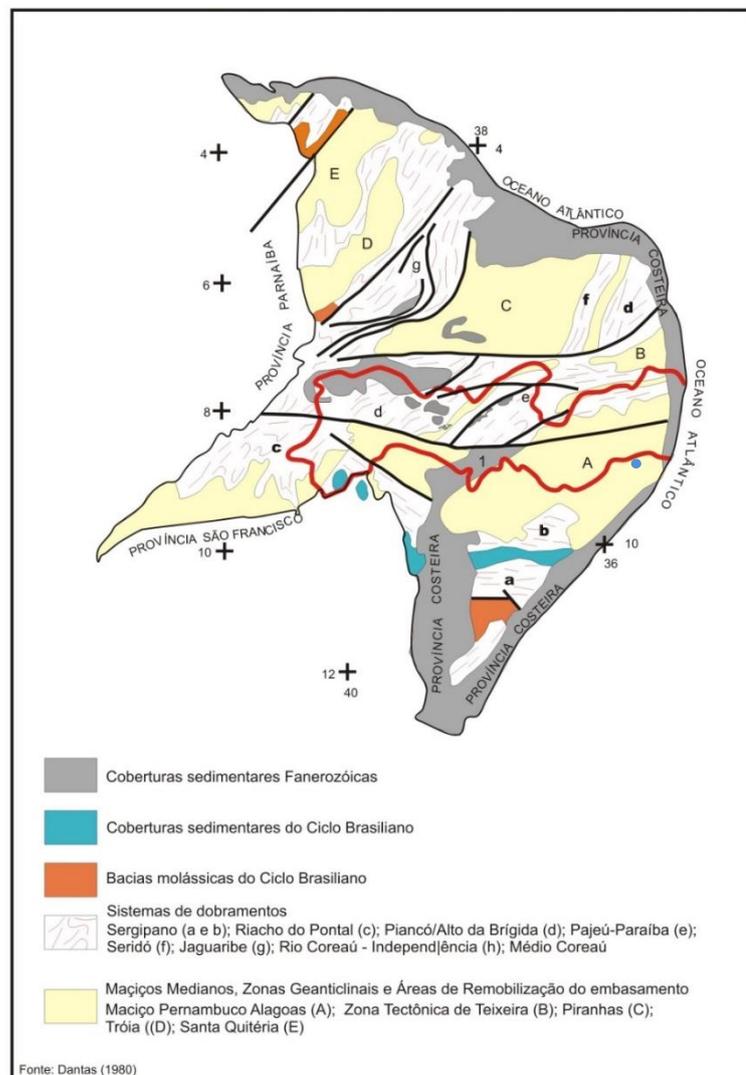


Fonte: ZAPE, modificado pela autora (2018).

3.2 Arcabouço geológico

A Serra dos Cavalos está completamente inserida na Província Borborema, localizada na porção oriental Nordeste do Brasil (Figura 2). Essa região é caracterizada pela alternância de blocos do embasamento cristalino com faixas móveis. A formação desta Província sofreu intensa influência do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (750-450 M.a.), caracterizado por ser o último evento de ordem geológica de grande magnitude que afetou a área em estudo. É possível ainda observar no domínio da Província da Borborema a presença de plutonismos granitóides e as zonas de cisalhamento de idades Neoproterozóicas e Brasilianas.

Figura 2 - Localização da Província da Borborema no Nordeste do Brasil.

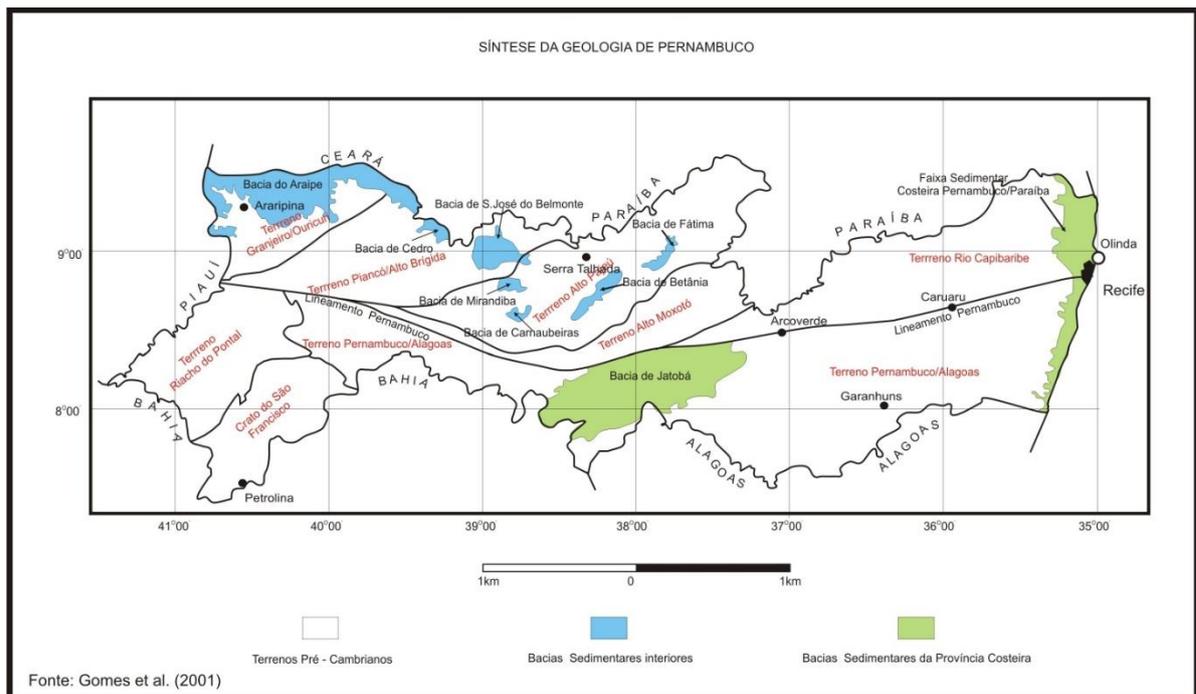


Fonte: Dantas (1980).

O município de Caruaru está inserido sob a profunda zona de cisalhamento arranjada longitudinalmente a sul do estado de Pernambuco, denominada Lineamento Pernambuco (Figura 3) – o que influencia a ocorrência de pequenos tremores de terra sentidos no município, dotados de pequeno valor na escala Richter – e está localizado a sul do Lineamento Patos, que corta a província da Borborema a norte.

Este segundo, conforme Santos *et. al.* (1995, 1997) e Brito Neves *et. al.* (1995), conta com evidências de que o evento orogênico Cariris Velhos desenvolveu alguns episódios de acreção, subducção e colisão ao longo da sua formação. O Lineamento Pernambuco divide o território do estado em dois domínios distintos, sendo o domínio externo ao sul e o Domínio da Zona Transversal (DZT) ao norte, que se localiza entre os dois lineamentos.

Figura 3 - Síntese da geologia no Estado de Pernambuco. Destaque para a posição ocupada pelo município de Caruaru.



Fonte: Gomes et. al. (2001)

O Maciço da Serra dos Cavalos é composto por um material intrusivo, que possui características excêntricas, pois conta com encostas abruptas, que recebem a influência de diferentes tipos de intemperismo: físico na encosta que detém menor pluviosidade, e químico na face dotada de umidade. Tendo em vista o ângulo das encostas ora mencionadas, os processos denudacionais se apresentam de maneira

enérgica, sendo encontrado, em determinados momentos, depósitos de tálus nas suas bases.

O Maciço da Serra dos Cavalos é ainda dotado de cristas que se alinham seguindo a direção do *trend* regional, com direções NE-SW, apresentando vales que se encaixam de modo profundo, reafirmando o controle estrutural existente. Esse controle estrutural indica uma movimentação tectônica que se remete, possivelmente, ao neo-cenozóico, propiciando a reativação de antigas estruturas, originando importantes conjuntos de nascentes fluviais. A seguir serão descritas as unidades geológicas encontradas na área de estudo (Figura 4).

A Suíte Intrusiva Itaporanga é caracterizada pela presença de rochas graníticas porfíricas de granulação média a grossa. As características petrográficas e o contexto geológico dessa Suíte se relacionam a uma formação calcioalcalina de médio a alto potássio. O batólito Caruaru–Arcoverde é composto por litotipos dessa Suíte e foi descrito por Neves & Mariano, (1999) e Neves et al. (2000) como um dos maiores corpos intrusivos da Província Borborema, com extensão de 120 km na direção leste-oeste da cidade de Bezerros até a cidade de Arcoverde (PE).

O batólito em questão é considerado como o maior plúton brasileiro, consistindo de anfibóliobiotita-granitos de granulação grossa a porfíricos e dioritos (Neves & Mariano, 1999; Neves et al., 2000). Conforme França *et. al.* (2018), a Zona de Cisalhamento de Pernambuco – ZCPE – engloba a faixa milonítica de alta temperatura leste, que possui uma espessura máxima de 2 km e se conecta com zonas de cisalhamento de direção NE-SW de alta temperatura e cinemática sinistral, relacionadas ao batólito Caruaru – Arcoverde.

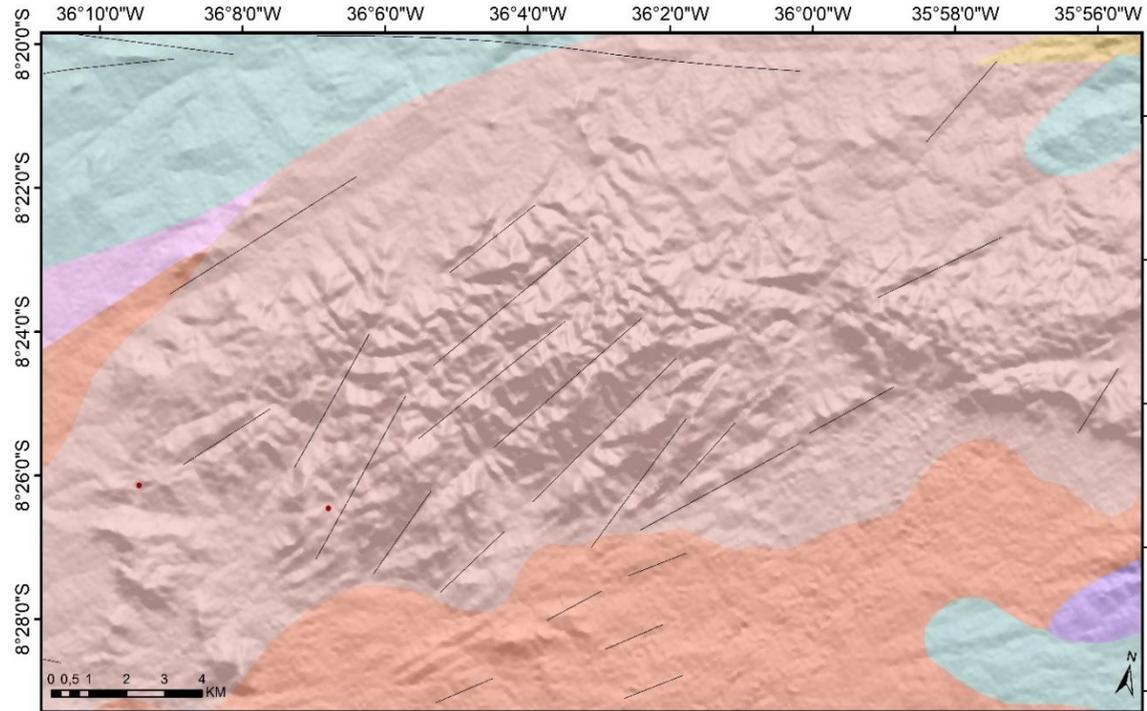
Conforme dados da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 2001), o complexo Belém de São Francisco completa a porção determinada pela idade mesoproterozóica, caracterizando-se pela presença de migmatitos e ortognaisses com restos de supracrustais. As rochas predominantes deste complexo são metaleucogranitos róseos e migmatitos que englobam restos de ortognaisses tonalíticos-granodioríticos e supracrustais do Complexo Cabrobó. Esta unidade é afetada pela ação da tectônica transpressiva ocorrida de oeste para noroeste, atribuída ao evento Cariris Velhos.

A Suíte intrusiva leucocrática peraluminosa está inserida no complexo de rochas metaplutônicas na qual se destaca a presença de ortognaisses leucograníticos róseos a esbranquiçados, médio a grosseiros, contendo biotita-granada, biotita muscovita e biotita cordierita (CPRM, 2001).

A Suíte Intrusiva Serra Taquaritinga ocorre como um plúton alongado circundando parcialmente o sienito Cachoeirinha (NP3γsca), entre este e as supracrustais da unidade PPrU3. Estão em contato também com os metatexitos e ortognaisses das unidades PP2γ1ibi e PP2γ2fzu. Sua composição está associada à presença de biotita sienogranito porfirítico, com porfiroblastos de K-feldspato que atingem até 3 cm (CPRM, 2001).

Figura 4 - Mapa geológico do maciço estrutural Serra dos Cavalos - Caruaru (PE).

Mapa Geológico da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

Unidades Geológicas

Unidades Mesoproterozoicas

- Suíte Intrusiva Itaporanga - Plúton Caruaru - Arcoverde
- Suíte Intrusiva Itaporanga - Plúton Bezerros
- Suíte intrusiva leucocrática peraluminosa

- Complexo Belém do São Francisco

Unidades Neoproterozóicas

- Suíte Serra da Taquaritinga
- Granitóides indiscriminados

CONVENÇÃO

- Delimitação da Serra dos Cavalos
- Perfis de coleta
- Lineamentos

Sistema de Coordenadas Geográficas
DATUM: SIRGAS 2000
1:100.000



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO



Fonte: Adaptado de CPRM, 2000.

3.3 Geomorfologia

Os processos de construção e desconstrução do relevo estão associados a atuação de fatores endógenos e exógenos, que reajustam a configuração geomorfológica constantemente. Compreender o relevo pelo viés holístico foi resultado da elaboração da Teoria do Equilíbrio Dinâmico, proposta por Hack (1975), que considera a ocorrência de um pleno equilíbrio entre o desgaste das formas de relevo através de processos externos e a ascensão propiciada pelos movimentos da astenosfera, gerando um mecanismo de compensação. As teorias que se embasavam em ciclos perderam força no momento em que a proposta de Hack tornou-se conhecida.

O Nordeste caracteriza-se, de acordo com sua geomorfologia, a partir da presença de estruturas dos tipos dúcteis e rúpteis, assentadas em uma geologia cristalina, datadas do período Pré-Cambriano. Estas estruturas são representadas por um conjunto de morfologias que foram desenvolvidas em zonas de falhas, herdadas do Proterozoico.

O início dessa configuração geológica se deu a partir da Orogênese Brasileira, ocorrida ao longo do Neoproterozoico e continuou a se processar durante a tectônica Cretácea, que findou com a separação do megacontinente Pangeia. A orogenia brasileira originou extensas zonas de cisalhamento na sua área de influência, com o predomínio de direções NE-SW e E-W. Ao longo do Cretáceo, essas zonas de cisalhamento foram reativadas de forma rúptil, originando *trends* de falhamentos também de direção NE-SW e E-W.

Levando em conta a morfologia das paisagens, as zonas de cisalhamento determinam um controle importante das feições dos maciços estruturais, cristas lineares e vales incisos, dando origem a altos e baixos topográficos, que são orientados segundo a direção dos *trends* estruturais. (MAIA et al., 2010; BRITO NEVES, 1999; PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2003; MELO, 2019).

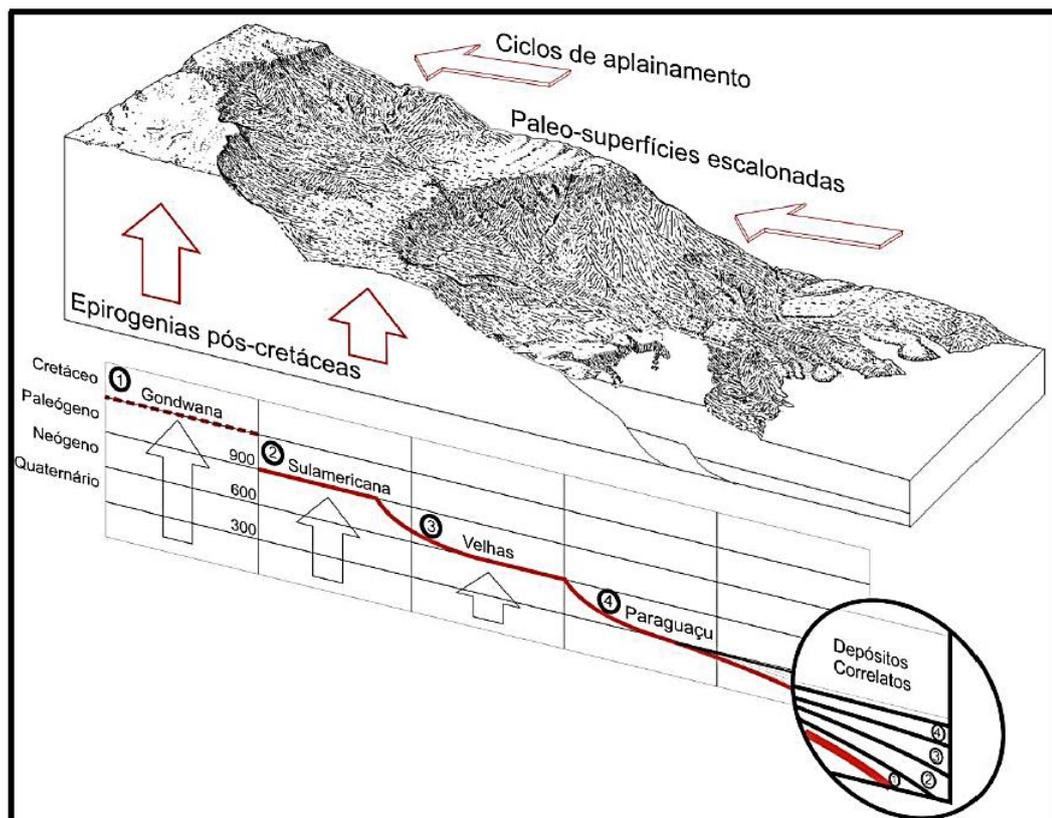
Dentre os diversos modelos de elaboração de superfícies de aplainamento, o que teve suas premissas mais aceitas no Brasil foi o da pediplanação, que consiste na regressão paralela das encostas, sem que seja expresso um rebaixamento considerável dos divisores e a formação de pediplanos. Faz-se necessário salientar

que a construção da bibliografia referente à evolução geomorfológica da região Nordeste do Brasil foi pautada no modelo proposto por King (1956), surgindo, posteriormente, trabalhos importantes acerca da ocorrência de epirogenias pós-cretáceas, como os elaborados por Ab'Sáber e Bigarella (1961), Bigarella (1964, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975).

As epirogenias foram acompanhadas por fases alternadas de dissecação e pediplanação, ocorrendo em climas secos. Estes autores reiteram a presença de alguns patamares no relevo, que se apresentam como resultantes de processos de erosão, impulsionados por meio do soerguimento de um núcleo continental.

Partindo desse pressuposto, os mesmos autores salientam que a ocorrência de eventos de soerguimento e rebaixamento do nível continental são datadas dos períodos Mesozóico e Cenozóico, dando origem às seqüências sedimentares (Figura 5).

Figura 5 - Modelo Clássico de Evolução do relevo, superfícies baseadas em King, 1956.



Fonte: (MAIA; BEZERRA e SALES, 2010).

O trabalho produzido por Corrêa et al. (2010) enfatiza que a literatura até então difundida acerca dos condicionantes da geomorfologia regional do Nordeste do Brasil

está pautada apenas em modelos climático-erosionais como sendo as principais variáveis que atuam no sistema geomorfológico, proporcionando, portanto, uma ênfase mais acentuada nos aspectos exógenos de modificação do relevo.

Em contrapartida, este trabalho busca enaltecer os fatores endógenos que atuam na morfogênese do Planalto da Borborema. É coerente frisar que os autores ainda especificam que, de modo geral, a influência estrutural se sobrepõe quando se refere a uma escala pequena e, quando se trata de uma escala maior, os aspectos morfoclimáticos se sobressaem.

A macrounidade morfoestrutural denominada Planalto da Borborema foi definida por Corrêa et al. *op cit.* como sendo toda a faixa de terras elevadas, associadas as isolinhas a partir de 200 metros, localizadas ao norte do Rio São Francisco e estruturados em diversos litotipos cristalinos. O limite oriental dessa formação, ainda segundo os mesmos autores, é reconhecido de maneira abrangente pelo gradiente de ruptura observado entre os patamares elevados até o piemonte, que tem sua deposição em direção a costa.

O limite ocidental corresponde à depressão sertaneja, separada do topo deste planalto por uma escarpa que salienta os controles litológicos e estruturais, que se apresenta na paisagem como sendo um semicírculo de terras com altitudes menores, dotadas de característica semiárida.

A sua formação está associada aos pulsos epirogenéticos que se associam ao desmantelamento de Gondwana, sendo também influenciado pelo magmatismo continental que esteve atuante ao longo do Cenozoico, que atuou nas estruturas herdadas, ressaltando a gênese de um grande mosaico de subcompartimentos dotados de uma distinta morfoestrutura.

De modo geral, essa diferenciação climática observada entre as escarpas oriental – exposta a eventos de precipitação orográfica provenientes da umidade transportada pelos ventos úmidos E-SE; e a norte-ocidental – que é refém do evento de sombra pluvial, que proporciona a presença de um clima do tipo semiárido tropical, caracterizado por um longo período de seca e eventos de precipitação espasmódicos, concentrados em um determinado período do ano, dá origem a domínios morfoesculturais distintos.

Levando em consideração a caracterização dos compartimentos morfoestruturais deste relevo, Corrêa et al. (2010) subdivide o Planalto da Borborema nas seguintes unidades: Cimeira Estrutural São José do Campestre, Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, Depressão Intraplana do Pajeú, Depressão Intraplana do Ipanema, Depressão Intraplana Paraibana, Depressão Intraplana Pernambucana, Maciços Remobilizados Pernambuco-Alagoas e Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal.

Nesse contexto, o maciço estrutural Serra dos Cavalos, está posicionado completamente na mesorregião do Agreste Pernambucano, localizada na unidade da Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas. Esta porção se apresenta de norte a sul do contexto do Planalto da Borborema, desde o município de São Caetano, em Pernambuco. É considerada como uma área mais homogênea, sendo possível notar mais significativamente relevos residuais e cristas. Conforme Corrêa *et al. op cit.*

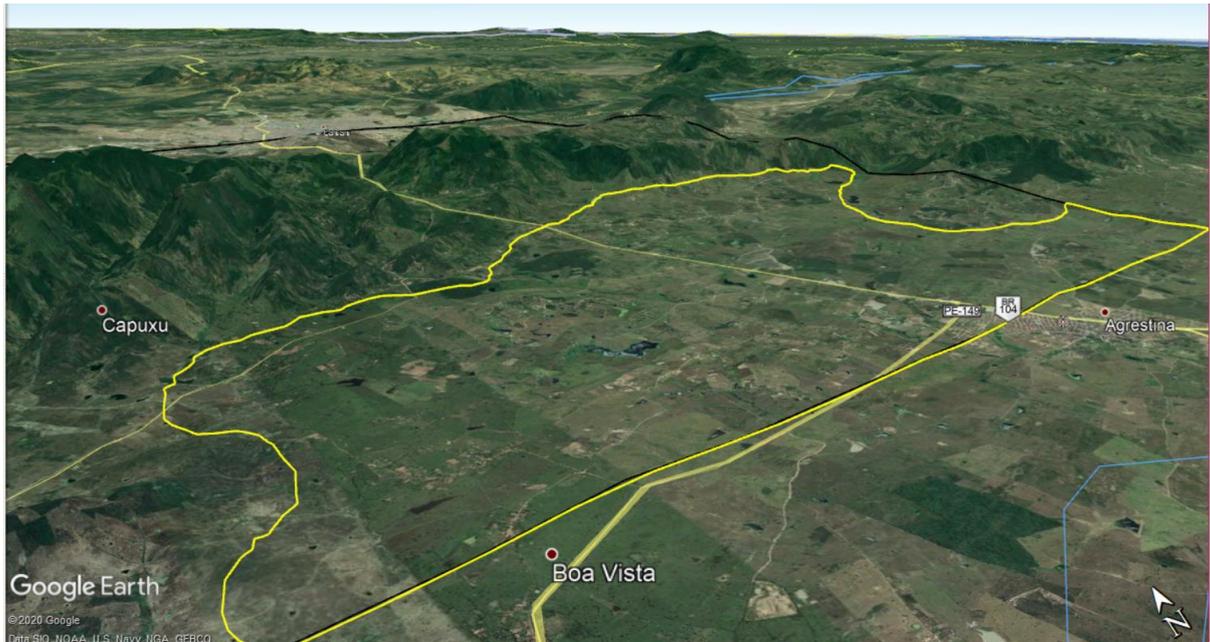
Ao longo de um transecto pelo eixo central desta unidade, que se estende pela BR-423 entre São Caetano e Garanhuns, predomina uma topografia marcada pelas cimeiras planas com espesso manto de argissolos e neossolos, cuja elevação varia de 600 a 700 metros. Sua ocorrência resulta da combinação de fatores, como a homogeneidade litológica do Maciço Pernambuco-Alagoas (Complexo Gnáissico-Migmatítico), seu afastamento do Domínio da Zona Transversal (um dos eixos principais do arqueamento regional) e finalmente sua própria posição interiorana, na cimeira do bloco, a montante das áreas escarpadas sujeitas à intensa dissecação vertical. Por fim, o próprio posicionamento entre os eixos de arqueamento da região teria permitido a este compartimento uma evolução morfogenética como cimeira de planalto, assim como acontece com o setor paraibano na região de Campina Grande.

Para uma caracterização geral, foi produzido um mapa geomorfológico com os dados disponibilizados pelo Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE). Assim, a área de estudo foi classificada nas seguintes atribuições:

- a) Pediplanos: Compreendem áreas que sofreram com a atuação de processos erosivos por meio da regressão das escarpas. Ocorrem de forma abundante nas condições semiáridas, representando extensas áreas planas ou suavemente onduladas, dotadas de um tênue capeamento sedimentar. Em meio a essa configuração, ocorrem áreas de exceção, dotadas de altitude mais elevada. São

as unidades residuais. Na área de estudo, é possível encontrar pediplanos arenosos, pediplanos arenosos/argilosos e pediplanos avermelhados de textura média a argilosa. Se concentra ao redor das áreas mais elevadas, apresentando uma suavização para as encostas e uma transição mais abrupta para as unidades residuais (Figura 6).

Figura 6 - Unidades morfoesculturais, classificadas como modelados de denudação, denominadas de pediplanos.



Fonte: Google Earth Pro, modificado pela autora.

- b) Serras e serrotes: São áreas de contraste, quando comparadas aos pediplanos. Apresentam-se constituídas de rochas do tipo cristalinas e são dotados de encostas íngremes, com altitudes maiores que o entorno plano e suavizado. Podem ser dispostos na paisagem em formatos de crista, acompanhando as configurações tectônicas da área de estudo. Estão nesta classificação os Inselbergs e os matacões (Figura 7).

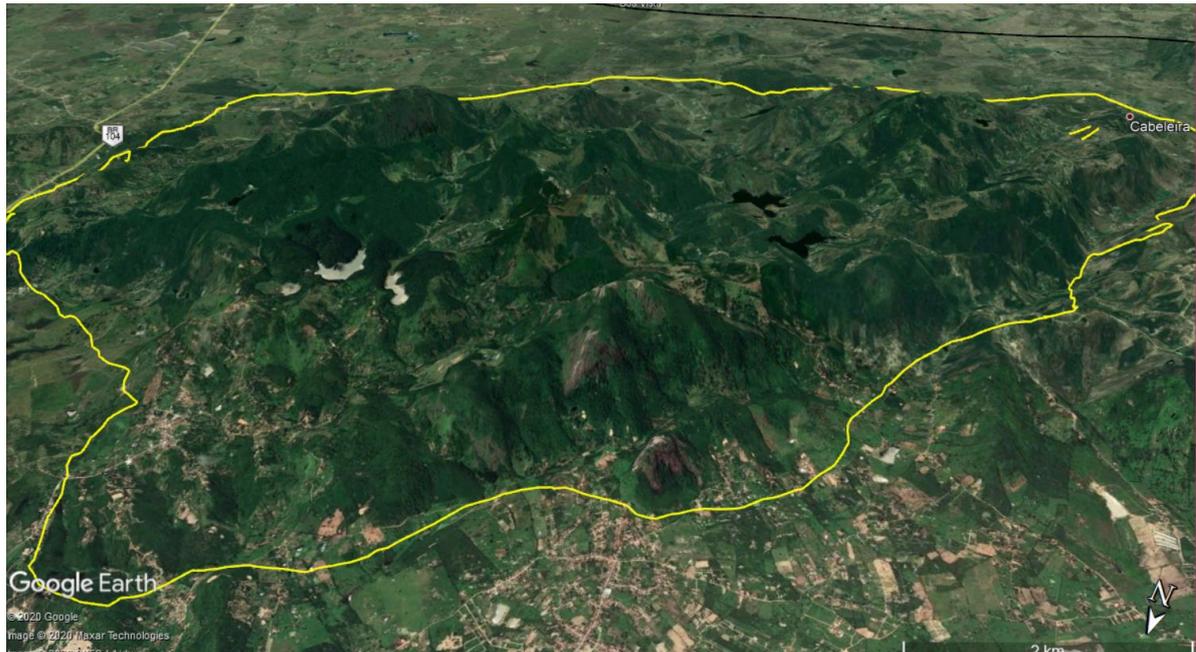
Figura 7 - Unidade morfoescultural, classificada como unidade residual e denominadas no mapeamento de serras e serrotes.



Fonte: Google Earth Pro, modificado pela autora.

- c) Superfícies dissecadas e rebaixadas: Está localizada numa área que sofreu intensamente com a atuação de processos tectônicos e, por isso, apresenta inúmeros relevos em crista. Constitui a porção da área de estudo que possui maiores altitudes, em concomitância com diversos vales encaixados caracterizando-se como um modelado de denudação/acumulação. Compreende toda a porção central da área de estudo (Figura 8).

Figura 8 - Unidade morfoescultural, classificada como modelados de denudação e acumulação e denominadas no mapeamento de superfícies dissecadas rebaixadas.



Fonte: Google Earth Pro, modificado pela autora.

- d) Várzeas e terraços aluviais: São áreas que compreendem cursos d'água ou, caso estejam secos, apresentam somente o terreno, podendo também diferenciar outros níveis que se caracterizam como antigas planícies de inundação dos corpos d'água. Se apresenta geralmente de forma plana, em um vale extenso e bem propício ao cultivo, tendo em vista a sua alta fertilidade. No maciço estrutural Serra dos Cavalos, ocupa uma extensão bem pequena (Figura 9).

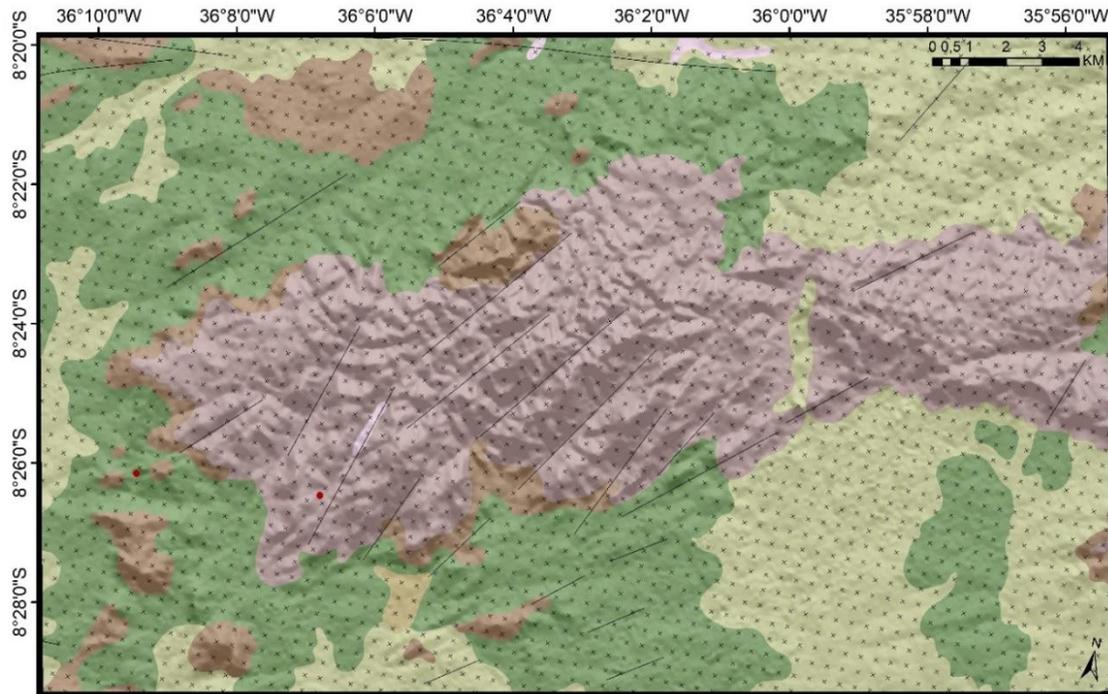
Figura 9 - Unidade morfoescultural, classificada como uma unidade de acumulação e denominada no mapeamento como várzeas e terraços aluviais.



Fonte: Google Earth Pro, modificado pela autora.

Figura 10 - Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE).

Mapeamento Geomorfológico da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

MORFOESTRUTURA

Planalto da Borborema

MORFOESCULTURA

Modelados de denudação

Pediplanos arenosos

Pediplanos arenosos/argilosos

Pediplanos avermelhados de textura média a argilosa

Unidade residual

Serras e serrotes

Modelados de denudação/acumulação

Superfícies dissecadas rebaixadas

Unidade de acumulação

Várzeas e terraços aluviais

CONVENÇÃO

Lineamentos

Perfis de coleta

Delimitação da Serra dos Cavalos - PE

Sistema de Coordenadas Geográficas

DATUM: SIRGAS 2000

1:100.000

Fonte: Zoneamento Agroecológico de Pernambuco.



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO



GEOTEC
Laboratório de Geomorfologia e Geotecnia da UFPE



Fonte: ZAPE, modificado pela autora, 2019.

3.4 O sistema climático

A dinâmica observada na atmosfera terrestre é bastante diversificada devido a inúmeros fatores e elementos climáticos, que juntos constituem os aspectos do clima de cada lugar. Em concomitância, tem-se a atuação de dois fluidos essenciais na constituição do clima, sendo o ar estabelecendo a circulação atmosférica, e a água, que no oceano correspondem às correntes marítimas.

Partindo deste pressuposto, é importante reafirmar a existência de sistemas climáticos atuantes em escala global, que proporcionam perturbações que resultam em diferentes modificações nas paisagens terrestres. Tendo em vista o recorte da área de estudo, o foco principal desta caracterização climática estará na região Nordeste do Brasil (NEB).

O principal sistema atuante em escala global que propicia modificações expressivas na dinâmica climática regional é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que se origina em baixas latitudes, a partir do encontro de ventos alísios que se deslocam de nordeste e sudeste. Como são ventos convergentes, originam uma ascendência das massas de ar geralmente úmidas, formando uma linha de convergência que tem um deslocamento de aproximadamente 14°N em anos normais, entre os meses de agosto a setembro, para 2°S, podendo em alguns períodos atingir 5° ou 6°S durante os meses de março a abril.

Esse deslocamento da ZCIT se associa à elevação da temperatura da superfície do mar ao longo do ano. Durante períodos de precipitação acima do normal no NEB, a ZCIT está posicionada mais a sul do que o esperado para os meses de verão e outono no Hemisfério Sul. Em anos mais secos, a ZCIT se localiza mais a norte neste mesmo intervalo de tempo (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A atuação em bandas duplas da ZCIT está intimamente associada aos anos de maior precipitação pluviométrica nos meses entre março e abril no NEB. O tempo de permanência da ZCIT mais ao sul é um fator determinante para a qualidade da época chuvosa da região Nordeste.

Além deste, outro fenômeno que merece destaque na região supracitada corresponde aos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), que pode proporcionar modificações diretas na ZCIT, interferindo em seus resultados. Os que afetam no NEB são formados nos trópicos, podendo ser considerados sistemas estacionários ou ainda se movimentar de leste a oeste na região.

Normalmente operam de modo mais frequente entre os meses de dezembro a fevereiro e duram basicamente de 4 a 11 dias. Consiste na formação de centros de baixa pressão originados na alta troposfera, apresentando centros frios, nos quais se sobressaem ventos descendentes, contrariando o que ocorre na sua periferia – quentes com movimentos ascendentes do ar. Ocasionalmente causam nebulosidade na periferia do sistema e céu limpo em seu centro.

O Dipolo do Atlântico é outro sistema climático que atua no NEB e consiste na variação da temperatura do Atlântico Norte e do Sul, propiciando um deslocamento da ZCIT para áreas que estão com maiores temperaturas no momento. Essa formação se processa no momento em que as águas do Atlântico Tropical Norte possuem uma temperatura menor que as águas do Atlântico Tropical Sul, condição que proporciona uma maior quantidade de movimentos ascendentes nestas regiões, aumentando a quantidade de nuvens sendo formadas e, com isso, aumentando também os totais pluviométricos no NEB (fase negativa do Dipolo). A fase positiva consiste no inverso, onde as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as do Atlântico Tropical Sul mais frias, ocasionando meses secos para o NEB (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Em conjunto com o Dipolo do Atlântico ocorre também o El Niño Oscilação Sul (ENOS), caracterizado como um sistema atmosférico-oceânico que consiste no aumento da temperatura das águas superficiais do Pacífico Equatorial, sendo capaz de afetar o clima em escala global.

É possível observar outras anomalias nos ventos alísios de Nordeste, que têm sua intensidade diminuída devido ao enfraquecimento da célula de Walker. Tendo em vista a circulação geral da atmosfera, sabe-se que o fluxo de ar exercido pelos alísios é bastante intenso, sendo observado que em situações normais, a circulação de ventos de leste a oeste na região do Pacífico Equatorial prevalece.

Neste sentido, é importante ressaltar que sem a presença do ENOS a configuração normal consiste na presença de águas mais quentes nas proximidades da Indonésia, originando uma região de baixa pressão (formadora de nuvens) nesta região. O ar convergente nessas regiões “desce” na América do Sul, gerando condições de tempo normais para p NEB. O aquecimento das águas da superfície do mar no Pacífico Equatorial divide esta circulação em dois fluxos de ar, gerando duas correntes de ar subsidente – sobre a Indonésia e norte da Austrália e outra sobre a América do Sul (OLIVEIRA, 2001).

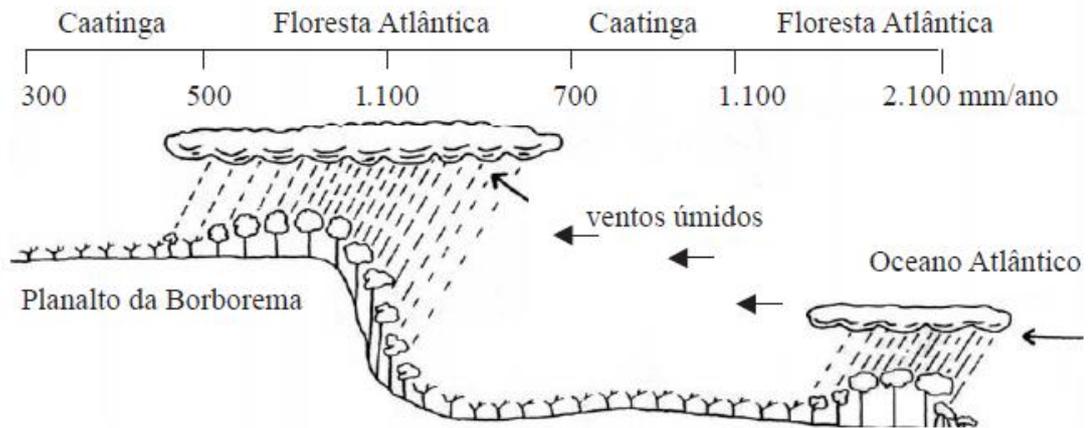
A precipitação é inibida por consequência do processo de subsidência do ar, que origina regiões de alta pressão, bloqueando a formação de nuvens. O enfraquecimento dos alísios em conjunto com o aquecimento incomum das águas superficiais do Oceano Pacífico, colabora para a prospecção de anos mais secos principalmente no semiárido nordestino, pois modifica o transporte de umidade considerado padrão.

O contrário ocorre quando o fenômeno La Niña está em evidência: há um resfriamento anormal das águas do Oceano Pacífico Tropical, fazendo com que águas mais quentes fiquem contidas mais a oeste do considerado normal, sendo uma condição mais propícia à formação de nuvens de chuva que irão levar umidade ao NEB.

3.5 As condições climáticas locais

O maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE) compreende uma área de exceção, que reitera a diferenciação nas suas condições de temperatura e precipitação, caracterizando-se como um brejo de altitude (figuras 11 e 12). A existência dessas áreas de exceção está associada à ocorrência do Planalto da Borborema com altitudes que variam de 500 a mais de 1000 metros. Dessa maneira, mesmo estando localizada no agreste central, a área de estudo possui aspectos físicos diferenciados, que evidenciam sua posição privilegiada na paisagem, no tocante à umidade do ar e do solo, temperatura e cobertura vegetal.

Figura 11 - Perfil esquemático de um brejo de altitude.



Fonte: Adaptado de Mayo & Fevereiro (1982).

Figura 12 - Influência da topografia na precipitação no maciço estrutural Serra dos Cavalos, evidenciando a condição de brejo de altitude. Observação realizada ao lado da encosta barlavento.

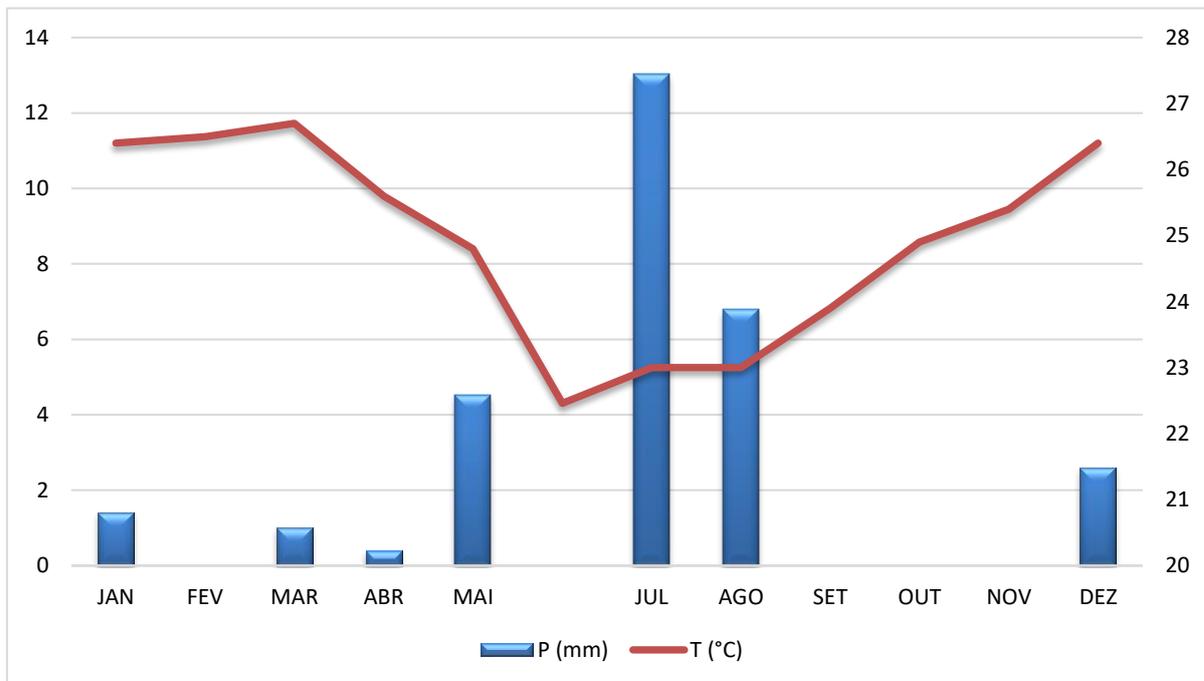


Fonte: Autora, 2019.

A fim de compreender o papel do microclima na configuração da paisagem local, foram analisados dados de temperatura e precipitação datados desde 1990 até o ano de 2018, fornecidos pelo site do Agritempo. Foi utilizado o ponto meteorológico do município de Caruaru que está mais próximo da Serra dos Cavalos e com uma maior altitude, inserido nas coordenadas 8°14'24.00"S e 35°59'24.00"O.

O posto de coleta de Caruaru, localizado à aproximadamente 570 metros de altitude, registrou médias anuais que variaram desde 52,2 mm a 1363,9 mm de precipitação, o que reafirma a influência que os sistemas climáticos exercem de modo direto ao longo dos anos. Estes sistemas impulsionam ou inibem episódios de precipitação na região Nordeste do Brasil (é importante salientar que foram mais constantes as variações entre 400 mm e 700 mm). O ano de 2012 esteve sob a influência de um evento La Niña de intensidade moderada, contudo, este ano não seguiu o padrão e sua média de chuvas foi a mais baixa registrada na análise. A temperatura variou desde 23 °C à 26,7 °C (Figura 13).

Figura 13 - Climograma referente ao ano de 2012, com influência do evento La Niña para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE), mas com a precipitação inibida devido ao maior resfriamento das águas do Pacífico e da alta pressão subtropical do Atlântico mais intensa e mais perto do continente.

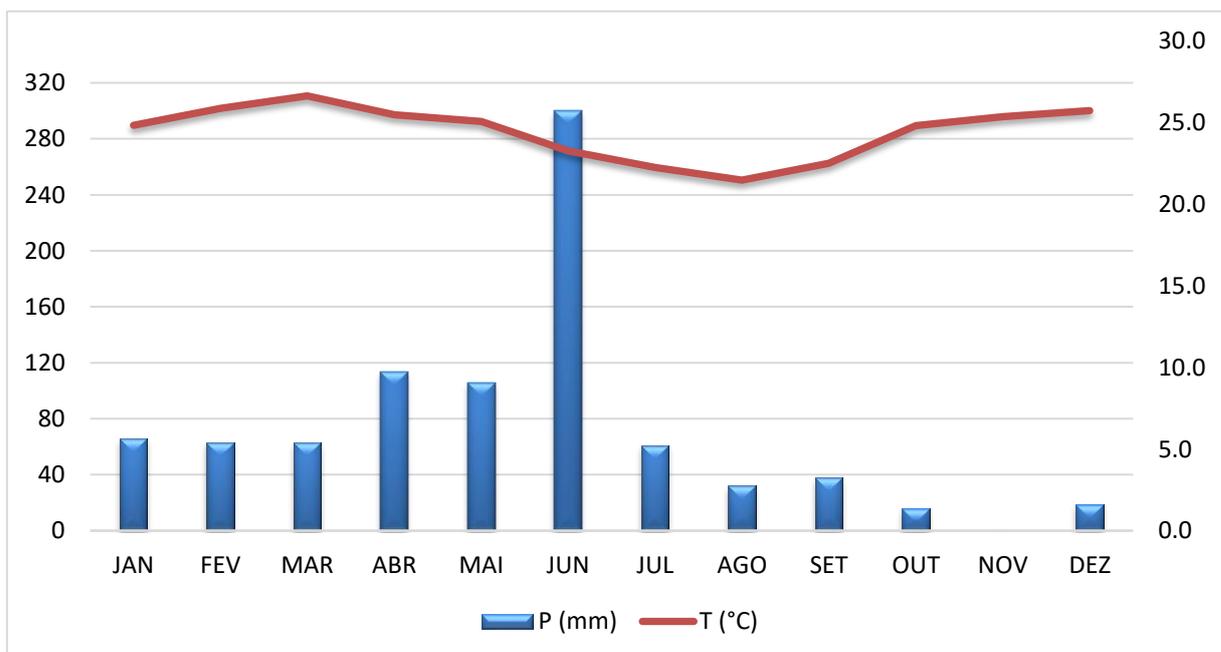


Fonte: adaptado de Agritempo.

Conforme Marengo et al. (2013, 2016), a estação chuvosa do Nordeste do Brasil foi mais seca durante os anos de 1998 e 2012. Esse fato se deve ao resfriamento maior que o considerado normal das águas do Pacífico Equatorial, além da alta pressão subtropical do Atlântico, que esteve mais intensa e mais perto do continente (LUCENA et al., 2011), proporcionando uma subsidência anômala sobre NEB durante o outono austral de 2012. Observa-se, portanto, um ano com condições de precipitação contrárias ao que seria um período influenciado pela La Niña, pois houve uma forte inibição da chuva neste ano.

O ano de 2011 também esteve sob a influência de um evento La Niña, contudo, sem a interferência de outros eventos paralelos que inibissem os valores de precipitação no período. Sendo assim, a área registrou médias pluviométricas acima das consideradas normais – registradas ao longo de anos sem a influência de eventos climáticos globais. O maior valor de temperatura esteve em 26,6°C, no mês de março, e o menor, em 21,5°C, em agosto. A precipitação apresentou uma variação maior durante o ano, estando mais concentrada entre janeiro e julho, exibindo o valor de 300 mm para o mês de junho (Figura 14).

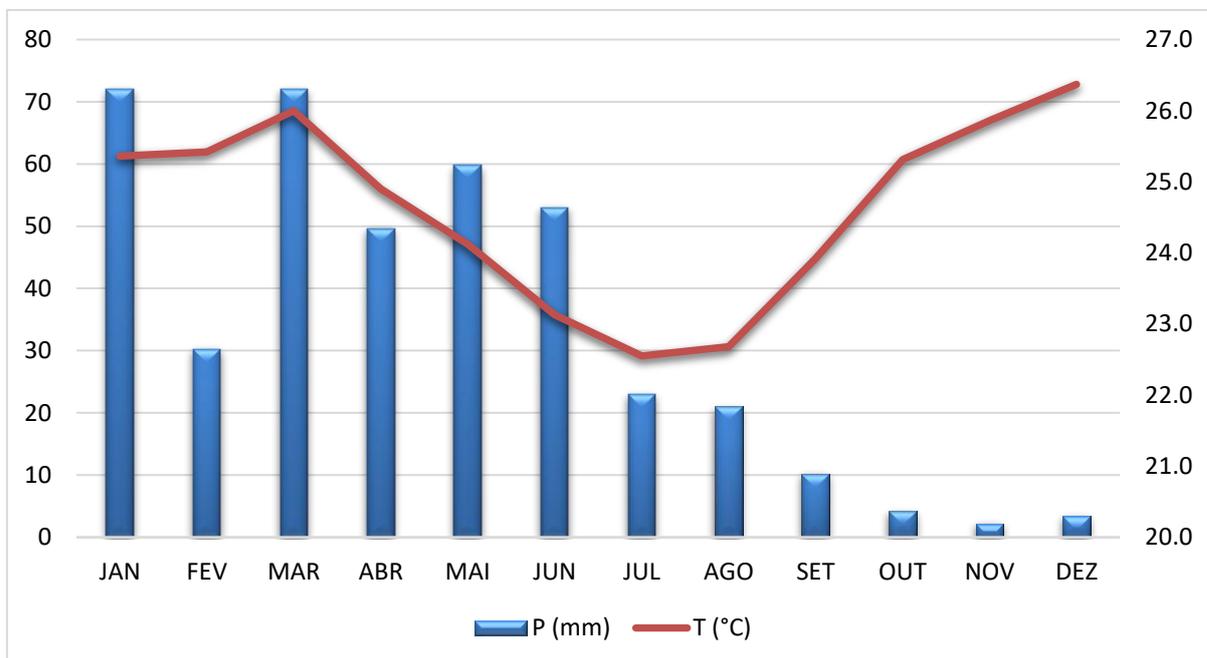
Figura 14 - Climograma referente ao ano de 2011, com influência do evento La Niña para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE).



Fonte: adaptado de Agritempo.

O ano de 2016 contou com a influência do evento ENOS ao longo de um período mais extenso, caracterizando-se por um intervalo de tempo com precipitações menores que o observado em períodos normais. Para o maciço, o mês com maior precipitação marcada pela estação meteorológica utilizada foi março, registrando uma marca de 72 mm. A menor temperatura registrada neste ano foi 22,6°C, em julho, enquanto a maior foi 26°C, em março (Figura 15).

Figura 15 - Climograma referente ao ano de 2016 para o maciço estrutural Serra dos Cavalos (Caruaru-PE), com influência do evento El Niño.



Fonte: adaptado de Agritempo.

3.6 Rede de drenagem

O relevo é modelado a partir da influência de diversos fatores diferentes, tendo o rio como o principal agente responsável pela esculturação da paisagem. A rede hidrográfica tem o poder de transformar o relevo através da atuação de processos de erosão, transporte e deposição, merecendo destaque a ligação direta entre o domínio fluvial (canal principal e seus afluentes) e o domínio interfluvial (toda a dinâmica atrelada às modelagens da ação climática e da ação tectônica, dependendo da área), que atuam em conjunto imprimindo modificações.

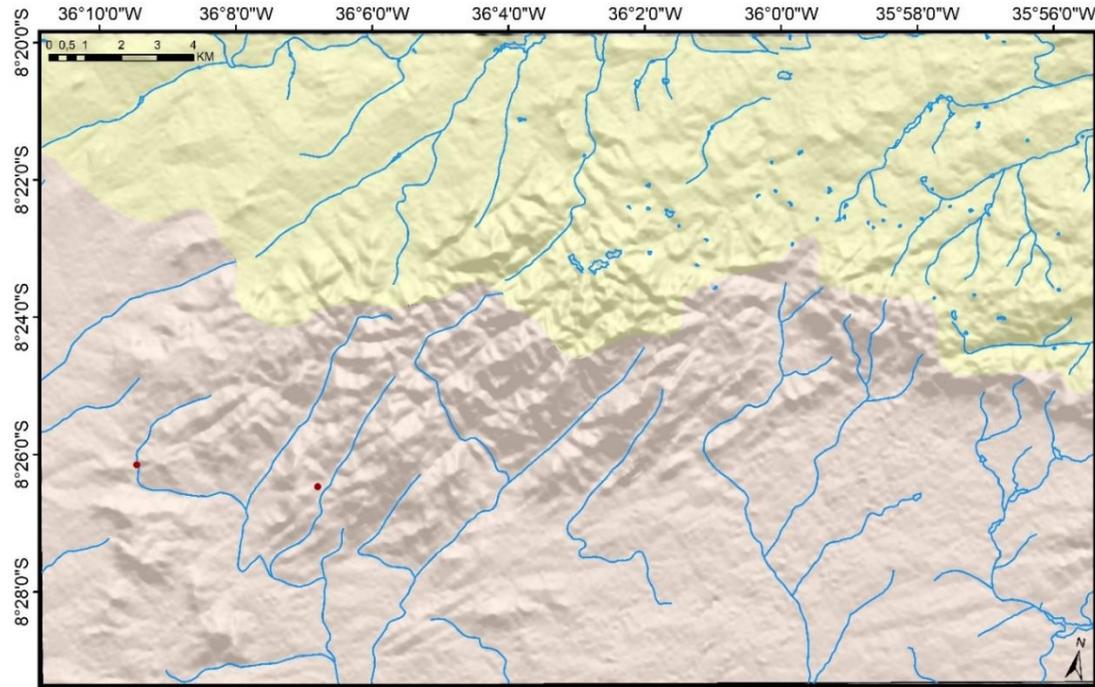
O rio Ipojuca compreende o canal principal da bacia de mesmo nome, mede aproximadamente 320 km de extensão e é preponderantemente orientado de leste a oeste. Está completamente inserida no Estado de Pernambuco, apresentando um regime fluvial intermitente que passa a ser perene em seu médio curso, quando se aproxima da cidade de Caruaru, área que conta com valores mais amenos de temperatura e precipitação mais volumosa, criando condições para a constituição de uma vegetação mais expressiva.

Vinte e cinco municípios são banhados por esta bacia, que compreende uma área de 3.435,34 km². Há a predominância de canais fluviais de padrões dendríticos, conforme apresentado na figura 16, que se caracterizam pela distribuição dos canais tributários em todas as direções, formando confluências de ângulos agudos que se distribuem na paisagem formando canais de até 3^a ordem.

A bacia de maior extensão na área de estudo é a do rio Una, que possui uma extensão de aproximadamente 290 km e uma área de 6.740,31 km², abarcando 42 municípios do Estado de Pernambuco. No mapa (Figura 16) é possível observar que a porção leste da área desta bacia é dotada de canais fluviais de padrão dendrítico, sendo importante mensurar a grande quantidade de canais que chegam até a 4^a ordem. Na porção oeste da mesma há o predomínio do padrão retangular, que é caracterizado pelo aspecto ortogonal com bruscas alterações retangulares nos cursos. Os canais de 1^a e 2^a ordem são predominantes, reiterando assim o papel determinante da estrutura, influenciando na disposição dos canais fluviais (Figura 16).

Figura 16 - Mapa da rede de drenagem do maciço estrutural Serra dos Cavalos - PE.

Mapa da Rede de Drenagem da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

- Bacia do Rio Ipojuca
- Bacia do Rio Una

CONVENÇÃO

- Delimitação da Serra dos Cavalos
- Rede de drenagem
- Perfis de coleta

Sistema de Coordenadas Geográficas
DATUM: SIRGAS 2000
1:100.000

Fonte: Zoneamento Agroecológico de Pernambuco



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO



GEOTEC
Laboratório de Geomorfologia e Geoecologia da UFPE



Fonte: Modificado de ZAPE.

No que tange aos recursos hídricos superficiais, destacam-se três açudes localizados no Parque Vasconcelos Sobrinho que possuem uma capacidade de armazenamento de água da ordem de 1,947,000 m³. Os açudes são o Guilherme de Azevedo com capacidade de armazenar 118.528 786.000 m³, Serra dos Cavalos com 81.101 761.000 m³ e Jaime Nejaim com 63.073 400.000 m³.

Observa-se que esses reservatórios estão sobrepostos a uma estrutura geomorfológica com características próprias, as quais são pouco conhecidas, assim como toda a região, que tem passado por um longo período de ocupação humana – resultando em modificações na estrutura superficial, sem que se tenham parâmetros da capacidade de suporte ou estimativa do nível de sensibilidade da paisagem (CORRÊA, 2001), relevantes ao planejamento ambiental.

Conforme já mencionado anteriormente, o maciço estrutural Serra dos Cavalos está completamente inserido no contexto do Planalto da Borborema, que detém uma grande importância na constituição climática da área, propiciada por sua elevação na paisagem, que refletem também na rede de drenagem. O Planalto é o ponto de partida das principais redes de drenagem do Estado de Pernambuco e suas áreas de brejo são as principais responsáveis pelo abastecimento dos canais principais, tornando-os perenes em determinados trechos, a partir da sua contribuição.

A condição de brejo favorece e impulsiona a ocupação, sobretudo para fins de produção agrícola, o que infere a retirada da vegetação nativa para a inserção de cultivos. Isso compromete a qualidade e a quantidade das águas dos córregos e mananciais existentes nas proximidades.

3.7 Pedologia

A ciência do solo lança suas bases a partir de Dokuchaiev na União Soviética, em 1880, através do processo de ressignificação do conceito de solo. Neste momento foi reconhecido que o solo não compreendia apenas um amontoado de materiais não consolidados, em diferentes estados de alteração, mas sim o resultado de complexas interações que levavam em consideração diversos fatores genéticos, como clima, organismos e topografia.

O autor pretendia, inicialmente, explicar a formação dos solos e elaborar um sistema de classificação. Na área de estudo, observa-se o predomínio das seguintes classificações: Argissolos Vermelho-Amarelos, Argissolos Amarelos, Neossolos Litólicos, Neossolos Flúvicos, Neossolos Regolíticos, Vertissolos Hidromórficos, Latossolos Amarelos e Planossolos Hápticos (Figura 17).

Os Argissolos Vermelho-Amarelos ocupam a maior porcentagem da área de estudo e ocorrem nas superfícies que precedem o Planalto da Borborema, marcadas por uma variação significativa do relevo. Por este motivo, são desenvolvidos a partir de rochas cristalinas ou sob a influência destas. Apresentam um horizonte de acumulação de argila B textural (Bt), com cores vermelho-amareladas advindas da presença da mistura de hematita e goethita.

Presente em porções espalhadas ao longo do maciço, os Argissolos Amarelos são classificados como solos desenvolvidos e também são originados de rochas cristalinas ou sob sua influência. Possuem como característica principal a presença do horizonte Bt tipicamente de cor amarelada, caracterizado pelo baixo teor de ferro e predomínio de goethita. São solos profundos, que apresentam o horizonte A do tipo moderado e proeminente. No geral, possuem baixa fertilidade natural, são forte a moderadamente ácidos e relacionam-se com vegetação do tipo subcaducifólia.

Os Neossolos Litólicos ocorrem em toda a região semiárida, sobretudo em áreas sob afloramentos rochosos, sendo comum a presença de matacões e calhaus na porção superficial deste solo. Devido a estas condições, são solos muito pouco desenvolvidos, que apresentam o horizonte A que aparece bastante cascalhento, diretamente sob a rocha mãe ou um horizonte C de espessura pequena. Possuem

grande susceptibilidade à erosão, pois ocorrem em áreas acidentadas (serras e encostas íngremes), corroborando para o desenvolvimento da erosão laminar. São ainda considerados solos não hidromórficos, com poucas alternativas para seu uso.

Os solos do tipo Neossolos Flúvicos são formados a partir da sobreposição de sedimentos aluviais recentes, com baixo desenvolvimento pedogenético. Esta diversidade de materiais originários provoca grande diversidade na granulometria e na espessura do perfil de solo, que se apresenta em profundidade e com um horizonte superficial A diagnóstico, seguido por uma sequência de camadas. Possuem materiais de origem bastante diversificados, influenciando nas características físicas, químicas e morfológicas deste solo.

Presente em uma porcentagem bastante expressiva no maciço estrutural Serra dos Cavalos, os Neossolos Regolíticos se caracterizam pela sequência de horizontes A, C e R e textura variável de arenosa a média. Por também sofrerem com o baixo desenvolvimento pedogenético, os sedimentos contidos neste solo são, sobretudo, oriundos de minerais primários, que foram pouco modificados devido à sua resistência ao intemperismo, atrelada à influência do clima. São pouco desenvolvidos com baixa permeabilidade, não hidromórficos e detêm alta erodibilidade, principalmente nas áreas com declives mais acentuados.

Vertissolos Hidromórficos são caracterizados por conter profundidade baixa, e uma sequência de horizontes de A a C, com alta capacidade de armazenamento de água devido às propriedades das argilas expansivas. Por consequência desta textura argilosa, englobam perfis de solo pouco permeáveis, que em períodos chuvosos tornam-se encharcados por conta da permeabilidade lenta. Ostentam material mineral com horizonte vértico até 100 cm de profundidade, sem a presença do B textural e com alta saturação de bases.

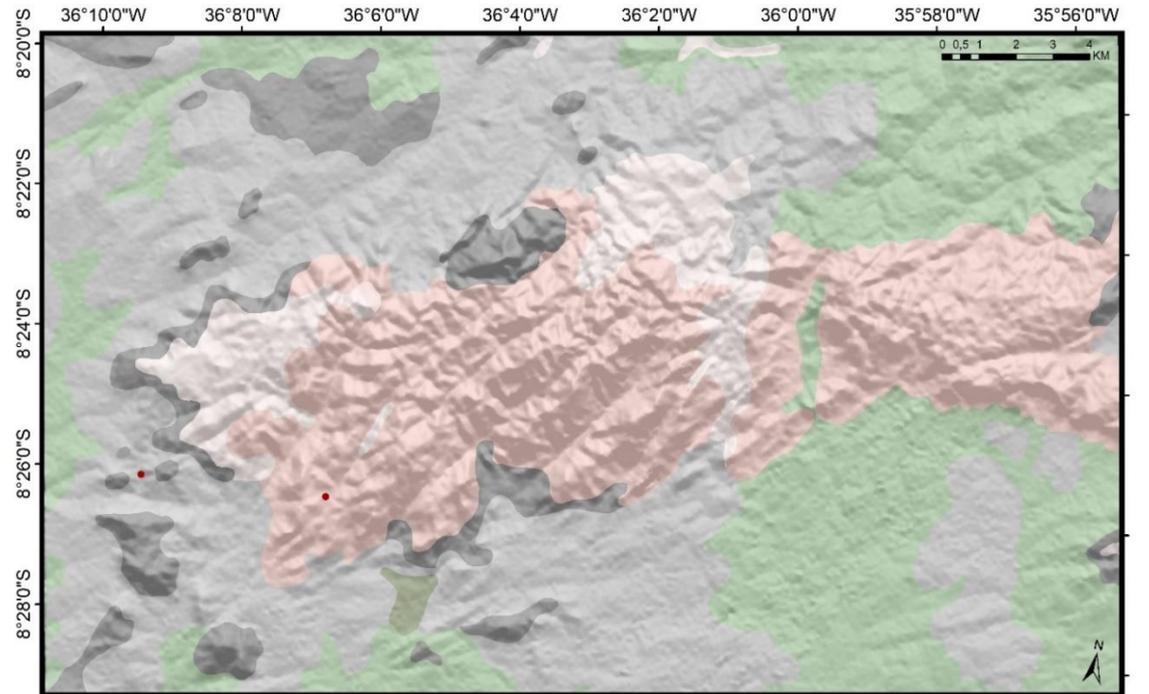
Na porção oriental da área de estudo pode-se perceber a presença de uma mancha de Latossolo Amarelo, caracterizado pela uniformidade da cor amarelada e do teor de argila em todo o perfil de solo. Apresentam boa permeabilidade e retenção de umidade, ocorrendo em relevos que variam de plano a suavemente ondulado, que favorecem a mecanização agrícola, trazendo problemas quanto à compactação deste solo. São bastante utilizados no cultivo da cana de açúcar e na criação de pastagens.

Os Planossolos Háplicos ocorrem geralmente em áreas mais baixas na paisagem, variando de planas a suavemente onduladas, facilitando o desenvolvimento de motomecanização agrícola.

São dotados de pouca profundidade e horizontes superficiais com cores claras e textura arenosa ou média, seguidos de um horizonte B do tipo plânico, com textura média, argilosa ou muito argilosa, adensado, com permeabilidade baixa e cores de redução, decorrentes da drenagem imperfeita ao longo do perfil, possibilitando a formação de lençol suspenso temporário. São bem abastecidos de bases e de saturação por bases, além da presença de uma grande quantidade de minerais primários facilmente intemperizáveis, conferindo-lhes elevado status nutricional.

Figura 17 - Mapa de solos da Serra dos Cavalos - PE.

Mapa de Solos da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

	Argissolos Amarelos		Neossolos Regolíticos
	Argissolos Vermelho-Amarelos		Planossolos Háplicos
	Neossolos Litólicos		Vertissolos Hidromórficos

CONVENÇÃO

	Delimitação da Serra dos Cavalos
	Perfis de coleta

Sistema de Coordenadas Geográficas
DATUM: SIRGAS 2000
1:100.000

Fonte: Zoneamento Agroecológico de Pernambuco



UNIVERSIDADE
FEDERAL
DE PERNAMBUCO



GEOTEC
Laboratório de Geomorfologia e Geotecnologias da UFPE



Fonte: Modificado de ZAPE.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Escalas de tempo e processos geomorfológicos

4.1.1 Teorias Geomorfológicas e a noção de ciclo

Segundo Joly (1977), “a geomorfologia é o ramo da geografia física, que se ocupa com o estudo das formas do relevo terrestre, de sua gênese, de sua evolução no tempo e de suas relações dentro do espaço”. Essa assertiva especifica a necessidade de uma análise holística do objeto de estudo, pois utiliza o conceito de tempo atrelado à noção de movimento, no qual a evolução da paisagem se processa em escalas que variam conforme o que se deseja analisar. É nesta perspectiva que se insere a noção de geossistema, caracterizada pela preocupação em compreender todo o sistema em foco e os *inputs* que o modificam ao longo de sua evolução.

As teorias geomorfológicas não possuem uma linearidade no que diz respeito à produção dos conhecimentos. Os problemas e as preocupações evidenciados em cada uma delas são distintos, relacionando-se intimamente com as perspectivas filosóficas vigentes na época de sua elaboração. Além disso, as variáveis analisadas em cada teoria podem possuir significados diferentes, estando relacionados ao mesmo fato, ocorrendo uma substituição de conceitos e não uma soma (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A ideia do tempo na análise geomorfológica foi inserida a partir da proposta do ciclo geográfico, idealizada pelo geólogo William Morris Davis, o principal representante da escola geomorfológica anglo-americana, em 1899. Pode-se destacar a atuação do tempo de modo cíclico, ao longo de períodos imutáveis, assumindo um papel de destaque associado à estrutura.

Entre outras características, o modelo de Davis é representado por uma superfície aplainada, que sofre um soerguimento abrupto de origem tectônica ou eustática no estágio denominado de juventude, que representa um desequilíbrio inicial; passa por um período de erosão intensa, no qual a drenagem se organiza e as rupturas de declive começam a ser suavizadas, originando perfis regularizados, representando a maturidade; e a senilidade é caracterizada pela estabilidade, ou seja,

o estágio no qual as perturbações são cessadas. Este modelo recebeu duras críticas por desconsiderar os efeitos da climatologia e de outras variáveis, como a biogeografia, no processo de erosão do relevo.

No decorrer do século XIX, o termo “evolução” foi tornando-se sinônimo de qualquer “mudança” e, como consequência, da “história” em geral. Esta identificação, como mostrou Chorley (1965), repercutiu na geomorfologia, pois o conceito de ciclo foi identificado com todos os tipos de alterações nas formas de relevo e com sua história, em geral. A noção de “tempo” passou a ser entendida não como uma “escala dentro da qual os eventos ocorriam, mas como o próprio processo de desenvolvimento” (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A compreensão do tempo de maneira cíclica ganhou certo apreço principalmente após a “verticalização dos estudos sobre mudanças ambientais ao longo do Quaternário, principalmente” (AMORIM, 2015). Um compartimento geomorfológico individualizado dentro da estrutura da paisagem possui uma história evolutiva, marcada por características espaço-temporais de diversas intensidades.

A partir de métodos de datação é possível conhecer como se deu a evolução deste compartimento, reconhecendo a cronologia dos eventos geomorfológicos. A utilização de técnicas como a aplicação de geocronologia por meio dos métodos radiométricos de datação absoluta tornaram estas análises mais precisas e capazes de atuar em diversas escalas (AMORIM, 2015).

Formados a partir do pensamento disseminado pela escola germânica de geomorfologia, Walther Penck (1924) e Lester King (1956) observaram diversas falhas no ciclo elaborado por Davis. Os processos neste novo modelo são enfatizados em detrimento do tempo, dando origem a análises estruturadas na valorização das ações processuais e seus reflexos nos modelados da paisagem (CASSETI, 2005). Variáveis negligenciadas no modelado de Davis conseguem uma maior visibilidade através da perspectiva desses autores.

O ciclo geográfico de Davis serviu como embasamento teórico para a estruturação de diversas pesquisas acerca da evolução do modelado. De fato, o relevo sofre a influência de diversos ciclos que imprimem mudanças das mais variadas dimensões, a exemplo disso tem-se os descritos por Adams *et al.* (1999) e Thomas

(1994): Ciclos tectônicos, Ciclos orbitais de Mylankovitch, Eventos Dansgaard Oeschger, Ciclo do ENOS e o ciclo anual. O grande problema da proposta de ciclo elaborada por Davis se insere na perspectiva estática de atuação dos ciclos, desprezando a influência de eventos catastróficos e de outras variáveis que possam influenciar no desenvolvimento do modelado.

Em concordância com Penteado (1983), a proposta de ciclo enaltecida por Davis supõe um retorno do sistema às suas condições primitivas na paisagem, o que não ocorre. É possível que se alcance fases parecidas com outras que já passaram, porém, nunca serão exatamente iguais.

Isto posto, King (1956) reitera que a compreensão da geomorfologia brasileira pode ser compreendida a partir do desenvolvimento ordenado por ciclos de erosão subsequente. Através de observações realizadas ao longo de trabalhos de campo, o mesmo autor afirma ainda que a evolução da paisagem brasileira foi pautada na regressão das escarpas e no processo de pedimentação. King (op. cit.) constatou ainda que essa regressão se dá a partir do litoral, adentrando para o interior do continente, dando um aspecto escalonado às escarpas.

As porções mais baixas aparentam nenhuma movimentação, só sendo soerguidas quando um novo ciclo de movimentação continental é iniciado. Neste instante é delimitado o final de um ciclo e, conseqüentemente, o início de outro, onde será gerada uma nova pediplanície.

4.1.2 Escalas de tempo

Para Schumm e Lichty (1965), nas diferentes abordagens geomorfológicas a escala de tempo é dividida em geológico (10^5 anos), moderno (10^2 anos) e recente. Schumm (1985) classifica os fenômenos geomorfológicos segundo a escala temporal (Mega, Meso, Micro e Não-eventos). A delimitação desta escala de tempo é um fator preponderante para compreender de que maneira a paisagem evolui, bem como quais são os principais agentes modificadores do sistema em questão. Conforme Kohler (2001), “quanto menor a escala espacial de observação de um fenômeno geomorfológico contínuo (não catastrófico), mais lenta é a sua transformação (dinâmica) e a recíproca é verdadeira”.

Se faz mister destacar a relação existente entre a escala de análise temporal e a delimitação espacial do fenômeno. Quando se fala em eventos de ordem tectônica, como por exemplo, a deriva continental (pequena escala), é observada uma evolução lenta ao longo dos anos, sendo medida em milímetros/ano. Essa evolução sofre uma maior influência de processos endógenos (estrutura geológica), sendo observada uma maior regressão na escala temporal (Cretáceo).

No entanto, a evolução de uma voçoroca (grande escala), está associada a um tempo mais curto, sendo medida em metros/ano. Neste segundo cenário pode-se constatar uma maior influência dos processos exógenos, como o clima, acontecendo em uma escala de tempo atual que remete ao Holoceno (KOHLENER, 2001). Segundo Thomas (2004), “o conceito de rápidas mudanças ambientais só tem sentido quando a escala de tempo é conhecida ou entendida”.

É importante salientar que, no momento em que observamos determinada paisagem, o que está em evidencia são as unidades espaciais que evoluíram em diferentes escalas de tempo, porém, que continuam a evoluir em conjunto, formando um palimpsesto (BRIELREY; FRYRS, 2005).

A partir disso, Melo (2019) afirma que é primordial visualizar o encadeamento das diferentes escalas de tempo e a sua sobreposição eventual sobre a magnitude das respostas geomorfológicas, tornando-se fundamental perceber como o tempo cíclico se materializa nas mudanças ambientais de maneira sistêmica, para tornar possível a compreensão de como se dá a sua imbricação com os eventos de ordens cronológicas distintas, até mesmo os não cíclicos e aleatórios.

Para Gutierrez (2005), a partir da perspectiva geomorfológica, as escalas de curto prazo apresentam mudanças ambientais relacionadas à atuação conjunta e/ou isolada de três dinâmicas principais:

- a) geológica – associada a atividades de neotectônica, sobretudo em áreas de margem ativa, onde a compensação isostática e o deslocamento relativo entre as placas da litosfera produzem modificações de alívio significativas;
- b) climática – que interferem atuando em diversas escalas, desde intervalos de dezenas de anos até a escala de tempo geológico;

c) e antrópica – propagada por seres humanos que são considerados agentes geomorfológicos devido à sua capacidade de modificar a superfície terrestre, tendo, portanto, sua parcela nas mudanças ambientais, principalmente durante o último milênio.

Ainda de acordo com o autor, faz-se necessário compreender que essas dinâmicas não se comportam necessariamente como cíclicas, ou atuam de maneira isolada, da mesma forma que é preciso entender que o tempo se comporta como uma variável passiva dentro do sistema, pois não adiciona e nem remove matéria ou energia ao longo do processo geomorfológico.

Outro aspecto a ser considerado diz respeito ao tempo de resiliência da paisagem, que se refere ao tempo de adaptação às novas condições climáticas impostas, tendo em vista a afirmativa de que muitas formas de relevo se encontram em equilíbrio dinâmico (Hack, 1975). Neste sentido, a persistência ou modificação da forma de relevo diante de uma mudança climática está diretamente ligada ao seu contexto morfoclimático.

Levando em consideração essa organização escalar, há fenômenos que exprimem influência em determinadas escalas, porém, apresentam pouca ou nenhuma expressão em escalas de tempo e espaço maiores. Isto posto, faz-se necessário compreender que num mesmo sistema estão ocorrendo influências de fenômenos em diversas escalas temporais que, por sua vez, intervêm em espaços de diferentes dimensões.

Conforme Perez Filho & Quaresma (2011), as manifestações temporais se processam ao longo de, pelo menos, quatro escalas, podendo elas coexistirem no tempo:

- a primeira diz respeito ao tempo futuro, que se preocupa em desenvolver modelos, previsões científicas de eventos, fenômenos, processos e formas que poderão ocorrer;
- a segunda escala temporal corresponde ao tempo da natureza, no qual os elementos naturais estão inter-relacionados, sendo que os processos e formas se atuam numa escala de tempo que lhe é própria – como exemplo os autores mencionam o Ciclo Geográfico proposto por Davis;

- a terceira escala se trata do tempo histórico do homem, iniciando a partir da presença humana, considerando o surgimento das grandes civilizações como marco temporal, quando, por meio das técnicas, o homem adquire a capacidade de alterar de forma significativa elementos e fenômenos naturais e físicos, a fim de reduzir seus obstáculos e controlá-los. Esta escala surge num período avançado da escala de tempo da natureza, constituindo um período de tempo mínimo em relação à extensão desta;
- a quarta escala se refere ao tempo presente, que se caracteriza pelo fato de o sistema antrópico ter atingido, nas últimas décadas (mais especificamente o período posterior à Segunda Guerra Mundial), um elevado grau de desenvolvimento tecnológico. Este desenvolvimento propiciou maiores condições de interferir e modificar os processos físico/naturais com grande intensidade.

Levando em consideração a atuação mais incisiva dos sistemas antrópicos a partir das dinâmicas de uso da terra, a escala de tempo presente enaltece a inevitabilidade cada vez mais atual de entender os elementos, atributos, inter-relações e funcionamentos dos sistemas físico/naturais, para que o viés economicista e de mercado não seja o principal fator guia na ocupação das terras. Deve-se levar em consideração o conhecimento adquirido a partir da ótica geossistêmica, com o propósito de alcançar o equilíbrio na relação homem/natureza.

Apesar desta grande influência dos sistemas antrópicos nos sistemas naturais, é importante salientar que estes são complexos e estão longe de serem plenamente conhecidos e controlados (PEREZ FILHO & QUARESMA, 2011). Sendo assim, pode-se afirmar que “o sistema antrópico é, portanto, capaz de influenciar parte dos sistemas físico/naturais, impondo-lhes ritmos diferentes e acelerando processos com consequente alteração de suas escalas de tempo de ocorrência” (QUARESMA e PEREZ FILHO, 2006).

Os autores ainda destacam, na referência ora citada, o exemplo de uma mudança em um sistema natural, que foi impulsionada por ações de ordem antrópica, no baixo curso da Bacia hidrográfica do Rio São José dos Dourados, afluente do Rio Paraná, localizado no Noroeste do estado de São Paulo, Planalto Ocidental Paulista. A vegetação primitiva desta área se constituía por Floresta Latifoliada Tropical, com

solos férteis, de estrutura média a argilosa e, em menor escala, presença de vegetação de Cerrado e Cerradão.

A pressão exercida pelo sistema antrópico por meio do uso e ocupação das terras, sobretudo a partir da cafeicultura e da pecuária extensiva, modificou o sistema físico/natural pré-existente em uma organização espacial marcada pela paisagem agropecuária. Os resultados desta ocupação foram analisados a partir da utilização de imagens orbitais e trabalhos de campo. Constatou-se a presença de processos erosivos, um aumento no número e no comprimento de canais fluviais de primeira ordem, além da formação de sulcos, ravinas e voçorocas, recuo de cabeceiras, abatimentos e capturas fluviais.

Os processos verificados comprovam o rompimento do estado de equilíbrio da bacia hidrográfica e do geossistema, tornando-se necessária a identificação dos agentes responsáveis por tal rompimento e pela aceleração temporo-espacial de tais processos (PEREZ FILHO & QUARESMA, 2011) op. cit.

Amorim (2015) reitera o fator tempo como uma variável que possui suas particularidades, dependendo, portanto, da escala que se deseja adotar, enaltecendo-a, de modo a compreender quais eventos influenciaram na transformação da paisagem analisada. O autor compreende o tempo a partir da bipartição entre processos de curto prazo – mudanças derivadas de intervenções antrópicas que interferem nas taxas de denudação e deposição – e processos de longo prazo – oscilações climáticas em nível global. É importante salientar a necessidade de adequar estas escalas temporais ao fenômeno analisado, levando em consideração as especificidades do sistema.

O autor ainda insere em sua análise a atuação de eventos extremos, de alta magnitude e baixa recorrência, que promovem desequilíbrios no sistema, oriundos da atuação de fenômenos em diferentes escalas. Nesta perspectiva, as dinâmicas geomorfológicas que se processam ao longo de grandes intervalos de tempo originam espaços de acomodação que podem ser preenchidos por sedimentos remobilizados a partir de eventos de alta magnitude e baixa recorrência, geralmente de caráter catastrófico (AMORIM, 2015).

4.2 Ambientes de deposição Quaternária

4.2.1 O período Quaternário

O tempo geológico representa o tempo de evolução do planeta Terra, desde suas origens, até o presente, subdividindo-se em intervalos de tempo desiguais, que têm como finalidade determinar acontecimentos importantes ao longo de sua linha evolutiva. A principal finalidade desta delimitação escalar consiste em datar os eventos que aconteceram ao longo dos milhões de anos que se sucederam desde a formação da Terra, a fim de tentar reconstruir sua história, além de conhecer melhor os seus aspectos físicos e suas formas de vida.

Diversos foram os motivos para a busca de um melhor reconhecimento do mundo de modo mais completo, principalmente a alta demanda por matérias-primas e recursos energéticos. Essa necessidade tornou urgente a compreensão mais apurada a respeito da distribuição e da origem dos bens minerais, visando sua exploração cada vez mais acentuada. Neste período também as tecnologias avançaram ainda mais, contribuindo para uma melhor precisão dessas buscas.

O naturalista dinamarquês Nicolau Steno construiu as bases da geologia a partir das suas descobertas. Da sua publicação "*Pródromo de uma dissertação sobre o sólido naturalmente contido no sólido*", divulgada em 1669, nasceram os três princípios base dessa ciência, servindo para organizar as sequências sedimentares na natureza.

O mais importante destes princípios compreende a lei de superposição de camadas, que estabelece que os sedimentos se depositam em camadas, com as mais antigas na base e as mais novas sucessivamente. Por meio dessa assertiva tornou-se possível organizar sistematicamente a ordem de formação dos estratos, que consiste na base para toda interpretação histórica das rochas estratificadas (TEIXEIRA et al., 2009). Essa constatação ainda lançou os alicerces da atual classificação litoestratigráfica.

Entre os anos 1750 e 1760, os cientistas Giovanni Arduino, nos Alpes italianos, e J.G. Lehmann, na Alemanha, utilizaram-se dos termos primário para as rochas mais antigas (rochas cristalinas com minerais metálicos), secundário para rochas mais

recentes (rochas estratificadas com fósseis associados) e terciário (rochas estratificadas, mas menos consolidadas, com a presença de fósseis marinhos, intercalados com material vulcânico) para caracterizar tipos de rochas distintos. Esses termos acabaram sendo substituídos por palavras mais elaboradas, como: paleozóico, mesozóico e cenozóico, respectivamente, e passaram a ser utilizados para designar as eras geológicas.

Em 1829, analisando a bacia sedimentar de Paris, o francês J. Desnoyers utilizou o termo quaternário para identificar depósitos sedimentares aluviais e marinhos, superpostos a sedimentos terciários. Somente em 1833 H. Rebolou oficializou o termo Quaternário, referindo-se aos depósitos sedimentares com associações de restos de animais e vegetais de espécies viventes atualmente (SUGUIO, 2010), permanecendo até os estudos mais recentes como subdivisão da Era Cenozóica.

No ano de 1839, Lyell utilizou-se da palavra Pleistoceno, valendo-se de critério paleontológico, para intitular os depósitos pós-pleistocênicos, os quais os estratos possuem mais de 70% de fósseis de moluscos de espécies viventes. Este autor ainda designou o intervalo de tempo caracterizado por depósitos que possuem somente espécies viventes como Holoceno. (SUGUIO, 2010)

O período Quaternário iniciou há aproximadamente dois milhões de anos, conforme ressalta a União Internacional para o Estudo do Quaternário (INQUA), definidos a partir dos estudos de datação com potássio-argônio e paleomagnetismo. Subdivide-se em dois períodos, o Pleistoceno, que possui cerca de 2,5 M.a. e o Holoceno, compreendendo os últimos 10 mil anos. Conforme Melo (2014),

A bipartição deste período se baseia nos critérios de depósitos contendo espécies viventes, ou estrato de fósseis de moluscos com mais de 70% correspondendo à espécie viventes, visto que, quando este período se iniciou os continentes já tinham posição, formas, e floras modernas.

É ainda nesse período que, segundo Moura (1998), o homem surge e se caracteriza como um agente modificador da paisagem. Salgado-Laboriau (1994) define os últimos 15 mil anos (final do Pleistoceno e o Holoceno inteiro) como o íterim

que detém o maior número de informações paleoecológicas na história evolutiva da Terra, sendo extremamente importantes devido a inclusão da história da civilização humana. A espécie humana, portanto, entra neste cenário trazendo consigo suas grandes intervenções no ambiente natural, influenciando nos ecossistemas e sendo capaz de proporcionar grandes desequilíbrios.

O Quaternário é dotado ainda de grandes modificações climáticas, divididas em intervalos glaciais, com temperaturas muito baixas, e interglaciais, que possuem temperaturas mais quentes, conforme o período atual. Essas oscilações “modificam as taxas de intemperismo e pedogênese, os regimes fluviais, o nível dos oceanos e a distribuição espacial dos seres vivos” (SILVA, 2007).

Além disso, estas oscilações climáticas imprimem modificações diferenciadas na paisagem, originando superfícies distintas. A atuação de eventos climáticos de alta magnitude e baixa recorrência influenciam também na construção das formas de relevo. Originadas a partir dessas mudanças de temperatura, as alterações no nível do mar são dotadas de grande significado, tendo em vista a modificação nos níveis de base local.

Os autores Blum & Törnqvist (2000), a partir da realização de pesquisas, constataram uma periodicidade relacionada aos ciclos glaciais e interglaciais que se distribuíram ao entre o Pleistoceno médio e o superior. Foram observados ciclos de alta amplitude (100.000 anos), associados à intervalos menores (cerca de 40.000 anos), que dominaram prioritariamente desde então.

Recentemente, com a realização de novos estudos em testemunhos de gelo e sedimentos de fundo oceânico por estes mesmos autores, foram mostrados importantes flutuações climáticas em escalas de 1000 a 10.000 anos, que aparecem no tempo geológico superpostas aos ciclos de glaciações e interglaciações de 100.000 anos, dando origem a um complexo cenário do Último Máximo Glacial e da transição ocorrida entre o Pleistoceno/Holoceno (MELO, 2014).

4.2.2 Ambientes deposicionais

As intensas variações climáticas (períodos glaciais e interglaciais intercalados) ocorridas ao longo do período Quaternário, além de eventos de alta magnitude, que envolvem grande quantidade de energia em um curto espaço de tempo, atuam como *inputs* expressivos de energia dentro do sistema ambiental, modelando o relevo a partir de processos erosivos.

Além dessa influência climática na remodelação do relevo, é importante mensurar a ocorrência de eventos de ordem tectônica, que compreendem também uma parte importante na evolução dessas paisagens. Esse controle estrutural fornece um importante controle da movimentação da superfície, através de seus processos internos.

Os sedimentos são transportados ao longo do sistema e são depositados nas partes mais rebaixadas. Considerando esta conjectura, os estudos acerca dos depósitos quaternários são dotados de informações essenciais para a reconstrução da dinâmica ambiental pretérita, por conter dados acerca do transporte sofrido pelos sedimentos, sendo ainda possível detectar quais foram os eventos responsáveis a partir dos métodos de datação.

É relevante mencionar que a presença destes depósitos não se restringe às bacias sedimentares, havendo a possibilidade de encontra-los distribuídos sob diversas formas de relevo, não sendo raro observar relações de gênese entre as formas e os depósitos.

Conforme Suguio (1999), os depósitos quaternários possuem uma relação própria com a topografia atual, tornando necessária a diferenciação entre as superfícies originadas da deposição dos sedimentos quaternários e as produzidas através da erosão de rochas mais antigas. Nesse contexto, para obter-se uma reconstrução evolutiva mais completa torna-se essencial aglutinar dados a respeito dos sedimentos encontrados e das suas formas resultantes.

Neste aspecto, os depósitos correlativos assumem importância ímpar na revelação da história paisagística, pois surgem como um modelo de processo-resposta. Os processos estão associados ao tipo e quantidade de energia empregada

no sistema, enquanto que as respostas são construídas levando em consideração a intensidade da energia, sendo ela reconhecida pela geometria que os sedimentos possuem, o que influencia diretamente na forma da superfície deposicional. Corrêa (2001) divide essa influência em duas categorias: elementos físicos (viscosidade e velocidade da corrente; fatores químicos como ph e salinidade) e os elementos biológicos.

Mabesoone (1983) apud Corrêa (2001) enaltece a abordagem do modelo processo-resposta e expõe que os processos seriam definidos pelo tipo de energia que opera dentro do sistema, que seria regulado pelas características fisiográficas da área. Neste sentido, os sedimentos apresentariam as características inerentes aos elementos que possibilitaram a sua formação. Todavia, para o autor, a produção de sedimentos e a energia disponível seriam dependentes da geometria do ambiente, influenciando na forma da superfície deposicional resultante.

Esses sedimentos que foram depositados ao longo do período recente e os seus modelados de acumulação resultantes são importantes registros de processos geomórficos pretéritos, que acabaram por exercer grande controle sobre a evolução da paisagem, sobretudo nos contextos relacionados à geotectônica plataformar da zona tropical, podendo ser tanto sob a forma de notáveis relevos deposicionais, quanto de uma sequência de estratos inumados que revele a história evolutiva da paisagem (SILVA, 2013).

Assim sendo, a análise das formas e dos materiais datados do Quaternário possui importância fundamental para o entendimento da dinâmica da paisagem. Essa análise acerca das formas e dos materiais são dotadas de informações básicas essenciais na elaboração de cartas geotécnicas, usadas essencialmente na produção de mapas de uso da terra, tanto na gestão de áreas urbanas, quanto rurais (MELLO *et al.*, 2005).

A interpretação dessas formas e materiais do Quaternário constitui uma difícil tarefa, tendo em vista a coexistência entre eles e formas, e materiais mais antigos. Conforme Mello *et al.* op. cit. “a interpretação da paisagem implica, pois, na classificação cronológica de seus constituintes e na identificação das consequências da interação de feições e materiais herdados com processos vigentes atualmente.”

A compreensão acerca dos processos e produtos morfogenéticos quaternários continentais exige não apenas a análise dos agentes responsáveis pela esculturação atual das terras emersas, mas também do papel exercido na evolução das paisagens pelos processos que atuaram durante as grandes oscilações climáticas plioquaternárias. (MELLO *et al.*, 2005).

Levando em consideração o maciço estrutural Serra dos Cavalos, brejo de altitude estudado neste trabalho, será utilizado como base o trabalho de Mabesoone (1983), que subdivide os sedimentos recentes da área de estudo em fácies eluvial e fácies coluvial.

4.2.3 Fácies Eluvial

Entende-se por elúvio todo o material originado a partir da decomposição da rocha mãe através do intemperismo químico, que permanecem nas proximidades de onde foram retirados. Eles possuem uma ocorrência restrita na paisagem, pois dependendo da sua posição topográfica podem sofrer um maior ou menor grau de exposição aos processos erosivos. Outro fator limitante para o seu desenvolvimento diz respeito à ocorrência de transporte intermitente de material, sobretudo por meio de movimentos de massa.

As variáveis tempo e intemperismo compreendem as principais influenciadoras das formas dos depósitos. Levando-as em consideração, é possível afirmar que tais depósitos podem variar de muito finos a grossos e exibir materiais de fases tanto estáveis, quanto instáveis, sendo resultado do tipo de alteração e do intervalo de tempo submetido. Em campo, os materiais eluviais são definidos a partir das relações geométricas que apresentam, ocorrendo usualmente sobre a rocha-mãe, como coberturas delgadas. Se são remobilizados ao longo da encosta, passam lateralmente a colúvio, o que ocorrerá a partir do ângulo da encosta (CORRÊA, 2001).

Conforme Bigarella *et al.* (1994), elúvio ou saprólito são todos os tipos de materiais que sofreram a ação intempérica e permaneceram *in situ*. Em algumas áreas, o elúvio constitui a principal estrutura superficial da paisagem recobrando os topos planos de cristas e interflúvios (MELO, 2014). Dessa forma, a espessura do

material eluvial diminui conforme se tem o aumento do ângulo da encosta. Bigarella op. cit. apud Corrêa (2001), ainda desenvolveu uma sequência de zonas de intemperismo, sendo divididas em seis, do topo para base:

- 1- Solo superficial, subdividido em horizontes pedológicos;
- 2- Regolito sem estrutura ou colúvio;
- 3- Saprólito (elúvio “*stricto senso*”), ainda preservando a estrutura original da rocha fresca;
- 4- Regolito estruturado com blocos residuais arredondados;
- 5- Regolito estruturado com blocos angulares e empacotamento fechado;
- 6- Rocha sem alteração.

Ainda conforme aponta Corrêa (2001), o termo “frente de intemperismo” foi criado por Mabbut (1961) e diz respeito ao contato entre a rocha fresca e o material eluvial. O perfil de intemperismo não possui um padrão exato, podendo ocorrer de diversas formas, sendo possível encontrar blocos relativamente pouco alterados ao longo de determinados perfis, enquanto que em outros, que estejam sofrendo a influência de outros parâmetros ambientais, podem apresentar uma descontinuidade brusca entre o material intemperizado e a rocha fresca.

Conforme Corrêa op. cit., ao longo do perfil de intemperismo, entre a rocha mãe e o solo superficial, encontra-se um material que não é uniforme, subdividido em várias zonas que não são horizontes pedológicos. Analisando o perfil da base para o topo, é possível afirmar que o material transita de uma faixa menos alterado, na zona de contato entre a rocha mãe e os primeiros materiais eluviais, para uma faixa de material mais alterado, localizado na superfície do terreno.

4.2.4 Fácies Coluvial

Neste estudo serão utilizadas as definições de depósitos coluviais atribuídas por Corrêa (2001) e Silva (2013), baseadas em diversos trabalhos, que relacionam seu significado a qualquer depósito que sofreu transporte gravitacional, acumulando-se na encosta, a despeito do conteúdo original de água desses materiais. São ainda considerados por estes autores todos os depósitos, tendo sido formados a partir de fluxos intermitentes ou por puros movimentos de massa gravitacionais. Levando em

consideração essas afirmativas, o colúvio está associado à atuação de eventos desestabilizadores na paisagem.

Conforme Mabesoone (1982) *apud* Corrêa (2001), os depósitos colúviais são, em muitos casos, similares à fácies eluvial, sendo normalmente demarcados na base pelo embasamento rochoso, com má seleção de materiais, além de serem derivados de áreas fonte muito próximas. Levando em consideração que os sedimentos colúviais originam-se dos elúviais, constata-se que ambos compartilham das mesmas características. A diferença mais evidente consiste na morfologia dos sedimentos que são menos angulosos nos depósitos de colúvio, devido ao transporte sofrido por essas frações sedimentares.

Em termos mais gerais, Bigarella (2009) reconhece como colúvio qualquer material que sofreu deslocamento ao longo da vertente, sendo o resultado da movimentação do elúvio. Esta definição é aplicada aos depósitos que foram transportados principalmente pela força da gravidade, sendo encontrados no sopé ou na escarpa de uma vertente, apresentando-se de modo desorganizado, soltos e incoerentes. Valendo-se dessa informação, os colúvios são materiais formados a montante, transportados pela ação da gravidade e depositados nas porções mais rebaixadas da encosta.

Thomas (1994) associa ainda os depósitos colúviais à períodos de grandes mudanças climáticas regionais, que agem de acordo com as oscilações no regime pluvial, modificando o trabalho geomórfico relacionado à produção de sedimentos, bem como a cobertura vegetal encontrada na área de estudo.

O autor salienta ainda que esse tipo de depósito pode ocorrer a partir de *inputs* energéticos associados a ocorrência de eventos menores, classificados como de alta magnitude que tenham a capacidade de ultrapassar os patamares formativos do sistema de encostas. Tendo em vista a quantidade de informações que esses depósitos carregam, os colúvios têm sido usados como importantes fontes de dados para a reconstrução geomórfica das paisagens (MELO, 2014).

Os estudos elaborados por Knox (1972) sugerem que as mudanças climáticas têm a possibilidade de ocorrer de modo repentino. O aumento abrupto e permanente dos níveis de precipitação irá influenciar diretamente na ação erosiva que ocorre nas

altas encostas, aumentando a quantidade de sedimentos erodidos. Esse aumento também irá possibilitar, a longo prazo, um aumento da cobertura vegetal da área, que vai proporcionar uma resposta para as novas condições climáticas, diminuindo o impacto da erosão pluvial no solo e a conseqüente retirada de sedimentos. Na escala temporal dessa evolução será retratado um curto período de aumento da produção sedimentar, acompanhado por um declínio.

É importante salientar que, apesar de estes depósitos de encosta estarem relacionados à até metade da cobertura superficial da paisagem em determinadas áreas tropicais, eles apresentam-se de modo descontínuo e com pouca espessura. Isso se dá devido ao fato de os eventos desencadeadores desses processos ocorrerem em um período curto e por ser o resultado de uma relação intensa entre erosão e sedimentação (que se associam com os agentes do clima, precipitação e temperatura), o que sugere intensa movimentação dos sedimentos através de ciclos erosivos de diversas intensidades. Desse modo, está sempre sendo produzido material nas áreas a montante, ocorrendo o deslocamento para as partes mais baixas da encosta e sua posterior acomodação (RIBEIRO et al, 2012).

Corrêa (2001) observa ainda a presença de *stonelines* entre os horizontes estratificados, que consiste em lentes de materiais de outras origens, caracterizadas por fragmentos de rocha mais grossos, quando os colúvios normalmente possuem composição heterogênea e pobre seleção textural. Tendo em vista a quantidade de informações que carregam, os depósitos colúviais são extremamente importantes nos estudos de reconstrução paleoambiental, tendo sido cada vez mais utilizados para compreender a história geomórfica das paisagens.

Pode ser reconhecida a evidência dos eventos pretéritos a partir da observação da presença de horizontes incipientes desenvolvidos nas paisagens, estratificação ocasional do depósito ou sobrevivência de estruturas sedimentares, separação dos depósitos por lentes de materiais de outras origens (*stonelines*) e incorporação de materiais datáveis.

Ainda segundo o mesmo autor, os modelos mencionados anteriormente atribuem que as sequências colúvionares são modificadas a partir de processos derivados de transições de períodos mais úmidos para outros mais secos. Com a diminuição da precipitação, a cobertura vegetal é também reduzida, originando mais

áreas de solo exposto que sofrem a influência mais acentuada da ação da chuva. A erosão em lençol remove de maneira gradual as frações de sedimentos mais finos, tendo, ao final do período seco, os pavimentos rochosos localizados ao longo da média e da baixa encosta. Sobre as encostas, a concentração de sedimentos grossos ocorre normalmente ao longo de linhas de drenagem, que podem ser de cursos d'água permanentes ou temporários.

Outra questão a ser mensurada é que a concentração da deposição desses sedimentos grossos pode originar formações do tipo cascalheiras, sendo resultado de complexas sequências cumulativas de processos que foram atuantes durante uma escala temporal ampla, sendo maior que 10.000 ou 100.000 anos. Isso pode caracterizar mudanças ambientais recorrentes ao longo desse período. Ele afirma ainda, baseado em Selby (1993), que a grande maioria das encostas possui uma longa história de desenvolvimento, sendo imprescindível na busca de informações sobre as taxas de mudanças, frequências de eventos geomórficos passados e paleoambientes.

Silva (2013) ressalta que, ainda que a litologia dos depósitos é capaz de fornecer a chave para a análise paleoambiental de determinadas áreas, é recomendável atenção aos parâmetros mineralógicos como a fração argila autógena, no caso dos clastos terrígenos, como um possível indicador ambiental, pois os argilominerais podem fornecer informações importantes sobre os ambientes deposicionais, particularmente quando estes são sobrepostos a outros dados substanciais como a área fonte do material de origem, clima, cobertura vegetal e tempo de exposição ao intemperismo.

Tendo em vista as diversas visões concebidas pelos autores citados anteriormente, é possível compreender os depósitos de encosta como porções na paisagem detentoras de uma gama enorme de história acerca da evolução das mesmas. São, portanto, materiais essenciais para a análise geomorfológica, pois as informações trazidas (material transportado, geometria e forma adquirida a partir da acomodação) sugerem as transformações e/ou perturbações pelas quais a paisagem passou. Os eventos também são detectáveis, sendo possível compreender as alterações que desencadearam a partir de mudanças nos fluxos de energia e matéria no sistema em questão.

4.2.5 Processo de formação dos depósitos coluviais

A formação desse tipo de depósito está intrinsecamente ligada à ação dos fluxos de gravidade ou movimentos de massa, um dos processos geomórficos mais importantes atuante na modelagem da superfície da Terra. Esses fluxos resumem-se em eventos nos quais os materiais são deslocados ao longo da encosta. Para a sua ativação faz-se necessário a influência de diversas variáveis, consideradas agentes independentes, como a água, o gelo ou o ar. O entendimento acerca das informações ligadas aos depósitos de colúvio está, por conseguinte, associada à análise sistêmica por meio da compreensão a partir do modelo processo-resposta.

É importante salientar que para realizar uma abordagem integrativa acerca da ocorrência desses eventos, é necessário levar em consideração não só os eventos que moldam a superfície terrestre atualmente, mas também os eventos que ocorreram no passado, ao longo das grandes oscilações climáticas quaternárias. Sendo assim, é contundente afirmar que a formação de depósitos coluviais está intimamente relacionada com a atuação de eventos climáticos de baixa ocorrência e alta magnitude ocorridos, principalmente, ao longo do Quaternário superior.

Suguio (2003) caracteriza esses movimentos de massa como sendo qualquer mecanismo de transporte de sedimento paralelamente ao substrato, com maior ou menor participação da força gravitacional. O mesmo autor afirma que a apresentação desses movimentos advém de diversas formas, tanto em relação aos tamanhos e naturezas dos materiais, bem como em relação às escalas temporais e espaciais em que os fenômenos se processam.

Segundo ele, a classificação desses movimentos se dá a partir das quedas e deslizamentos que envolvam fragmentos rochosos de diversos tamanhos provenientes das encostas por gravidade; fluxo de detritos, como um fluxo rápido de massa de detritos de natureza plástica deslizando encosta abaixo; e a corrida de lama, que apresenta uma variedade de detritos composta primordialmente por partículas finas (silte e argila) com até 30% de água.

Assim, os fluxos de detrito que ocorrem em ambientes subúmidos e semiáridos são as principais formas de gerar colúvio. Segundo Christopherson (2012), os

movimentos de massa correspondem a qualquer movimento unitário de um corpo de material que seja impulsionado e controlado pela gravidade.

Conforme Bigarella (2003), a vegetação e a precipitação constituem condicionantes para o início dos deslizamentos. A vegetação atua como agente controlado do escoamento superficial e da infiltração de água no manto de intemperismo, o que propicia uma diminuição da penetração excessiva de água no subsolo, não ocorrendo assim o encharcamento.

Se há perda de vegetação, o solo torna-se exposto aos processos erosivos, o que permite uma maior penetração de água no solo após um episódio de precipitação intensa, favorecendo o relaxamento dos esforços internos através da lubrificação dos planos de cisalhamento, iniciando as rupturas translacionais.

A classificação desses movimentos está relacionada com a quantidade de água presente, a velocidade do movimento e o material envolvido. A definição do tipo de movimento está relacionada com a característica que vai predominar ao longo de sua evolução.

A partir da perspectiva de Corrêa (2001), baseada em diversos autores, a dinâmica das encostas e a formação de colúvios são impulsionadas pelos seguintes fatores:

- a) Efeitos da hidrologia: explicado a partir da correlação com a topografia, que o controla. Quando há uma menor inclinação na encosta, maior será a absorção de água a partir do solo, proporcionando, com isso, uma maior pressão hidráulica nos poros. O aumento do peso desse solo se dá em decorrência do aumento da precipitação, fazendo com que ocorra o escoamento superficial em determinadas áreas. A falta de vegetação em conjunto com a força da gravidade propicia uma maior desestabilização dessa encosta, possibilitando a ocorrência de movimentos de massa. Corrêa (2001) reitera que a influência da topografia na formação de colúvios se limita a ocorrência de movimentos de massa de no máximo 3 metros de profundidade.
- b) Clima e Vegetação: a cobertura vegetal funciona como uma cobertura para o solo. Levando em consideração o ambiente semiárido, por exemplo, pode-se afirmar que os períodos de chuva são concentrados ao longo de um intervalo

de tempo delimitado, no qual ocorre o aumento expressivo da produção de sedimentos nas áreas descobertas. Esse fator contribui com o aumento da possibilidade da ocorrência de deslizamentos de encosta, pois a erosão pluvial age de modo mais incisivo nas áreas sem vegetação.

- c) Declividade: está diretamente associada à velocidade de escorregamento dos sedimentos, além de sua relação com a capacidade de transporte de massas líquidas e sólidas.
- d) Geologia: possui uma relação unívoca com os colúvios, pois está relacionado à sua resistência ao processo de intemperismo, ao tipo de permeabilização futura e a textura dos sedimentos. As áreas mais propensas à ocorrência de movimentos de massa correspondem às fraturas (áreas com maior incidência de formação de colúvios), que possuem uma menor resistência litológica, nas quais a drenagem prontamente se encaixa.
- e) Intemperismo: outro fator importante na geração de deslizamentos associados à formação de colúvio corresponde ao grau de intemperismo da rocha mãe. Modenesi & Toledo (1996) e Matsukara (1996) apud Melo (2008) constataram, através de estudos realizados, que os movimentos de massa estão também associados ao grau de alteração físico-química dos sedimentos da encosta, proporcionada pela ação do intemperismo. Ocorre, portanto, a mudança dos minerais e uma posterior modificação no ângulo de estabilidade da encosta (relação entre um material duro, consolidado; e um material inconsolidado).

4.3 Abordagem morfoestratigráfica e reconstrução da dinâmica de superfície

4.3.1 Morfoestratigrafia

A abordagem morfoestratigráfica, seguindo as bases introdutórias elaboradas por Frye e Willman (1962), visa correlacionar o estudo das formas do relevo à temporalidade e características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem. Segundo esses autores, as unidades morfoestratigráficas são consideradas corpos sedimentares que podem ser classificados primariamente pela forma que apresentam,

sem que sejam levadas em consideração as características litológicas e/ou as idades que possuem.

Conforme (MELLO *et al.*, 2005), duas limitações são encontradas nessa afirmação: a primeira condiz com o fato que diferentes unidades estatigráficas que estejam sob uma única forma de relevo não podem ser distinguidas, e a segunda é que as formas distintas que são originadas por eventos erosivos seriam classificadas como diferentes unidades estatigráficas.

A partir de estudos mais recentes elaborados através da comparação da geometria observada nas formas superficiais e dos corpos que compõem sua estrutura, Meis & Moura (1984) propõem a associação do conceito de morfoestatigrafia às áreas nas quais seja possível observar relação genética direta existente entre o depósito e a forma topográfica, levando em consideração as bases lito ou aloestatigráficas.

Seguindo essa linha de raciocínio torna-se possível a elaboração de relações morfoestatigráficas numa escala menos abrangente, portanto, mais coerente com a estratigrafia apresentada nos depósitos. Busca produzir uma compreensão mais detalhada, que enfatiza a necessidade de reconhecer as superfícies deposicionais e os processos e idades a elas relacionados.

O conceito de unidade morfoestatigráfica é extremamente útil para a reconstrução paleoambiental. O estudo da dinâmica ambiental permite identificar e entender a sequência evolutiva da paisagem e a extensão temporal dos dados obtidos nas análises dos sistemas físicos, em termos de processos, taxas, registros e respostas.

Conforme aponta Suguio (2000), no Brasil, o primeiro trabalho produzido com este enfoque foi o de Meis, no ano de 1977, desenvolvido para a área do Vale do Rio Doce (MG), com o objetivo de estabelecer as unidades morfoestatigráficas para os depósitos neoquaternários encontrados na região estudada.

Dados sedimentológicos, estatigráficos, morfoestratigráficos e geocronológicos são essenciais para esboçar a história e evolução da paisagem. Constituem

informações essenciais para a identificação de variações climáticas, impacto humano nas paisagens e os processos geomórficos.

A análise geomorfológica, pela sua relação intrínseca com a geologia, constitui base para a análise e evolução da paisagem no passado geológico recente. Todavia, um ponto primordial para um melhor entendimento desta relação está na consonância de registros estratigráficos com estudos geomorfológicos.

A análise estratigráfica de depósitos quaternários deve considerar os diferentes padrões de organização das paisagens, visto que, esses depósitos ocorrem distribuídos irregularmente sobre as múltiplas formas de relevo. Cabe ainda ressaltar que a estratigrafia ultrapassa as questões relacionadas somente à sucessão original das camadas e as idades relativas. Busca compreender a distribuição desses depósitos, a litologia existente, o conteúdo fossilífero, além, é claro, da interpretação de todos esses pontos de análise citados anteriormente, com o objetivo de entender suas propriedades no meio ambiente e a origem deles (PHILIPP e MACHADO, 2009) e (RIBEIRO, 2016).

Levando em consideração que os depósitos quaternários não ocorrem somente em bacias sedimentares, mas sim espalhados pela paisagem, Mello (1997) atribui à morfoestatigrafia a tarefa de reconhecer e mapear esses depósitos. Isso se dá, sobretudo, pelo motivo de se distribuírem sob múltiplas formas de relevo, relacionando-se geneticamente com diversas feições geomorfológicas.

Essa correlação entre a morfoestatigrafia e a geomorfologia é bastante enaltecida, pois cada uma das unidades morfoestatigráficas encontradas está inserida sob materiais que recontam a história erosiva e deposicional que aconteceu ao longo dos milhares de anos e elaboram um cenário evolutivo essencial para os estudos baseados na análise paleoambiental. Se faz mister destacar ainda que os depósitos quaternários são melhor diferenciados quando se leva em consideração as suas descontinuidades limitantes, e não somente a sua configuração litológica.

Segundo 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.

Conforme Castro (1979) *apud* Missura (2013), os métodos sedimentológicos são dotados de importância ímpar para os estudos relacionados à geomorfologia. A utilização dessas técnicas permite a construção de vários cenários de análise, e se classificam, segundo ainda os mesmos autores, como: os tipos de ambientes no período de deposição, as suas propriedades químicas e físicas, o clima durante a deposição, os movimentos que deram origem aos depósitos, a direção e a velocidade do movimento, litificação, intemperismo, as questões relacionadas à tectônica da área, o relevo da área de deposição, a composição das rochas, discordâncias e correlações estatigráficas observadas.

De acordo com Suguio (2010), o registro sedimentar, quando empregado na reconstituição da história da evolução geomorfológica dos últimos 300.000 anos, torna-se uma ferramenta mais poderosa que as classificações litoestratigráficas e bioestratigráficas, baseadas respectivamente em composições litológicas e paleontológicas dos depósitos sedimentares. Portanto, a classificação morfoestratigráfica é uma metodologia muito importante nos estudos estratigráficos do Quaternário.

A interação entre estudos geomorfológicos e a morfoestratigrafia vem sendo de extrema importância para os trabalhos baseados na sedimentação do período recente, uma vez que cada uma das unidades morfoestratigráficas está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área. Dentro desse contexto, feições de rampa de colúvio e os terraços fluviais de acumulação surgem, como afirma Moura (2003), como característica de um importante conteúdo estatigráfico.

Essas formas estão relacionadas aos processos de deposição nas porções mais baixas da encosta, as quais se entrelaçam com dinâmicas complexas de transformações na paisagem, auxiliando na reconstrução dos episódios que atuaram na construção de tais depósitos.

Leigh & Webb (2006), realizaram um estudo na Bacia do rio Raven Fork, nos Estados Unidos, que visava a reconstrução paleoambiental da área através de técnicas de datação por meio do Carbono 14. Com base em 16 amostras de radio carbono das encostas, sedimentos aluviais/coluviais, terrações e várzeas, foi fornecida pelos autores uma cronologia de 11 K.a., que serve de suporte para a avaliação da mudança climática e do impacto humano na erosão, sedimentação, morfologia do canal e processos de evolução de terraços e várzeas.

O paleoclima da região foi caracterizado por condições periglaciais ao longo do Último Máximo Glacial, modificando-se para condições de floresta temperada em cerca de 15 K.a. A metodologia usada pelo autor consistiu em analisar um total 104 perfis de solo e estatigráficos, descritos de acordo com o Manual de Pesquisa do Solo do Departamento de Agricultura dos EUA, usando as cores de Munsell, além da produção do mapeamento geomorfológico.

Foram constatadas as seguintes unidades deposicionais: depósitos de encosta, leques aluviais e coluviais, primeiro terraço, várzea e canal do rio. Através de informações trazidas ao longo do texto é possível inferir que os dados obtidos indicam que a sedimentação sustentada ocorreu na baixa encosta e nos leques aluviais/coluviais durante o Holoceno.

De acordo com os autores, a sedimentação rápida da encosta ocorreu durante a primeira metade do Holoceno, impulsionada por mudanças no paleoclima global que propiciou um período de fortes precipitações frequentes. Já as taxas de sedimentação e condições de inundação apresentadas ao longo da última metade do Holoceno parecem ter uma maior representatividade do que as modernas condições climáticas.

A utilização da terra pelo homem através da agricultura, extração de madeira e construção de estradas causaram um aumento pronunciado nas taxas de sedimentação. Embora esse impacto das ações humanas tenha sido, na área de estudo, espacialmente limitado e de duração relativamente curta, deixou suas marcas na paisagem, modificando as taxas de sedimentação consideradas normais.

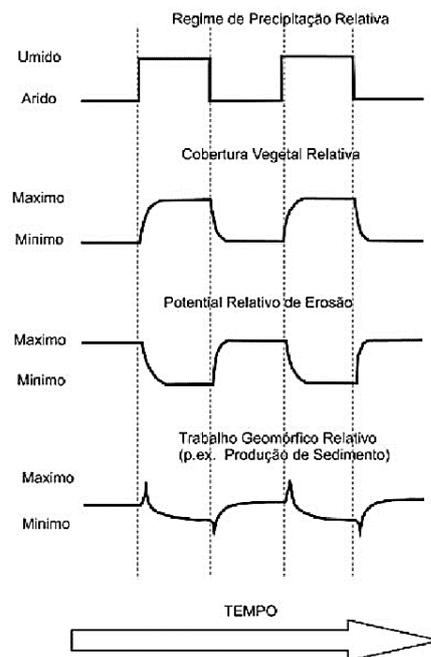
4.3.2 Micromorfologia de solos e morfoestatigrafia

A morfoestatigrafia, diz respeito à relação existente entre a forma e os sedimentos, a maneira como eles se organizam ao longo da encosta. Faz-se necessário compreender que a deposição desses sedimentos está intimamente relacionada a eventos desestabilizadores da paisagem, relacionados geralmente às ações antrópicas ou oscilações climáticas. Os colúvios revelam, portanto, a ação da morfogênese modelando as superfícies geomorfológicas (PAISANI e PONTELI, 2012).

Essa afirmativa segue as constatações inferidas pelo modelo processo-resposta (Figura 18) de Knox (1972) que reitera que os processos de maior atividade que ocorrem ao longo da encosta estão relacionados com a modificação do regime climático para cada área estudada. De acordo com esse modelo, ao longo de climas com baixos regimes de precipitações, apesar de possuir cobertura vegetal quase inexpressiva, não conta com grandes eventos desestabilizadores de sedimentos. Ao longo desses períodos, o potencial relativo de erosão é reduzido, assim como o trabalho geomórfico.

Com a mudança para períodos que possuem climas mais úmidos, a cobertura vegetal tende a aumentar. Contudo, ao longo do processo, observa-se um clímax do trabalho geomórfico logo no início da transição, proporcionado pelo excesso de chuvas com uma cobertura vegetal incipiente. Passado o período inicial, o solo é recoberto por um tipo de vegetação mais robusto, diminuindo o potencial relativo de erosão e, com isso, o trabalho geomórfico.

Figura 18 - Modelo processo- resposta proposto por Knox (1972).



A partir dessa constatação, é possível concluir que a construção das paisagens se dá a partir da relação entre períodos de estabilidade, sucedidos por uma perturbação. Nesse instante o equilíbrio é rompido, iniciando um momento de readequação do ambiente às novas condições, seguido por uma nova estabilidade. Diferentemente de outros autores, Knox op. cit. sugere que essas mudanças ocorrem de maneira abrupta e não gradativamente. O aumento da precipitação se daria, nessa perspectiva, de maneira súbita e permanente, sendo classificado como uma consequência do padrão regional de circulação.

No momento em que ocorrem esses *inputs* de energia dentro do sistema, os sedimentos se reorganizam na encosta. São remobilizados e depositados em forma de colúvio, nas porções mais baixas. É importante salientar que isso não ocorre de maneira organizada durante esses períodos, resultando em diferentes depósitos. Geralmente eles apresentam uma laminação bem nítida, associada ao movimento lento e gradual da sua deposição na encosta.

Thomas e Thorp (1995) produziram um estudo sobre a reconstrução da paisagem quaternária dos trópicos que leva em consideração o fator tempo como principal ponto norteador da análise. Segundo os autores, compreender a dinâmica da paisagem como sendo uma resposta às mudanças climáticas, precisa considerar

a análise, datação e interpretação dos depósitos de colúvio e alúvio. Outro fator importante consiste na necessidade de compreender que as mudanças ambientais se processam em diferentes escalas de tempo, podendo operar ao longo de um espaço de tempo maior, ou até mesmo de modo abrupto, a partir de eventos espasmódicos.

Muitas vezes, em após determinados eventos, são necessários apenas 10^2 anos para que uma paisagem se ajuste às mudanças climáticas processadas na área, e não 10^3 anos, como acreditava-se anteriormente. As respostas observadas em um depósito em particular, ou em um compartimento de relevo, a um evento geomórfico discreto pode cobrir não mais que 10^2 anos, ou até mesmo menos que isso, pode se processar uma escala de 10^{-1} anos, que se resumem a dias ou meses.

Outra consideração importante é que a estabilização das formas resultantes na paisagem está intrinsecamente relacionada ao período de resiliência, ou seja, a preservação dessas formas irá durar somente até a ocorrência de um novo input energético que processará um novo patamar a ser excedido, dando origem a novas formas.

Por meio da análise introdutória, observada pela disposição dos sedimentos dentro do colúvio, é possível retirar algumas conclusões iniciais, associadas às cores dos sedimentos, textura, angulações, organização na encosta, etc., contribuindo para a tentativa de elucidação acerca das condições observadas ao longo do processo de transporte e deposição dos sedimentos. Partindo desse princípio, são construídas hipóteses que serão confirmadas ou não a partir das técnicas laboratoriais.

Para auxiliar nesse processo de identificação e datação, a análise micromorfológica se apresenta como uma metodologia eficiente. A partir da realização da construção dessa análise em materiais coluviais, torna-se possível a caracterização dos materiais encontrados, levando em consideração a área fonte, a partir da identificação de microfeições herdadas. Também há a possibilidade de identificar os processos envolvidos ao longo da sedimentação e as transformações ocorridas após a deposição, que acontecem a partir da reativação da pedogênese.

A interpretação desses dados tem como objetivo fornecer informações essenciais para a reconstrução paleoambiental do momento exato da formação dos colúvios na escala geológica de tempo (LIMA, et al., 2017). Conforme Bullock et al.,

(1985), a micromorfologia de solos consiste em uma das mais importantes técnicas que possibilitam desvendar a história evolutiva de um determinado solo.

Uma das principais finalidades da micromorfologia de solos consiste na caracterização da origem do material, no qual é possível identificar se foi produzido *in situ* ou se foi um material derivado de uma outra área, que foi transportado, como no caso dos materiais coluviais. Essas informações são de grande valia para o estudo dos paleomovimentos de massa em regiões tropicais que sofreram muito processo de intemperismo.

A erosão diferencial de materiais tropicais superficiais compreende um dos principais processos erosivos que podem ser identificados pela micromorfologia, favorecendo áreas como o Brasil, presente numa área tectonicamente estável do globo, na qual a denudação progressiva e o intemperismo químico vêm atuando ao longo do tempo.

Os depósitos coluviais carregam consigo características essenciais para a elaboração de estudos, os quais permitem identificar como se deu a movimentação do material ao longo da encosta. Esses depósitos de solifluxão podem demonstrar a presença de uma laminação nítida, que corresponde à movimentação lenta e progressiva desse material.

Caso os fragmentos presentes sejam angulosos, indicam a ocorrência de movimentos relativamente rápidos na encosta, que não sofreram um arredondamento maior no transporte. A atuação da erosão pluvial no transporte desses grãos produz lâminas individualizadas, compostas por sedimentos que foram mal selecionados. Se forem observados os sedimentos de ambientes aquosos, pode-se perceber as laminações nas quais os sedimentos variam no tocante à distribuição granulométrica.

4.4 Abordagem morfoestatigráfica e reconstrução paleoambiental em brejos de altitude

Ribeiro (2002) produziu um estudo por meio da matéria orgânica do solo e de plantas usando os isótopos de carbono (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C) e interpretou mudanças tanto

de vegetação, quanto de clima ao longo do Pleistoceno Tardio e Holoceno, em áreas onde predominam vegetação dos tipos Mata Atlântica, caatinga e cerrado, nos estados de Pernambuco e Maranhão.

Por meio de datações processadas, o autor chegou à conclusão de que a composição de floresta Atlântica remanescente, observada atualmente e a mata de altitude, presente no brejo da Serra dos Cavalos e na Serra do Catimbau, ambos no estado de Pernambuco, demonstraram uma tendência de uma similaridade florística e estrutural.

A realização de datações da fração humina levou a conclusão de que desde os 6.500 anos AP até os dias atuais não aconteceu uma troca de vegetação C₃ para C₄ nas áreas especificadas. Todavia, foi observado que a influência da ação antrópica vem provocando mudanças significativas nessas condições, proporcionando alguns enclaves de cerrado em meio a Mata Atlântica, nas proximidades de Tamandaré, há pelo menos 1.300 anos AP.

Alguns trabalhos de cunho paleovegetacional e climático direcionados à região de Barreirinhas, no estado do Maranhão, permitiram constatar que de aproximadamente 15.000 a 9.000 anos AP, havia a presença de um clima considerado mais úmido do que o atual na área de estudo, proporcionando a presença do tipo de vegetação arbórea, devido ao fator umidade. Já entre 9.000 e 3.000 anos AP observou-se a mudança do clima, que neste momento era mais seco, ocasionando assim a expansão da vegetação do tipo cerrado.

De 3.000 anos AP até o presente, foi possível observar o movimento contrário mais uma vez, com a floresta se expandindo em detrimento do cerrado, condição possível devido a mudança novamente do clima, passando a ser mais úmido novamente, provavelmente bem parecido com o atual.

Baseando-se na mesma metodologia dos trabalhos citados anteriormente, produzidos por Ribeiro (2002), Gouveia et al. (2005) aplicou em 22 pontos amostrados entre os estados do Ceará, Piauí e Paraíba. Os resultados indicaram que havia superioridade da vegetação do tipo arbórea entre 15.000 e 9.000 anos AP, devido às condições climáticas instauradas nesse período, observando-se um clima mais úmido, com uma posterior abertura da vegetação com a presença de plantas do tipo C₄ ao

longo de 9.000 e 3.000 anos AP, condição associada à presença de um clima mais seco neste período. Ocorreu ainda um retorno à vegetação do tipo arbórea após 3.000 anos AP, evidenciando as mesmas características enaltecidas por Ribeiro (op. cit.), através de suas análises para a região Nordeste.

Silva e Corrêa (2009) estudaram depósitos de tanques e rampas coluviais no município de Brejo da Madre de Deus, localizado na porção centro-leste do estado de Pernambuco, sendo um depósito inserido no distrito de Fazenda Nova e o outro no de Tabocas, a fim de compreender, a partir da análise de depósitos correlativos e análise morfoestratigráfica, a dinâmica geomorfológica atual e pretérita dessa área. Além desses, também se fez uso da técnica de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que compreende um método eficiente para a datação de eventos deposicionais que ocorreram ao longo do Quaternário, em diferentes escalas.

A partir das idades obtidas a por meio da datação por LOE, os autores reconstruíram qualitativamente a dinâmica de deposição responsável pelo preenchimento dos depósitos de tanque analisados. As idades foram importantes pois permitiram inferir alguns cenários paleoambientais.

No geral, as características encontradas no perfil de deposição permitem afirmar que os sedimentos, inicialmente, estavam expostos a uma dinâmica de remoção dos mantos de alteração que ocorreu a partir de pulsações bem delimitadas, configurando áreas de estocagem de sedimentos ao longo de períodos dotados de maior energia advinda do sistema climático.

Notadamente, essa dinâmica refletiu consequências no sistema erosivo e deposicional, demarcando as evidências na paisagem desde o penúltimo máximo glacial. É importante ressaltar que as deposições não foram caracterizadas como sendo derivadas de processos lentos e contínuos de agradação, mas sim de episódios deposicionais de curta duração. Os autores concluíram que a estratigrafia obtida a partir das idades predispõe períodos de remoção dos mantos de alteração, observando-se pulsos bem delimitados, caracterizando a estocagem de sedimentos ao longo de períodos de maior energia no sistema climático, tendo consequências nos sistemas erosivos/deposicionais.

Barreto (2010) desenvolveu um estudo na Chapada Diamantina (BA), que teve como base a interpretação de valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas, o que tornou possível a construção de levantamentos paleoclimático e paleoambiental para a área estudada, por meio de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites. De acordo com a autora, os dados que possuem os valores de $\delta^{18}\text{O}$ considerados mais baixos das estalagmites, correspondem a períodos de paleoprecipitação maiores que os anteriores, assim como os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais elevados, dizem respeito a intervalos de tempo dotados de paleoprecipitação menores.

Tendo em vista essas informações, os períodos de climas mais úmidos foram registrados entre 93-82 Ka e 68-57 Ka, caracterizados por uma diminuição geral dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Climas mais secos foram observados ao longo de 80-69 Ka e 57-47 Ka, intervalo de tempo em que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ foram considerados mais elevados que os anteriores, coincidindo também com períodos de alta insolação de verão.

Conforme aponta Gurgel (2012) em um estudo sobre a sedimentação quaternária para área do Maciço do Pereiro, inserido na Província da Borborema, as escarpas e as áreas de bacia sedimentar constituem espaços de pouco armazenamento de sedimentos datados do período Quaternário.

No entanto, a autora pôde constatar que ao longo dos últimos 46 Ka a deposição por meio de coluvionamento na área foi bem mais acentuada, ocorrendo em um período de condições semiáridas para a região. A natureza espasmódica observada nos processos erosivos e deposicionais que atuaram na modelação da área de estudo refletem última erosão e ciclo pedogênese/morfogênese, proporcionando mudanças nas coberturas superficiais do Maciço Pereiro.

De acordo com Silva (2013), o único registro material preservado que explica a história evolutiva da paisagem são as sequências deposicionais. A relação existente entre forma e depósito tem cada vez mais se mostrado como um instrumento essencial na interpretação da dinâmica ambiental pretérita, sendo a principal representação da associação entre processos que ocorreram no passado e os que atuam no presente, levando em consideração o contexto evolutivo da paisagem geomorfológica. Baseado nisso, a autora buscou datar depósitos de encosta e sedimentos encontrados preenchendo marmitas de dissolução, em Afrânio e em

Fazenda Nova, afim de elucidar quais os eventos foram responsáveis pela deposição nessas áreas.

Os resultados encontrados refletem que a gênese dos agentes desencadeadores é distinta nas duas áreas estudadas. Em Afrânio, os depósitos foram datados como fruto de eventos climáticos isolados de alta precipitação, em escala regional, ocorridos desde o penúltimo estadal do Pleistoceno até o Último Máximo Glacial. Esse evento de deposição foi datado em 40,2 anos AP, coincidindo com um período de clima mais frio e seco.

Os anos finais desse período dotado de tais características, foi observada uma remoção generalizada de materiais rudáceos das encostas, gerado pela pouca cobertura vegetal existente, mais especificamente entre 26,9 e 24,7 anos AP, que deixou o solo mais exposto à ação das chuvas torrenciais.

Já em Fazenda Nova, as datações se inseriram a partir do Holoceno Inferior. A deposição pré-existente ao longo do Holoceno Médio impulsionou a estabilização da cobertura vegetal ao longo das encostas. As características dos depósitos coluviais decorrentes da remobilização do regolito a partir de fluxos de detritos registraram um período de máxima umidificação do ambiente. O encontro de sedimentos nas marmitas de dissolução reitera a relevância destas, funcionando como ambientes de estocagem de sedimentos ao longo de períodos dotados de maior energia do clima, relacionados a eventos de erosão e deposição (SILVA, 2007).

Ao longo do Holoceno Superior a produção de sedimentos é reduzida, relacionando-se assim à chegada do fenômeno climático *El Niño Oscilação Sul*, que atua em alta frequência ao longo de determinados intervalos de tempo, dando origem a períodos mais secos e menos úmidos da região Nordeste do Brasil.

Missura (2013) estudou a Lagoa do Puiu, dotada de mais de 1 km de extensão, localizada no Parque Nacional do Catimbau, no estado de Pernambuco, buscando compreender as evidências morfoestatigráficas e morfotectônicas da área a fim de reconstruir o seu processo de evolução, até o período atual. Várias evidências foram encontradas, inferindo que a construção da paisagem atual se deu a partir da atuação dos sistemas desestabilizadores, ao longo do período Quaternário.

As evidências encontradas no ambiente estudado permitiram inferir algumas dessas modificações, como as flutuações do nível lacustre ao longo do período em evidência; bem como a correlação existente entre as grandes variações das datações obtidas nos depósitos encontrados, evidenciando, por meio das correlações, que eventos de reumidificação ou de alta magnitude e baixa recorrência atuaram ao longo do Último Máximo Glacial, a transição Pleistoceno-Holoceno e o ótimo climático do Holoceno.

Ramos (2014) produziu um trabalho pautado em depósitos quaternários encontrados na bacia do Riacho Piancozinho, que está presente em diversos municípios do Nordeste do Brasil, todavia, o depósito em questão estava localizado em Triunfo (PE), configurado como um brejo de altitude, além de São José da Princesa-PA, área de transição para o semiárido.

Tendo em vista a relação forma-tempo e as características dos materiais coluviais, os autores pautaram o trabalho na abordagem morfoestatigráfica. A análise granulométrica realizada para o brejo reiterou a primazia de processos e a maturidade dos sedimentos encontrados, ressaltando a presença mais expressiva de silte e argila. Essa constatação permite inferir o alto grau de intemperismo nestes sedimentos.

Com base no trabalho citado anteriormente, Amorim (2015) analisou o Maciço da Serra da Baixa Verde, inserido em Triunfo – PE e constatou que desde o início do Holoceno esta área e percebeu que há sedimentos percorrendo a encosta e originando depósitos de colúvio e alúvio com espessuras variando desde alguns centímetros, até 5 metros, estando, em alguns deles, intercalados por cascalheiras.

Estas cascalheiras, por sua vez, evidenciam um comportamento deposicional com uma escala temporal menor que 10^3 anos e com alguns períodos de estabilização geomorfológica que duram entre 1 e 2 Ka. A partir desses dados, o autor pôde constatar que o Maciço da Serra da Baixa Verde passou por intensas mudanças de ordem climática que ocorreram ao longo de um curto período de tempo, acarretando modificações na dinâmica geomorfológica observada anteriormente na paisagem em questão.

Ainda de acordo com o mesmo autor, conforme observado na estrutura superficial da área de estudo foram observados dois tipos de registro principais de

uma sedimentação climaticamente condicionada: uma delas descontínua, datada do final do Pleistoceno e outra datada do Holoceno, contínua ao longo de todo o ótimo climático até o Holoceno Médio e pulsativo no Holoceno superior.

Partindo dessas informações adquiridas pelas datações, é possível compreender que os períodos de deposição, sedimentação e estabilização que a paisagem em evidência passou, ocorreram em diferentes escalas de tempo geológico, tanto em nível regional, quanto global.

Essa dinâmica proporcionou a elaboração de relevos agradacionais de tamanhos diferentes, evidenciando os eventos de pulsações de magnitude e frequência diferentes, que se configuram como formas embutidas, expressas em escalas diferentes de tamanho, conforme vão se aproximando do tempo presente. Dessa maneira, é possível concluir que a configuração geomorfológica da área de estudo esteve condicionada às variações climáticas tanto de ordem global, quanto de ordens regional e local.

O trabalho de Lima (2015) leva em consideração a porção subúmida do Planalto Sedimentar do Araripe. A autora encontrou, resultados ligados aos registros sedimentares encontrados datados de pelo menos 75.000 anos AP. Ficou evidente que existiram dois intervalos que apresentaram uma maior atividade morfogênica ao longo das encostas, sendo o primeiro entre 40.000 e 30.000 anos AP, onde foram encontrados resquícios de depósitos formados por fluxos de detritos de baixa viscosidade e não canalizados, originados a partir de uma remobilização intensa de depósitos de tálus ao longo da encosta, reiterando a influência de eventos pluviométricos de alta magnitude e baixa recorrência na área de estudo ao longo desse período.

O segundo intervalo está inserido entre 30.000 a 18.000 anos AP e se caracteriza pela identificação de fluxos de lama generalizados na paisagem, recobrando os fluxos de detritos observados anteriormente. Este segundo episódio reafirma a continuidade da atividade morfogênica na região, reiterando ainda a influência dos eventos de chuvas torrenciais que foram atuantes no Nordeste do Brasil, resultantes da instabilidade climática observada no UMG, caracterizando-se pela presença de um clima mais frio e seco.

Melo (2019) estudou o Maciço Estrutural de Água Branca, uma área de brejo de altitude localizada majoritariamente no estado de Alagoas, com a pretensão de compreender se as evidências geomorfológicas encontradas nesta área de estudo estão associadas às flutuações climáticas do Quaternário Superior, cujas pulsações de maior energia alcançaram até mesmo o Holoceno Médio e Superior, repercutindo de maneira notável sobre o registro sedimentar e os arranjos paleoambientais observados na região.

A questão chave deste trabalho se baseia na definição dos elementos que serviram como base para a reconstrução da atividade geomorfológica dos depósitos sedimentares da área de estudo. A finalidade é compreender de que maneira se deu a origem, o desenvolvimento, a estabilização e a conexão com os demais sistemas da superfície terrestre, com o objetivo de propor uma evolução geomorfológica alicerçada em bases cronológicas.

Para tanto, a autora utilizou de diversos procedimentos que levam em consideração a análise da distribuição espacial e morfológica dos compartimentos de relevo associados à estocagem de sedimentos, assim como à caracterização sedimentológica e geocronológica dos depósitos encontrados.

Silva (2019) também realizou estudos acerca do Maciço Estrutural de Água Branca, levando em consideração a evolução da paisagem geomorfológica, partindo da compreensão dos modelados de denudação e acumulação da área. Através da realização de vários procedimentos metodológicos, tais quais análise sedimentológica, produção de mapeamento geomorfológico, datação por LOE e etc, a autora encontrou resultados que evidenciam a ocorrência de três eventos que remobilizaram sedimentos, ainda armazenados em suas áreas de estocagem, principalmente ao longo das encostas.

O primeiro evento associa-se ao Holoceno Inferior, com data de 10200 anos AP, localizado no setor de cimeira do Maciço a 728 metros de altitude. Conforme retrata Silva, este episódio associa-se a uma sedimentação em cascata, na qual os sedimentos mais antigos estão localizados nas altitudes maiores. Em outros ambientes do Nordeste, como o Maciço da Serra da Baixa Verde (PE) e no Vale do Carnaúba (RN) (CORRÊA, 2001; MUTZENBERG, 2007)., apresentaram eventos de remobilização maciça de sedimentos, retratando um período úmido.

A autora ainda identificou registros de deposição ao longo desta área, durante o Holoceno Médio, ressaltando um depósito coluvial com 4590 anos AP em sua base. Reitera ainda que na pesquisa de Melo (2019), foram encontrados depósitos que vão de 5800 até 4320 anos AP, demonstrando que a dinâmica de sedimentação não foi interrompida em Água Branca. Ela sugere ainda que esses eventos estão associados a condições de chuvas torrenciais, proporcionados por picos na umidificação do clima ao longo do Ótimo Climático do Holoceno e imediatamente após.

5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A produção deste trabalho conta com a realização de, basicamente três fases, diferenciadas entre trabalho de gabinete, trabalho de campo e trabalhos de laboratório (Tabela 1). Todos estes passos da pesquisa são interdependentes, pois necessitam uns dos outros para a construção de resultados mais consistentes e com uma maior quantidade de dados.

O trabalho de gabinete foi pautado na elaboração de mapas temáticos, que auxiliaram na construção da caracterização da área de estudo. Foram essenciais ainda no período pré-campo, funcionando como diretriz para a busca por possíveis áreas de coleta de material, além das questões relacionadas ao acesso a estas porções da área em análise.

Os trabalhos de campo foram de extrema importância para a validação dos mapas produzidos no trabalho de gabinete, sendo essa uma fase essencial nos mapeamentos. Da mesma maneira, foi essencial para a escolha definitiva das áreas de coleta de material e sua posterior realização, com a finalidade de enviar aos laboratórios.

Por último, foi realizado o trabalho de laboratório, como forma de evidenciar todos trabalhos realizados anteriormente. A principal finalidade deste último consiste em gerar os dados advindos dos procedimentos anteriores, de modo cartesiano, a partir de metodologias específicas.

Tabela 1 - Procedimentos metodológicos realizados na pesquisa.

TRABALHO DE GABINETE	TRABALHOS DE CAMPO	TRABALHO DE LABORATÓRIO
Mapa geológico	Reconhecimento	Sedimentologia
Mapeamentos geomorfológicos	Coleta para micromorfologia	Micromorfologia de Solos
Mapa de solos	Coleta para datação por LOE	Datação por Luminescência Opticamente Estimulada - LOE

5.1 TRABALHO DE GABINETE

5.1.1 Mapa geológico

A produção do mapa geológico se deu a partir de dados obtidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), disponibilizados em seu endereço online. As informações foram retiradas do mosaico produzido pelo ArcGIS, em sua versão 10.2.2, para as cartas geológicas de folhas denominadas Belo Jardim SC.24-X-B-III-4 e Caruaru SC.25-V-A-I-3 (CPRM, 2000). A escala do mapeamento foi de 1:150.000 e o *datum* utilizado foi o SIRGAS 2000. Depois de confeccionado, o mapa foi conferido em trabalho de campo para possíveis correções.

5.1.2 Mapeamento geomorfológico

Para a produção do mapeamento geomorfológico, inicialmente foi realizado o download gratuito da imagem de satélite disponibilizada pelo site do United States Geological Survey (USGS), disponível no site <<http://gdex.cr.usgs.gov/gdex>>, que se utiliza de imagens captadas pelo satélite ASTER GDEM. O tratamento digital da imagem foi realizado pelo software ArcGIS 10.2.2, com a licença disponibilizada pelo Laboratório de Geomorfologia e Geotecnologia da UFPE (GEOTEC). A metodologia utilizada foi a proposta pela União Geográfica Internacional (UGI) (DEMEK, 1972 apud CORRÊA, 1997).

A vasta literatura sobre mapeamento, os diferentes objetivos nas linhas de pesquisas da cartografia geomorfológica e a dificuldade de se estabelecer uma padronização, mesmo que existam os parâmetros internacionais, colocam a cartografia geomorfológica, enquanto estado da arte, como um grande mosaico de problemas que precisam ser solucionados à medida que surgem novas propostas, tornando a padronização mais distante da realidade. Assim, em função dos problemas é preciso ter claramente definidos os objetivos, a metodologia e a escala de representação (ROSS, 2003) para se contornar ou minimizar os problemas elencados.

Percebe-se, no entanto, que existem vários níveis de tratamento do mapeamento geomorfológico e que cada trabalho segue uma determinada linha que

busca se aproximar dos seus objetivos. Por isso, acredita-se ser mais conveniente adequar o mapeamento às normas da UGI, buscando em primeiro plano representar os diferentes tamanhos de formas de relevo, dentro da escala compatível de maior acuidade para o pesquisador.

5.1.3 Mapa de solos

O mapa de solos da Serra dos Cavalos foi produzido utilizando-se dos dados base disponibilizados gratuitamente pelo Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE), produzido numa escala de 1:100.000, no ano de 2001. A partir da aquisição desses dados, toda a manipulação das imagens foi realizada no *software ArcGIS* 10.2.2. As limitações foram plotadas no ambiente SIG e, posteriormente, comparadas com as respectivas áreas no mapeamento geomorfológico, a fim de concatenar os dados de ambos os mapas e validá-los. Posteriormente, o trabalho de campo foi realizado para eventuais correções.

5.2 TRABALHOS DE CAMPO

Inicialmente a área da Serra dos Cavalos foi percorrida virtualmente, por meio do auxílio do Google Earth Pro. Os principais pontos a serem visitados foram marcados no mapa virtual, para que servisse de auxílio ao longo do trajeto. Sendo assim, o primeiro trabalho de campo foi realizado de 07/05/2018 a 09/05/2018, para reconhecimento da área de estudo. A partir dos pontos demarcados, foram observadas as características da área, bem como possíveis pontos de coleta e os usos da terra.

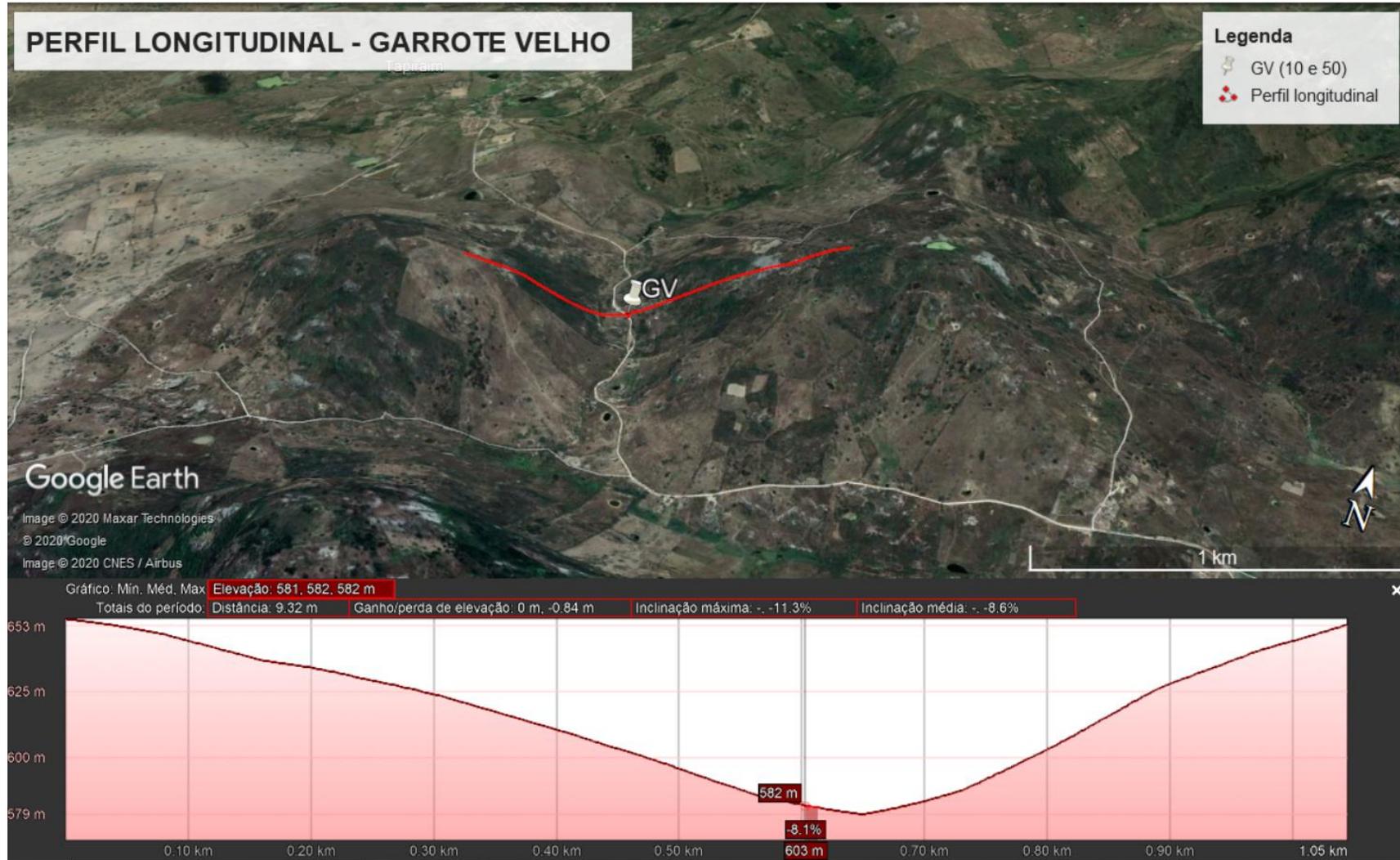
O segundo campo ocorreu ao longo dos dias 20/07/2018 a 22/07/2018 e teve como intuito validar os mapeamentos produzidos para a caracterização da área. De posse dos pontos demarcados para as coletas de campo, estas foram realizadas em dois perfis, que foram denominados pela autora por Garrote Velho (08° 25' 52.39" S / 36° 8' 13.78" O) (figuras 15 e 16) e Cabeleira (08° 25' 40.41" S / 36° 5' 30.57" O) (figuras 17 e 18).

Ambos os perfis mediram 100 cm e, por ser perceptível uma homogeneidade com relação ao pacote sedimentar, as características observadas e a deposição, foram coletadas duas amostras em cada perfil, sendo denominadas: GV 10 e GV 50 para o primeiro perfil (Garrote Velho) e CB 10 e CB 50 para o segundo perfil (Cabeleira). Das figuras 19 até a 22 é possível observar detalhadamente o perfil longitudinal de cada uma das encostas. Em nenhum dos dois perfis era possível observar o embasamento cristalino.

Os perfis de coleta foram escolhidos, primeiramente, levando em consideração o acesso. Ambos estão inseridos numa encosta com cobertura coluvial, em um corte de estrada não asfaltada no maciço Serra dos Cavalos, mais especificamente na zona rural do município de Altinho. Em nenhum dos pontos há a presença de propriedades nas redondezas. Há apenas um fluxo de pessoas e transportes ao longo dessa estrada. Vale ressaltar que os perfis estão localizados na unidade geomorfológica denominada encosta com cobertura coluvial.

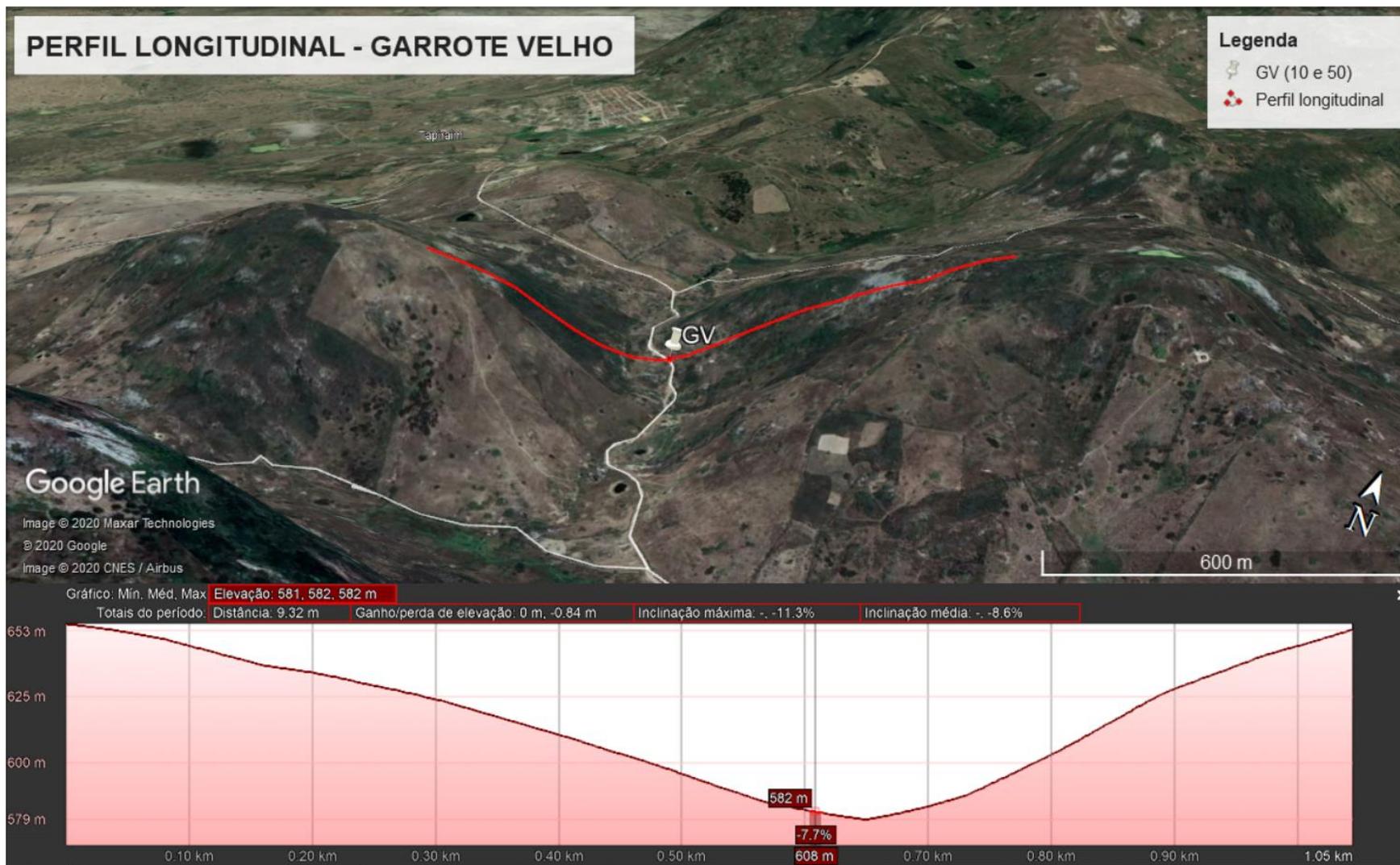
Notou-se uma homogeneidade nos dois perfis, com o predomínio de material do tipo areno-argiloso. Foi possível encontrar apenas no perfil Garrote Velho, na porção inferior direita um mosqueamento de ferro (Figuras 23, 24 e 25). O segundo perfil de coleta já aparentou ser totalmente homogêneo, sem nenhuma descontinuidade iminente (Figuras 26, 27, 28 e 29).

Figura 19 - Perfil longitudinal Garrote Velho.



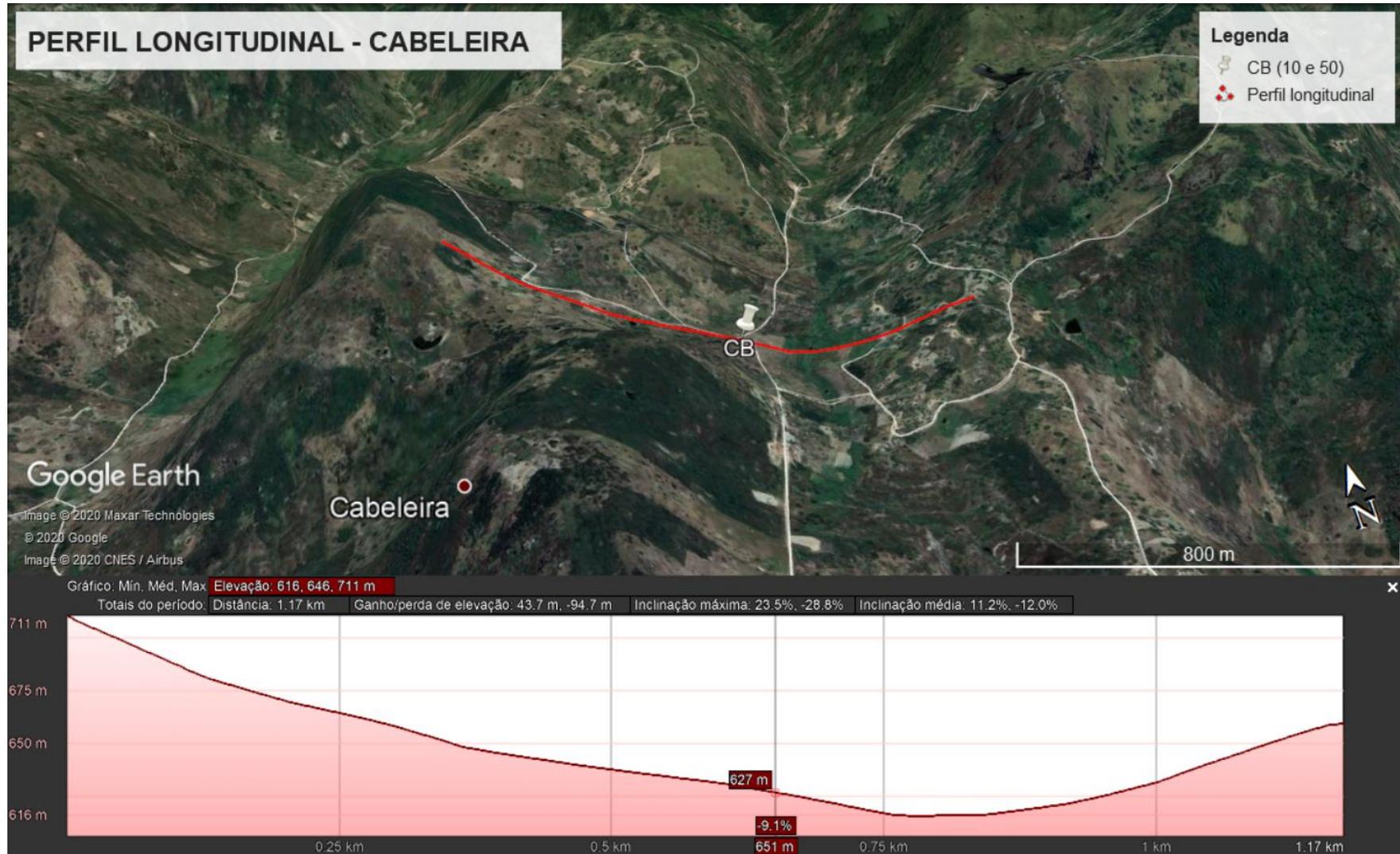
Fonte: Google Earth Pro.

Figura 20 - Perfil longitudinal Garrote Velho aproximado.



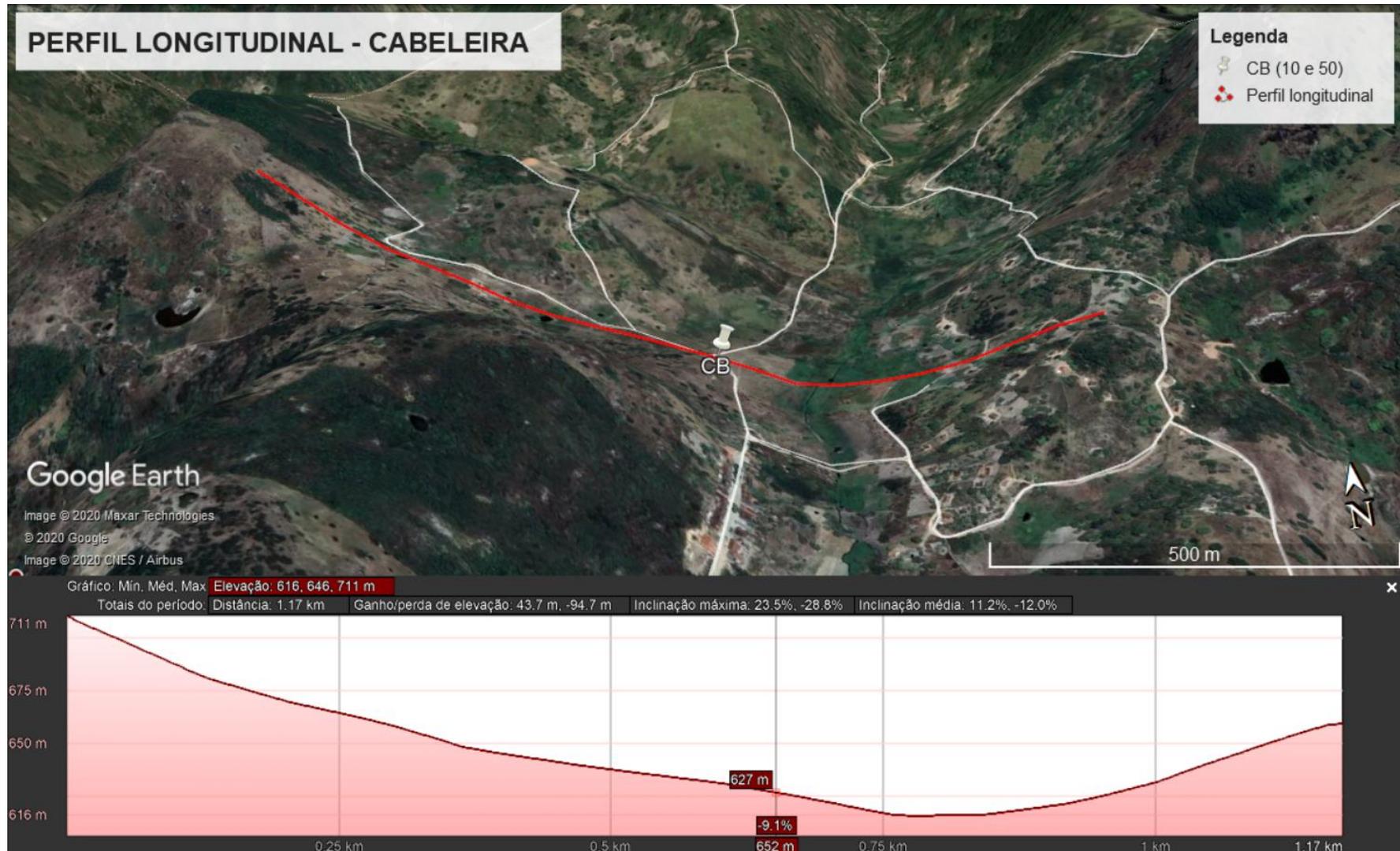
Fonte: Google Earth Pro.

Figura 21 - Perfil longitudinal Cabeleira.

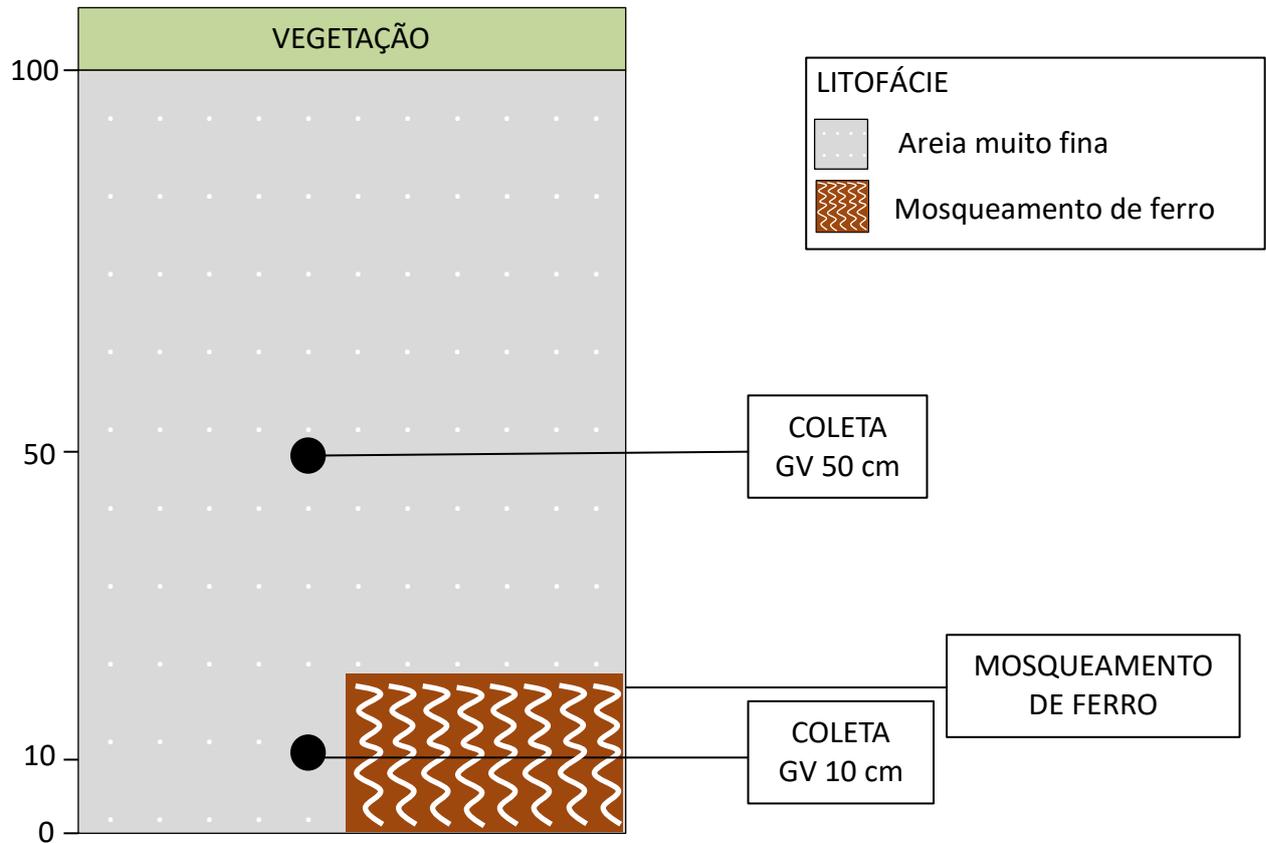


Fonte: Google Earth Pro.

Figura 22 - Perfil longitudinal Cabeleira aproximado.

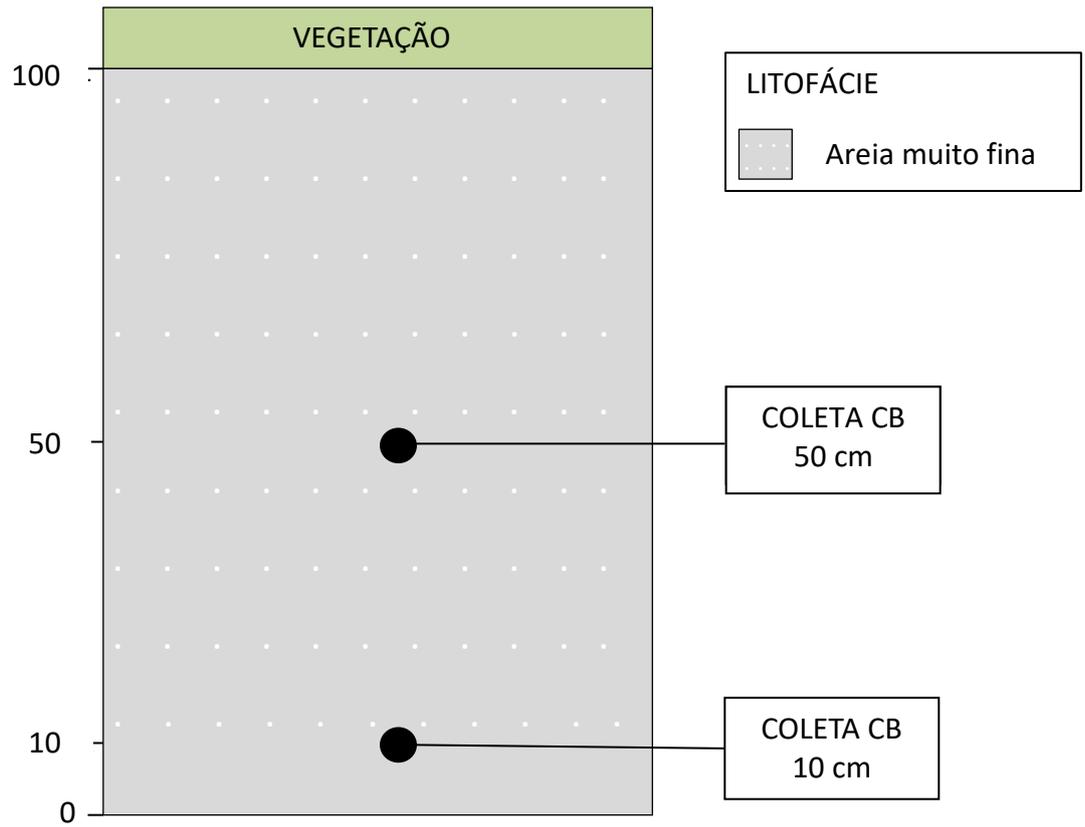


Fonte: Google Earth Pro.



Figuras 23, 24 e 25 - Perfil Garrote Velho, no qual foram realizadas as coletas GV 10 cm e GV 50 cm. É um perfil areno-argiloso, com a presença de um mosqueamento de ferro próximo à base do perfil. As coletas foram realizadas a 10 cm e a 50 cm de profundidade.





Figuras 26, 27, 28 e 29 - Perfil Cabeleira no qual as coletas CB 10 cm e CB 50 cm foram realizadas. É um perfil areno-argiloso, sem a presença de descontinuidades, sendo classificado como homogêneo. As coletas foram realizadas a 10 e a 50 centímetros de profundidade.





5.3 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

5.3.1 Sedimentologia

A análise sedimentológica tem por finalidade a caracterização granulométrica dos sedimentos. A obtenção de dados numéricos para tal estudo foi adquirida, em parte, no método de Gale e Hoare (1991) e métodos convencionais. Esse método também tem por finalidade a separação dos sedimentos finos e grossos.

Para alcançar esse objetivo, foram quarteadas 1000 g de cada uma das amostras coletadas, até que se atingisse os 100 g destas, para que todas as propriedades da amostra sejam preservadas e demonstradas na porção de 100 g separada. Após esse primeiro passo, os 100 g são inseridos em um béquer preenchido com 1000 ml de água destilada e 5 g de Hexametáfosfato de Sódio dissolvidos e é levado ao agitador mecânico ao longo de um período de 30 minutos,

com a finalidade de desflocular o silte e a argila dos diversos outros componentes presentes na amostra.

Depois desse primeiro processo, toda a solução com a amostra é lavada com água destilada em uma peneira de $62 \mu m$ (0,062 mm) e levada para secar na estufa com temperatura igual a $60^{\circ}C$. Passado o período necessário para secar as amostras – o que leva normalmente 24 horas – elas são pesadas novamente, a fim de quantificar a diferença do peso inicial e do peso encontrado agora. Essa disparidade diz respeito à quantidade de silte e argila presente na amostra pesada.

Após a pesagem, a amostra é peneirada em um jogo de peneiras com intervalos sucessivos de 1 ϕ (Φ), que serão submetidas a um intervalo de 10 minutos no *rot up*. Esse passo tem por finalidade separar a amostra em: areia muito fina, areia fina, areia, areia media, areia grossa, cascalho.

O método da pipetagem é o último passo dessa análise sedimentológica, prosseguindo na separação das frações de silte e argila. Essa metodologia se baseia no trabalho de Lewis e McConchie (1994) e se processa da seguinte maneira: inicialmente obtém-se 20 g da amostra por meio do quarteamento; posteriormente essa parte obtida é lavada com o auxílio da peneira de $62 \mu m$, com uma solução de Hexametáfosfato de Sódio dissolvido em 1000 ml de água destilada e posta na proveta.

Tendo como diretriz a tabela de tempo e profundidade em relação à temperatura em que as amostras devem ser coletadas, o material contendo diferentes tamanhos de partículas deve ser pipetado e depositado em béqueres previamente pesados e numerados. Após esse procedimento, o material deverá ser transferido para a estufa e deverá ser secado a uma temperatura de $105^{\circ}C$. Após o processo de secagem, os béqueres precisarão ser pesados para averiguação da quantidade de material coletado.

Os valores em gramas obtidos para cada uma das frações granulométricas, serão submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) (Tabelas 2, 3 e 4), sendo calculado os seguintes parâmetros estatísticos: diâmetro médio dos grãos, o grau de seleção e o grau de assimetria e curtose.

Posteriormente, para a classificação dos sedimentos, deverá ser utilizado o diagrama de Shepard e Pejrup, por intermédio do programa denominado SysGran 3.0.

Tabela 2 - escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção.

GRAU DE SELEÇÃO	VALOR
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Tabela 3 - escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.

ASSIMETRIA	VALOR
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Tabela 4 - escala qualitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de curtose.

CURTOSE	VALOR
Muito palicúrtica	< 0,67
Palicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

5.3.2 Micromorfologia de solos

Para a realização da micromorfologia de solos, foram coletadas amostras indeformadas (com a menor perturbação possível) dos depósitos encontrados, em caixas de alumínio com dimensões de 5 cm de altura, largura e comprimento. As

amostras foram coletadas segundo a disposição encontrada no perfil, identificando-se a orientação do topo e da base, para que sejam identificadas as direções preferenciais do transporte de material ao longo do perfil da encosta analisada.

Já em laboratório, as amostras foram expostas ao ar livre para se livrar do excesso de umidade advinda do seu local de origem. Logo após esse procedimento, foi realizada a impregnação dos blocos indeformados, para que se tornassem mais consistentes e resistentes, possibilitando a sua laminação sem modificar a estrutura pré-existente. As amostras foram cobertas com uma mistura de resina plástica Araldite XGY-1109 100%, 10% de endurecedor HY-951 e 40 a 50% de acetona P.A.

Para que a impregnação ocorresse de maneira a garantir a excelência da análise, foi necessário que o arranjo dos constituintes ou as propriedades ópticas não fossem modificadas. Sendo assim, foi escolhida a resina plástica, pois estas apresentam um teor baixo de toxicidade, endurecimento e polimerização mais rápidos, além de um grau de contração mais baixo, se comparada com a resina de poliéster.

Posteriormente, cada uma das amostras foi submetida a, pelo menos, três sessões de impregnação por capilaridade a vácuo seco, durante intervalos de tempo iguais a 24 horas, em uma bomba de vácuo conectada a um dessecador, a fim de possibilitar uma maior penetração da resina nas amostras. Após esse procedimento de polimerização, as amostras tornaram-se suficientemente resistentes para a realização de seu corte e da sua laminação.

A laminação se deu a partir do corte em duas partes de cada um dos blocos por uma máquina de disco diamantado e depois, cada uma das fatias foram cortadas e polidas em um disco de rotação com abrasivo e água, até chegar a uma superfície lisa e suficientemente plana, que possa ser colada em uma lâmina de vidro. A finalidade é adequar o material a uma escala microscópica para a análise.

Por último, as lâminas fatiadas e polidas foram analisadas em um microscópio trinocular, para que fossem obtidos os resultados da micromorfologia. Foi descrito, para cada amostra, o grau de desenvolvimento da agregação, os tipos de microestrutura e a distribuição relativa dos constituintes (esqueletos, poros e plasmás).

Essa descrição e interpretação das feições micromorfológicas resultantes de todo este processo foram feitas usando os termos propostos por Delvigne (1998) e Stoops et al. (2010). Entende-se aqui por materiais finos (plasma) as frações argilosas finas (de natureza caulinítica), os óxidos de ferro e a matéria orgânica.

Os materiais grosseiros (esqueleto) são constituídos por grãos de minerais primários com diferentes graus de alteração. As feições pedológicas são essencialmente nódulos, hipocutans e argila iluvada. Os materiais saprolíticos e grãos minerais primários alterados são apresentados como de feições alteromórficas e pseudomórficas.

5.3.3 Datação de Sedimentos pelo Método da LOE (Luminescência Opticamente Estimulada)

Este método engloba uma quantidade grande de técnicas que estão baseadas na acumulação de cargas radioativas que são concebidas por determinada população de elétrons que se encontram aprisionados em materiais de origem cristalina. Neste sentido, o método de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) possibilita, por meio da análise dos grãos de quartzo e feldspato, medir a carga de radiação que foi acumulada desde o momento em que o material em questão foi exposto à radiação solar.

A datação de sedimentos por LOE é definida, conforme Aitken (1998) e Sallun et al. (2007) como um ótimo método geocronológico, sobretudo quando está em associação a eventos de ordem geológica que possibilitam a interpretação das idades dos sedimentos datados, tendo como pressuposto o processo no qual foi originado. É importante frisar ainda que este método viabiliza o estudo das amostras sem a presença de restos orgânicos nas análises (Sallun et al. op. cit.).

É definido ainda como um método eficiente para precisar as cronologias de depósitos Quaternários continentais que alcançam desde idades muito antigas (1.000.000 anos), até idades extremamente recentes (100 anos). Sendo assim, consegue datar eventos de deposição que ocorreram ao longo do período Quaternário, abrangendo eventos climáticos de ordem regional que possuíram grande

magnitude, eventos tectônicos que interferiram na drenagem e também episódios de erosão considerados recentes, propiciados por mudanças no uso da terra.

Para que não ocorram imprecisões nas idades obtidas, a execução da técnica aqui ressaltada deve se basear rigorosamente no protocolo pré-determinado. As datações de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE) obtidas nesta pesquisa foram realizadas pela empresa Datação, Comércio & Prestação de Serviços, em São Paulo, e toda metodologia descrita a seguir é própria do laboratório em questão.

O procedimento metodológico laboratorial para a datação por LOE foi iniciado a partir da abertura dos canos de PVC na extremidade que foi inserida no colúvio, em um ambiente com luz vermelha. Os sedimentos são tratados com H₂O₂ (20%), HF (20%) e HCl (10%), além de serem lavados em momentos intermediários com água destilada.

Após todo o procedimento químico, as amostras foram secas e peneiradas, tendo suas frações granulométricas separadas na faixa de 100-160 μ m (100-60 Tyler), para que assim fosse obtido o material natural, definido aqui por quartzo e feldspato, sem a presença de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

Uma parte da amostra de material natural foi separada e exposta à radiação solar por aproximadamente 20 dias, para que ocorresse o decaimento residual (TL/OSL). A partir desta porção, foram separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de ⁶⁰Co (⁴⁵⁵Ci)) em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas a dose acumulada natural para montagem da curva de calibração.

O protocolo SAR é feito para determinar uma idade média dentre pelo menos 10 a 20 alíquotas, ou seja, são feitas de 10 a 20 curvas de calibração e encontradas de 10 a 20 idades. É possível construir um histograma de idades e interpretar a variação na amostragem.

No protocolo SAR (Single Aliquot Regeneration) apenas uma alíquota (~7mg) é utilizada para a determinação de cada Paleodose (P). Dessa forma, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE, será a mesma utilizada nas diversas etapas de irradiação, para a construção da curva de calibração. Nesta pesquisa foi utilizada a

medida de 10 alíquotas. Assim, no protocolo SAR se utilizarmos as mesmas 10 alíquotas, obteremos no final 10 valores de P e, conseqüentemente, 10 idades diferentes para uma mesma amostra.

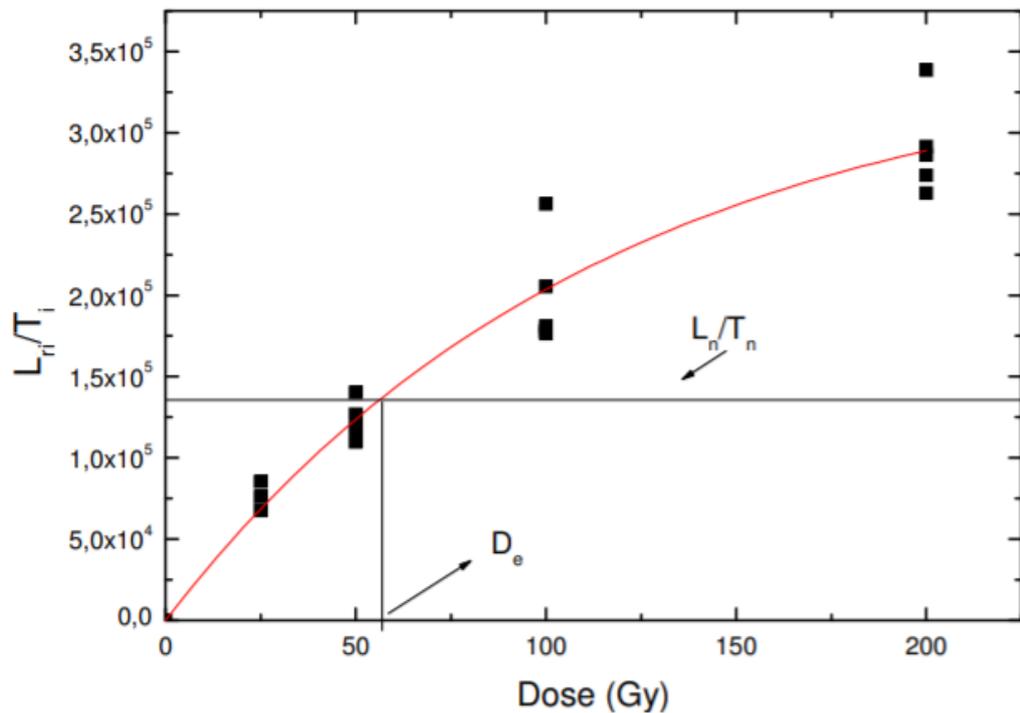
Embora o protocolo SAR elimine os problemas dos procedimentos de datação existe uma série de fatores que, se não forem observadas e corrigidas, podem torná-lo tão propensos a erros como os demais protocolos. Um exemplo de observação a ser considerada é a seguinte: devido às repetidas etapas de irradiações, pode ocorrer uma queda ou aumento na sensibilidade dos grãos que formam uma alíquota, gerando uma variação na resposta da LOE em função da dose aplicada. A fim de corrigir este possível problema, entre as doses de radiação ionizante e após a medição do sinal natural, são aplicadas e medidas as doses de teste (DT) constante e, geralmente, determinada com base no valor estimado para P, em torno de 10 % P. Wallinga et al, (2000) mostram que este teste é necessário para eficácia do protocolo SAR. Para efetuar o protocolo SAR devemos seguir algumas etapas: Separação de 20-50 grãos (100-300 μ m) ou alíquotas (7mg) de cada amostra a ser datada:

1. Medida da LOE natural, L_n .
2. Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (D_T).
3. Tratamento térmico de 220°C.
4. Medida da LOE teste, T_n .
5. Irradiação com dose regenerativa.
6. Tratamento térmico de 220°C.
7. Medida da LOE regenerativa, L_i .
8. Irradiação com dose teste.
9. Tratamento térmico de 220°C.
10. Medida da LOE teste, T_i .
11. Repetição do ciclo começando a partir do item 6 até a 4 dose regenerativa.

Terminado a confecção da curva de calibração individual de cada grão/alíquota, que é a razão L_i/T_i versus dose, onde $i=1$ até 4. A seguir, é feito um gráfico de calibração L_i/T_i versus a D_i , como são usados os mesmos grãos para o ciclo todo, eles podem sofrer variações (alteração) na sua resposta LOE com a dose, essas variações são corrigidas através da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (geralmente em torno de 10% do valor da dose acumulada). Com o gráfico da

calibração pronto, insere-se o valor da taxa L_n/T_n (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal, D_e , conforme mostra a figura 26.

Figura 30 - Exemplo de Curva de calibração obtida através do protocolo SAR. (WALLINGA et. al., 2000).



Para se encontrar os valores de D_e , são usados o modelo de cálculo pela média ponderada dos D_e , ou utiliza-se apenas os valores mais baixos de D_e , considerando que os altos estavam com sinal de LOE residuais.

O protocolo SAR como um todo ainda é composto por mais 3 testes:

1. Reciclagem, que é a correlação na sensibilidade da resposta $0,9 < (L_i/T_i)/(L_1/T_1) < 1,1$, onde i =última dose igual a D_1 ;
2. Recuperação do sinal devido à irradiação, estimulação ou tratamentos térmicos prévios $(L_0/L_{nat}) < 5\%$, onde L_0 =emissão devido à dose zero;
3. Recuperação de dose, determinação da dose, previamente estabelecida, usando o SAR, com os mesmos parâmetros usados para determinar a D_e da amostra.

A idade (I) é calculada dividindo D_e por T , este é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U, Th e K, além da contribuição da radiação cósmica. Esses valores são determinados através de espectroscopia gama.

6 RESULTADOS

6.1 Mapeamento Geomorfológico

A produção do mapeamento geomorfológico levou em consideração a escala da área de estudo. Foram produzidos dois mapas, sendo dotado de classificações mais gerais, enquanto o outro apresenta um nível maior de detalhes acerca da geomorfologia área de estudo.

O mapeamento geomorfológico geral foi oriundo do Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE), produzido pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). Este zoneamento foi produzido tendo como base as informações climáticas e os estudos de solos realizados nas escalas 1:100.000.

A produção do mapeamento geomorfológico de detalhe se deu a partir de algumas fases. Inicialmente, foram realizadas extensas pesquisas bibliográficas acerca do contexto geomorfológico e estrutural da área de estudo, além das características relacionadas a altitude da região e das formas encontradas nestes contextos.

Após este processo, realizou-se o primeiro trabalho de campo, que teve como objetivo o reconhecimento das características observadas na pesquisa bibliográfica. A partir da coleta de todas estas informações iniciais, deu-se início a construção do mapeamento geomorfológico de detalhe.

Para uma melhor caracterização geomorfológica, a Serra dos Cavalos foi subdividida, a partir de aspectos morfológicos e topográficos. A área foi dividida a partir das características morfoestruturais e morfoesculturais que, conforme Ross (1992), correspondem respectivamente à base de sustentação do relevo e aos resultados das ações climáticas pretéritas e atuais sob as superfícies. Classificam-se, portanto, segundo as características descritas abaixo:

Modelados de denudação:

- a) Unidade Pedimentar: está associada às áreas mais baixas, moderadamente planas, com inclinações suaves, da porção estudada. A cobertura superficial desta

unidade é derivada do manto eluvial das encostas e cimeiras mais elevada, contudo, essa cobertura não apresenta uma dissecação marcada, nem uma deposição excessiva. Esta unidade está diretamente em contato com os Inselbergs, os maciços residuais e com as encostas dotadas de cobertura coluvial e em avental de colúvio. É nesta unidade que são desenvolvidos os cultivos na Serra dos Cavalos, bem como a criação de animais. No mapeamento, estão subdivididas entre pedimentos com cobertura coluvial a 500 e a 400 metros de altitude.

Figura 31 - Unidade pedimentar à 400 metros localizada nas porções mais baixas do maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE).



Foto: autora, 2018.

- b) Unidade residual: engloba os corpos intrusivos que se localizam de modo disperso ao longo da área de estudo. Estes corpos são marcados pela resistência que apresentam aos processos de denudação, reafirmando a relação que existe entre fatores lito-estruturais e morfoclimáticos. No maciço, apresentam-se estruturados em altitudes superiores a 600 metros, cercandose por encostas íngremes que sofrem com a atuação do intemperismo físico. Considerando-se o grau de inclinação dessas encostas, estes relevos residuais estão aptos a sofrer a influência de processos denudacionais. Esta unidade foi subdividida em dois compartimentos – Inselbergs e Maciços residuais.

Figura 32 - Maciço residual inserido no maciço estrutural Serra dos Cavalos - Caruaru (PE).



Foto: autora, 2018.

Figura 33 - Inselberg rochoso inserido no maciço estrutural Serra dos Cavalos - Caruaru (PE).



Foto: autora, 2018.

- c) Unidade de cimeira: esta unidade está associada às áreas mais elevadas do maciço de estudo, definidas em cotas superiores a 800 metros de altitude. Esta unidade foi subdividida, de acordo com a relação geométrica do topo, em duas subunidades: superfície de cimeira e cimeira em crista. Estas últimas, dispõem-se na paisagem ao longo de cristas, que se direccionam preferencialmente pelas linhas de falhas encontradas na região.

Figura 34 - Superfície de cimeira, porções mais elevadas da área de estudo.



Foto: autora, 2018.

Figura 35 - Destaque para a área de cimeira em crista no maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE).



Foto: autora, 2018.

- d) Encosta de degradação: estas unidades são superfícies que circundam as áreas de cimeira e que sofrem, por vezes, com a atuação de processos denudacionais de modo incisivo, não apresentando, portanto, cobertura coluvial. Apresentam uma forte ondulação e podem ser encontrados afloramentos rochosos nestas áreas. São demonstradas no mapeamento na categoria de encosta sem cobertura coluvial.

Figura 36 - Encostas isentas de cobertura coluvial no maciço estrutural Serra dos Cavalos – Caruaru (PE).



Foto: autora, 2018.

Modelados de acumulação:

- e) Encostas de agradação: são as áreas de transição entre as superfícies de cimeira e o pedimento a 500 metros, caracterizando-se como áreas de relevo ondulado, apresentando feições deposicionais inclinadas, concatenadas à coalescência de depósitos coluviais. A presença do colúvio suaviza a ruptura de declividade existente entre o fundo plano representado pelo sopé e as encostas. São subdivididas no mapeamento entre: encosta com cobertura coluvial e encosta em avental de colúvio.

Figura 37 - Encostas com cobertura coluvial inseridas na área de estudo.



Foto: autora, 2018.

Figura 38 - Encosta em avental de colúvio presente na Serra dos Cavalos - Caruaru (PE).

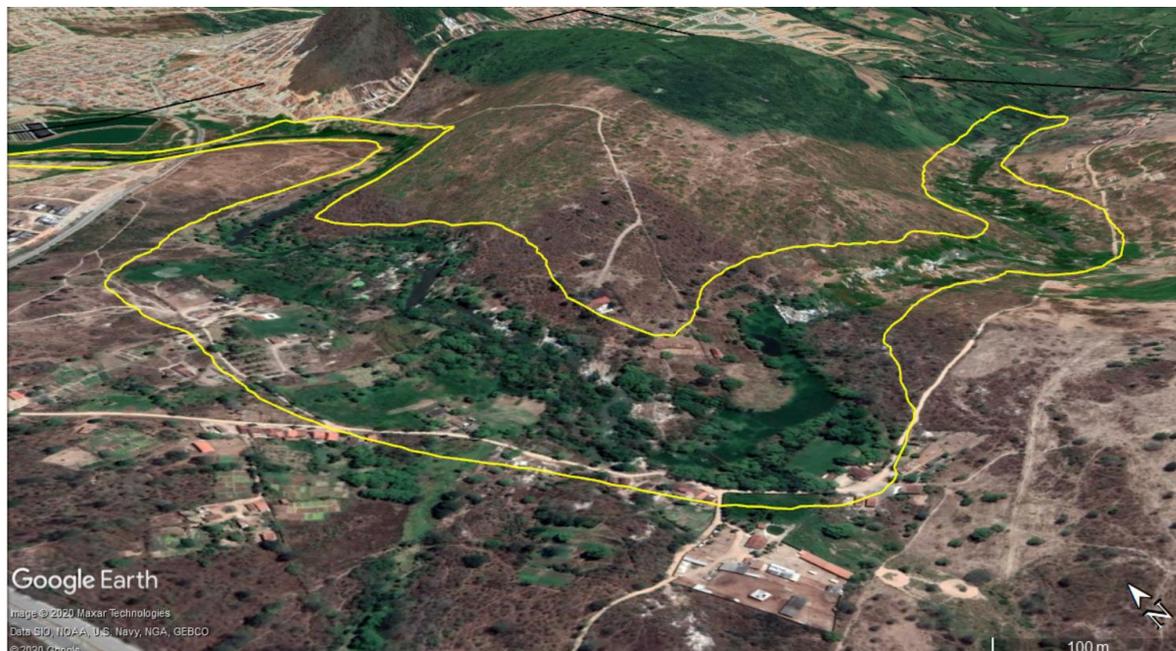


Foto: autora, 2018.

- f) Unidade de acumulação: nesta unidade está presente, na área de estudo, o plano aluvial. Compreende uma pequena porção da parte superior leste do mapeamento, caracterizando-se como áreas baixas e planas, que aglutinam áreas que

resultaram do processo de deposição. Esta área está completamente circunscrita pela área pedimentar a 600 metros.

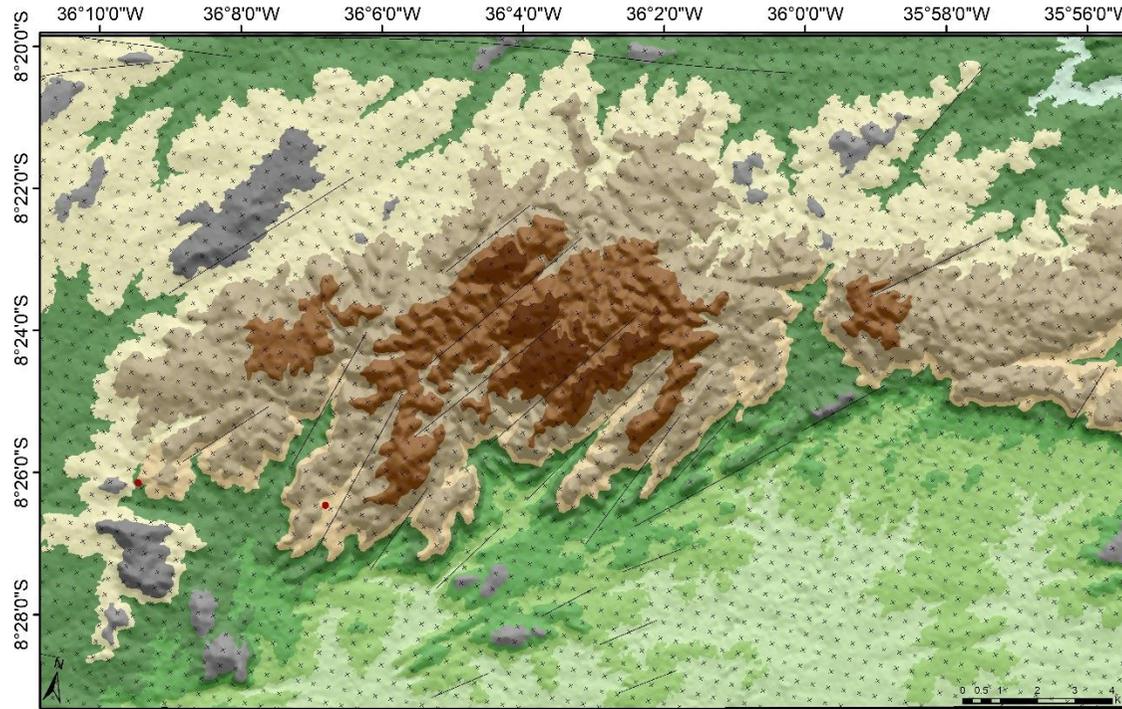
Figura 39 - Área de plaino aluvial inserida na Serra dos Cavalos – Caruaru (PE).



Fonte: Google Earth Pro, modificado pela autora (2020).

Figura 40 - Mapeamento geomorfológico do maciço estrutural Serra dos Cavalos - PE.

Mapeamento Geomorfológico de detalhe da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

MORFOESTRUTURA

Planalto da Borborema

MORFOESCULTURA

Modelados de denudação

Unidade pedimentar

Pedimento a 600 metros

Pedimento a 550 metros

Pedimento a 500 metros

Pedimento a 450 metros

Unidade residual

Matacões

Inselberg

Unidade de cimeira

Cimeira a 950 metros

Cimeira a 800 metros

Encosta de degradação

Encosta sem cobertura coluvial

Modelados de acumulação

Encostas de agradação

Encosta com cobertura coluvial

Encosta em avental de colúvio

Unidade de acumulação

Plaino aluvial

CONVENÇÃO

Lineamentos

Perfis de coleta

Delimitação da Serra dos Cavalos

Sistema de Coordenadas Geográficas
DATUM: SIRGAS 2000
1:100.000



6.2 Sedimentologia

Os parâmetros sedimentológicos são representados por uma série de variáveis que são embasadas por diversas representações gráficas. Essas representações refletem as características essenciais para a construção de resultados importantes para uma análise sedimentológica completa, pois compreendem formas de “visualizar” as populações de partículas que constituem os sedimentos.

Neste sentido, para a construção desses resultados são utilizadas normalmente quatro tipos de medidas, conforme aponta Dias (2004):

- 1- *Medidas de tendência central* como mediana, média e moda. Por meio destas, é possível descobrir se, em média, as partículas que compreendem uma distribuição são mais ou menos grosseiras, se comparadas a uma outra distribuição. Esses parâmetros normalmente estão relacionados à intensidade do agente de transporte desses materiais e/ou com os níveis energéticos desses ambientes de deposição;
- 2- *Medidas de dispersão ou de uniformidade*, que têm por finalidade representar uma maior ou menor concentração das partículas em torno da média e assim, demonstrar se os ambientes estiveram sob a influência de um ambiente com níveis energéticos constante ou irregular;
- 3- *Medidas de assimetria da curva*, que classifica os sedimentos de acordo com a sua espessura, inserindo-os entre finos ou grosseiros. Assim, essas medidas influenciam desvios na curva considerada normal, por isso o nome assimetria.
- 4- *Medidas de angulosidade da curva*, que correspondem a uma ponderação do comprimento da cauda da curva, comparando-a à curva normal.

O tamanho dos grãos consiste numa propriedade de grande importância para a compreensão do processo de transporte e deposição dos sedimentos coletados, pois afeta diretamente na sedimentação do ambiente (Folk e Ward, 1957; Friedman, 1979; Sugita e Maruno, 2001; Melo 2019).

Neste sentido, as amostras coletadas conforme a metodologia relatada anteriormente, foram processadas em laboratório, por intermédio das técnicas já

mencionadas, e plotadas no software Sysgran 3.0, servindo como um importante dado acerca da área de estudo. Foi analisada o grau de seleção dos grãos de cada amostra, bem como os graus de assimetria e curtose, a fim de compreender de que forma ocorreu o processo de deposição nos perfis de coleta.

Analisando inicialmente a classe granulométrica, as amostras do perfil Garrote Velho foram classificadas como silte grosso, enquanto que as amostras do perfil Cabeleira se inserem na classe areia muito fina (Tabela 5). Esta classificação se apresenta como um importante indicador da área fonte desses sedimentos. Nesse caso, os resultados apontam que os sedimentos foram originados de ambientes com um regime climático úmido, que sofreu bastante com o processo de intemperismo químico.

Tabela 5 - Classe granulométrica das amostras.

AMOSTRAS	MÉDIA	CLASSIFICAÇÃO	MEDIANA
GARROTE VELHO 10	4,225	Silte grosso	2,887
GARROTE VELHO 50	4,202	Silte grosso	2,882
CABELEIRA 10	3,868	Areia muito fina	2,759
CABELEIRA 50	3,942	Areia muito fina	2,793

Assim, presume-se que ocorreram eventos climáticos que estão inseridos numa escala temporal que varia de médio a longo prazo, que contribuiu para o aumento dos sedimentos mais finos, resultado de uma maior atividade pedogenética. Esta variável reitera a classificação do maciço estrutural Serra dos Cavalos como um ambiente de brejo de altitude, no qual as condições de precipitação e temperatura são diferenciadas do entorno semiárido.

O coeficiente de seleção dos grãos mede o grau de seleção dos sedimentos, sendo uma referência para compreender as flutuações das condições de energia cinética do agente depositante (Sahu, 1964). Nessas condições, o grau de seleção é o resultado da sedimentação que opera no material, enfatizando-se aqui que quanto maior for o transporte ou a agitação desse material, as partículas contidas neste ambiente têm a tendência de se separarem conforme o tamanho. Camargo Filho e Bigarella (1998) afirmam que os depósitos de composição heterogênea são dotados de pouca seleção, sendo, portanto, o resultado do transporte por meio de fluxos gravitacionais ou sedimentação fluvial.

De acordo com o resultado da dispersão das porcentagens granulométricas segundo Folk e Ward (1957), os sedimentos das amostras coletadas se apresentam como muito pobremente selecionados (Tabela 6). Isso indica que a sedimentação ocorreu rapidamente, reafirmando a baixa capacidade de seleção dos agentes geológicos atuantes nas duas áreas de coleta.

Tabela 6 - Grau de seleção das amostras conforme Folk e Ward (1957).

AMOSTRAS	Seleção	Classificação
GARROTE VELHO 10	3,011	Muito pobremente selecionado
GARROTE VELHO 50	2,898	Muito pobremente selecionado
CABELEIRA 10	3,119	Muito pobremente selecionado
CABELEIRA 50	3,129	Muito pobremente selecionado

O grau de assimetria é sedimentologicamente muito significativo, pois dispõe de subsídios acerca da natureza desse fluxo transportador, constatando se ele ocorreu de modo unidirecional, característica de uma assimetria positiva; ou bidirecional, que compreende uma assimetria negativa. Se observada uma assimetria muito positiva, é sinal que o material transportado é proveniente de fácies areno-argiloso. Porém, caso a assimetria se mostre muito negativa, associa-se à fácies argilo-arenosas e argilo-sílticas.

A partir desse contexto, as coletas realizadas nos dois perfis demonstraram ser oriundas de um fluxo unidirecional, reiterando a composição areno-argilosa e de silte grosso desse material. Essa combinação dos resultados dos graus de seleção e assimetria, em conjunto com a análise realizada em campo e por meio da confecção dos mapeamentos, revelam uma tendência de que os sedimentos do perfil Garrote Velho foram originados, em partes, de processos fluviais, conforme estudos de Friedman (1961), Martins (1965) e Hajek et al. (2010).

Tabela 7 - Grau de assimetria das amostras, fluxo transportador e fácies.

AMOSTRAS	ASSIMETRIA	CLASSIFICAÇÃO	FLUXO	FÁCIES
GARROTE VELHO 10	0,4672	Muito positiva	Unidirecional	Silte grosso
GARROTE VELHO 50	0,5118	Muito positiva	Unidirecional	Silte grosso
CABELEIRA 10	0,3916	Muito positiva	Unidirecional	Areno-argilosas
CABELEIRA 50	0,398	Muito positiva	Unidirecional	Areno-argilosas

A curtose mede a concentração ou a dispersão de um conjunto de valores, levando em consideração as medidas de tendência central em uma distribuição de frequências conhecida. Expressam, de modo gráfico, o aumento da quantidade de sedimentos a partir da variação do tamanho das peneiras, aqui definidos em Phi (Φ).

A curva de distribuição dessa variável é comparada com a curva de distribuição normal, que é em formato de S, e a partir disso, pode ser categorizada nas seguintes variáveis: platicúrtica, quando a curva gráfica se apresenta de modo achatado; mesocúrtica, quando a curva se apresenta de modo normal; e leptocúrtica, quando ela aparece de modo alongado.

As curvas cumulativas das amostras apresentaram um achatamento (figuras 41 e 42), classificando as amostras entre platicúrtica e muito platicúrtica. Diante disso, foi possível observar nos gráficos um aumento rápido a partir da peneira de 1 Φ em todas as amostras, permanecendo constante até o 3 Φ e seguindo em ascendência, porém numa inclinação diferente. Isso evidencia a presença maior de sedimentos de granulação muito fina (área de transição entre argila fina e silte grosso) na composição da amostra, conforme representado pelo histograma (figura 43).

Figura 41 - Curva cumulativa das amostras GV 10 e GV 50 do perfil Garrote Velho.

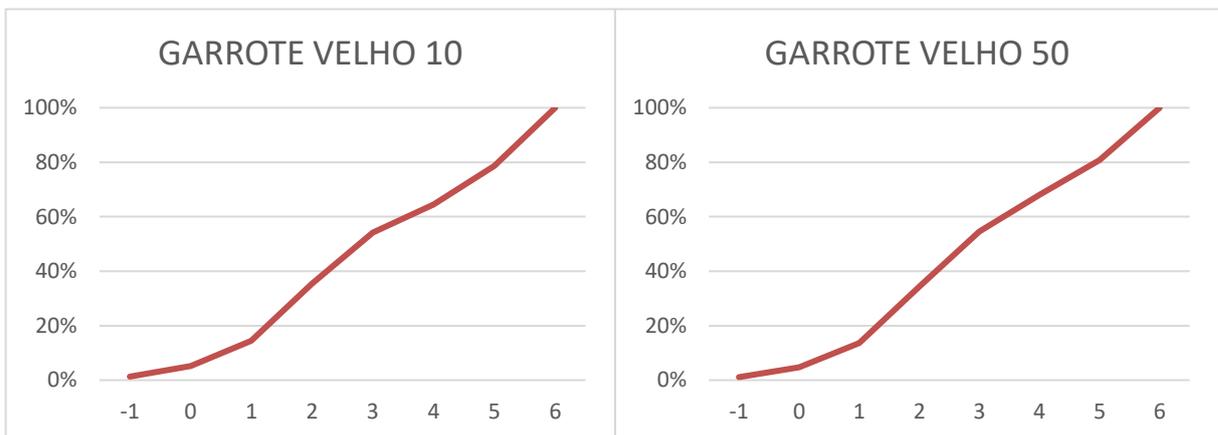


Figura 42 - Curva cumulativa das amostras CB 10 e CB 50 do perfil Cabeleira.

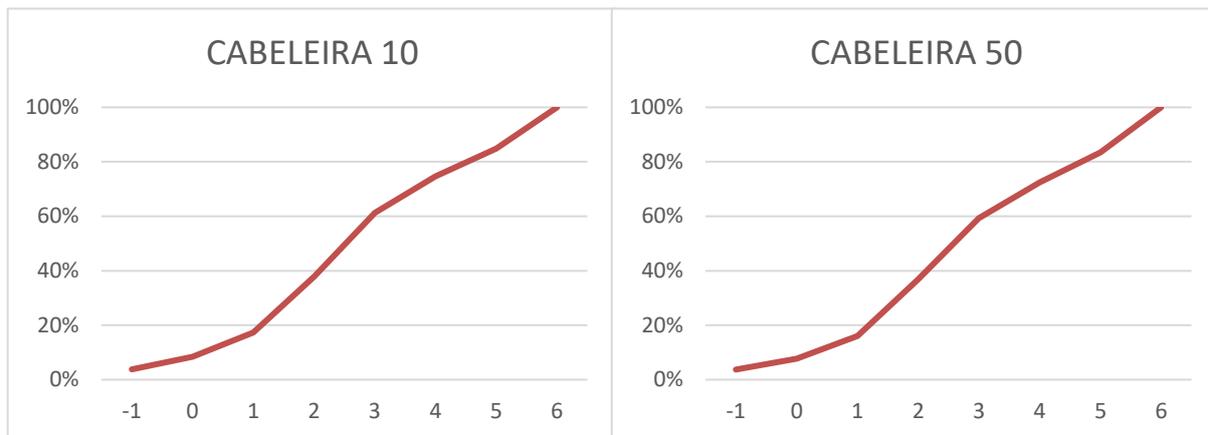
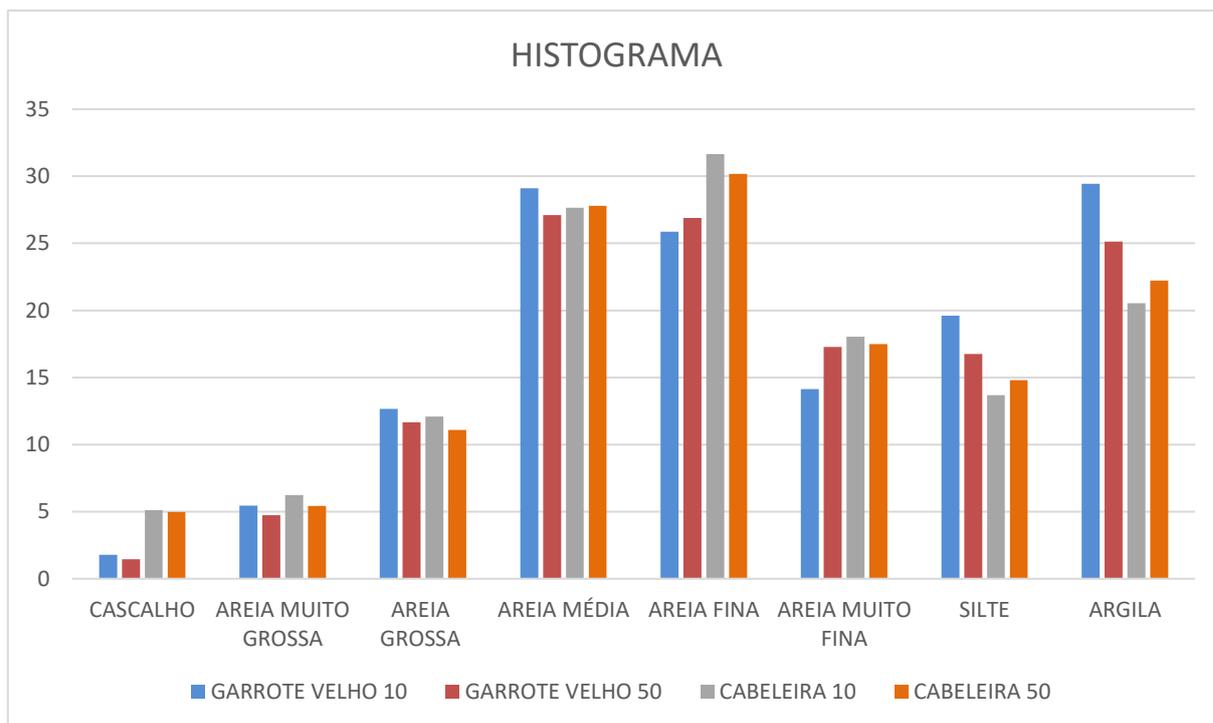


Figura 43 - Histograma por amostra de cada perfil.



Conforme os gráficos apresentados anteriormente, as amostras coletadas refletem um padrão que varia de platicúrtica a muito platicúrtica (tabela 8), refletindo a ocorrência de sedimentos pobremente selecionados. Isso indica uma mistura de diferentes classes granulométricas nos ambientes de deposição.

Tabela 8 - Grau de curtose das amostras.

AMOSTRAS	CURTOSE	CLASSIFICAÇÃO
GARROTE VELHO 10	0,6018	Muito platicúrtica
GARROTE VELHO 50	0,5841	Muito platicúrtica
CABELEIRA 10	0,6928	Platicúrtica
CABELEIRA 50	0,6709	Platicúrtica

A partir das análises realizadas ao longo dos trabalhos de campo, em conjunto com a produções dos mapas, das tabelas e dos gráficos, foi possível concluir que os dois perfis sofreram com a atuação de processos fluviais antes de sofrerem a deposição. No mapa de drenagem (figura 44) foi constatada a presença de um canal fluvial encaixado entre os interflúvios da área em que foi realizada a coleta no perfil Garrote Velho.

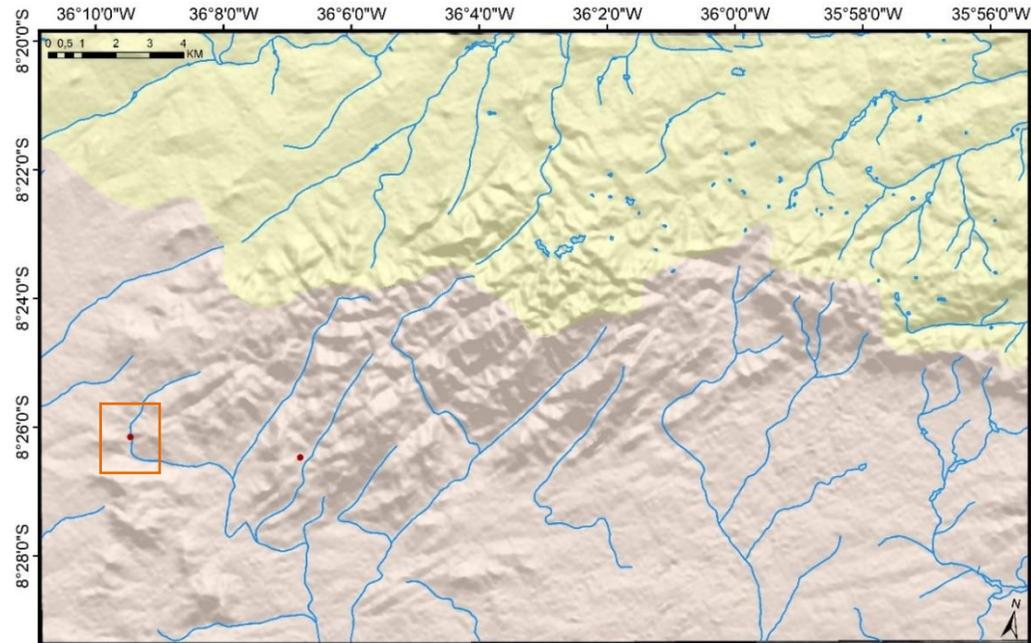
Neste perfil foi possível ainda observar a presença de uma área detentora de um mosqueamento de ferro, que se explica pela influência da mudança de nível do lençol freático. Provavelmente está relacionado com a movimentação do lençol freático no momento em que a drenagem observada no mapa tinha água, proporcionando reações com ferro e deixando marcas nos sedimentos depositados.

O canal sofreu uma captura de drenagem a montante da localização do perfil, evidenciada pelo notório cotovelo de drenagem. É possível que essa captura fluvial tenha sido resultado de um retrabalhamento tectônico na área da coleta, tendo em vista a instabilidade proporcionada pelos lineamentos localizados na região.

O perfil Garrote Velho ainda sofreu com processos de encosta, pois também conta com a presença de sedimentos depositados em colúvio na encosta. São sedimentos mais recentes.

Figura 44 - Mapa de drenagem com enfoque dado ao perfil de coleta GV, envolto com o quadrado laranja, e o Joelho de drenagem observado.

Mapa da Rede de Drenagem da Serra dos Cavalos - PE



LEGENDA

- Bacia do Rio Ipojuca
- Bacia do Rio Una

CONVENÇÃO

- Delimitação da Serra dos Cavalos
- Rede de drenagem
- Perfis de coleta

Sistema de Coordenadas Geográficas
DATUM: SIRGAS 2000
1:100.000
Fonte: Zoneamento Agroecológico de Pernambuco



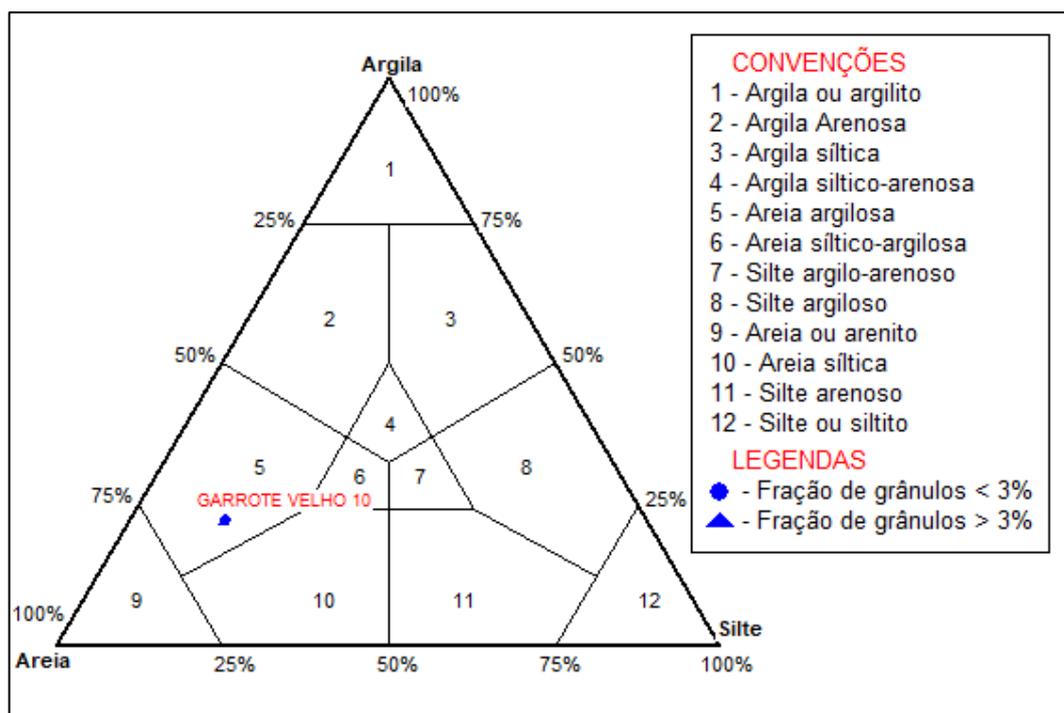
Fonte: ZAPE. modificado pela autora.

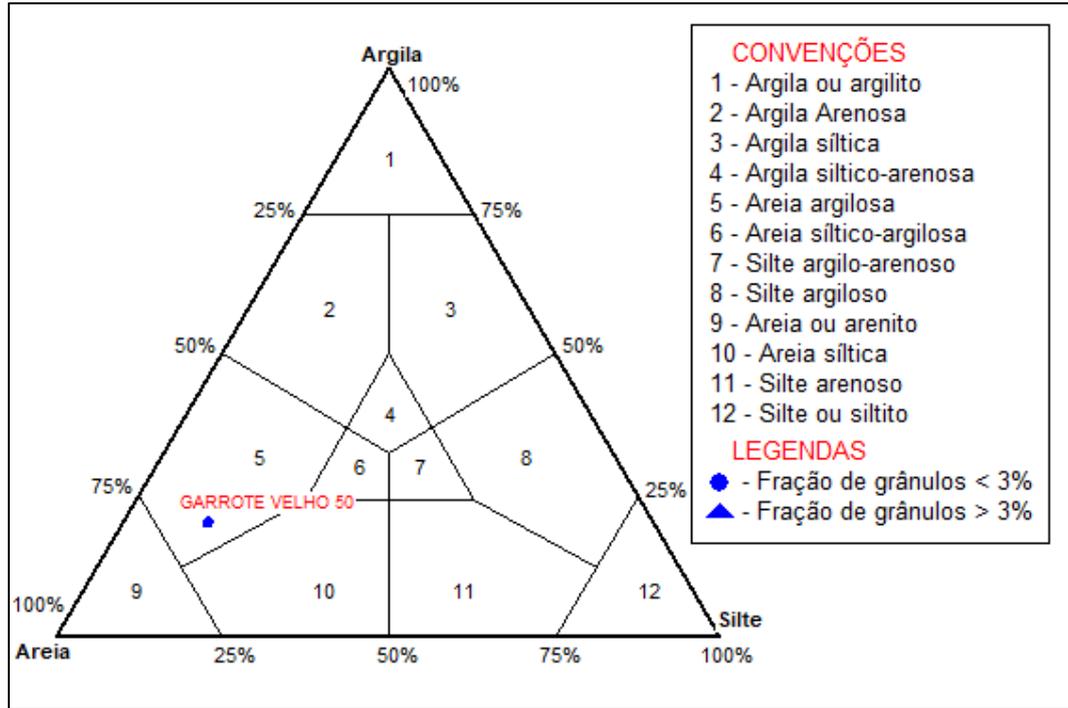
6.2.1 Diagrama de triangular de Shepard (1954)

O diagrama de Shepard corresponde a uma classificação triangular, que tem por objetivo determinar a textura do sedimento de acordo com a sua granulometria, ou seja, a partir dos seus percentuais de areia, argila e silte. É importante salientar que o esquema classificativo de Shepard não tem nenhuma preocupação com a hidrodinâmica das amostras. Ele não permite nenhuma dedução acerca das características do ambiente de deposição, sendo puramente de caráter descritivo.

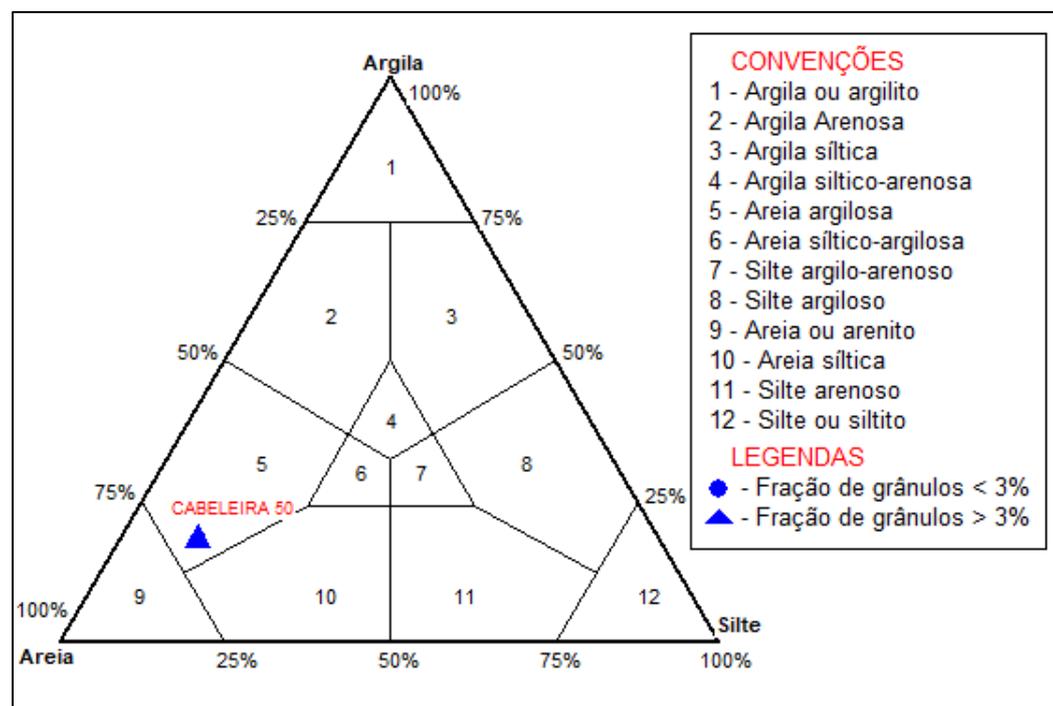
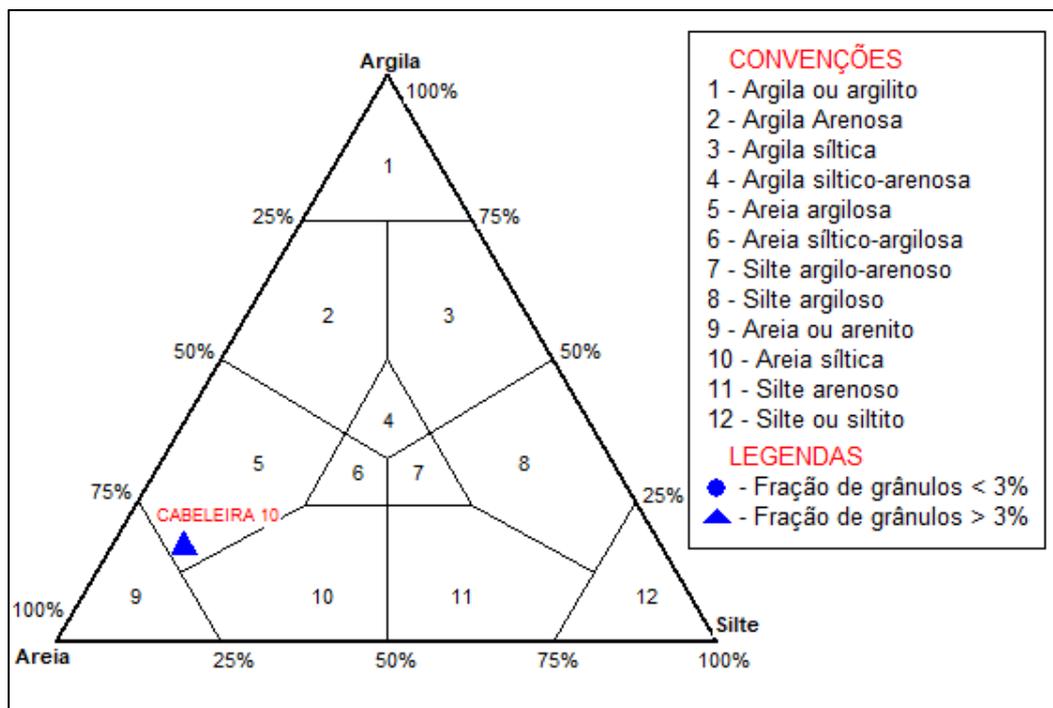
Neste sentido, a textura das amostras foi classificada como areia-argilosa, corroborando para a construção de todos os resultados citados anteriormente (Figuras 45 a 48).

Figuras 45 e 46 - Diagrama triangular de Shepard para as amostras do perfil Garrote Velho.





Figuras 47 e 48 - Diagrama triangular de Shepard para as amostras do perfil Cabeleira.



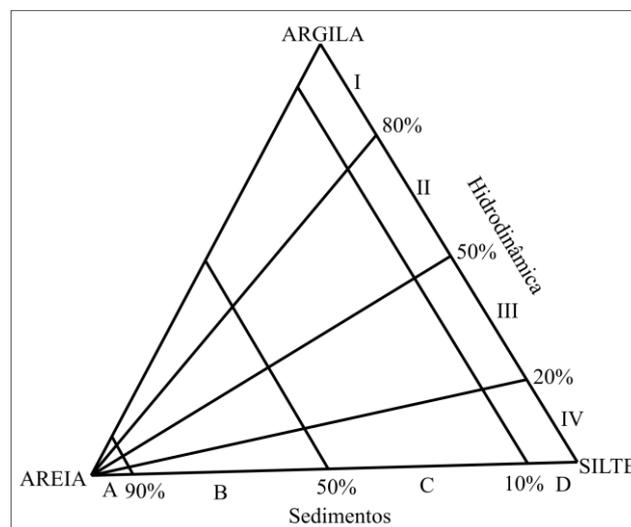
6.2.2 Diagrama de Pejrup

O diagrama triangular de Pejrup (1988) tem como finalidade classificar os sedimentos de acordo com a hidrodinâmica a qual ele foi submetido ao longo de seu processo de deposição (Figura 49). Para tanto, utiliza-se o teor de argila para delimitar as áreas de seu diagrama, assumindo que: sedimentos com teores de argila acima dos 80% são oriundos de ambientes de baixa energia; enquanto que a linha de 20% determina um ambiente deposicional dotado de alta energia; e, finalmente, a linha correspondente aos 50% representa um meio termo entre os dois, dividindo o diagrama em duas partes iguais (CORRÊA, 2005).

Isto posto, é possível observar que o diagrama se divide em quatro partes iguais, nomeadas de I, II, III e IV. A divisão que corresponde ao I diz respeito a ambientes que possuem uma hidrodinâmica baixa, com pouca energia, que vai crescendo gradativamente nas próximas seções.

Na aresta inferior do triângulo é determinado o conteúdo de areia presente na amostra, sendo dividida entre as seções A, B, C e D. A linha de 10%, representa ambientes lamosos, nos quais o conteúdo de areia torna-se insignificante em termos de dinâmica, enquanto que a linha de 90% de areia, demonstra a perda do caráter coesivo dos sedimentos com as características descritas. Novamente, a linha de 50% divide o grupo central em duas partes (CORRÊA, 2005).

Figura 49 - Diagrama triangular de Pejrup (1988).



As amostras Cabeleira 10 e Cabeleira 50 se apresentam no diagrama no grupo (II-B), assim como as amostras Garrote Velho 10 e Garrote Velho 50, o que infere que os sedimentos sofreram com uma hidrodinâmica moderada, com um percentual alto de areia, variando entre 50% a 100% (Figuras 50 à 53).

Figura 50 - Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 10 cm do perfil Garrote Velho.

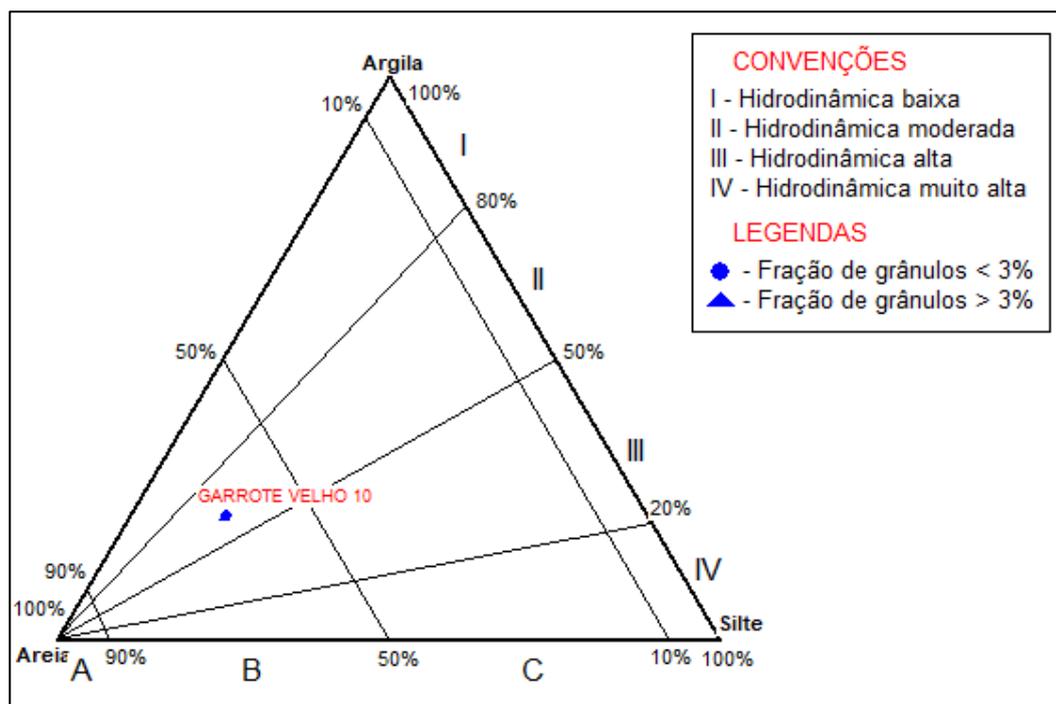


Figura 52 - Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 50 cm do perfil Garrote Velho.

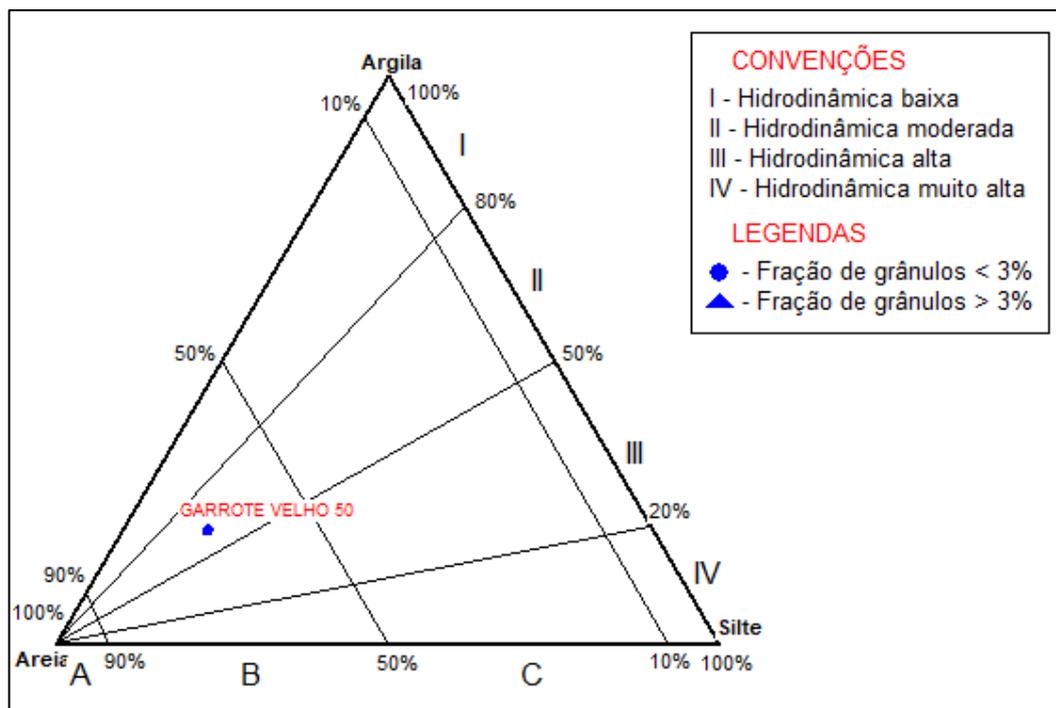


Figura 51 - Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 10 cm do perfil Cabeleira.

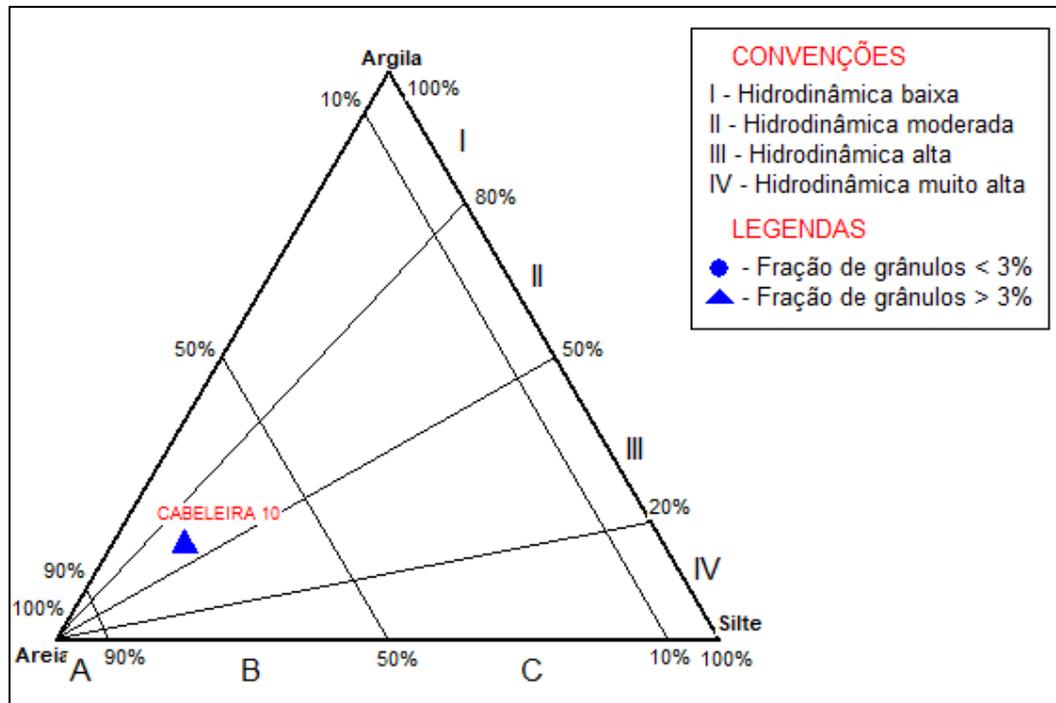
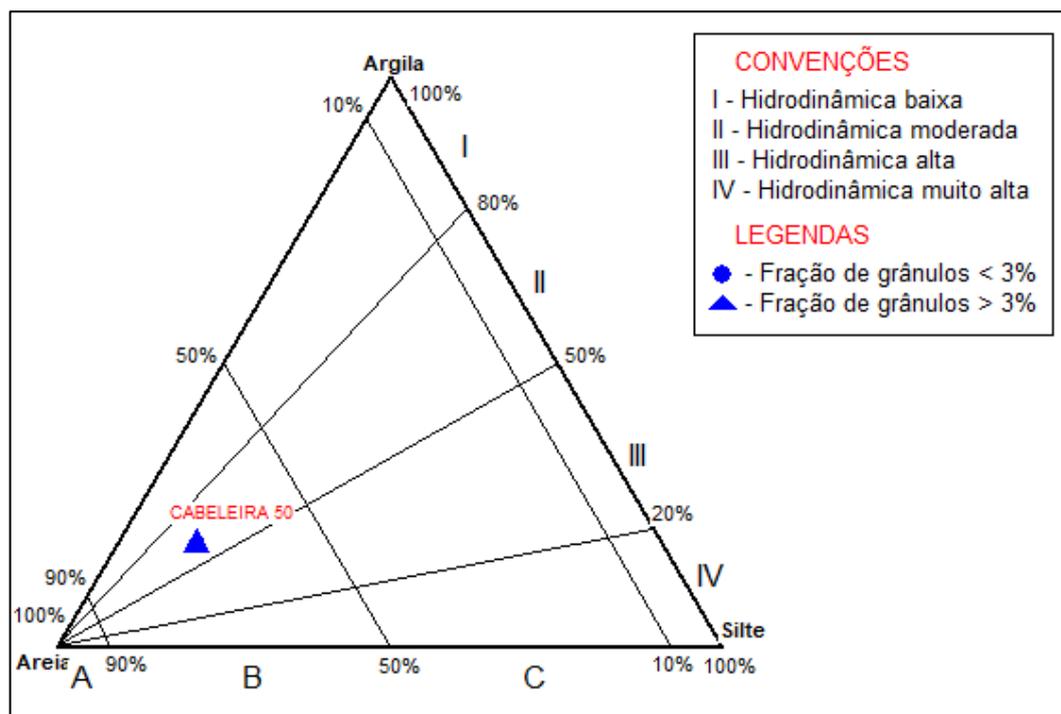


Figura 53 - Diagrama triangular de Pejrup para a amostra de 50 cm do perfil Cabeleira.



Isso reitera que o ambiente de deposição contou com baixa viscosidade. Esse resultado sugere que a deposição contou com uma energia de nível moderado, sendo resquício de um fluxo originado de inputs de energia associados a momentos de intensa precipitação que atuou transportando material ao longo de pequenas distâncias.

6.3 Micromorfologia

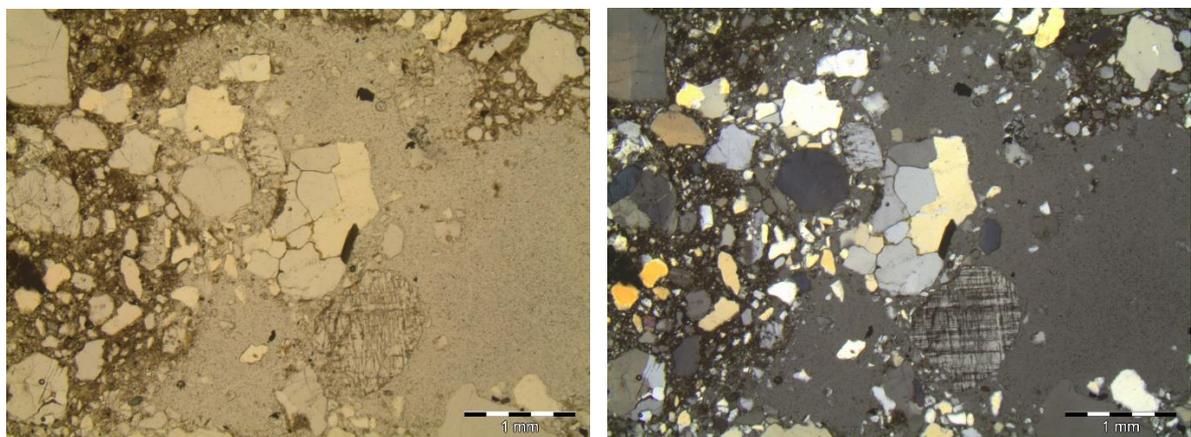
A micromorfologia de solos é classificada como uma ótima alternativa para a compreensão do processo de transporte e deposição dos sedimentos. Sendo assim, buscou-se a caracterização micromorfológica das amostras coletadas nos depósitos Garrote Velho e Cabeleira, inseridos no contexto do maciço estrutural Serra dos Cavalos.

6.3.1 Perfil Garrote Velho

Neste perfil as imagens analisadas em microscópio apresentaram apenas uma zona, constituída de material arenoso e pouca matriz argilosa fina. Os grãos se apresentam de modo bem selecionados, havendo uma presença majoritária de grãos de quartzo e alguns feldspatos com sinais de alteração, embora ainda bem preservados.

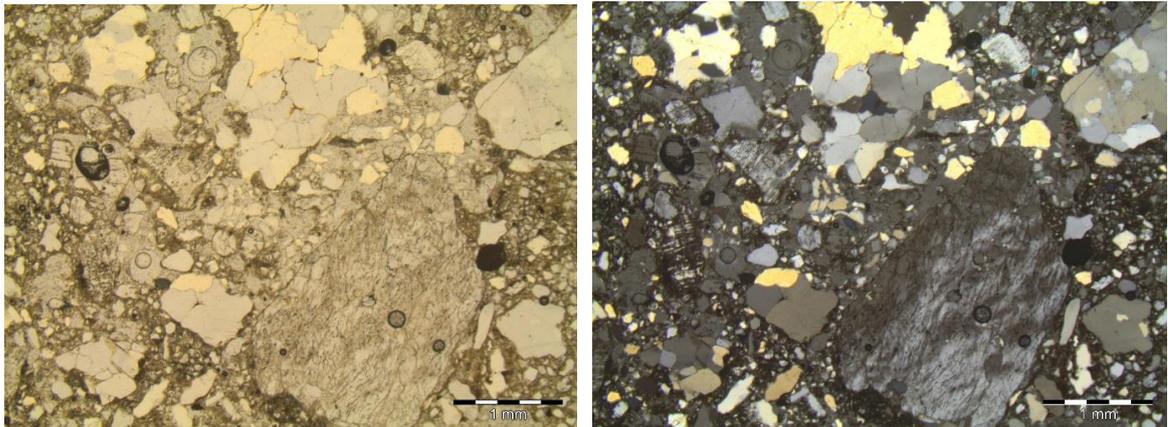
A fração grossa da lâmina conta com grãos de diferentes diâmetros, medindo desde aproximadamente 1,5 mm no eixo maior, variando desde anguloso a sub arredondado. Os grãos com corrosão e fraturados são preenchidos com material fino idêntico a matriz argilosa fina. A cor da matriz fina é bruno escuro, pouco abundante e envolve todos os grãos primários (figuras 54 e 55).

Figuras 54 e 55 - Porção da lâmina com uma zona, constituída de material arenoso e pouca matriz argilosa fina. Grãos bem selecionados, com **presença majoritária de grãos de quartzo e alguns feldspatos com sinais de alteração**. A figura 54 corresponde à luz branca e a 55 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm.



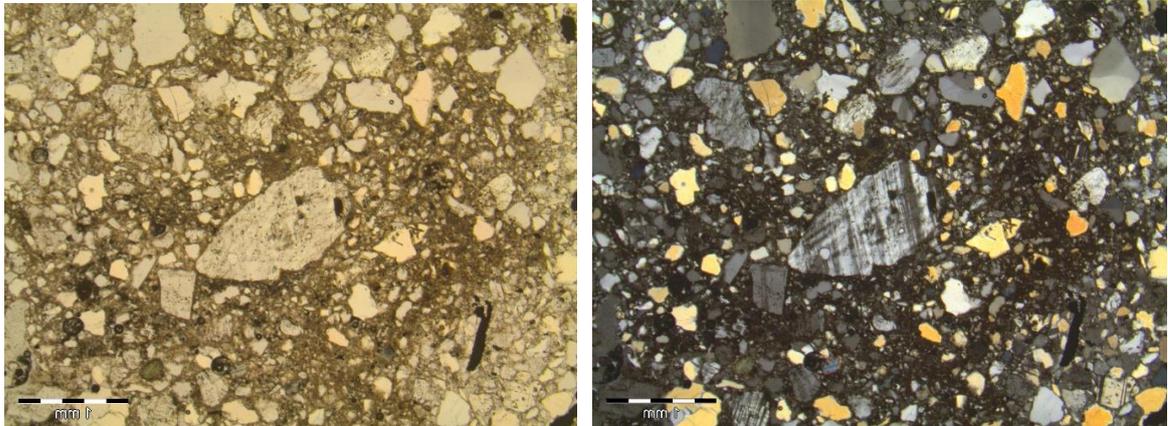
As figuras 56 e 57 remetem a uma porção da lâmina que se apresenta como sendo muito arenosa, possuindo uma dominância de 90% de grãos primários de quartzo (principalmente) e feldspato, com tamanhos que possuem 2,5 mm. A distribuição destes grãos ocorre de modo aleatório. Todas as outras feições são iguais às descrições das figuras anteriores.

Figuras 56 e 57 - Zona muito arenosa, com predominância de 90% de grãos primários de quartzo (principalmente) e feldspato. Distribuição aleatória dos grãos. A figura 56 corresponde à luz branca e a 57 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm.



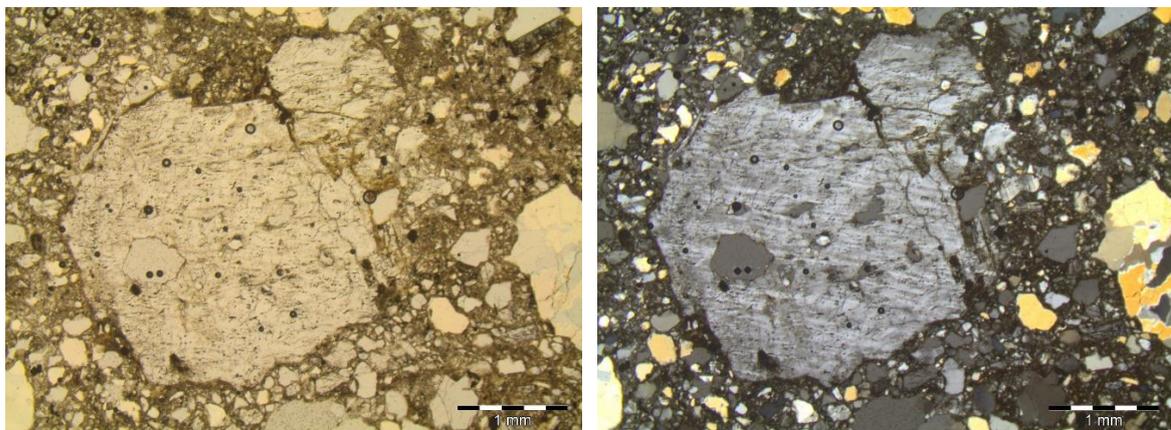
As figuras 58 e 59 demonstram uma porção da lâmina em que se predomina a fração grossa (90%) de natureza similar as descritas anteriormente. Aqui, os grãos menores são mais abundantes que nas figuras anteriores. Quanto ao material fino, argiloso, ele ainda se apresenta na cor bruno escuro e envolve todos os grãos primários. Porém, em aproximadamente 70% da lâmina a matriz fina é mais densa e abundante e possui limite nítido com zonas de material fino, menos abundante e mais clara, possivelmente relacionado com a perda parcial deste material. Nestas zonas, há o enriquecimento relativo da areia com diâmetro $< 0,4$ mm.

Figuras 58 e 59 - Predomínio de fração grossa (90%). Os grãos menores são mais abundantes e o material fino ainda aparece na cor bruno escuro e envolve todos os grãos primários. A figura 58 corresponde à luz branca e a 59 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm.



As figuras 60 e 61 são caracterizadas pela presença de 90% de areia, com grãos de aproximadamente 3,5 mm, predominando ainda quartzo e feldspato. Apresenta pouca argila, contendo grãos de minerais facilmente alteráveis, como o feldspato, indicando a baixa evolução pedogenética do perfil. A dissolução dos feldspatos maiores gera fragmentos do mineral de $\sim 0,2$ mm, cujos vazios são preenchidos pela matriz argilosa fina, também de cor bruno escura. No entorno dos grãos maiores estão presentes uma grande quantidade (até 60%) de grãos muito pequenos, majoritariamente de quartzo. Isso ocorre devido ao fato dos feldspatos se alterarem mais rapidamente.

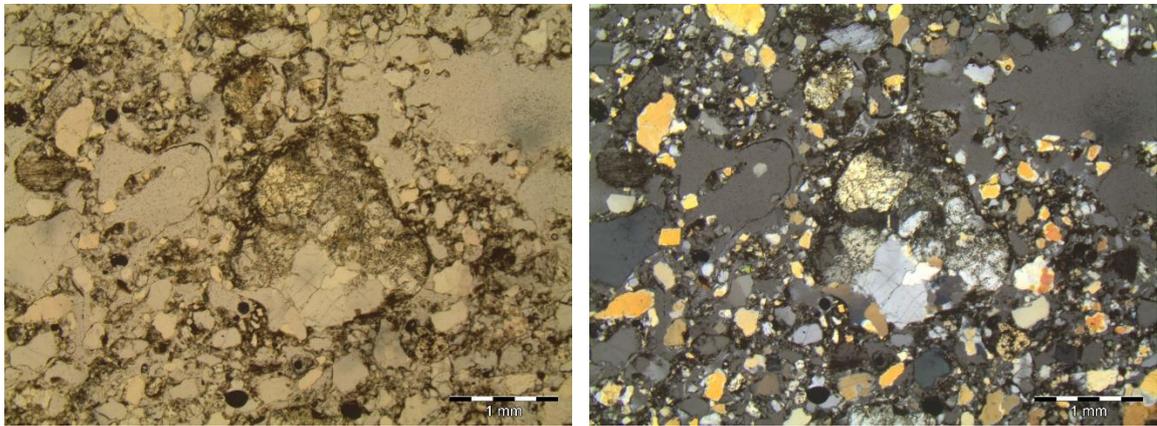
Figuras 60 e 61 - Predomínio de areia (90%), com a presença de quartzo e feldspato. Grãos de aproximadamente 3,5 mm. A figura 60 corresponde à luz branca e a 61 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm.



6.3.2 Perfil Cabeleira

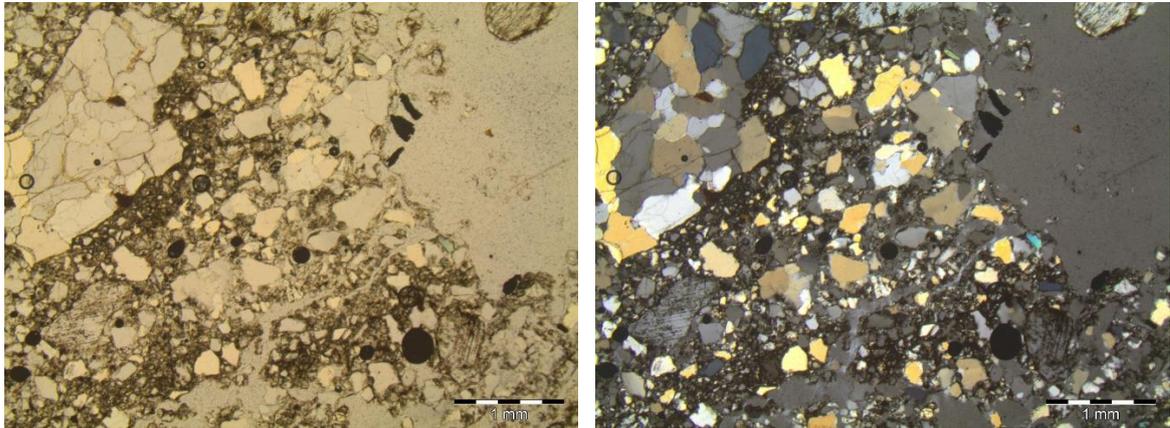
Neste perfil, a lâmina se apresenta contendo 90% de areia com grãos maiores que 2 mm, com o predomínio de frações muito finas de quartzo e feldspato. Nas figuras 62 e 63, a lâmina apresenta uma área na qual os grãos estão envoltos por uma película de argila de cor cinza escura. Em algumas áreas, as zonas que possuem argila numa tonalidade cinza escura opaca formam pontes entre os minerais primários. Em outras zonas, as concentrações de argila são menos densas, criando uma matriz mais porosa e relativamente mais arenosa.

Figuras 62 e 63 - Grãos envoltos por uma película de argila de cor cinza escura. A figura 62 corresponde à luz branca e a 63 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm.



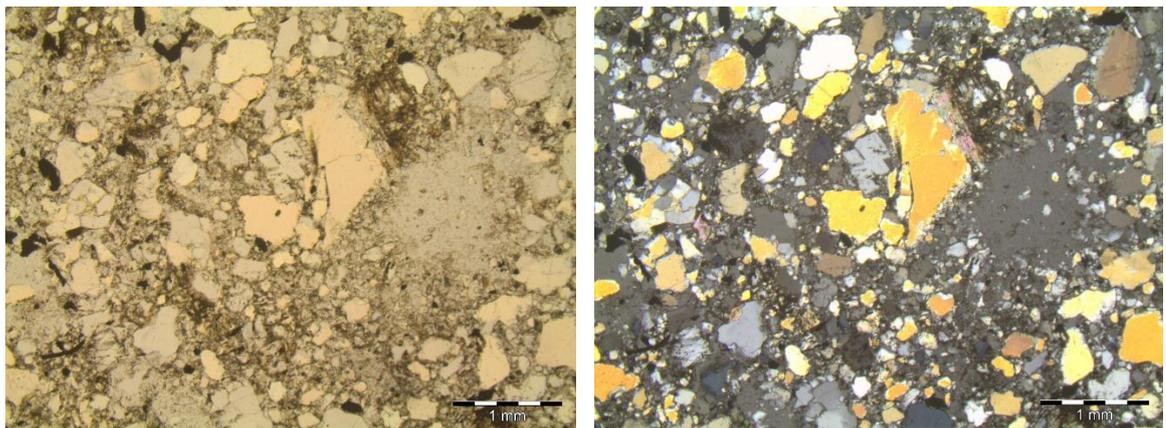
As figuras 64 e 65 apresentam as mesmas características das figuras anteriores, sendo a única diferença representada por poros biológicos grandes (canais e câmaras). O material fino cinza muito escuro se concentra ao redor dos grãos e se organizam em pequenas zonas opacas, com argila mais abundante. De 80 a 90% da matriz é arenosa, com uma distribuição aleatória.

Figuras 64 e 65 - Material cinza fino, muito escuro, concentrado ao redor dos grãos e organizados em pequenas zonas opacas, com argila mais abundante. A figura 64 corresponde à luz branca e a 65 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 10 cm.



Nas figuras 66 e 67 pode-se observar a ocorrência de grãos de feldspato, apresentando as bordas muito alteradas (pseudomorfose). Possui um material fino cinza muito escuro e pouco denso, com zonas onde está praticamente ausente. À esquerda da lâmina nota-se que existe uma certa orientação dos grãos primários formando uma estrutura semicircular, podendo indicar deslocamento de material na vertente.

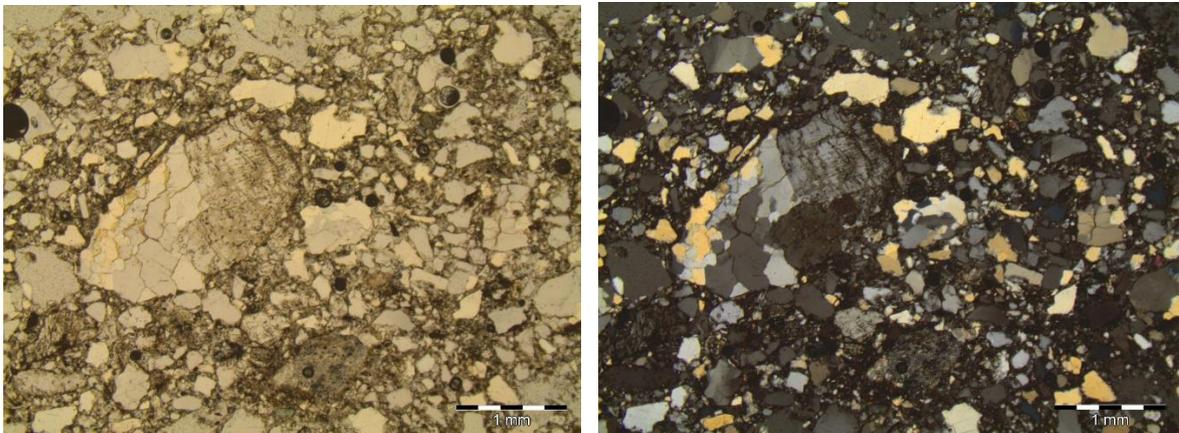
Figuras 66 e 67 - Presença de grãos de feldspato com bordas muito alteradas. Possui material muito cinza escuro e pouco denso. A figura 66 corresponde à luz branca e a 67 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm.



As figuras 68 e 69 apresentam grãos primários e matriz fina. São grãos similares aos descritos anteriormente, embora não se perceba a orientação deles. Apresenta, no total, 95% de grãos primários, com o predomínio de quartzo, embora haja feldspatos, apresentando-se mais alterados. A disposição destas lâminas indica a ocorrência de um empilhamento de grãos primários. Predomina o padrão de distribuição c/f chitônica, reconhecida como a presença de películas de argila cinza

escura ao redor dos grãos, associada com zonas enáulicas (pontes de argila ligando os grãos) e principalmente porfírica aberta, indicando diferentes graus de consistência do material, desde mais friável até um pouco mais cimentado. O quartzo continua dominante, apresentando-se fragmentado, o que leva a sua dissolução e a um maior arredondamento dos fragmentos. De maneira secundária, tem a presença do feldspato. A friabilidade está associada com a textura arenosa do material., não sendo possível observar porosidade de empilhamento.

Figuras 68 e 69 - Grãos primários e matriz fina. Predomínio de quartzo e, secundariamente, conta com feldspatos mais alterados. Há ocorrência de empilhamento de grãos primários. A figura 68 corresponde à luz branca e a 69 à luz polarizada. A amostra foi coletada a 50 cm.



6.4 Datação por Luminescência Opticamente Estimulada

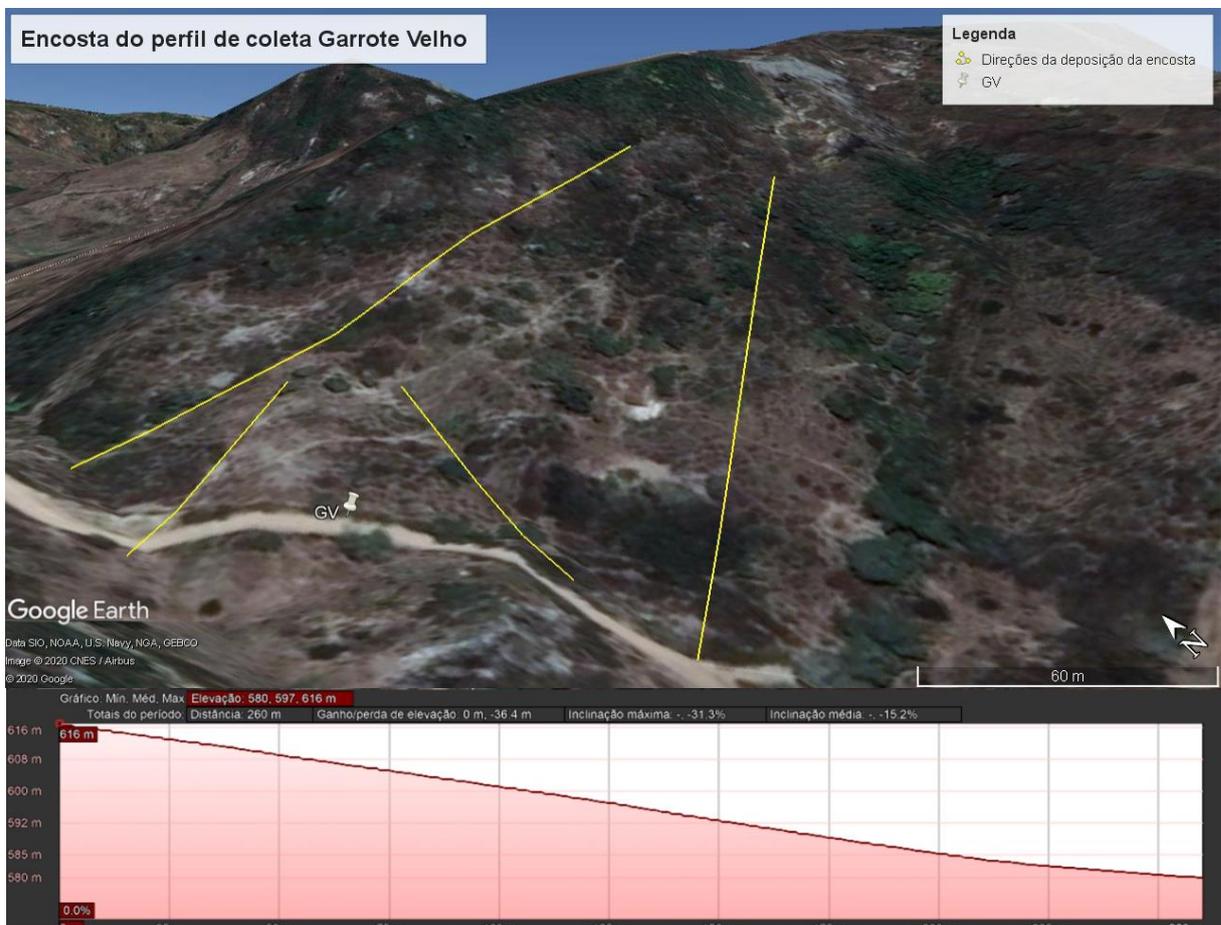
Com base na datação por LOE foi possível reconstruir, qualitativamente, os cenários da dinâmica nas encostas e nos canais de drenagem responsáveis pela formação de rampas coluviais e dos depósitos fluviais nas áreas estudadas. As concentrações de radioisótopos medidos e idades finais foram agrupadas na tabela 9 para uma melhor visualização dos resultados.

Tabela 9 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras GV e CB.

PARÂMETROS	GV 10	CB 10
Th (ppm)	24,096 ± 1,026	7,751 ± 0,416
U (PPM)	4,983 ± 0,167	1,486 ± 0,122
K (%)	3,739 ± 0,084	1,246 ± 0,071
Dose Anual (μGy/ano)	6.325 ± 90	2.340 ± 65
P (Gy)	20,6	9,6
Idade BP (ano)	3.255 ± 150	4.290 ± 360

Os pontos de amostragem tratam-se de uma rampa coluvial que transitam lateralmente para um plano aluvial, apresentando uma sedimentação com espessura de 100cm, respectivamente. Em específico, na encosta do perfil Garrote Velho (figura 70), é possível perceber a ocorrência de dois eventos perturbadores que ocorreram em momentos distintos. Esses eventos de ordens diferenciadas deram origem a dois movimentos deposicionais que se desenvolveram em estágios diferentes de trabalho geomórfico. Observa-se uma deposição mais abrangente, enquanto que a outra, localizada no sopé da encosta, se apresenta em um tamanho menor.

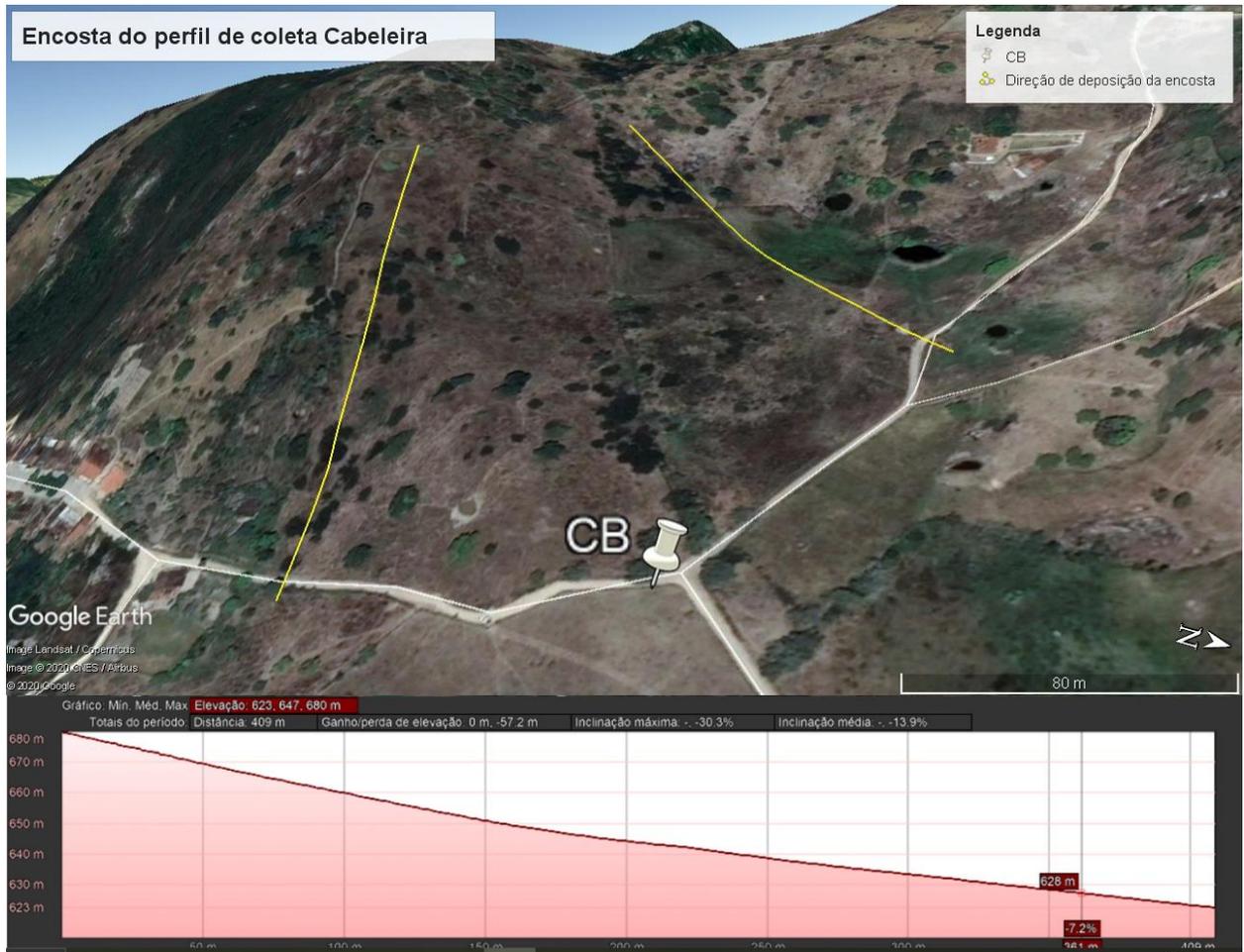
Figura 70 - Encosta do perfil Garrote Velho. Nota-se aqui a ocorrência de dois eventos perturbadores, proporcionando dois momentos diferentes de deposição.



Fonte: Adaptado de Google Earth Pro (2020).

Já a encosta do perfil Cabeleira se apresenta como um único evento perturbador, que propiciou a deposição dos sedimentos em avental coluvial, que aparece de modo bem marcado quando observada a figura 71.

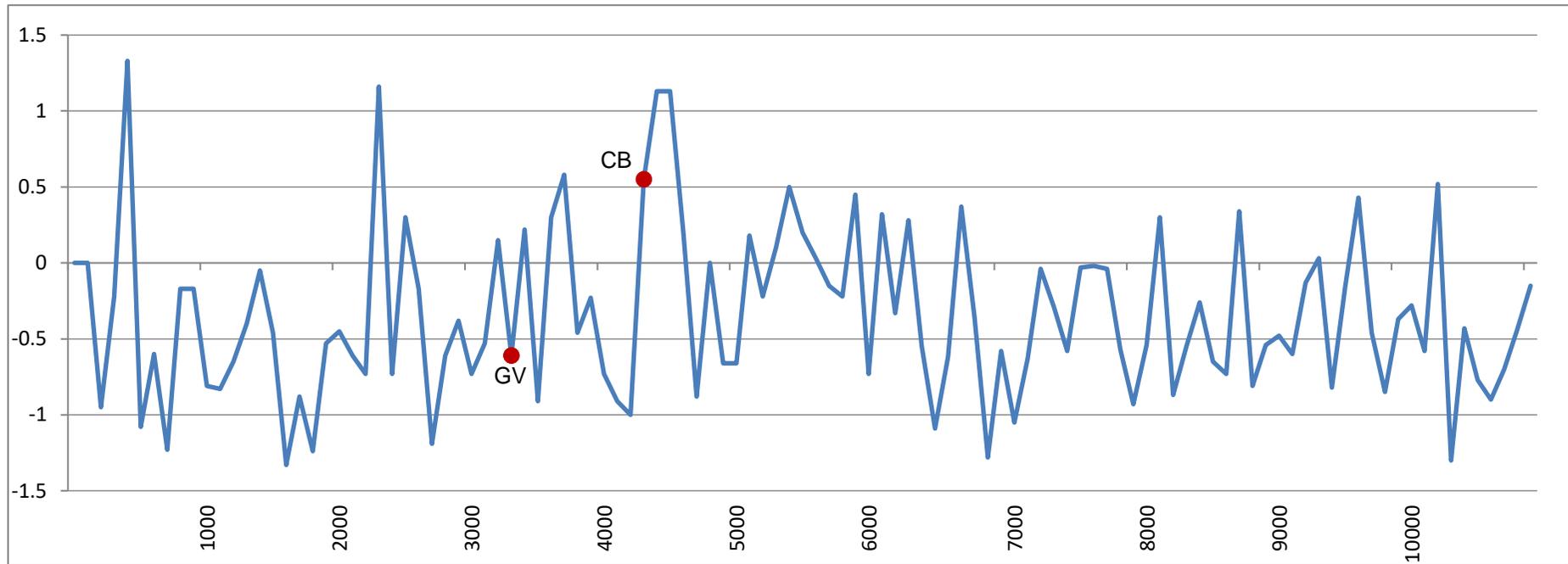
Figura 71 - Encosta do perfil Cabeleira.



Fonte: Adaptado de Google Earth Pro (2020).

As amostras datadas encontram-se a 10cm de profundidade (base), com fração granulométrica de areia muito fina. As idades de 3.255 ± 150 (primeiro ponto de coleta – perfil Garrote Velho) e 4.290 ± 360 (segundo ponto de coleta – perfil Cabeleira) indicam tratar-se de um evento de rebaixamento de temperatura no Holoceno superior (Figura 72), gerando uma mudança rápida no clima para condições de semiaridez severa (Adams et al. ,1999; Petit et al., 1999). A textura dos pacotes sedimentares sugere que o coluvionamento foi causado por um evento de precipitação de grande magnitude capaz de produzir escorregamentos translacionais de baixa energia.

Figura 72 - Idades obtidas relacionadas às mudanças de temperatura globais.



Fonte: Modificado de Petit et al., 1999.

Contextualizando com os eventos climáticos de escala local/regional, é possível afirmar que as idades encontradas na datação destes depósitos estão associadas ao evento Paleo-ENOS, que se insere entre 4.700 e 1.700 anos AP. Conforme aponta Melo (2019), ao longo destes anos tem início a ciclicidade do evento, sobretudo em sua fase quente. A divisão da Célula de Walker estabelece um ramo descendente na região Nordeste do Brasil e, em conjunto, ocorre uma modificação da circulação climática global, tornando-se mais próxima do observado atualmente.

A coleta GV é a mais antiga e se associa a um período de transição entre a menor temperatura, abaixo da linha de $-0,5^{\circ}\text{C}$ e o início de um aumento. Essa transição reitera a afirmativa de Knox (1972): “o momento máximo de atuação dos processos geomórficos ocorre no momento de transição entre duas situações climáticas”. A coleta CB se localiza acima da linha de $0,5^{\circ}\text{C}$, em um momento no qual a temperatura está subindo. A remobilização dos sedimentos nestas condições se associa a eventos de precipitação de alta magnitude e baixa recorrência.

Embora os estudos elaborados por Amorim (2015), Moy et al., (2002) e Staines-Urías et al., (2015) apud Melo (2019), afirmem que o período entre 4.701 e 2.300 anos não possui registros de ocorrência de processos geomorfológicos que foram capazes de originar depósitos de encosta no Planalto da Borborema.

No entanto, as datas obtidas neste trabalho e por Silva (2013) em Brejo da Madre de Deus e Fazenda Nova, demonstram a dinâmica geomorfológica capaz de remobilizar sedimentos das encostas em um momento de semiaridez extrema, no que antes era classificado como um momento de ausência de umidade ou estabilidade climática associado ao evento Paleo-ENOS em sua fase quente. Sendo elas:

- 3,02 e 2,46 Ka, que indicaram um único evento deposicional de menor energia, associados a episódios de maior umidificação no Holoceno superior, seguida de uma fase longa de semiaridez sob vegetação de caatinga, o que favoreceu a erosão laminar, removendo os grãos finos e concentrando os grossos;
- 4,2 Ka, que remete à ocorrência de eventos também de cunho climático, associados ao Holoceno médio, estando possivelmente relacionado ao máximo de umidificação do clima antes que a cobertura vegetal fosse recuperada da semiaridez que assolou a área antes desse evento;

- 3,7 Ka, que só reitera a ocorrência de dois eventos de coluvionamento que datam do Holoceno inferior e médio para a área como um todo.

Lima (2015) encontrou apenas uma idade para o Holoceno superior (3.200 anos AP), na Chapada do Araripe. Segundo a autora, é provável que a área em questão não tenha sofrido uma remobilização maciça da cobertura superficial por movimentos de massa de alta energia, remetendo a uma estabilização das encostas proporcionada pela cobertura vegetal.

A idade mencionada foi encontrada a margem de um canal que entrincheira uma cascalheira basal. Neste sentido, presume-se que ocorreu um aumento do deflúvio e energia ao longo da entrada do Ótimo Climático e uma continuidade do movimento de entalhe ao longo do Holoceno superior, reiterando a ocorrência de um aumento de umidade neste período.

Melo (2019) encontrou nove idades associadas ao Paleo-ENOS espalhadas ao longo de todo o Maciço Estrutural de Água Branca (AL). 5 dessas idades estão localizadas, na curva de paleotemperatura, exatamente em momentos de mudanças de temperatura, demonstrando uma mudança de fase do evento destacado.

Sendo assim, estas evidências corroboram a hipótese da ocorrência de chuvas torrenciais isoladas associada ao Paleo-ENOS para o Nordeste do Brasil, e principalmente sobre o Planalto da Borborema, que então estava sob um clima semiárido severo, inexistindo, assim, a estabilidade climática para o período entre 4.701 e 2.300 anos, sugerida por Amorim (2015), Moy et al., (2002) e Staines-Urías et al., (2015).

7 CONCLUSÕES

As conclusões a respeito da evolução paleoambiental do maciço estrutural Serra dos Cavalos (PE) foram produzidas a partir da análise morfoestatigráfica dos depósitos de encostas.

A confecção dos Mapeamentos Geomorfológicos em mesoescala e em escala de detalhe, buscou interpretar e organizar as unidades geomorfológicas observadas no maciço, bem como inseri-las no contexto geomorfológico regional e estadual, a fim de compreender a dinâmica geomorfológica da região, bem como os principais processos atuantes na área.

Partindo dos resultados obtidos com a sedimentologia, foi possível mensurar que os sedimentos que foram depositados nas encostas dos perfis Garrote Velho e Cabeleira foram oriundos de movimentos rápidos de transporte e deposição. A classe granulométrica em conjunto com o grau de seleção dos grãos (muito pobremente selecionados), infere que o ambiente em que ocorreu esse processo estava sob a influência de eventos de precipitação, que proporcionaram a atuação em excesso do intemperismo químico.

Estas condições permitem afirmar que o fluxo do transporte se deu de modo rápido, de maneira unidirecional, caracterizando-se como uma assimetria muito positiva, composto por um material correspondente a silte grosso no perfil Garrote Velho e areno-argiloso no perfil Cabeleira.

Essa combinação dos resultados dos graus de seleção e assimetria revelam uma tendência de os sedimentos terem sido originados de processos fluviais e processos de encosta, no perfil GV, e no perfil CB não houve a influência de processos fluviais por estar distante da drenagem.

Neste sentido, a área de coleta Garrote Velho apresenta-se na paisagem como uma rampa de colúvio que transita lateralmente para o plano aluvial, evidenciando a sedimentação em alúvio-colúvio. O perfil de coleta foi analisado conforme a área exposta, tendo em vista que não foi possível cavar de modo mais incisivo. Dessa forma, a partir de todas as análises realizadas, pode-se inferir que essa área

corresponde a uma rampa suave que transita para o plano, apresentando uma contribuição significativa de uma deposição fluvial, sem descartar uma influência da encosta no processo de sedimentação.

Já na área de coleta na qual o perfil Cabeleira se insere, pode-se observar a ocorrência de uma rampa em avental coluvial. Não pode ser classificado como um leque aluvial, devido à falta de contribuição fluvial na sedimentação dessa encosta. Sendo assim, compreende uma forma de espraiamento em avental, apresentando uma leve convexidade ao longo desse espraiamento. Assim, apresenta um formato de leque, mas com a presença da convexidade, reiterando a característica de um avental coluvial.

As amostras de micromorfologia reforçam os resultados obtidos nas análises sedimentológicas, os quais a presença de grãos mais grossos é maior. A partir dessa análise foi possível perceber também a baixa evolução pedogenética do perfil, contendo grãos primários em sua grande maioria e pouco alterados.

As datações evidenciam a associação dos eventos perturbadores a momentos de precipitação com alta magnitude e baixa recorrência. A periodicidade das datas obtidas está associada ao evento de magnitude regional denominado Paleo-ENOS, em duas fases distintas.

A datação do perfil GV esteve em um momento de transição entre um pico de temperatura elevada e a medida mais baixa do período, atingindo temperaturas negativas durante o maior rebaixamento de temperatura observado no período. Esse momento de instabilidade em que a coleta GV se encaixa esteve acontecendo ao longo de aproximadamente 200 anos.

O perfil CB foi datado em um momento posterior a uma estabilização dos valores de temperatura, seguido por um decaimento contínuo que iniciou entre 5000 e 4000 anos AP. e esteve constante.

Esses resultados reiteram a associação entre a transição de períodos de aumento e decréscimo da temperatura, e a desestabilização dos sedimentos de encosta. Patamares de estabilidade são ultrapassados, proporcionando uma desorganização no sistema analisado, até que a paisagem alcance o patamar de

resiliência, mantendo a estabilidade. Quando uma nova modificação no geossistema for desencadeada, novos patamares desestabilizadores serão atingidos.

Desse modo, inúmeros são os desdobramentos possíveis para uma melhor compreensão da dinâmica evolutiva da Serra dos Cavalos. A aplicação de estudos relacionados à tectônica é de grande importância na construção de resultados mais completos, sobretudo devido à organização geológica e geomorfológica da área em questão, e suas influências na dinâmica atual.

A realização de pesquisas que levem em consideração a reconstrução vegetacional também são de grande importância para o desenvolvimento de resultados mais completos, sendo extremamente interessante a possibilidade da aplicação de métodos de análise que se preocupem em procurar a presença de fitólitos na Serra dos Cavalos e as suas relações com fatores vegetais e climáticos locais.

8 REFERÊNCIAS

AB SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. Boletim Paranaense de Geografia, n.4/5, p. 94-110, 1961.

AB SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. In: Bol. Geomorfologia, IGEOG-USP, SP, n. 19, 38p., 1969.

AITKEN, M. J. *Optical Dating*. Oxford, Oxford University Press. 1998.

AGRITEMPO, 2018. Sistema de Monitoramento Agrometeorológico. Disponível em: https://www.agritempo.gov.br/agritempo/jsp/PesquisaClima/index.jsp?siglaUF=AL&lang=pt_br. Acesso em: 9 de setembro de 2019.

AMORIM, R. F. Integração Entre Dinâmicas Geomorfológicas Multitemporais No Planalto Da Borborema, Semiárido Do Ne Do Brasil. Recife - Tese de Doutorado – Universidade Federal de Pernambuco, 194p., 2015.

ADAMS, J.; MASLIN, M.; THOMAS, E. Sudden climatic transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography*, Vol 23, p. 1 – 36. 1999.

ANDRADE G. O.; LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, Recife, n. 3-4, p. 11-28, 1965.

ARAUJO, A. G. M. Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas. *Geoarqueologia*, Edição: 1, Capítulo: Geomorfologia e paleoambientes no leste da América do Sul: implicações arqueológicas, Editores: Julio Cesar Rubin; Rosicler Silva, p.135-180, 2013.

BARRETO, E. A. S. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites. Dissertação (Mestrado). Universidade de São Paulo – IGC. São Paulo, 134p. 2010.

BIGARELLA, J. J. et al. Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais. Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 1. 2009.

BIGARELLA, J. J. et al. Estrutura e Origens das Paisagens Tropicais e Subtropicais. Florianópolis: UFSC, v.1. 1994.

BIGARELLA, J. J. et al. Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais. Florianópolis: Editora da UFSC, v. 3, 2003.

BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, v.8, p. 286-312, 1964.

BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, n. 47, p. 2-48 Supplementum 1. 2000.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell publicações, 2005.

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. Bahia. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais SBG, p. 11-13, 1999.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, E. J. 1995 Geocronologia da Borborema, 1995: Os fatos e as questões abertas. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 16. Recife, SBG, Núcleo Nordeste (Boi. 14, V.2), p.410-413. 1995.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. Handbook of soil thin section description. Waine Reserch, Albrington, United Kindon, 182p., 1985.

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.

CASSETI, V. Geomorfologia. 2005. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 09 de agosto de 2018.

CASTRO, C. Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. Dissertação de Mestrado, Recife – Universidade federal de Pernambuco, 48p., 1979.

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

CORRÊA, I. C. S. Aplicação do Diagrama de Pejrup na Interpretação da Sedimentação e da Dinâmica do Estuário da Baía de Marajó-PA. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v. 32, n. 2, p. 109 - 118, 2005. ISSN 1807-9806. Disponível em: <<https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19551>>. Acesso em: 18 maio de 2020. doi: <https://doi.org/10.22456/1807-9806.19551>.

CORRÊA, A. C. B; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. Revista do Instituto Geológico, São Paulo, 2010.

CHRISTOPHERSON, R. W. Geossistemas: uma introdução à geografia física. 7 ed. Porto Alegre. Ed. Bookman. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blücher. 1980.

CPRM, GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE PERNAMBUCO. Recife, 215 p., 2001.

DANTAS, J. R. A. Mapa geológico do Estado de Pernambuco. Recife: DNPM/Minérios de Pernambuco S.A., 112p., 1980. (Série Mapas e Cartas de Síntese 1, Seção Geologia 1).

DELVIGNE, J. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering, Ostom. Ed, The canadian mineralogista. Miceralogical Association of Canadá. 1998. DEMEK, J. (Ed) Manual of detailed geomorphological mapping. Praga: Comm. Goomorph. Surv. Mapping. IGU, 368p.,1972.

DIAS, J. A ANÁLISE SEDIMENTAR E O CONHECIMENTOS DOS SISTEMAS MARINHOS (Uma Introdução à Oceanografia Geológica). 2004. Disponível em: <http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html>. Acesso em: 01 fevereiro 2020.

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.

ESTÉS, C. P. Mulheres que correm com os lobos. 1ª ed., Rio de Janeiro: Rocco, 2018.

FRANÇA, R. H. M.; NEVES, S. P.; BEZERRA, J. P. S. Análise tectônica do seguimento central da zona de cisalhamento Pernambuco Leste, Província da Borborema, NE do Brasil. Estudos Geológicos. v. 28, 2018. Disponível em: <<https://www.ufpe.br/estudosgeologicos>> (Acesso: 12/11/2018).

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, 318 p., 1991.

GOUVEIA, S. E. M. et al. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: X Congresso da Abequa, Espírito Santo, 2005.

GOMES, H. A. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Recife: CPRM/DIEDIG/DEPAT, 198 p. (Mapas). Escala 1:500.000. CD-ROM, 2001.

GURGEL, S. P. P. Evolução morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte – Natal (RN). 189p. 2012.

GUTIÉRREZ, M. Climatic Geomorphology. Elsevier Science & Technology, 2005.

HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Ed.). Theories of landform development. London: Allen & Unwin, p. 87-102. 1975.

HAJEK, E. A.; HELLER, P. L.; SHEETS, B. A. Significance of channel-belt clustering in alluvial basins, *Geology*, n. 38, p. 535–538, 2010. doi:10.1130/G30783.1.

JOLY, F. Point de vue sur la géomorphologie. Annales de Géographie. n. 86(477), p.522-541, 1977.

KOHLER, H. C. A escala na análise geomorfológica. Revista Brasileira de Geomorfologia. Volume 2, nº1(2001), 21-33. 2001.

KING, L. C. Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geografia, 18(2):147-265, 1956. Disponível em: http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf. Acesso: 20/06/2019.

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

LEIGH, D. S.; WEBB, P. A. Holocene erosion, sedimentation, and stratigraphy at Raven Fork, Southern Blue Ridge Mountains, USA. Geomorphology, v. 78, p. 161-177, 2006.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. M. Fluvial process in geomorphology. Dover Publications, INC. USA, 522p., 1964.

LEWIS, D. W. & MCCONCHIE, D. Analytical Sedimentology. Chapman & Hall. New York. 197p. 1994.

LIMA, M. I. C.; GAVA, A.; FERNANDES, P. E. C. A.; PIRES, J. L.; SIGA JR. O. Projeto ferro titânico de Floresta. Salvador: Minérios de Pernambuco/Radambasil, v.1, 1985.

LIMA, G. G. Análise comparativa de metodologias de mapeamento geomorfológico para o Cariri cearense: estudo de caso na bacia do Rio Salomanca. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Pernambuco, 118p., 2014.

LIMA, F. J. Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará. Tese de Doutorado. UFPE. 2015.

LIMA, F. J.; PAISANI, J. C.; CORRÊA, A. C. de B.; PONTELLE, M. E. Micromorfologia de colúvios em sequências pedoestatigráfica e litoestatigráfica – o caso das superfícies de Palmas/Água Doce (Sul) e Planalto sedimentar do Araripe (Nordeste do Brasil). Rev. Bras. Geomorfol. (Online), São Paulo, v.18, n.2, (Abr-Jun) p.329-348, 2017.

LUCENA, D. B.; FILHO, M. F. G.; SERVAIN, J. Avaliação do impacto de eventos climáticos extremos nos oceanos pacífico e atlântico sobre a estação chuvosa no nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia (São Paulo), v. 26, n. 2., 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H.; SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste: Concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. Revista de Geografia (Recife), v. 27, p. 6-19, 2010.

MABESOONE, J. M. Sedimentologia. Recife: Editora Universitária, 1983.

MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. Desenvolvimento do Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. In: Boletim da Sociedade de Geologia Núcleo Nordestino, Recife v. 3, p. 5-36, 1975.

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. Revista Climanálise. Ano 3, p. 49-54, 2006.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CAMARGO, H.; RIVEROS, M. P.; PABLÓ, A. D. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil. Journal of Climate 26, 9137- 9154. 2013.

MARENGO, J. A.; BORMA, L. S.; RODRIGUEZ, D. A.; PINHO, P.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M. Recent extremes of drought and flooding in Amazonia: vulnerabilities and human adaptation. American Journal of Climate Change 2, 87-96. 2013.

MAYO, S. J. & FEVEREIRO, V. P. B. Mata do Pau-Ferro: a pilot study of the brejo forest of Paraíba, Brazil. Royal Botanic Gardens, Kew. 1982.

MARTINS, L. R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. Journal of Sedimentary Petrology, 35 (1): 768-770. 1965.

MEIS, M. R. M. & MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. American Journal of Science, v. 284, p. 241-254, 1984.

MELO, J. S. Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise a abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Pernambuco. 114p. 2008.

MELO, R. F. T. Evolução dos depósitos de encosta no Leque Malaquias e Lagoa das Pedras no entorno do maciço estrutural da Serra de Água Branca. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Pernambuco. 158p, 2014.

MELO, R. F. T. Evolução geomorfológica em bases paleoclimáticas do Maciço Estrutural de Água Branca – AL. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco. 197p. 2019.

MELLO, C. L.; RODRIGUES, H. B.; & HATUSHIKA, R. S. Reativações Tectônicas Cenozóicas na Faixa de Lineamentos Colatina (ES). 2005.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MISSURA, R. Bacia do Riacho Pioré-PE, análise morfotectônica e morfoestratigráfica. Tese de Doutorado, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

MODENESI M. C. & TOLEDO M. C. M. Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – south-eastern Brazil. *Catena*, v.27, p.81-104, 1996.

MOY, C. M., SELTZER, G. O., RODBELL, G. T. et al. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420: 162–165. 2002.

MOURA, J. R. S. Complexo de rampas de colúvio. In: Cunha, S. N., Guerra, A. J. T. *Geomorfologia do Brasil*, Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 338p. 1998.

MUTZENBERG, D. S. Gênese e ocupação pré-histórica do Sítio Arqueológico Pedrado Alexandre: uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do Vale do Rio Carnaúba – RN. 2007. 142 f. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 2007.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1369-1383. 1999.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, v. 99, p. 1-32, 2000.

OLIVEIRA, G. S. de. O El Niño e Você - o fenômeno climático. Editora Transtec - São José dos Campos (SP), 2001. Disponível em:
<http://enos.cptec.inpe.br/saiba/Oque_el-nino.shtml> (Acesso: 20/03/2019)

PAISANI, J. C; PONTELLI, M. E. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) - bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico. *Pesquisas em Geociências*, v. 39, p. 53-62, 2012.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and Paleolandforms in the Northern Brazilian: Constraints on models of morfotectonic evolution. *Geomorphology*, v. 3, p. 89-122, 2003.

PENCK W. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. A. Penck's Geogr. Abhandl., 2 Reihe, H.2, J. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 283 p., 1924.

PENTEADO, M. M. Fundamentos de geomorfologia. Rio de Janeiro: IBGE, 3ª ed., 1983.

PETIT, J. R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v.399,429-436, 1999.

PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C. Ação antrópica sobre as escalas temporais dos fenômenos geomorfológicos. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. v.12, n.º3, p. 83-90, 2011. DOI: <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v12i0.261>.

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, p. 289-300, 1988.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatismo of the Pelotas Batholit, Southern Brazil. *J. S. Am Earth Sci*, v. 19, p. 461-478, 2009.

QUARESMA, C. C. Organizações espaciais físico/naturais e fragilidades de terras sob Cerrado: abordagem sistêmica aplicada à escala local. (Dissertação de mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências – Universidade Estadual de Campinas. Campinas, 138p., 2008.

QUARESMA, C. C.; PEREZ FILHO, A. Fragilidade de Terras Ocupadas por Savana no Território Paulista – SP. In: *Anais do II Congresso Nacional de Geomorfologia da Universidade de Coimbra – Portugal – Revista da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Lisboa – Portugal. ISBN: 972-636-137-0, nov. 2006.

RAMOS, D. A. M. C. Os depósitos de encosta na reconstrução da dinâmica geomorfológica na bacia do riacho Piancozinho (Pernambuco/Paraíba). Universidade Federal do Pernambuco, 149p., 2014.

RIBEIRO, A. S. Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário Tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrados nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas. Tese (Doutorado em Ciências) Universidade de São Paulo, Piracicaba. 193 p., 2002.

RIBEIRO, S. C.; LIMA, F. J.; CORRÊA, A. C. B. Depósitos de encostas em regiões tropicais: uma abordagem sobre a formação de colúvios. *Revista Geonorte, Edição Especial*, v.2, n.4, p. 334-342, 2012.

ROSS, J. L. S. *Geomorfologia: Ambiente e Planejamento – (Coleção Repensando a Geografia)*. São Paulo, Ed. Contexto, 1990.

ROSS, J. L. S. O Registro Cartográfico dos Fatos Geomorfológicos e a Questão Taxonômica do Relevo. *Revista do Departamento de Geografia – USP. EDUSP Editora*. n. 6, p. 17-30, 1992.

ROSS, J. L. S. *Geomorfologia, Ambiente e Planejamento*. Editora Contexto, São Paulo, 7 ed., 2003.

SAHU, B. K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. In: *Journal of Sedimentary Petrology*. Tulsa, Okla., v. 34, n. 1, p. 73-83, 1964.

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

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. Proposição formal do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). Geologia USP – Série Científica, São Paulo, vol. 7, p. 49-70, 2007.

SAMPAIO, E. V. S. B.; SAMPAIO, Y.; VITAL, T.; ARAÚJO, M. S. B.; SAMPAIO, G. V. Desertificação no Brasil – Conceitos, núcleos e tecnologias de recuperação e convivência. Recife: Editora Universitária da UFPE, 202p., 2003.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. *In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 16, Recife. *Atlas ...* Recife: SBG, 2v. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 14) v.2, p. 401-406, 1995.

SANTOS, E. J. dos; OLIVEIRA, R. G.; PAIVA, I. P. Terrenos no domínio transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do lineamento Patos. *In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 17, Fortaleza. *Boletim expandidos*. Fortaleza: SBG, 1997. 537p. il. (Boletim Especial SBG, Núcleo Nordeste, 15) p.141 – 144, 1997.

SELBY, M. J. Earth's Changing Surface. London: Clarendon, 1992.

SILVA, D. G. Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Dissertação de Mestrado. Recife – Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco, 155p. 2007.

SILVA, D. G. Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no Quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 277 p., 2013.

SILVA, D. G.; CORREA, A. C. B. Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos Quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. *Mercator – Revista de Geografia da UFC*, ano 08, n.15, p.110-138, 2009.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Avaliação da dinâmica geomorfológica do complexo de tanques em Brejo da Madre de Deus, Nordeste do Brasil, com base na abordagem morfoestatigráfica e datação por luminescência opticamente estimulada (LOE). IV Congresso Argentino do Cuaternário y Geomorfologia, XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, II Reunión sobre el Cuaternário de América del Sur. p. 124 – 132, 2015. Disponível em: <<http://www.abequa.org.br/trabalhos/paleoclimas002.pdf>> (Acesso: 14/02/2019).

SILVA, M. L. G. Evolução da paisagem geomorfológica no semiárido alagoano a partir do estudo dos modelados de acumulação e denudação do Município de Água Branca – AL. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 108f., 2019.

SILVA, F. B. R.; SANTOS, J. C. P.; SILVA, A. B.; CAVALCANTI, A. C.; SILVA, F. H. B. B.; BURGOS, N.; PARAHYBA, R. B. V.; OLIVEIRA NETO, M. B.; SOUZA NETO, N. C.; ARAÚJO FILHO, J. C.; LOPES, O. F.; LUZ, L. R. Q. P.; LEITE, A. P.; SOUZA, L. G. M. C.; SILVA, C. P.; VAREJÃO-SILVA, M. A.; BARROS, A. H. C. Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco. Recife: Embrapa Solos - Unidade de Execução de Pesquisa e Desenvolvimento - UEP Recife; Governo do Estado de Pernambuco (Secretaria de Produção Rural e Reforma Agrária), 2001. CD-ROM.- (Embrapa Solos. Documentos; no. 35).

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space and causality in Geomorphology. *American Journal of Science*, v. 263, p. 110-119, 1965.

SCHUMM, S. A. Explanation and extrapolation in Geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty. *Transactions. Japanese Geomorphological Union* v. 6, p. 1-18, 1985.

STOOPS, G., MARCELINO, V. de M., MEES, F. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 2010.

SUGITA, R.; MARUMO, Y. Screening of Soil Evidence by a Combination of Simple Techniques: Validity of Particle Size Distribution. *Forensic Sci. Int.*, 122:155-158. 2001.

SUGUIO, K. Geologia do quaternário e mudanças ambientais: (passado+presente=futuro?). [S.l: s.n.], 1999.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em Geociências e áreas afins. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, K. Geologia sedimentar. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.

SUGUIO, K. Introdução. In: SOUZA *et al* (Orgs). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto/SP: Holos, p. 21-27, 2005.

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

SUGUIO, K.; SALLUN, A. E. M.; SOARES, E. A. A. Período Quaternário: “*Quo Vadis?*” *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35(3), p. 427 – 432, 2005. Disponível em: <<http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/viewFile/9493/9675>> (Acesso: 14/05/2019).

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra. [S.l: s.n.], 2009.

THOMAS, M. F. Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes. Chichesters: John Wiley and Sons, Ltd., 1994.

THOMAS, M. F. Landscape sensitivity to rapid environmental change – a Quaternary perspective with examples from tropical areas. *Catena*, v. 55, p. 107 – 124, 2004.

Disponível em:

<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816203001115>> (Acesso: 09/10/2018).

THOMAS, M. F.; THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, v. 14, p. 193-207, 1995.

VARNES, D. J. Slope Movement Types and Processes. *Landslides Analysis and Control*, WASHINGTON D. C., National Academy of Sciences, p.11-33, 1978.

ZAPE. Zoneamento Agroecológico de Pernambuco. Recife: ZAPE, 2001.

WALLINGA, J.; MURRAY, A.; WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar, *Radiation Measurements*, 3. 2000.

