



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

KAIO CÉSAR DE OLIVEIRA TAVARES

**RELAÇÕES QUIMIOESTRATIGRÁFICAS ENTRE OS SEDIMENTOS
QUATERNÁRIOS DO MACIÇO SERRA DA BAIXA VERDE E SEU SIGNIFICADO
GEOMORFOLÓGICO**



**Recife
2020**

KAIO CÉSAR DE OLIVEIRA TAVARES

**RELAÇÕES QUIMIOESTRATIGRÁFICAS ENTRE OS SEDIMENTOS
QUATERNÁRIOS DO MACIÇO SERRA DA BAIXA VERDE E SEU SIGNIFICADO
GEOMORFOLÓGICO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Regionalização e Análise Regional

Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa

Coorientador: Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira

Recife

2020

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Janeide Pereira da Silva, CRB4-1262

- T231r Tavares, Kaio César de Oliveira.
 Relações quimioestratigráficas entre os sedimentos quaternários do
 maciço Serra da Baixa Verde e seu significado geomorfológico. / Kaio César
 de Oliveira Tavares. – 2020.
 142 f. : il. ; 30 cm.
- Orientador : Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa.
 Coorientador : Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira.
 Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.
 Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2020.
 Inclui referências.
1. Geografia. 2. Geomorfologia estratigráfica – Quaternário. 3.
 Geoquímica. 4. Solos. 5. Regiões áridas. I. Corrêa, Antônio Carlos de
 Barros (Orientador). II. Lira, Daniel Rodrigues de (Coorientador). III. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2023-013)

KAIO CÉSAR DE OLIVEIRA TAVARES

**RELAÇÕES QUIMIOESTRATIGRÁFICAS ENTRE OS SEDIMENTOS
QUATERNÁRIOS DO MACIÇO SERRA DA BAIXA VERDE E SEU SIGNIFICADO
GEOMORFOLÓGICO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Regionalização e Análise Regional

Aprovada em: 28/02/2020.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

Prof. Dra. Drielly Naama Fonsêca da Silva (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco- UFPE

Prof. Dr. Luiz Henrique Barros Lyra (Examinador Externo)
Universidade de Pernambuco - UPE

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as forças do bem que me regem, me guardam e me protegem. Tudo aquilo que era pra me abalar, só me fortaleceu, um guerreiro de fé, nunca “gela”. Na busca pelo conhecimento, trilhei caminhos desconhecidos, adentrei as diversas paisagens, enfrentei muitos obstáculos, principalmente o do autoconhecimento.

Gratidão a minha família, a meus pais Gilvan e Silvana, a meus irmãos Kelly e Kleber, por sempre me apoiarem e acreditarem em meu crescimento intelectual, não há conjunto de palavras que possam expressar meu amor por vocês. A minha esposa e companheira Rayane, por todos os conselhos, reclamações, paciência, palavras de motivação e diante de tudo sempre está ao meu lado, és meu porto seguro. A família Tavares e Oliveira, peço desculpas a vocês por todos os momentos importantes dos quais tive que me ausentar devido as obrigações.

A meu orientador Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa, pela paciência, confiança, conversas, apoio e ajuda durante essa etapa acadêmica, sendo sempre solícito e competente ao me guiar durante a pesquisa. Por tudo, muito obrigado!

Agradecer a meu amigo e coorientador Prof. Dr. Daniel Lira, por ajudar em diversos momentos desde a graduação, sou grato. A minha amiga e tutora Dra. Drielly Fonsêca, pelas conversas e por toda ajuda nos momentos de aflição.

Ao Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro (GEQUA) e seu Laboratório (LabGEQUA) por toda estrutura essencial para a finalização desta pesquisa, assim como os amigos em especial André Felipe, Rhandysson, Carla Suelânia, George, Leandro, Riclaudio e ao Professor Dr. Bruno Tavares, por me ajudarem em várias etapas. As boas conversas no laboratório e seus integrantes exemplares, Claudio Cabral Wemerson Flávio, Joana Matias, Ana Clara e o digníssimo Professor Dr. Osvaldo Girão.

A família Silva, especialmente Dona Menininha e André por me acolher em seu lar. A Rosa, Marcelo e “Toia” pelos momentos de alegria e descontração. A meus Amigos de Guadalajara por todo carinho e momentos juntos, em especial Junior e Anderson. Todos vocês me fizeram sentir-se pernambucano. Sou grato. As grandes amizades que fiz aqui, quero levar pra sempre (Ana Marcia, Maria Clara e Maria Rafaela). A Galera do Apê 202 e seus integrantes em especial Leomir Santos, George, Rajjev Yadav e Gabriel.

Ao programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE. Aos coordenadores Prof. Dr. Francisco Kennedy Silva dos Santos e Prof. Dr. Alcindo José de Sá. Também ao secretário Eduardo Veras, qual tenho grande admiração.

A CAPES pelo financiamento dessa pesquisa, por todo apoio muito obrigado. Foi de extrema importância para conclusão de todos os parâmetros dessa pesquisa. Por uma educação pública de qualidade, pelas oportunidades de alunos como eu poder desbravar o mundo.

A todos que fazem e fizeram parte da minha vida e que não foram aqui citados. Encerro este ciclo, sendo humilde em reconhecer que o mais importante não é a chegada, mas sim a jornada e os aprendizados até ela.

“Não espere o futuro mudar sua vida, porque o futuro é a consequência do presente [...]”.
(ROCK, Edi, 2002).

RESUMO

O presente estudo se associa a uma linha de investigação ainda pouco explorada no domínio semiárido brasileiro, com foco nos estados de Pernambuco/Paraíba, cujo objetivo se alicerça na elucidação da morfogênese do relevo por meio do estudo das coberturas superficiais em uma área de brejo de altitude. A pesquisa enfocou a dinâmica geomorfológica com base nas correlações entre as unidades morfoestratigráficas de cronologia previamente conhecida e as propriedades dos seus índices sedimentológicos e geoquímicos. As unidades geomórficas de referência para o estudo foram as rampas de colúvio do Quaternário tardio do maciço da Serra da Baixa Verde, Planalto da Borborema, e o contexto fisiográfico em que estão inseridas. A metodologia empregada buscou estabelecer a relação entre a dinâmica superficial e climática pretéritas e a evolução de determinadas porções do relevo, contribuindo assim, para a reconstrução dos processos morfodinâmicos. A premissa norteadora da pesquisa é que a interação entre as diferentes propriedades sedimentológicas dos depósitos coluviais, atreladas aos atributos mineralógicos, geoquímicos e como suas relações molares contribuem para a elucidação dos processos morfogênicos do relevo. Foi possível observar a ação do sistema processo-resposta materializado nos depósitos, refletindo as possíveis flutuações climáticas ao longo do Quaternário tardio, marcadas pelas camadas sobrepostas de sedimentos de encosta. Os eventos climáticos associados à dinâmica de sedimentação, mostram uma estreita relação com uma maior torrencialidade da precipitação, responsável pelo maior *input* de energia no sistema, provavelmente durante os períodos de transição climática. Os condicionantes topográficos também estão diretamente associados com a intensidade da dispersão dos sedimentos, em função do aceleração gerado pelos maiores declives das encostas.

Palavras-chave: geomorfologia, brejo, geoquímica, solos, semiárido.

ABSTRACT

The present study is associated with a line of research still little explored in the Brazilian semi-arid domain, focusing on the states of Pernambuco / Paraíba, whose objective is based on the elucidation of the morphogenesis of the relief through the study of surficial covers in a Brejo de Altitude. The research focused on geomorphological dynamics based on the correlations between the morphostratigraphic units of previously known chronology and the properties of their sedimentological and geochemical indexes. The geomorphic units of reference for the study were the colluvial fans of the late Quaternary of the Serra da Baixa Verde massif, Borborema Highlands, and the physiographic context in which they are inserted. The methodology employed sought to establish the relationship between past surface and climatic dynamics and the evolution of certain portions of the relief, thus contributing to the reconstruction of morphodynamic processes. The guiding premise of the research is that the interaction between the different sedimentological properties of colluvial deposits, linked to mineralogical and geochemical attributes and their molar relationships, contribute to the elucidation of the morphogenic processes of the relief. It was possible to observe the action of the process-response system materialized in the deposits, reflecting the possible climatic fluctuations throughout the late Quaternary, marked by the overlapping layers of slope sediments. The climatic events associated with the sedimentation dynamics of the deposits, show a close relationship with a greater torrentiality of precipitation, responsible for the greater energy input in the system, probably during periods of climatic transition. Topographic conditions are also directly associated with the intensity of the dispersion of sediments, due to the acceleration generated by the largest steepness of the slopes.

Keywords: geomorphology, brejo, geochemistry, soils, semiarid.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de Localização da Área de Estudo.....	19
Figura 2 - Hipsometria do Maciço da Serra da Baixa Verde.....	20
Figura 3 - Modelo Tridimensional do Serra da Baixa Verde.	21
Figura 4 - Mapa Geológico da Folha Serra Talhada.	23
Figura 5 - Mapa de solos do Maciço Serra da Baixa Verde.....	25
Figura 6 - Climogramas dos Municípios Inseridos na Área.....	28
Figura 7 - Compartimentação Morfoestrutural do Maciço da Serra da Baixa Verde.	31
Figura 8 - Modelo de Pediplanação segundo King (1956).....	37
Figura 9 - Zona transversal (Median Sher Corridor).....	44
Figura 10 - Relações das Formações Superficiais com o Substrato.	54
Figura 11 - Coleta em formado Grid no Perfil Morfoestratigráfico.	66
Figura 12 - Diagrama representa os diferentes graus de arredondamento e esfericidade.	71
Figura 13 - Equipamento EDX.....	73
Figura 14 - Mapa de Direcionamento de Fluxo.	76
Figura 15 - Mapa de Possíveis Áreas de Acomodação de Sedimentos.....	77
Figura 16 - Mapa de Declividade do Maciço Serra da Baixa Verde.....	78
Figura 17 - Mapeamento de Curvatura do Maciço Serra da Baixa Verde.	79
Figura 18 - Mapa de correlação entre os Loci deposicionais e Pontos de coleta.	81
Figura 19 - Pontos de Coleta de Sedimentos.....	82
Figura 20 - Posição Fisiográfica do Colúvio Grilo.	83
Figura 21 - Posição Fisiográfica do Colúvio Jatiuca.....	84
Figura 22 - Posição Fisiográfica do Colúvio São José de Princesa.....	85
Figura 23 - Perfil Estratigráfico Grilo.	87
Figura 24 - Representação Morfoestratigráfica do Perfil Grilo.....	88
Figura 25 - Gráfico da Relação entre porcentagem das frações por amostra – Perfil Grilo....	89
Figura 26 - Diagramas de Shepard do Perfil Grilo. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal (Ex. A1, A2, A3 e A4) em relação a coleta das amostras.....	90
Figura 27 - Diagrama de Pejrup Aplicado nas Amostras do Perfil Grilo. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal (Ex. A1, A2, A3 e A4) em relação a coleta das amostras.....	91

Figura 28 - Perfil Estratigráfico Jatiuca.....	93
Figura 29 - Representação Morfoestratigráfica do Perfil Jatiuca.	94
Figura 30 - Gráfico Relação entre a porcentagem das frações por amostra - Perfil Jatiuca....	97
Figura 31 - Diagrama de Shepard aplicado para o Perfil Jatiuca. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.	98
Figura 32 - Diagrama de Pejrurp aplicado para o Perfil Jatiuca. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.	99
Figura 33 - Perfil Estratigráfico São José de Princesa.	101
Figura 34 - Perfil Morfoestratigráfico São José de Princesa.	102
Figura 35 - Fragmentos de Paleo-carvão.....	103
Figura 36 - Gráfico da Relação entre porcentagem das frações por amostra - Perfil São José de Princesa.	105
Figura 37 - Diagrama de Shepard Aplicado no Perfil São José de Princesa. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.	106
Figura 38 - Diagrama de Pejrurp Aplicado nas Amostras do Perfil São José de Princesa. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.....	107

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Nomenclatura das amostras.	67
Quadro 2 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil Grilo.	92
Quadro 3 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil Jatiuca.	100
Quadro 4 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil São José de Princesa.	108
Quadro 5 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções A e B); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	111
Quadro 6 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções C e D); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	112
Quadro 7 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções E e F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	113
Quadro 8 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções A+ e A); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	115
Quadro 9 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções B e C); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	116
Quadro 10 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções D a E); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	117
Quadro 11 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	118
Quadro 12 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções A e B); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	120
Quadro 13 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções C e D); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	121
Quadro 14 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções E e F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	122
Quadro 15 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções G); Valores em porcentagem; nd: não determinado;	123
Quadro 16 - Índices Ki e Kr para as seções do perfil Grilo.	126
Quadro 17 - Índices Ki e Kr para as amostras do perfil Jatiuca.	127
Quadro 18 - Índices Ki e Kr para as amostras do perfil São José de Princesa.	129

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	- Formações superficiais X proveniência.....	54
Tabela 2	- Mobilidade dos elementos durante o intemperismo sobre condições predominantemente úmidas.....	55
Tabela 3	- Dados Geoquímicos litológicos.....	57
Tabela 4	- Escala quantitativa de Folk e Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	69
Tabela 5	- Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.....	69
Tabela 6	- Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores curtose.....	69
Tabela 7	- Distribuição dos elementos maiores e traços.....	73
Tabela 8	- Correlação dos dados para o Perfil Grilo.....	126
Tabela 9	- Correlação dos dados para o Perfil Jatiuca.....	128
Tabela 10	- Correlação dos dados para o Perfil São José de Princesa.....	130

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
1.2	OBJETIVOS / JUSTIFICATIVA.....	17
1.2.1	Objetivo Geral.....	17
1.2.2	Objetivos Específicos.....	17
1.2.3	Problemática e Justificativa.....	17
2	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	19
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO, LITOLÓGICO E PEDOLÓGICO	20
2.1.2	Arcabouço Geológico.....	22
2.1.3	Aspectos Pedológicos.....	24
2.2	CONTEXTO CLIMÁTICO.....	26
2.3	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.....	29
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	35
3.1	SUPERFÍCIES DE DENUDAÇÃO.....	35
3.1.2	Interpretação das Superfícies de aplainamento do Brasil.....	36
3.1.3	Superfícies de Aplainamento: O Pensamento Clássico e sua Aplicação Para o Nordeste Brasileiro.....	39
3.2	TECTÔNICA, NEOTECTÔNICA E EVENTOS DEPOSICIONAIS DURANTE O QUATERNÁRIO DO NORDESTE BRASILEIRO....	43
3.2.1	Evolução Tectônica do Nordeste Brasileiro.....	43
3.2.2	Neotectônica e sua Contribuição na Formação do Relevo.....	47
3.2.3	Quaternário: Processos Depositionais e sua Relevância Geomorfológica.....	49
3.3	MORFOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM A GEOQUÍMICA: FUNÇÃO NA DIFERENCIAÇÃO E DEFINIÇÃO DOS SEDIMENTOS.....	52
3.3.1	Geoquímica na Formação de Coberturas Superficiais.....	53
3.3.2	Assinatura Geoquímica na Caracterização dos Sedimentos.....	57
3.3.3	Morfologia do relevo e sua Relação com a Geoquímica.....	60
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	63
4.1	ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA.....	63
4.2	PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS.....	65

4.3	TRABALHO DE CAMPO, COLETA DE MATERIAIS E CHAVE PARA AS NOMENCLATURAS.....	65
4.3.1	Chave paras as nomenclaturas.....	67
4.4	PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS.....	68
4.4.1	Análise Granulométrica.....	68
4.4.2	Análise Morfoscópica.....	70
4.4.3	Espectrometria de fluorescência por Raios-X (FRX): Sedimentos e sua Assinatura Geoquímica.....	72
4.5	TRABALHO DE GABINETE.....	74
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	75
5.1	IDENTIFICAÇÃO DE LOCI DEPOSICIONAIS.....	75
5.2	CONDICIONANTES TOPOGRÁFICOS.....	78
5.2.1	Correlação e Validação.....	80
5.3	DESCRIÇÃO DOS PONTOS DE COLETA.....	81
5.3.1	Resultados das análises sedimentológicas dos depósitos de encostas.....	86
5.3.2	Descrição estratigráfica do colúvio grilo.....	86
5.3.3	Perfil estratigráfico jatiuca.....	93
5.3.4	Descrição estratigráfica do colúvio jatiuca.....	100
5.4	RESULTADOS GEOQUIMICOS.....	109
5.4.1	Química total dos sedimentos.....	109
5.4.2	Interpretação e significado geomorfológico a partir índices KI e KR.....	124
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	131
	REFERÊNCIAS.....	133

1 INTRODUÇÃO

A busca pela compreensão das formas e seus processos geradores debruça-se sobre estudos que possibilitem a reconstrução de paleoambientes. Assim, a compreensão das formas remete à relação tempo-espaço dos diferentes períodos que o planeta Terra atravessou, estes responsáveis pela formação da paisagem atual. Desse modo há uma necessidade de estabelecer relações entre as escalas espaço-temporais adequando-as ao fenômeno estudado.

Assim, a análise das feições geomorfológicas e sua dinâmica são de extrema importância na compreensão da configuração atual do relevo, que integram a paisagem como um saldo de transformações pretéritas, ou seja, no decorrer do tempo geológico as formas de relevo passaram por processos morfodinâmicos responsáveis pela elaboração do modelado atual.

As formas se apresentam de maneiras variadas sobre a superfície, porém obedecem a padrões estruturados pela geologia e tectônica como também às ações morfoclimáticas. A interação da dinâmica entre os fatores endógenos e exógenos de formação do relevo define e rege a evolução geomorfológica. Os fatores exógenos desencadeiam processos denudacionais e deposicionais, enquanto os endógenos criam importantes desnivelamentos de nível de base que contribuem para a evolução da paisagem.

Cabe à geomorfologia o estudo e identificação dessas feições terrestres para a compreensão pretérita e atual de sua evolução, sendo assim de suma importância a realização de pesquisas voltadas ao esclarecimento da morfogênese. A partir do estudo das feições e estruturas que formam a paisagem, pode-se reconstruir a dinamicidade evolutiva dos modelados denudacionais, bem como das feições erosivo-deposicionais. Essas feições estão distribuídas irregularmente e de forma descontínua no espaço, como reflexo das importantes pulsações climáticas do Quaternário, tais como a alternância entre regimes glaciais e interglaciais. Essas pulsações promoveram mudanças no regime de precipitação e conseqüentemente na flora, ocasionando diferentes processos erosivo-deposicionais entre os períodos secos e úmidos.

Dessa forma a dinâmica responsável pela produção de sedimentos, transporte e deposição exibe uma estreita relação com as mudanças e/ou flutuações das condições climáticas ocorridas no Quaternário que provocaram modificações geomórficas nas diferentes paisagens terrestres. Estudar essa dinâmica a partir dos depósitos coluviais constitui uma ferramenta poderosa no que concerne a reconstrução da paisagem a partir de sua dinâmica processo-resposta. Uma vez que os depósitos coluviais apresentam características próprias quanto aos seus processos geradores, forma de transporte e morfologia em superfície (MOURA e SILVA,

2006). Com base nessas perspectivas a pesquisa aqui presente resulta na construção de um trabalho com foco na gênese e evolução da paisagem geomorfológica dentro do período Quaternário no contexto dos modelados deposicionais do maciço da Serra da Baixa Verde PE/PB, utilizando os princípios da quimioestratigrafia.

Os *loci deposicionais* da área de estudo foram preenchidos a partir de processos erosivos agradacionais, mas foi preciso um período de tempo para que esses depósitos se constituíssem como tal, no transcurso do qual a energia do sistema geomórfico fora insuficiente para remover os sedimentos, após o último episódio de deposição, possibilitando o estudo das mudanças ocorridas na cobertura superficial da paisagem (ARRUDA, 2004). Desta forma, o foco central desta pesquisa recai na premissa de que os dados geoquímicos e sedimentológicos, obtidos a partir de sedimentos coluviais de idades pré-estabelecidas, permitem aprofundar o conhecimento acerca de processos e mecanismos responsáveis pela evolução continuada da paisagem, durante e após os episódios de sedimentação.

1.2 OBJETIVOS / JUSTIFICATIVA

1.2.1 Objetivo Geral

A pesquisa propõe-se a compreender as relações entre o grau de amadurecimento geoquímico dos materiais e a idade absoluta dos depósitos quaternários no Maciço Serra da Baixa Verde, na divisa dos estados de Pernambuco e Paraíba, conforme estabelecido por Corrêa (2001), Tavares (2015) e Amorim (2015). Essa área constitui um dos maiores espaços de exceção climática, encravado no *core* semiárido nordestino, ou seja, um típico “brejo” de altitude, como descrito na literatura regional.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Identificação de *locis* deposicionais, sob a geometria do relevo na formação dos modelados de acumulação, a partir de ferramentas de geoprocessamento.
- Correlação dos *locis* com os pontos de coleta e validação com a visita *in loco* a perfis estratigráficos de idade absoluta pré-determinada;
- Caracterização sedimentológica e geoquímica dos sedimentos, estabelecendo uma relação com a rocha-matriz, determinando o grau de amadurecimento geoquímico;
- Relacionar o amadurecimento geoquímico dos materiais superficiais, obtidos pela aplicação de índices geoquímicos, à idade absoluta de sedimentos coluviais estudados em outras pesquisas;
- Identificar descontinuidades sedimentológicas e geoquímicas significativas nos perfis analisados que possam sugerir a ocorrência de deposição *versus* evolução *in situ* dos materiais, estabelecendo relações com a morfologia regional.

1.2.3 Problemática e Justificativa

Existe ainda uma grande lacuna acerca da dinâmica e evolução dos modelados de agradação no semiárido nordestino, um território vasto que possui peculiaridades regionais e locais em relação aos processos operantes em superfície. Devido às características climáticas desta região, as áreas com ocorrência de depósitos de encostas são espacialmente restritas, o que torna o maciço da Serra da Baixa Verde uma área de exceção de extremo interesse para a geomorfologia regional.

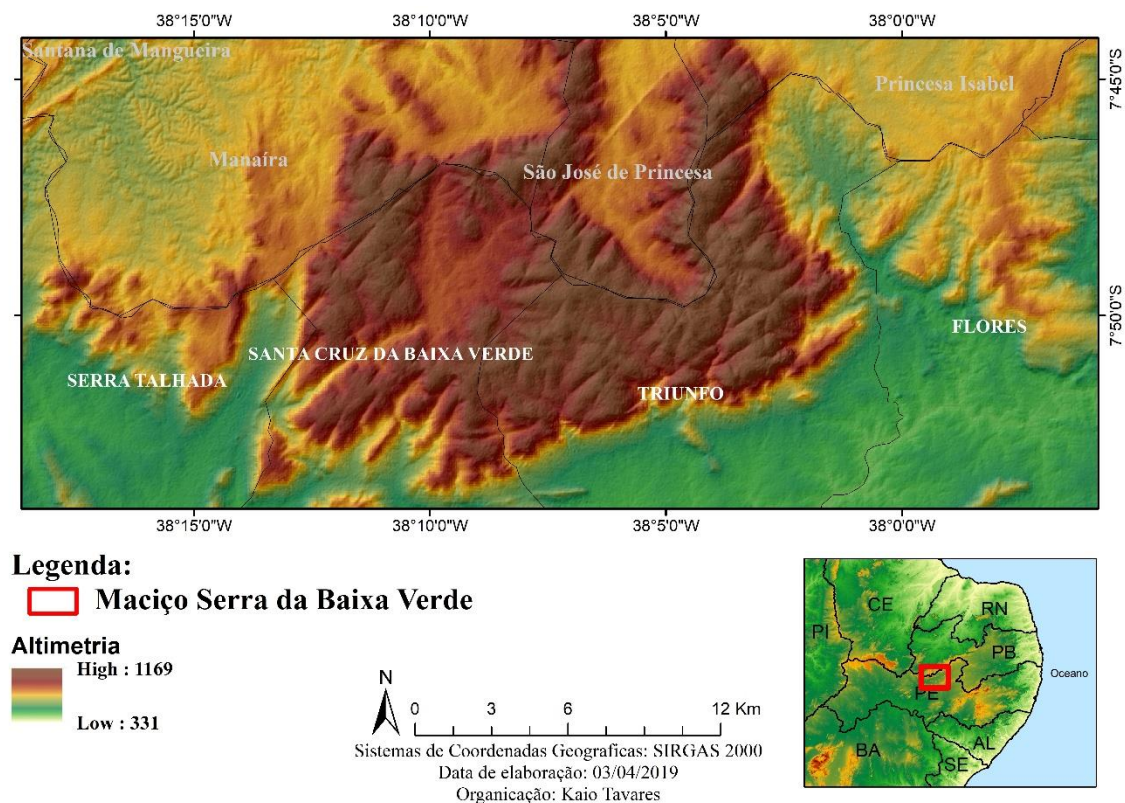
Acredita-se que a correlação entre cronologia absoluta e evolução geoquímica dos

depósitos contribua para a elucidação dos processos evolutivos da paisagem geomorfológica, sobretudo durante as fases de quiescência deposicional. Assim, a pesquisa buscará compreender as relações entre as características sedimentológicas e geoquímicas dos materiais que formam as coberturas superficiais da região, suas prováveis origens e significado morfoestratigráfico, tendo em vista a sua posição na paisagem.

2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

À área de estudo (FIGURA 1) localiza-se na porção centro-norte do Estado de Pernambuco, tendo como foco principal o maciço da Serra da Baixa Verde. Este constitui um domo de expressão local estruturado em um batólito sienítico topograficamente ressaltado, situado na região imediata de Serra Talhada (Côrrea, 2001). Ainda segundo o autor o maciço se constitui uma parte do alto divisor hidrográfico entre os estados de Pernambuco e Paraíba, separando as bacias do rio Piancó ao norte e do Pajeú ao sul. Sobre a serra situam-se dois municípios pernambucanos, Triunfo e Santa Cruz da Baixa Verde, enquanto na Paraíba o maciço compreende os limites municipais de Manaíra, São José de Princesa e Princesa Isabel.

Figura 1 - Mapa de Localização da Área de Estudo.



Em contexto regional, o Planalto da Borborema corresponde a um conjunto de terras altas que se distribuem ao longo da fachada do Nordeste oriental, ao norte do rio São Francisco, tendo cotas altimétricas acima dos 200m. Seus limites são demarcados por uma série de sucessivos desnivelamentos topográficos (MONTEIRO, 2015). Segundo Tavares (2015) esses desnivelamentos têm sua gênese ligada à ação epirogênica que se seguiu ao desmantelamento de Gondwana, onde o magmatismo intraplaca atuante ao longo do Cenozoico e as inversões no

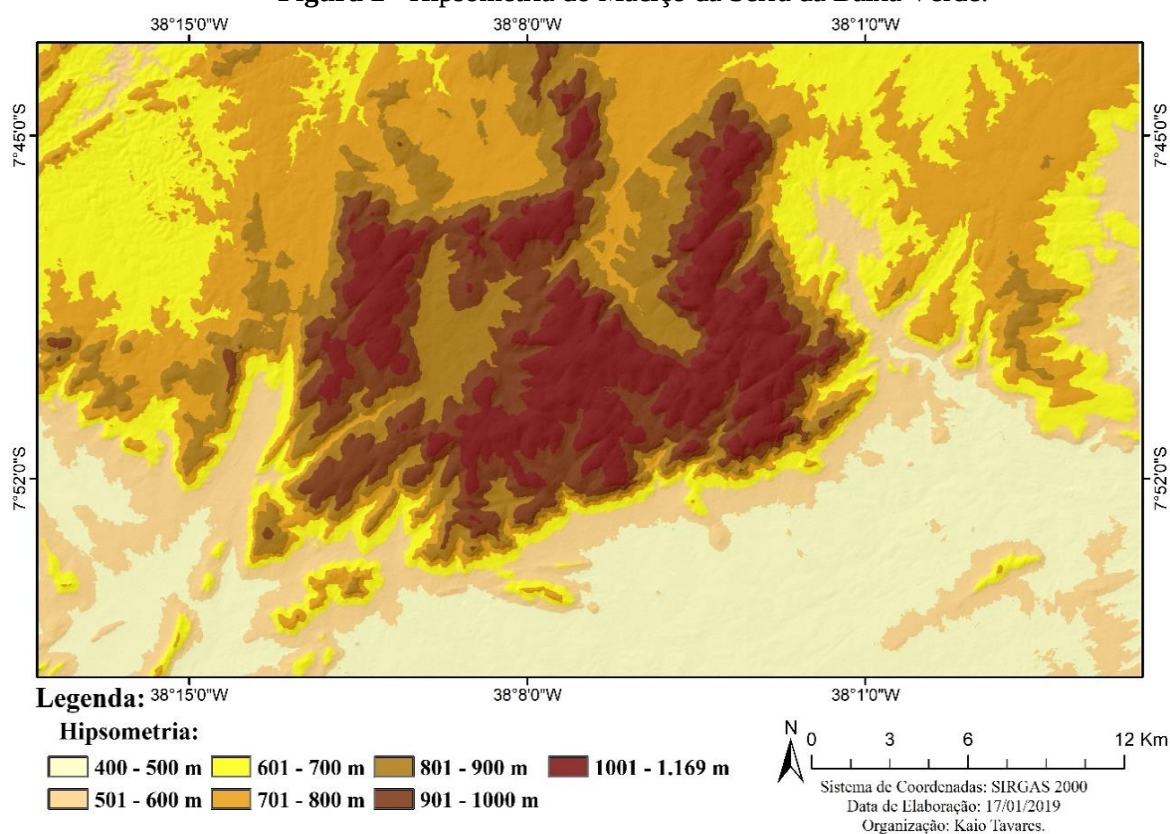
campo de tensão das principais zonas de cisalhamento contribuíram para a formação do relevo atual.

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO, LITOLÓGICO E PEDOLÓGICO

O maciço da Serra da Baixa Verde encontra-se sobre os terrenos do embasamento cristalino da Província Estrutural Borborema. A área submete-se ao confinamento da então chamada zona transversal ou “*Median Shear Corridor*” de acordo com Brito Neves *et al* (2000, 2001) e Almeida *et al* (2000).

Segundo Corrêa (2001) o maciço é constituído por corpos sieníticos de dimensões variadas, estrututando batólitos, *stocks* e diques, que se alojam ora em concordância ora em discordância aos *trends* regionais. O Maciço encontra-se topograficamente destacado em relação às áreas adjacentes rebaixadas (Figura 02).

Figura 2 - Hipsometria do Maciço da Serra da Baixa Verde.



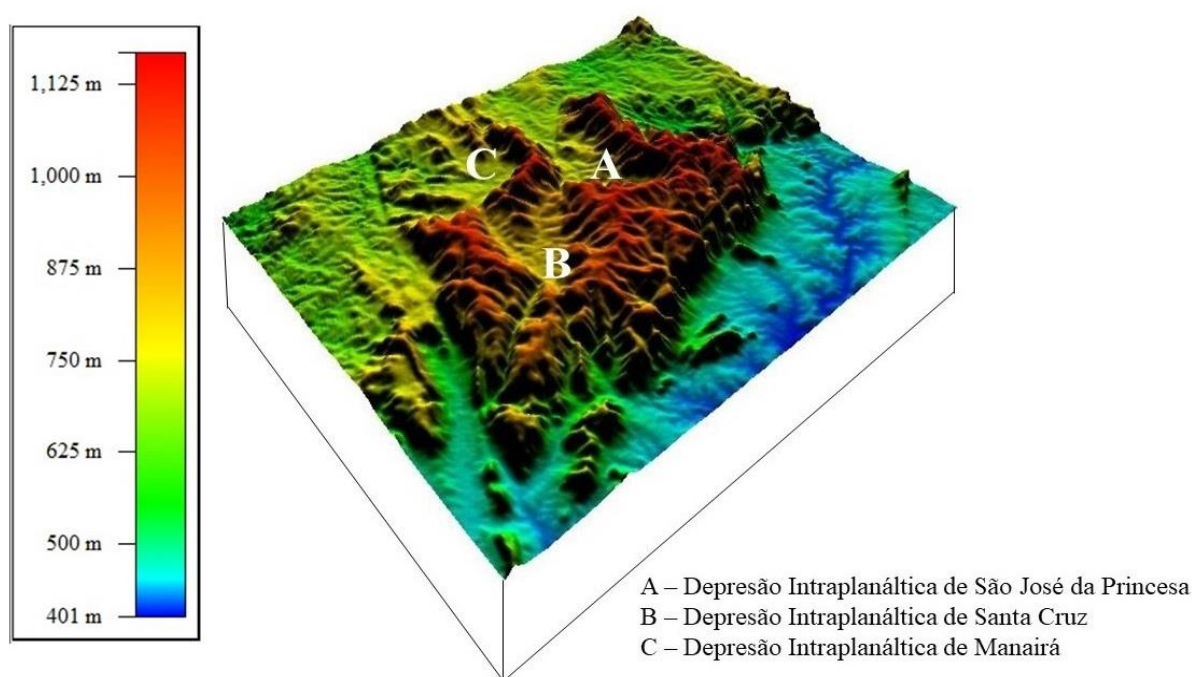
Fonte: Elaborado pelo Autor (2019).

Em termos regionais, este se configura como uma área de exceção climática dentro do semiárido, reconhecida como um “brejo de altitude” com precipitação acima dos 1.000 mm/anuais, formando espessos mantos de intemperismos e solos profundos nos topos e em algumas partes de suas encostas, além de depósitos de colúvios (CORRÊA *et al*, 2010).

A área estudada se apresenta ainda como um “maciço estrutural” delimitando um dos setores da escarpa ocidental do Planalto da Borborema, possuindo uma geometria alongada na direção NE-SW. Segundo Tavares (2015) este direcionamento está em congruência com os lineamentos regionais e subordina a estruturação da escarpa meridional da Serra da Baixa Verde. Regionalmente a transição do maciço para a depressão sertaneja é distinguida pelo contato entre rochas sieníticas e metamórficas estas com diferentes graus de metamorfismo que estruturaram as faixas de dobramentos circundantes (CORRÊA, 2001).

A área apresenta superfícies aplainadas, topograficamente deprimidas em alguns setores, tendo feições morfológicas como inselbergues e inselgebirgues, sendo o bloco maior o maciço da Baixa Verde. Segundo Tavares (2015) o relevo se apresenta com direcionamento de NE-SW, WSW-ENE e E-W, onde há presença de três depressões intraplanálticas (Figura 03).

Figura 3 - Modelo Tridimensional do Serra da Baixa Verde.



Fonte: O autor (2019), adaptado de TAVARES, 2015.

Segundo Tavares (2015) a depressão de São José da Princesa (A) encontra-se na porção oriental do maciço, com sua orientação de encosta de maior declive em sentido norte. Esse compartimento se apresenta menos confinado, com uma forte presença de sedimentos nas encostas bem como nos terraços fluviais do rio Piancozinho, o qual possui um fluxo direcionado para o norte, em sentido ao estado da Paraíba.

A depressão intraplanáltica de Santa Cruz (B), localiza-se na porção ocidental do maciço, encontrando-se confinada com a presença de sedimentação nas encostas, apresentando este compartimento um desnível topográfico significativo em sua porção norte, sugerindo a ação de possíveis controles tectônicos. Em relação à depressão intraplanáltica de Manaíra (C), esta encontra-se nos domínios sententrionais do batólito sienítico com a presença de granodioritos nos limites com as faixas de dobramentos.

2.1.2 Arcabouço Geológico

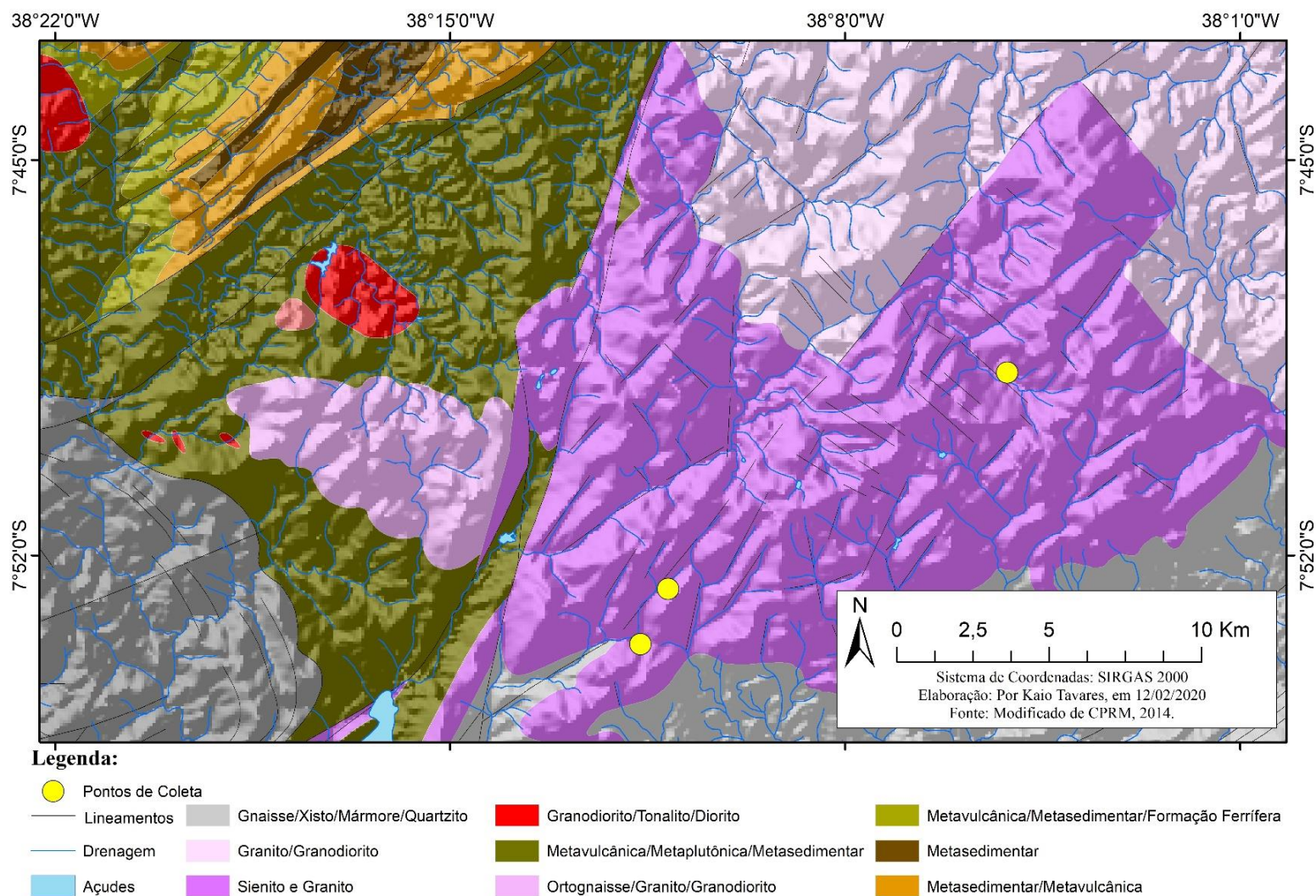
Na descrição das unidades litoestratigráficas da área de estudo (Figura 04), utilizou-se informações contidas na carta geológica, folha de Serra Talhada – SB. 24-Z-C, descrições elaboradas dentro do programa de levantamentos Geológicos do Brasil desenvolvido pela CPRM adaptado por Tavares (2015).

O contexto no qual a área está inserida é dominado por estruturas originadas de dois eventos geológicos, o primeiro grupo de rochas estaria associado ao Mesoproterozóico dentro do Ciclo Cariris Velhos entre 950 e 1.100Ma, com a formação do Complexo Poço dos Cachorros, Complexo Piancó, Complexo Riacho Gravatá e o Complexo Serra dos Quintos. Entretanto o segundo grupo de rochas data do Neoproterozóico, do Ciclo Brasileiro entre 550-750Ma, com a formação do Complexo Salgueiro, Complexo Cachoeirinha.

Quanto aos granitoides intrusivos presentes na área, esses também estão associados ao evento Brasileiro do Neoproterozóico. Segundo Ferreira (1986) as rochas que constituem o batólito sienítico do Maciço da Serra da Baixa Verde, referem-se ao grupo dos plutões peralcalinos e ultra-potássicos que intrudem o cinturão de dobramentos Pajeú-Paraíba de idade Neoproterozóica (550-750 Ma). O corpo sienítico tipo Triunfo trata-se de um álcali-feldspato sienito, saturado em sílica, que, em alguns pontos do Maciço pode ainda ser classificado como quartzo-álcali-feldspato-sienito.

Segundo Corrêa (2000) rochas as encaixantes regionais são genericamente metamórficas, definidas como micaxistos gnaissificados e migmatitos referidos ao grupo Salgueiro, Cachoeirinha e Uauá. O contato parcialmente discordante com as encaixantes atribuiu ao maciço uma origem tardi-tectônica (SADOWSKI, 1972).

Figura 4 - Mapa Geológico da Folha Serra Talhada.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020

2.1.3 Aspectos Pedológicos

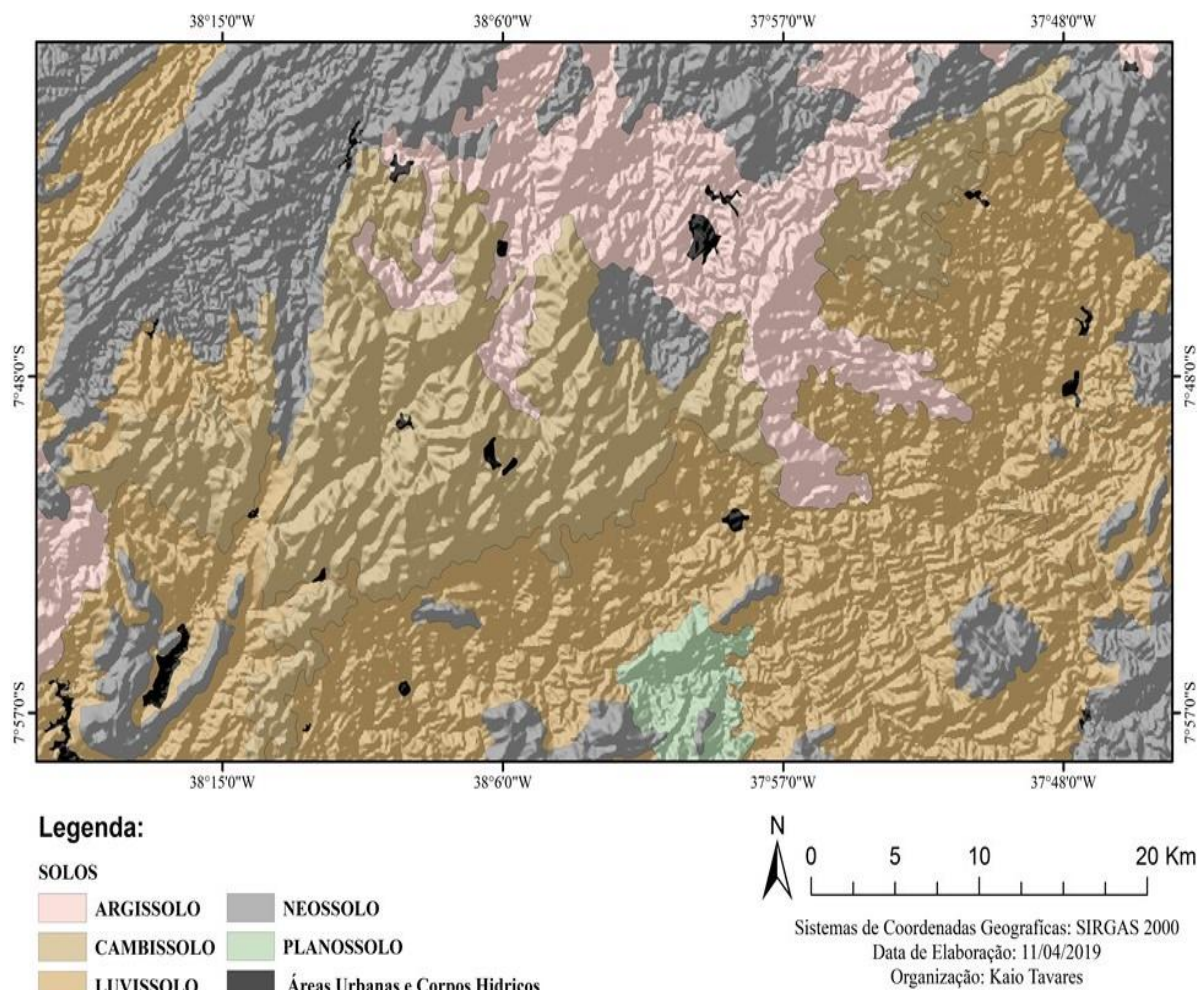
Os solos são componentes essenciais da estruturação superficial da paisagem, sendo um material inconsolidado resultante de processos de químicos, físicos e biológicos que fazem parte do sistema de intemperismo atuante sobre as diferentes litologias. Fatores como tempo, clima, temperatura e a composição elementar da rocha original devem ser levados em consideração na pedogênese. As classes de solos encontradas na área de estudo (Figura 05) foram classificadas conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS. Foram identificadas cinco grupos de solos, Argissolo, Cambissolo, Luvissolo, Planossolo e Neossolo sendo essa última predominante na área.

Os Argissolos são solos constituídos por material mineral apresentando horizonte B textural, expressando enquanto textura franco-arenosa ou mais fina dependendo da concentração do incremento de argilo-minerais, imediatamente abaixo do A ou E, podendo conter argila de baixa ou alta atividade, relacionada ao caráter alumínico. O seu grau de pedogênese é considerado avançado.

Esta classe de solo apresenta-se distribuída ao longo das unidades morfoesculturais de cimeira a partir dos 800 metros, nas depressões interplanálticas e nas encostas com cobertura coluvial. A existência desses solos dá-se em razão da pouca variação topográfica e da baixa declividade nas unidades em que se inserem, bem como ao maior volume pluviométrico de origem orográfica que contribui ativamente para o incremento da pedogênese. Vale ressaltar que os argissolos constituem uma das classes de solos que mais sofrem processos erosivos lineares, podendo esses estarem diretamente relacionados à ação antrópica e às formas de uso e manejo da terra.

Os cambissolos correspondem a solos com horizonte B incipiente, em sequência a qualquer horizonte superficial, possuem um grau de pedogênese pouco avançado, sendo as alterações físicas e químicas ainda que pouco atuantes, suficientes para o desenvolvimento de cores e unidades estruturais. Na área de estudo esses solos são recorrentes, estando diretamente associados aos depósitos de encosta, de idades tardi-pleistocênicas ou mais jovens.

Figura 5 - Mapa de solos do Maciço Serra da Baixa Verde.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2019.

Os Luvisolos são solos que apresentam horizonte B textural com argila de alta atividade e alta saturação por bases. Geralmente esses solos possuem mudança textural abrupta, definindo contrastes de textura e cor, também apresentam uma quantidade variável de argilominerais do tipo 2:1, indicando uma descompensação química e alta atividade das argilas. A abundância de argilas 2:1 expansivas existentes nesses solos está relacionada às condições climáticas de semiaridez que diminuem a velocidade das alterações mineralógicas. A ocorrência desses solos geralmente está associada à variação topográfica e à declividade, localizados sobretudo na unidade da depressão sertaneja.

Os Planossolos apresentam desargilização (perda de argila) durante o processo de acumulação ou concentração da argila em horizonte subsuperficial, sendo responsável pela textura arenosa dos horizontes superficiais. Possuindo características marcantes, sendo uma

delas a mudança textural normalmente abrupta conjugada com acentuação entre a textura do A para o horizonte B. Tal classe de solo encontra-se na unidade da depressão do Pajeú.

A classe dos Neossolos, correspondem aos solos pouco evoluídos, pouco profundos, as vezes extremamente rasos, bem superficiais não apresentando nenhum tipo de horizonte B, devido à baixa atuação dos processos pedogenéticos. Geralmente a diferenciação da transformação da rocha pro solo encontra-se bem preservada, ficando evidente o saprólito.

O agrupamento dessa classe se apresenta nas unidades de cimeira, nas encostas sem cobertura coluvial e em todo Planalto Sertanejo, principalmente sobre as áreas de pedimento dissecado. Uma característica desses solos é a ocorrência de pavimento detrítico no topo, evidenciando condicionamento pela semiaridez e a intensidade dos processos denudacionais em relação aos processos deposicionais.

2.2 CONTEXTO CLIMÁTICO

Os estudos que tratam sobre a evolução geomorfológica no século XX produziram uma progressiva valorização dos conhecimentos sobre a ação do clima na elucidação da gênese do relevo terrestre. Tendo em vista os objetivos propostos nesta pesquisa, a análise dos tipos climáticos operantes no maciço da Serra da Baixa verde e seu entorno torna-se fundamental na construção de uma abordagem que busque compreender o papel dos aspectos climáticos no desencadeamento dos processos erosivos, morfogenéticos e pedogenéticos, tanto atuais quanto pretéritos. Portanto, o entendimento dos mecanismos meteorológicos, pode fornecer valiosas informações que ajudem a entender os eventos desencadeadores.

Em geral, a região Nordeste é marcada pela má distribuição das precipitações, que assume não apenas um caráter temporal, mas também espacial. Essa irregularidade pluviométrica resulta em um balanço hídrico marcado pelo déficit na maior parte do ano, sendo expresso na paisagem através de rios efêmeros e intermitentes e na elevada remoção de sedimentos durante o período chuvoso (AB'SABER, 1974). A Distribuição intra-anual das chuvas no Nordeste semiárido marca dois períodos distintos: o seco e o chuvoso. O período chuvoso na área de estudo está mais concentrado nos meses de verão e outono, o período seco estende-se nos demais meses.

As principais instabilidades que ocorrem na região devem-se à grande complexidade da Massa Tropical Atlântica (Ta) e aos sistemas subordinados a ela, como o descolamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, e para o norte a Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS. O resultado disso se reflete no comportamento irregular do regime de

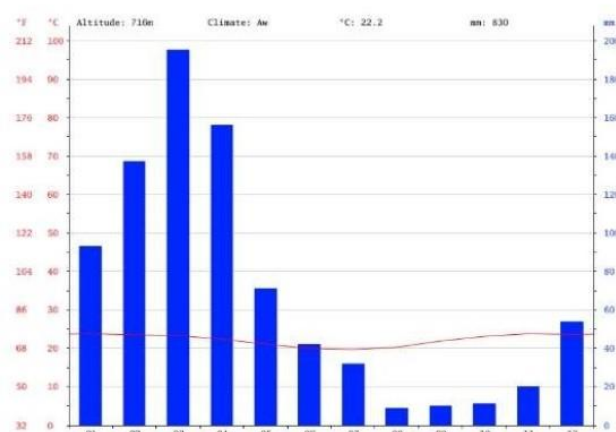
precipitação na região semiárida do NEB. Dentre os mecanismos de mesoescala atuantes na área destacam-se os Vórtices Ciclônicos (VCANs) de Alta Troposfera, Frentes Frias (FF), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e ainda as Linhas de Instabilidades (LI). Esses sistemas geram grandes interferências sobre a variabilidade climática no semiárido, ocorrendo também grandes flutuações interanuais, ora provocando secas severas, ora enchentes.

Na tentativa de estimar cenários paleoclimáticos responsáveis na estocagem de sedimentos, serão utilizados dados contemporâneos como um ponto inicial, na busca do entendimento de como ocorreram os processos modeladores da superfície. Os níveis de precipitação têm uma grande importância nos estudos de cunho geomorfológico em função do seu volume, sua distribuição sazonal e diária, alterando o comportamento do intemperismo e da erosão. Essa distribuição das chuvas atinge diretamente as bacias de drenagem, desencadeando a morfogênese da área, por intermédio da erosão areolar e fluvial, sendo os canais responsáveis pela remoção e carreamento de sedimentos ao longo do curso.

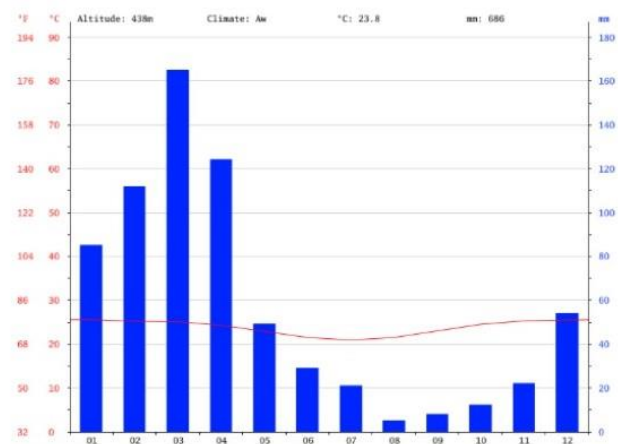
No lado pernambucano do Maciço, os níveis pluviométricos (Figura 06) no município de Triunfo situam-se em torno dos 1.300mm anuais. Os valores máximos de precipitação concentraram-se entre janeiro a julho, totalizando 85% do total anual, no município de Santa Cruz da Baixa Verde. Por seu turno, no município de Serra Talhada, sobre a Depressão Sertaneja, os totais anuais são de apenas 659 mm, com um período seco de 7 a 8 meses de duração, e 82% das precipitações ocorrendo ao longo de 6 meses. Na face paraibana, o município de Manaíra registra uma precipitação anual média de 699 mm, enquanto no município de São José de Princesa este total atinge 816 mm. Em ambos os casos, os índices são concentrados entre os meses de fevereiro e abril, com cerca de 60% do total anual.

Figura 6 - Climogramas dos Municípios Inseridos na Área.

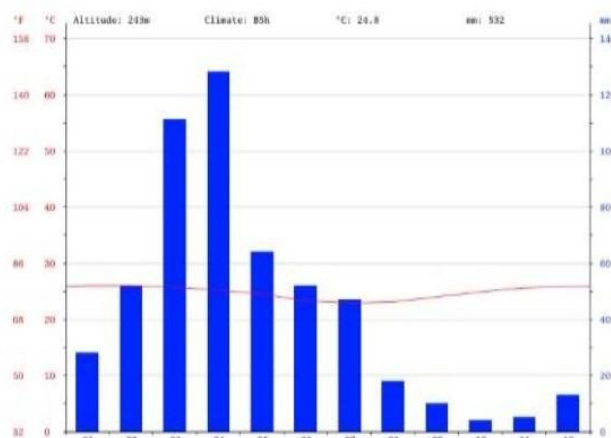
TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES MÉDIAS // CLIMA EM SÃO JOSÉ DE PRINCESA



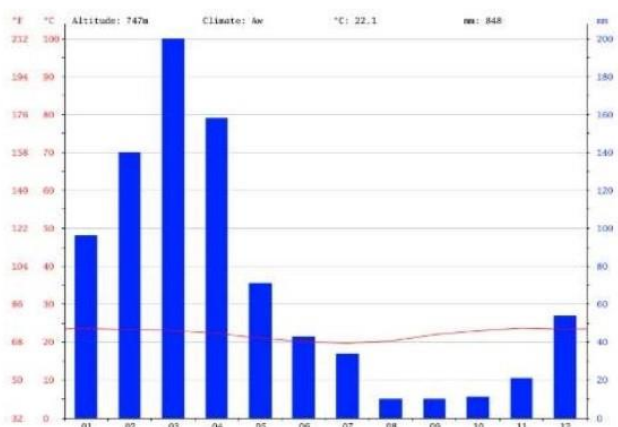
TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES MÉDIAS // CLIMA EM SERRA TALHADA



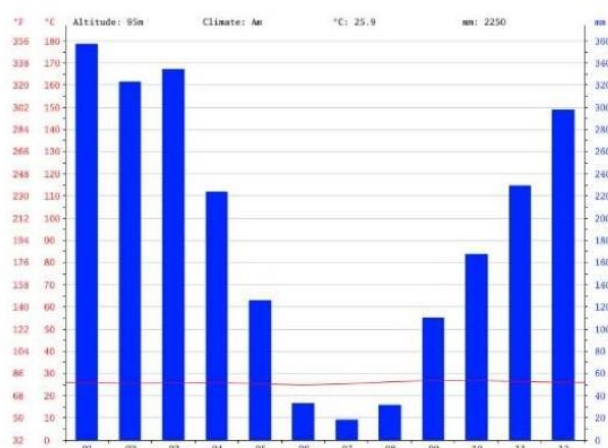
CLIMOGRAMA SANTA CRUZ



CLIMOGRAMA MANAÍRA



TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES MÉDIAS // CLIMA EM TRIUNFO



Fonte: Climate-date, 2019.

2.3 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Pesquisas envolvendo a identificação e a caracterização do relevo com o auxílio das geotecnologias têm apresentado grande aplicabilidade quanto ao estudo da gênese e evolução das formas de relevo, sendo fundamentais para a compreensão do atual modelado. O maciço sienítico da Serra da Baixa Verde encontra-se inserido na paisagem como um maciço residual, delimitando localmente um dos setores da escarpa ocidental do Planalto da Borborema. As cimeiras do planalto apresentam-se bastantes dissecadas, formando topos tabulares, separados por incisões fluviais, gerando vales em forma de “V” e suas encostas possuindo um ângulo de declividade variando de 20° a 50°.

Essas incisões modelaram o relevo, sendo notável na paisagem a remoção do manto de intemperismo, ficando exposta a rocha sã, assim como o transporte dos sedimentos da parte alta e a deposição desses materiais coluviais para as medias e baixas encostas. Segundo Corrêa (2001) em contexto regional, a transição do maciço para a unidade Depressão Sertaneja é demarcada pelo contato entre o sienito e as rochas metamórficas de diferentes graus de metamorfismo que estruturam as faixas de dobramentos.

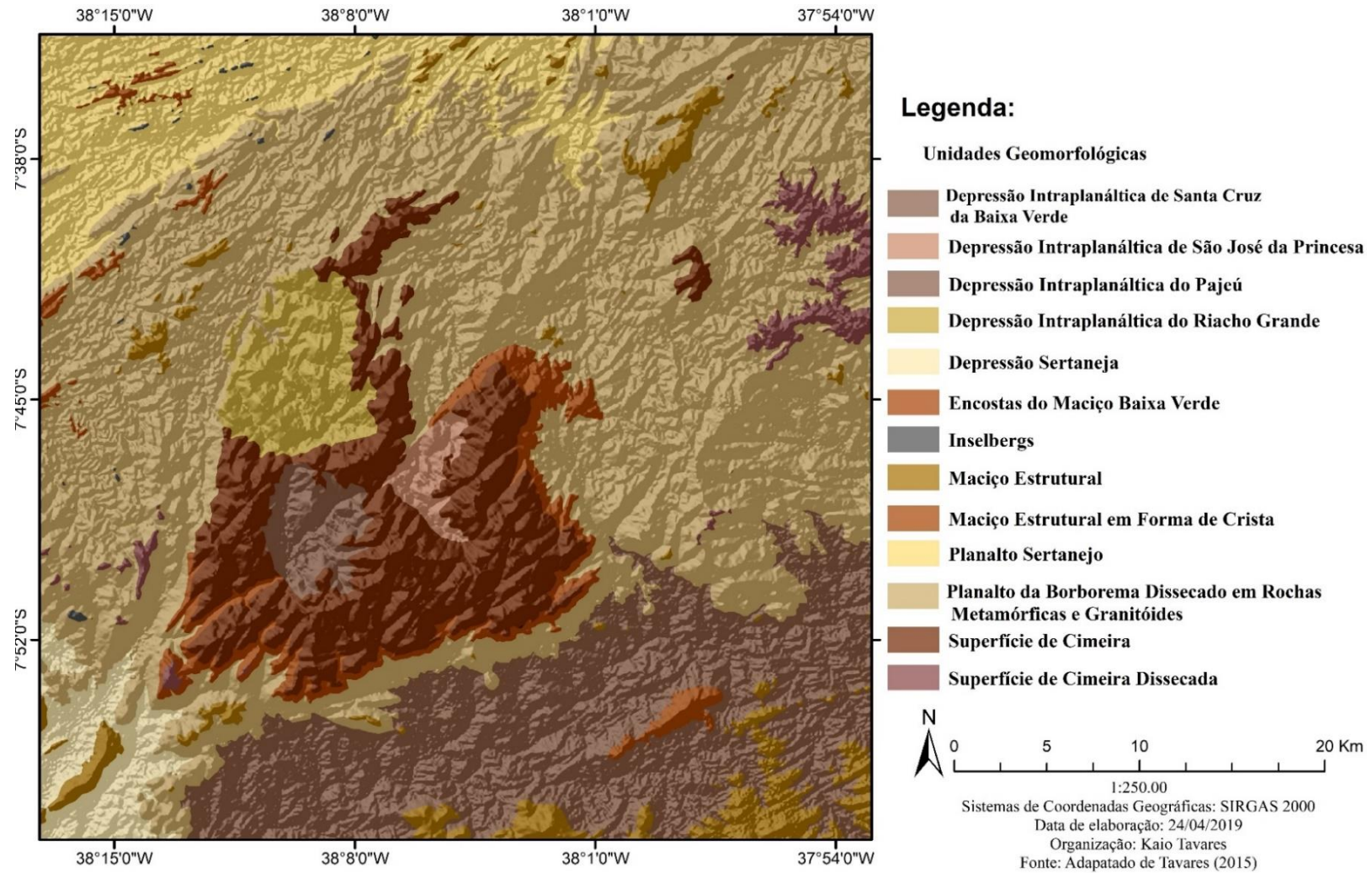
Além das características litoestruturais que compõe a área, o contexto climático é um ponto muito importante para a organização das unidades geomórficas e distribuição das coberturas superficiais da área. A ocorrência de um clima tropical sub-úmido nas áreas de cimeiras, transitando nas áreas mais baixas pra um regime climático semiárido, conferem um arranjo peculiar de formas ao Maciço, que se expressam também na profundidade dos perfis de alteração, ocorrência de sedimentos de encosta e cobertura vegetal. Essas características definem paisagens peculiares sobre as cimeiras do Planalto da Borborema e Sertanejo e a Depressão Sertaneja, conforme essas morfoestruturas ocorrem na área.

Na tentativa de facilitar a visualização da compartimentação geomorfológica, buscou-se a interpretação geomorfológica da área do Maciço da Baixa Verde (Figura 07) baseada em Tavares (2015) que propôs relacionar as principais informações sobre as estruturas tectônicas e litologias numa abordagem enquadrando os grandes domínios morfoestruturais, buscando a descrição e interpretação dos principais compartimentos geomorfológicos, tendo como suporte a proposta de Corrêa (2001) na análise dos compartimentos.

O conceito de domínio morfoestrutural deriva da classificação taxonômica dos fatores geomorfológicos proposta por Cailleux e Tricart em 1956, aplicando conceitos de tempo e espaço na compartimentação do relevo, uma vez que os agentes endógenos e exógenos são modeladores do relevo operando em diferentes escalas (DEMEK *et. al.*, 1972; CORREA 2001;

KOHLER, 2001; IBGE 2009; CORREA *et al.*, 2010 e LIRA 2014). Assim a caracterização da área de estudo se fundamenta nos grandes domínios morfoestruturais e suas principais feições morfoesculturais.

Figura 7 - Compartimentação Morfoestrutural do Maciço da Serra da Baixa Verde.



Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado de Tavares (2015)

O domínio das superfícies de cimeira do Planalto da Borborema, na área de estudo, ocorre acima da curva de nível de 1000m. Na superfície da cimeira o relevo se apresenta suavemente ondulado, com topos concordantes, e rupturas de gradientes nas encostas com a presença de um relevo escarpado e encostas abruptas, essas encostas geralmente são desprovidas de cobertura sedimentar, possuindo formato convexo.

A morfologia da área evidencia uma resposta ao arqueamento regional em consórcio com a presença de uma litologia composta por rochas mais resistentes que o entorno: sienitos e granodioritos. O Maciço situa-se na chamada Zona Transversal (CORREA *et al.*, 2010), uma unidade estrutural da Província Borborema, que devido à ação da tectônica ressurgente constitui um dos setores mais elevados do Nordeste Oriental. A delimitação dessas superfícies de cimeira está de acordo com os *trends* das zonas de cisalhamento que condicionam as escarpas que as definem. Vale ressaltar que esse compartimento corresponde aos níveis mais elevados do maciço e estruturam a maior parte das cabeceiras de drenagem, as quais são responsáveis por dissecarem a área, além de constituírem os setores de maior aceleração dos processos erosivos pela ação antropogênica.

Dentro desse domínio, grande parte das encostas demonstra um padrão de formas convexas e retilíneas, geralmente situadas entre a quebra de gradiente marcada pela isolinha de 1.000 metros e a cota de 800m, que comumente já apresenta cobertura elúvio-coluvial. Estas coberturas se apresentam de maneiras e espessuras variadas na paisagem, sendo distribuídas ao longo do maciço.

No contexto das unidades de cimeira, ocorrem feições controladas pelas estruturas chamadas de depressões interplanálticas. Sobre o maciço da Serra da Baixa Verde, observam-se um total de três depressões deste tipo, referenciadas pela literatura geomorfológica clássica como pedimentos embutidos (MABESOONE e CASTRO, 1975), as quais são áreas de estocagem de sedimentos remobilizados, sendo essas a Depressão de Santa Cruz, Depressão de São Jose da Princesa e Depressão do Riacho Grande.

Essas feições se configuram em setores rebaixados dentro do contexto do maciço. Tais compartimentos se apresentam como áreas de fundo de vale preenchidos por sedimentos, com encostas com cobertura coluvial. Segundo Tavares (2015) as encostas que separam as cimeiras das depressões apresentam leques coluviais cujos setores finais são inumados pela sedimentação do fundo do vale, a partir dos depósitos aluviais dos rios Piancozinho, riacho do Saco e o riacho Grande.

Dentro do domínio morfoestrutural do Planalto da Borborema, encontram-se feições derivadas da erosão diferencial, diretamente ligadas às zonas de cisalhamento. Neste setor

encontramos a unidade chamada de Planalto dissecado, ocorrendo em faixas metamórficas em cotas altimétricas entre 500 e 650 metros. Tavares (2015) ressalta que nesse setor ocorrem *knick-points* definidos pela falha Serra Talhada, que marca o contato de diferentes litologias. A estrutura litológica que condiciona esta parcela da paisagem é marcada por uma forte dissecação e incisões fluviais profundas, demarcando as encostas destituídas de coberturas coluviais. As unidades geomórficas são marcadas por sequências de cristas e vales fortemente dissecados. Segundo Tavares (2015) essa sequência obedece aos *trends* regionais, associados às falhas de transferência da zona de cisalhamento Juru-Belém, em orientação NE-SW.

As falhas que compõem o maciço controlam a geometria das depressões interplanálticas assim como seus limites e quebra de patamares, gerando superfícies desconectadas entre si (TAVARES, 2015). Essa desarticulação entre as três depressões é verificada pela altimetria distinta entre as três feições. Segundo Tavares (2015) enquanto a superfície basal da Depressão de Santa Cruz encontra-se na cota dos 850m, as Depressões de Riacho Grande e São Jose da Princesa então em patamares mais rebaixados em torno dos 730-750m. Essa desconexão é marcada pela presença das zonas de cisalhamento e da falha de Serra Talhada de direção NE-SW. Um degrau escalonado situado entre 650 até os 500 metros demarca a ocorrência do Planalto Sertanejo na área de estudo. Este domínio se situa entre as cimeiras dissecadas do Maciço da Baixa Verde e a Depressão Sertaneja. A unidade se apresenta na paisagem sob uma sequência de cristas e vales dissecados, vales estes com fortes incisões fluviais.

Tavares (2015) argumenta que a estrutura desse compartimento confere à paisagem um caráter escalonado com feições que se portam como degraus que antecedem as escarpas setentrionais do Maciço Serra da Baixa Verde, é possível verificar um forte controle litológico-estrutural na disposição de suas formas, sendo o caráter morfológico do Planalto Sertanejo a predominância de feições sequenciais de cristas e vales.

Na porção meridional delimitado pela escarpa sul, a oeste do maciço, situa-se um contexto distinto, o domínio da Depressão Sertaneja, situado entre 400 a 450m de altitude. A morfologia desse setor é aplainada, com declives que variam de 0° à 3°. Sua estruturação litológica está associada ao Complexo Serra dos Quintos, sendo o compartimento mais rebaixado da área de estudo.

Nesse setor é possível notar na paisagem a presença de relevos isolados, formados por intrusões graníticas e gronodioríticas, de idade Neoproterozóica. Essas feições em forma de inselbergues e cristas constituem uma classe de relevo residual, um modelado de denudação, submetido aos condicionantes lito-estruturais.

Ao leste de Depressão Sertaneja, encontra-se um domínio que se situa entre os dois eixos de arqueamento regional, sobre qual instalou-se a bacia do Rio Pajeú, descrita por Corrêa et al (2010), como Domínio da Depressão Intraplanáltica do Pajeú. Segundo os autores a Depressão se porta na paisagem como uma forma alongada sentido nordeste, confinada entre os maciços estruturais. A inclinação da superfície para SW sugere um basculamento do bloco, sendo seus limites ocidentais que delimitam a escarpa da cimeira mais elevada da área de estudo.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para consolidar as propostas presentes nesta pesquisa foi realizada uma revisão de literatura, buscando abranger aspectos considerados importantes tais como a evolução histórica das abordagens geomorfológicas atinentes aos temas aventados neste trabalho. Acredita-se que esta etapa do estudo dará a fundamentação teórica necessária para as discussões apresentadas nas etapas posteriores.

3.1 SUPERFÍCIES DE DENUDAÇÃO

Na ciência geomorfológica há a ideia de que as formas do relevo se encontram em constante evolução, por conta da atuação dos processos morfogênicos (TAVARES, 2015). Desta forma compreende-se que a paisagem geomorfológica reflete uma série de eventos que ocorreram no passado colaborando para a estruturação da paisagem atual, a qual continua sofrendo transformações constantes.

Dessa maneira, este trabalho debruça-se sobre as correntes de pensamento acerca da reconstrução e evolução paisagística do Nordeste brasileiro. A partir dessa perspectiva faz-se necessário realizar um apanhado sobre a perspectiva das superfícies de erosão, uma das abordagens clássicas sobre a evolução temporal do relevo. Compreende-se que os modelos propostos por essa visão evolutiva da superfície buscam o entendimento da gênese das diferentes formas de relevo a partir de análises de registros sedimentológicos e estratigráficos. Assim o recurso a este tipo de enfoque é fundamental para o desenvolvimento desta pesquisa, visto que a área apresenta depósitos sedimentares como indicadores de eventos passados responsáveis pela elaboração da paisagem.

Assim o tema das superfícies erosivas é tomado como pressuposto do estudo da evolução da paisagem geomorfológica. Para Gerrard (1995) essas superfícies configuram-se como formas planas e aplainamentos, decorrentes de processos erosivos, onde as primeiras apresentam morfologias suavemente onduladas, truncando litologias e estruturas. Já referente aos aplainamentos, por sua vez, são compreendidos como produtos de diversos processos espaciais e temporais responsáveis pelo desenvolvimento erosivo, portanto são vistos como resultados finais de um ciclo erosivo. Por consequência dos processos envolvidos, a discussão é ampla e foca sobre os principais mecanismos que atuam para o desenvolvimento das superfícies erosivas.

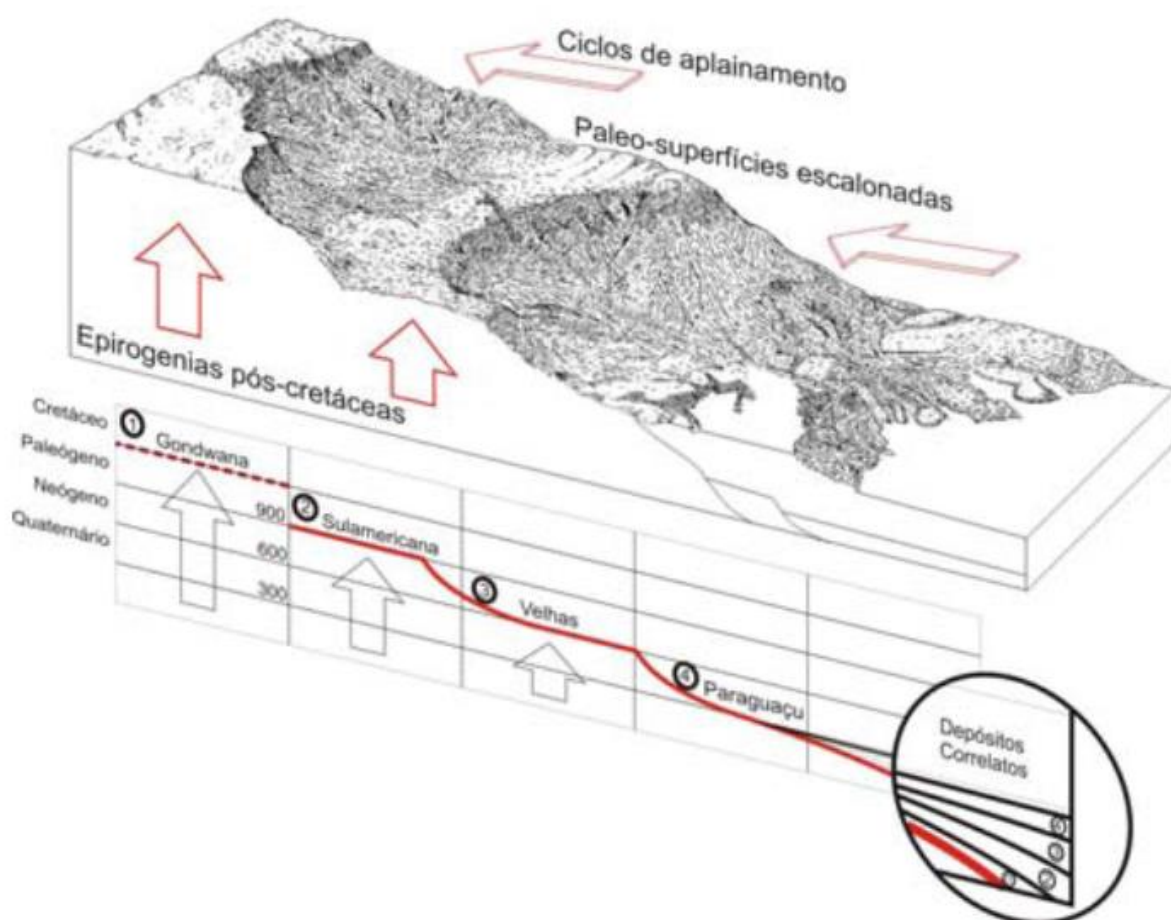
3.1.2 Interpretação das Superfícies de aplainamento do Brasil

De Martone (1943) disserta que no princípio as superfícies aplainadas no Brasil foram tratadas como resultados de peneplanização, decorrente dos processos atuantes de um passado bastante conturbado. Ainda segundo o autor, essas superfícies teriam caráter policíclico associado à instabilidade crustal, em decorrência de diversos soerguimentos regionais seguidos por épocas de predomínio dos fatores denudacionais, os quais conduziriam ao rebaixamento contínuo do relevo (PASSOS e BIGARRELA, 2006).

As ideias sobre os padrões de evolução policíclica foram largamente disseminadas por grandes autores brasileiros tais como Ab' Saber & Bigarella (1961); Andrade & Lins (1965); Mabesoone e Castro (1975); Bigarella (1994; 2003). Todos ofereceram sua contribuição sobre a discussão da existência de superfícies de aplainamento, em resposta a fases de soerguimento regional seguidas por longos períodos de erosão. Um dos primeiros autores a abordar o tema de superfícies de aplainamento no Brasil foi Deffontaines (1945). De acordo com o autor, a ação da erosão operava sobre diferentes litologias sob as mais diversas condições de resistência, resultando no desenvolvimento de pequenas serras orientadas paralelamente às antigas dobras, numa espécie típica de relevo “apalachiano”. Além disso, para o autor, algumas cristas pareceriam formas de “*monadnocks*” sobre antigos peneplanos. Estas formas seriam resultado de soerguimentos em escala regional, onde os processos erosivos atuariam na evolução das formas provocando um rebaixamento progressivo do relevo.

De acordo com King (1956) três aspectos importantes originariam a evolução da paisagem, a saber: a erosão, a aggradação e a tectônica. O autor também enfatiza a ideia de superfícies cíclicas, onde define três níveis para estas, as mais antigas, as mais recentes e as intermediárias vinculadas ao terciário inferior. Nessa abordagem cronológica de ordem decrescente as superfícies identificadas por esse autor para o Brasil são nomeadas de: Gondwana (Cretáceo inferior), Pós-Gondwana (Cretáceo superior), Superfície fóssil (Carbonífera), Sul-Americana (Terciário inferior), Superfície velhas (Terciário superior) e o Ciclo Paraguaçu (Quaternário) de aplainamentos ainda incompletos (Figura 08).

Figura 8 - Modelo de Pediplanação segundo King (1956).



Fonte: MAIA & BEZERRA, 2010.

Ainda segundo King (1956), teríamos a superfície de Gondwana como a mais antiga (tendo cotas altimétricas elevadas), seguida do Ciclo Sul-Americano onde se destacaria o relevo brasileiro, pois corresponde ao soerguimento que deu origem às cimeiras das chapadas, além da elaboração de outras formas. Posteriormente, desenvolveu-se o Ciclo de Erosão Velhas com superfícies pediplanadas, de relevos residuais sob a forma de inselbergs e marcado, na costa leste, pela sedimentação da Formação Barreiras. Por fim, o ciclo de erosão mais recente, o Paraguaçu, o qual apresenta evidências morfológicas de aplainamento restrito aos baixos cursos dos sistemas fluviais, que atingem diretamente o mar.

O mesmo autor afirma que o atual relevo brasileiro evoluiu através da regressão de escarpas e pedimentação. Os elementos característicos de determinado ciclo erosivo não poderiam ser estabelecidos rapidamente sobre a paisagem, logo os pedimentos amplos não dispuseram de tempo suficiente para desenvolver-se ao longo do último ciclo de aplainamento.

Desta forma King em 1956 associou a paisagem brasileira a uma fisionomia escalonada, que progride do litoral no sentido do interior continental, onde aparentemente as superfícies

permaneceriam mais preservadas. A ocorrência de um novo soerguimento daria fim a um ciclo erosivo e consequentemente demarcaria o próximo.

A partir da teoria de pediplanação se alicerçaram os primeiros trabalhos sobre compartimentação geomorfológica do Brasil de maior alcance científico e acadêmico. Assim as propostas clássicas de evolução do relevo foram incorporadas por pesquisadores e aplicadas para o relevo brasileiro, tais propostas iniciais se organizavam a partir da consideração sobre a elevação das superfícies.

Um dos pioneiros a sistematizar uma classificação para o relevo brasileiro baseado em cotas altimétricas, foi Aroldo de Azevedo, em 1949, que propôs essa classificação dividindo o relevo brasileiro em: Planaltos – áreas com mais de 200 metros de altitude e Planícies – áreas inferiores a 200 metros de altitude.

As teorias clássicas aplicadas ao relevo brasileiro estiveram sempre atreladas às concordâncias altimétricas entre os topos, que seriam consideradas como evidências materiais da ocorrência das paleosuperfícies. Assumindo uma atitude crítica diante dos seus postulados, pode-se afirmar que essa visão meramente altimétrica por si só não se fundamenta, pois devem ser considerados também os materiais que estruturam as formas, e não somente a presumida concordância altimétrica entre os topos, pois o critério utilizado para sua definição é extremamente subjetivo e simplificador para explicar sozinho os níveis de aplainamento (AB'SABER & BIGARELLA, 1961; MABESOONE E CASTRO, 1975; ANDRADE E LINS 1965; BIGARELLA 1994; 2003).

A partir do fim da década de 1950 e início da década de 1960, novas referências surgiram a partir de novas reflexões geomorfológicas sobre o cenário do relevo brasileiro. Destacam-se os trabalhos propulsores de Bigarella & Ab'Saber (1964), os quais sugeriram o clima como elemento primordial e controlador dos processos exógenos, diante dos quais seria possível explicar a evolução das superfícies aplainadas. Desta forma as propostas de Bigarella e Ab'Saber (1964) acabam dialogando com King (1956), recaindo na premissa da ciclicidade do relevo com a qual acabam concordando, ainda que de forma diferente.

King (1956) ressaltou a importância da acumulação recente (aluviões) para a interpretação do ciclo erosivo decorrente das variações climáticas, mas sugere como principal causa a tectônica para as interrupções dos ciclos erosivos, diferente de Bigarella e Ab'Saber que apostam nas mudanças climáticas ocorridas entre oscilações de períodos mais secos/quentes e úmidos/frios como agente responsável pelo aplainamento.

Bigarella e Ab'Saber (1964) entram em total concordância com a geomorfologia climática, onde os processos de pedimentação e pediplanação seriam responsáveis pela origem

da maioria das superfícies de aplainamento do Brasil. Destaca-se que esses foram também os primeiros autores a generalizarem as influências climáticas na explicação da morfogênese de grande parte da paisagem brasileira.

Assim no contexto brasileiro sobre o estudo das superfícies de erosão, destacam-se os depósitos correlativos do período Quaternário, como respostas a fenômenos erosivos e agradacionais que atestam o papel da oscilação climática sobre a morfogênese. De acordo com o modelo proposto, nas porções tropicais e subtropicais do Brasil oriental, o papel do clima seria marcado por dois períodos distintos, sendo um dominado pelos processos de degradação lateral ativa do terreno, e outro por períodos de dissecção vertical do relevo, seguidos por fases de intemperismo químico e formação de solos (BIGARELLA, MOUSINHO E SILVA, 1965; ERHART, 1956).

Autores como Bigarella & Andrade (1965) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965) adotaram como base teórica de seus modelos evolutivos, a teoria de Bio-resistasia de Ehart (1956), abordando as superfícies de erosão como testemunhos dos ciclos de pediplanação. Para eles, os pediplanos estariam bem preservados sobre as rochas mais resistentes à erosão, sobretudo nos climas semiáridos contemporâneos; já nos climas úmidos estariam bastante dissecados. Assim, segundo os mesmos autores o fator de semiaridez seria essencial para a formação e também preservação dessas superfícies.

Nessa perspectiva os autores reconheceram três eventos de pediplanação da paisagem brasileira e suas respectivas superfícies, denominadas: Pd1, Pd2 e Pd3. Dentro de uma escala altimetricamente crescente teria-se na ordem, a primeira superfície denominada Pd1, referente à superfície mais rebaixada, desenvolvida durante o Plio-Pleistoceno. A superfície Pd2, seria a superfície intermediária desenvolvida durante o Paleógeno, enquanto a superfície Pd3, a mais elevada e antiga, teria sido elaborada no Cretáceo-Eoceno. Para os autores, os níveis Pd1 e Pd2 seriam respostas às ações climáticas do Último período Glacial no Brasil, responsáveis pela expansão dos climas secos e pela vigência dos depósitos correlativos; sedimentos detríticos e ocorrência de *stone-lines*.

3.1.3 Superfícies de Aplainamento: O Pensamento Clássico e sua Aplicação Para o Nordeste Brasileiro

Os modelos de evolução do relevo para o planalto meridional e sudeste brasileiro foram tratados como referências para o entendimento da história evolutiva geomorfológica do Nordeste brasileiro. Teorias e modelos baseados na ciclicidade do relevo, que correspondem às

variações das condições climáticas e sua alternância, se alicerçariam diretamente sobre a ocorrência de processos de degradação e agradação.

Nessa perspectiva, a interpretação da gênese evolutiva do Planalto da Borborema e suas adjacências seguiu o raciocínio das teorias geomorfológicas clássicas que foram amplamente utilizadas como principal fonte de interpretação e compreensão, a exemplo dos modelos de evolução policíclica do relevo (AB'SABER E BIGARELLA, 1961; BIGARELLA, 1994, 2003; ANDRADE E LINS, 1965; MABESOONE E CASTRO, 1975).

O planalto da Borborema se encontra em um contexto plataformal, tendo sua configuração morfológica correspondente ao desenvolvimento de superfícies sob vigência dos processos denudacionais (DAVIS, 1899; KING, 1953). As hipóteses evolutivas tradicionais dão conta de que consecutivos aplainamentos escalonados ao longo do cenozoico foram responsáveis pela formação do planalto, seguidos de uma série de eventos erosivos subsequentes aos períodos de reativação da plataforma brasileira, decorrentes da ciclicidade tectônica (epirogênese).

Assim, a premissa clássica de evolução da paisagem geomorfológica objeto direto deste estudo remonta aos trabalhos de Crandall (1910); Dresch (1957); Andrade (1958), Mabesoone & Castro (1975) e Mabesoone (1978), os quais delimitaram patamares escalonados desenvolvidos sobre o Planalto da Borborema ao longo do Cenozoico, em virtude da elevação do conjunto regional e seu aplainamento subsequente. Segundos os eminentes autores clássicos da literatura regional, essa sequência de eventos constituía um elemento interpretativo essencial, sendo a chave para o entendimento dos processos geomorfológicos no Nordeste.

Os níveis com maior cota de elevação topográfica do Nordeste Brasileiro, corresponderiam às superfícies mais antigas, esse nível estaria acima dos 1.000 metros de altitude, estando associado à superfície de Gondwana do Lester King, ao Pd3 de Bigarella ou à superfície Borborema de Mabesoone & Castro (1975). Esses níveis com cotas mais elevadas e forte dissecação, teriam sido desenvolvidos entre o Albiano e o Oligoceno, e corresponderiam aos topos do Planalto da Borborema.

Os aplainamentos intermediários estariam localizados entre 650 e 900 metros, e equivaleriam à superfície Sul-Americana de King (1956), pediplano (Pd2) de Bigarella ou à superfície Sul-Americana de Mabesoone & Castro (1975). Tal superfície estaria localizada geograficamente em um nível topográfico inferior, sendo restrito ao interior do planalto, denominado Superfície Cariris Velhos ou Soledade (MABESOONE & CASTRO, 1975), de idade Miocênica.

A superfície de aplainamento geral do Planalto da Borborema, teria sua ocorrência entre as faixas topográficas de 350 a 600 metros de altitude. Esse nível corresponde à Superfície Velhas de King, Pd1 de Bigarella ou à Superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro (1975), com idade proposta para o Plio-Pleistoceno, a partir de sua correlação com sedimentos da Formação Barreiras. Essa configura-se como o aplainamento mais recente da região, sendo entalhada durante o Quaternário através dos vales fluviais, que deram origem a dois níveis de terraços e pedimentos, que correspondem ao Ciclo Paraguaçu de King, cuja evolução para o Nordeste está associada às glaciações Quaternárias nas latitudes altas e médias.

Apesar de adotarem um esquema de pesquisa baseado no método lógico-dedutivo, sobre as interpretações clássicas de evolução do relevo, vários autores apontam para o caráter generalista das teorias sobre as evoluções de aplainamento, seja sobre o Nordeste Oriental do Brasil ou demais contextos plataformais do planeta (TWIDALE, 1982; THOMAS, 1994). Segundo Corrêa (2001) um dos grandes problemas de aplicação do método das superfícies de erosão é a inadequação de suas escalas espaço-temporais sobre o estudo das coberturas superficiais as quais estruturam a superfície contemporânea da paisagem, sugerindo a impraticabilidade da abordagem para os estudos de maior detalhe.

Summerfield (2000) destaca a necessidade de estabelecer uma cronologia absoluta de eventos de denudação/deposição formadores do relevo, e que são, portanto, responsáveis pela elaboração das superfícies aplainadas ou de topos aparentemente concordantes. Afirmação esta que reside no fato de que nem sempre é possível correlacionar crono-estratigraficamente as superfícies nos interiores continentais, tomando como base os depósitos sedimentares que estão confinados a determinados níveis topográficos e modelados geomorfológicos, sendo necessário realizar análises mais precisas e complexas, na tentativa de elucidar a relação entre as áreas fontes, armazenadoras e de transporte de sedimentos na paisagem.

Estudos descrevem problemas nestes esquemas interpretativos através de análises empíricas de evidências de deformação e soerguimento tectônico das coberturas sedimentares do Paleógeno ao leste do Planalto da Borborema (MORAES NETO, 1999; MORAES NETO E ALCKMIN, 2001, MORAIS NETO et. Al, 2008; LIMA, 2008). Neste sentido, o próprio escalonamento do piemonte que antecede a escarpa do Planalto, em níveis de 100, 200 e 250 metros sugere a ocorrência de tectônica disjuntiva e a reativação recente de antigas falhas paralelas à linha de costa, retomando a ideia de que a formação das superfícies topográficas está intimamente relacionada não somente a parâmetros climáticos mas também tectônicos.

Autores como Corrêa & Mendes (2003), tratando das superfícies de erosão, apontam inúmeros problemas, os quais necessitam de elucidação, na aplicação do método das superfícies

de aplainamento, tais como o estabelecimento de uma relação direta e necessária entre denudação/deposição e criação de formas continentais de relevo aplainado. Diversos autores relatam que os problemas metodológicos surgem na análise da teoria, como por exemplo, os processos superficiais envolvidos na retirada dos sedimentos de grandes áreas no interior dos contextos plataformais.

Vista como uma relação complexa, onde o relevo é resultado de fenômenos de destruição e os modelados não se detém após a produção de um nível deposicional correlato, mas sim numa continua evolução, de acordo as leis do equilíbrio dinâmico de ajuste entre as formas, litologia e processos superficiais, Corrêa & Mendes (2003) apontam elementos que impossibilitam o aferimento empírico de alguns parâmetros que foram generalizados pelas teorias de superfícies de aplainamentos:

- Os continentes estão sujeitos ao alçamento episódico generalizado;
- Todas as encostas sofreram recuo paralelo por longas distancias;
- Os *knick-points* dos rios recuam continente adentro por longas distancias;
- Superfícies de baixo relevo, extensas, só se formam em relação a um nível de base comum: o nível do mar.

Propostas para elucidação dos problemas relacionados às superfícies de erosão foram realizadas por muitos autores. Com base na análise do arcabouço morfoestrutural de setores do Planalto da Borborema permanecem válidas algumas premissas assim como definidas por Cazajka (1959); Beurlen (1967); G. Andrade (1958; 1968); Mabesoone & Castro (1957) e Saadi & Torquato (1992), que ressaltam a influência de estruturas herdadas e da litologia sobre os modelados denudacionais, seguindo-se a uma espécie de bombeamento regional a partir do Cretáceo.

Estudos recentes com técnicas com Traços de Fissão em Apatita (TFA), mostraram que em determinadas áreas a isostasia compensaria a denudação, assim as formas se manteriam em equilíbrio dinâmico, se os stocks geológicos permitirem. Segundo Tavares (2015), desse modo as superfícies não se formariam unicamente como resposta à denudação regional em uma escala temporal de milhares de anos, mas a partir de um aplainamento contínuo, se manteriam como feições dinâmicas na paisagem, sofrendo erosão e perda de material em uma escala de ordem temporal mais recente e rápida.

Ainda segundo o autor, as evidências da evolução das superfícies que confirmariam as premissas das interpretações clássicas estariam ligadas ao recuo das encostas em margem passiva, havendo necessariamente uma diminuição das idades TFA das encostas em direção ao interior, no entanto, por meio da aplicação das técnicas de termocronologia rasa, não é o que se observa, ao contrário, os dados apontam para uma manutenção das formas em equilíbrio dinâmico.

A partir desse enfoque integrando a tectônica quaternária e as mudanças climáticas, é possível verificar que os modelos clássicos são empiricamente limitados em relação às concepções atuais, onde os dados sobre a tectônica em margem passiva revelam novos aspectos sobre a dinamicidade das formas do relevo, sobretudo das reativações das principais zonas de cisalhamento ao longo do Quaternário, sendo estas um dos principais mecanismos explicativos acerca do relevo do Nordeste oriental.

3.2 TECTÔNICA, NEOTECTÔNICA E EVENTOS DEPOSICIONAIS DURANTE O QUATERNÁRIO DO NORDESTE BRASILEIRO

Diante da necessidade de atualização das interpretações sobre a evolução do relevo da região Nordeste do Brasil, o presente subitem busca propor uma revisão acerca da evolução geomorfológica do Nordeste oriental, revisitando a literatura clássica e expondo também pesquisas mais recentes. Em ambos os casos busca-se evidenciar que a dissecação e o coluvionamento promovidos em ambientes de encosta em escala regional sofrem um controle estrutural. Assim, assume-se como premissa norteadora que as reativações cenozoicas da plataforma seriam responsáveis pelas deposições neógenas. Nas pesquisas de cunho geomorfológico/geológico a abordagem neotectônica tem se mostrado um poderoso mecanismo acerca da evolução do relevo.

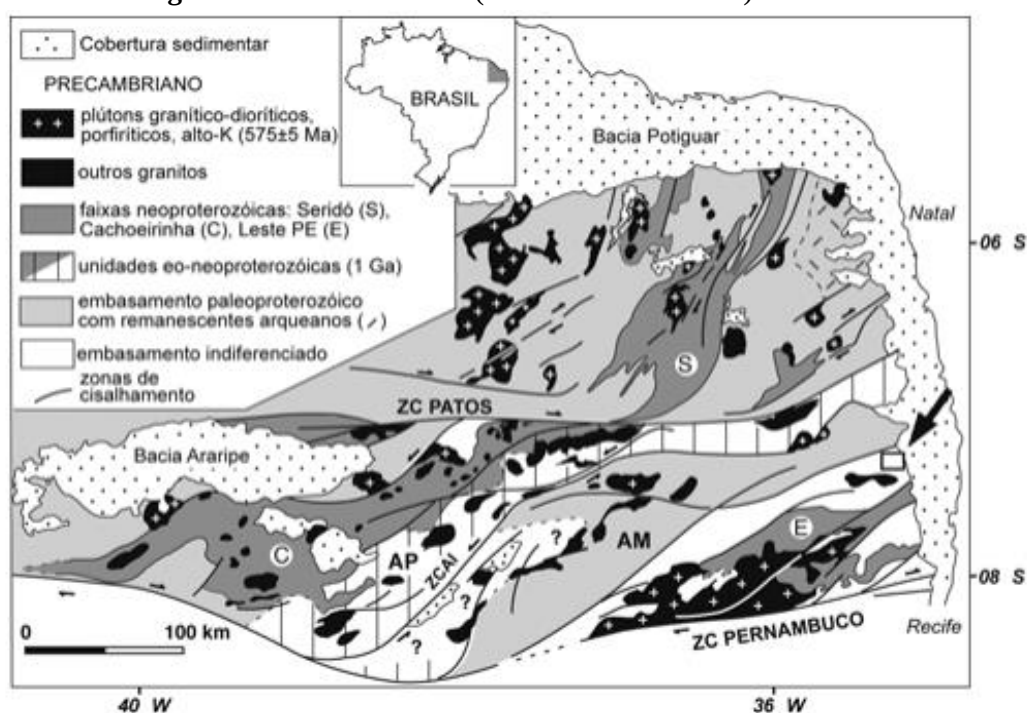
3.2.1 Evolução Tectônica do Nordeste Brasileiro

Durante a Junção Pan-africana no ciclo Brasileiro, há aproximadamente 600 Ma, grande parte das feições tectônicas atuais foram criadas e/ou modificadas, (BEZERRA *et. al.*, 2008). A orogenia Brasileira foi responsável pela amalgamação final do Gondwana ocidental (ARTHAUD, 2007) onde diferentes blocos crustais parecem ter sido soerguidos variavelmente ao longo dos principais lineamentos, como resultado de reativações das extensas zonas de

cisalhamento em caráter dúctil-rúptil, associados a reajustes isostáticos pós-tectonismo (CORSINI et. al.,1998).

Dentre tais estruturas, uma das mais proeminentes é conhecida como a Zona Transversal ou “*Median Shear Corridor*” (Figura 09). Tal zona foi definida por Brito Neves *et. al.* (2000; 2001) como um bloco caracterizado por profundas Zonas de Cisalhamento (geofraturas), delimitados por longos cisalhamentos dextrais e contido entre dois dos mesmos; a Zona de Cisalhamento Patos ao norte e, cerca de 200km ao sul, a Zona de Cisalhamento Pernambuco (TAVARES, 2010).

Figura 9 - Zona transversal (Median Sher Corridor).



Fonte: Almeida & Holanda (2009).

A Zona Transversal da Província Borborema é a feição mais proeminente desta unidade geotectônica. Esses mega-cisalhamentos definidos por Brito Neves et al (2001a; 2001b) e por Almeida et al (2000) possuem caráter dextral sendo eles a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), ambas apresentam-se relevantes no contexto tectonoestratigráfico uma vez que são responsáveis por controlar a sedimentação da região (BRITO NEVES *et al*, 2001c).

A ZCPA em seu término na porção oriental possui uma trifurcação, chegando à linha de costa na cidade de João Pessoa, tendo continuidade no continente africano margeando a Fossa de Benoué, a qual apresenta um tectonismo formador e deformador, incluindo metamorfismo

vinculado aos movimentos transcorrentes e evolução da margem equatorial brasileira-africana (BRITO NEVES *et al.*, 2001c).

A ZCPE possui um caráter de cisalhamento dextral clássico, marcando o domínio da Zona Transversal da Paraíba. De acordo com Trompette (1994) a tectônica extrusional ainda na fase de Gondwana foi responsável por gerar essa feição retangular, que inspira a gênese, acomodação, arranjo e estruturação das atuais bacias sedimentares de margem de rifte.

Na fase de separação da Pangeia, durante o Mesozoico, a Província Borborema sofreu uma maior influência da tectônica, caracterizada em duas fases, uma rifte e outra pós-rifte. Segundo Corrêa *et al.* (2019) o rifteamento principal, desenvolveu-se durante o Cretáceo Inferior (Aptiano) com reativação das zonas de cisalhamentos formadas durante o Neoproterozóico, proporcionando o desenvolvimento de bacias ao longo das margens passivas, assim como o abortamento dos riftes em direção ao interior do continente.

Esses processos condicionaram a formação das bacias marginais e interioranas na região entre o Barrisiano até o Baremiano (MATOS, 1987; FRANÇOLIN *et al.*, 1994). Segundo Bezerra (2010) grande parte destas bacias apresentam sequências sedimentares pós-rifte que ocorreram após a abertura do oceano e evolução da margem passiva, nesse estágio ainda continuaram a ocorrer falhamentos de menor intensidade.

Partindo desse pressuposto a formação e evolução das bacias marginais e interioranas tiveram sua gênese atrelada à separação dos continentes Sul-Americano e Africano. O setor entre a cidade de Recife e João Pessoa compreende a Bacia Paraíba, porção entre a ZCPA e ZCPE, a qual se formou após a última etapa da separação continental ao final do Maastrichtiano (SOUZA, 1999; J. BARBOSA, 2004; BARBOSA *et al.*, 2003).

A Província Borborema, por seu turno, compreende uma área do Nordeste setentrional situada a leste da Bacia Parnaíba e ao norte do cráton São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 2000) sendo caracterizada por um amálgama de terrenos de litologias diferenciadas, separados por falhas e lineamentos (Brito Neves *et al.*, 2000) de direção predominante NE-SW e E-W (VAUCHES *et al.*, 1995). A principal unidade de relevo no Nordeste oriental, corresponde ao Planalto da Borborema sendo esse composto por vários terrenos provindos do arqueano ao neoproterozóico, agrupando litologias metamórficas e ígneas. Sobre este substrato pré-cambriano ocorrem diversas bacias sedimentares paleozoicas e cretáceas.

A Província Borborema pode ser resumidamente caracterizada como um mosaico de terrenos paleoproterozoicos, submetidos a deformações e intenso plutonismo que ocorreram durante o Neoproterozoico. Os principais elementos geológicos e estruturais desta província correspondem (Kegel, 1961, 1965; Neves, 1975; Almeida *et al.* 1977) aos complexos granito-

gnáissico-migmatíticos de Pernambuco – Alagoas, Caldas Brandão – São José do Campestre, Rio Piranhas, Tauá, Santa Quitéria, Granja e Marginal Norte do CSF, intercalados regionalmente a sistemas de dobramentos marginais (Sergipano e Médio Coreau) e internos (Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida, Seridó e vestigialmente Pajeú-Paraíba, Jaguaribe e Rio Curú- Independência).

Segundo Brito Neves (2004) a Província da Borborema corresponde ao conjunto de terrenos que estão acima da cota altimétrica de 300 metros, possuindo extensas zonas de cisalhamento de orientação E-W/NE herdadas do Ciclo Brasileiro. Para Monteiro (2010) a formação do Piemonte da Borborema está associada a intensos processos de denudação a partir da exposição da raiz lito-estrutural do complexo cristalino, constituindo, portanto, uma porção da margem emersa da plataforma que apresenta relevo mais rebaixado sobre estruturas herdadas pelos diferentes complexos litológicos Proterozóicos.

Morfologias em escarpas dissecadas, estruturadas em falhas, são a feição morfotectônica mais característica da área. Essas feições constituem um testemunho do recuo erosivo responsável por separar os patamares mais elevados da cimeira do planalto, inclusive das regiões mais dissecadas em seu entorno. Os maciços estruturais dissecados também são recorrentes na paisagem da área de estudo, sendo feições comumente atreladas a rochas intrusivas e geralmente estruturados por falhas normais ou pelas zonas de cisalhamento (CORRÊA e FONSÊCA, 2016).

Durante o Cenozoico, as tensões estiveram relacionadas à migração da placa Sul-Americana para leste e às tensões intraplaca, predominantemente compressivas. Estas tensões foram geradas pela expansão do assoalho oceânico na cadeia Meso-atlântica, assim como pelo soerguimento da cadeia andina, configurando um regime compressivo de direção E-W para todo o Nordeste brasileiro (ASSUMPÇÃO, 1992). Este cenário possibilitou a reativação de sistemas de falhas relevantes e de dobramentos com grande comprimento de onda, seguindo o regime já caracterizado, com eixos de orientação N-S, resultantes dos esforços compressivos de direção E-W, que prevaleceram durante o Paleógeno (CREMONINI & KENDER, 1995).

Neste sentido as zonas de direcionamento NE – SW e E-W são responsáveis pela criação de *trends* que confinam os canais de drenagem e norteiam a dissecação. Essa dinâmica cria sequências em cristas e vales que indicam planos de deformação que podem se estender, também, sobre ambientes sedimentares, condicionando a dissecação a partir dos planos de falhas (MAIA & BEZERRA, 2014).

3.2.2 Neotectônica e sua Contribuição na Formação do Relevo

Alguns autores no início do século XX concentraram o interesse de suas pesquisas ao estudo da tectônica sob vários recortes de tempo, sendo um deles as atividades ocorridas desde o final do Neógeno até o Quaternário. No Brasil vários pesquisadores ligados à geotectônica e morfotectônica, a partir do fim da década de 70, voltaram seu interesse para as atividades tectônicas ocorridas do final do Terciário até o Quaternário, e as evidências deixadas na morfologia atual do relevo e estruturas geológicas pelos processos ocorridos nesse período (LIMA, 2008). Outro fator que também despertava interesse, foram os sismos em resposta às falhas ativas em margem passiva. Daí surge uma necessidade do entendimento dos processos endógenos ativos, levando ao surgimento de novas terminologias no campo científico.

A relevância da atuação dos fatores endógenos a partir do Terciário, despertou o interesse das geociências em investigar a atuação desses processos, surgindo então o termo neotectônica, proposto por Obruchev (1948), a fim de designar, os movimentos tectônicos recentes sendo considerados desde o Terciário ao início do Quaternário. Segundo Lima (2008) a partir da percepção da importância dos processos geológicos-geomorfológicos ao longo do Neógeno, ficou evidente que o tectonismo recente é um dos principais mecanismos controladores da morfologia final do relevo.

Para Nikolaev (1974) a neotectônica surge nas geociências abarcando os processos tectônicos ocorridos durante o Neógeno até o Quaternário, sendo esses processos responsáveis pela reativação de antigas formas estruturais ou criação de novas. Segundo Mercier (1976), a neotectônica seria uma relação entre os fenômenos tectônicos e geológicos ativos, sendo esses estudos importantes, pois, permitem uma análise mais precisa das deformações também no que se refere à sua cronologia. Ao longo do tempo definições foram postuladas para o termo neotectônica, neste sentido, Jaim (1980) o considera como o conjunto dos movimentos contemporâneos ocorridos na crosta terrestre, que se manifestam no tempo histórico, estando em atividade até o presente e passíveis de observações imediatas, inclusive as instrumentais. O estudo da neotectônica refere-se às deformações provocadas no relevo, pelo último campo de tensões. Nas Pesquisas de cunho geomorfológico, a neotectônica tem se mostrado um mecanismo poderoso para a análise morfogenética e morfoevolutiva (MAIA & BEZERRA, 2010).

O conceito sugerido pela comissão tectônica da INQUA - *Internacional Union for Quaternary Research*, considera qualquer movimento da terra com poder de deformação a nível de referência geodésico, seus mecanismos, origem, assim como suas implicações práticas e

extrapolações futuras. Atualmente, inúmeros trabalhos de cunho geomorfológico, atribuem cada vez mais a explicação das formas e morfogênese ao fator tectônico (SAADI, 1998).

Os estudos realizados por Saadi (1993) apontam a importância de se abordar os eventos neotectônicos no Brasil para a compreensão da disposição atual do relevo. Para o autor, os movimentos neotectônicos, possibilitaram as reativações de falhas do Pré-Cambriano, gerando um sistema de rifteamento, que posteriormente veio a originar as bacias sedimentares de aspecto jovem, caracterizadas pelas inversões de relevo. Ocorreram também descontinuidades devido à ação da neotectônica, afetando os padrões de drenagem assim como a orientação de algumas bacias hidrográficas.

Segundo Saadi (1998) inúmeros estudos geomorfológicos atribuem uma parte cada vez maior da explicação das formas e da morfogênese ao fator tectônico. Associando-o cada vez mais ao quadro paleoclimático e à configuração do embasamento, sendo a tectônica atual fator importante na definição dos modelados deposicionais, tanto coluviais quanto fluviais.

No Nordeste brasileiro, a atividade neotectônica teve influência decisiva sobre a evolução morfogenética, sendo esta proposta aceita em vários trabalhos regionais. A premissa de que os altos estruturais são sustentados por sequências litológicas do Pré-Cambriano que vieram a se tornar altos divisores de bacias de drenagem pelo “reavivamento” dos principais direcionamentos estruturais, foi descrita por diversos autores clássicos tais como Ab’Saber (1956), Dresch (1957) e Andrade & Caldas Lins (1963) e (CZAJKA, 1959; BEURLEN, 1967; ANDRADE, 1968).

A importância dessa linha de pesquisa para a geomorfologia regional alcança as contribuições mais recentes como demonstram as evidências de atividade tectônica pós-pliocênica estudadas por Bezerra e Vita-Finzi (2000), destacando o controle estrutural sobre a drenagem, a presença de estruturas de liquefação em sedimentos fluviais e as deformações em rochas neógenas.

Destacamos aqui também as pesquisas de Tavares (2015) apontando o soerguimento regional em alguns setores centrais da província Borborema, que condicionaram os processos de rearranjo de drenagem e o escalamento das superfícies no maciço da Serra da Baixa Verde, Monteiro (2015) com a questão dos controles tectônicos no arranjo do escarpamento oriental da Borborema. A superfície mais elevada, ocorre uma série de feições geomorfológicas como indicadores de reativações tectônicas, influenciando a criação de novos *loci* deposicionais e sua colmatação.

3.2.3 Quaternário: Processos Depositionais e sua Relevância Geomorfológica

O termo Quaternário foi empregado para designar o período mais recente da história da terra, sendo introduzido por Desnoyers no ano de 1829, referindo-se aos depósitos marinhos superpostos aos sedimentos do terciário da Bacia de Paris na França. Esse termo veio a completar a tabela geológica, como uma subdivisão da Era Cenozoica. O estudo do Quaternário possibilita o entendimento de processos geomorfológicos que atuaram no passado e deixaram evidências no modelado presente. Sendo nesse período que se buscam as respostas para a gênese e a evolução das feições geomorfológicas na paisagem.

Segundo Moura (2007) durante o Quaternário houve intensas variações climáticas, que influenciaram diretamente as taxas de denudação, pedogênese, regimes fluviais e formação dos depósitos ainda inconsolidados. Confirmando o que Bigarella e Ab'saber (1964) e Bigarella e Andrade (1965) postularam sobre o modelado deposicional brasileiro, este é marcado por significativas pulsações climáticas, que interferiram diretamente sobre os processos de erosão e deposição, e deixaram evidências também confirmadas por indicadores biogeográficos, paleontológicos, geomorfológicos e sedimentológicos.

Nas últimas décadas, com a evolução das técnicas o entendimento sobre as mudanças climáticas ganhou aprimoramentos, melhorando a precisão dos dados e corroborando, em inúmeras pesquisas, o papel das pulsações climáticas como um fator crucial para a elaboração do relevo. Neste sentido, destaca-se o papel dos marcadores estratigráficos, que ofereceram respostas sobre as oscilações climáticas, além de uma gama de outras técnicas e métodos que auxiliam na compreensão da evolução do modelado.

Segundo Moura (2007) a ação climática é um fator fundamental na evolução morfogenética. Essa autora acaba dialogando com Tricart (1959) e Ab'Saber (1967), que consideram o fator climático um condicionante na elaboração do relevo, como demonstram suas tentativas de delimitar os domínios morfoclimáticos brasileiros.

Tavares (2015) assevera que, as atividades tectônicas em conjunto com as oscilações climáticas são responsáveis por criar e preencher os *loci* deposicionais, através da ação de eventos de grande magnitude e baixa recorrência. Concordando com Bezerra (2008) quando se refere aos eventos de grande magnitude como principal causador dos processos de coluvionamento.

Nesse sentido diversos autores buscaram o entendimento das dinâmicas paleoclimáticas seja em ambientes semiáridos ou subúmidos. A compreensão de como o comportamento das pulsações climáticas acometeram a paisagem é um fator imprescindível, sendo as dinâmicas

atmosféricas e os padrões sinóticos de escala regional ou continental, indispensáveis na utilização de uma transposição de dados de áreas análogas (GURGEL *et.al.*, 2013; LIRA, 2014) e na interpretação dos processos climáticos durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno.

É importante ressaltar que o Quaternário é marcado por flutuações climáticas globais, mas que resultaram em respostas diferentes, em função das características fisiográficas regionais e locais. No que diz respeito à paisagem do Nordeste oriental, as dinâmicas paleoclimáticas influenciaram os eventos erosivos/deposicionais, e as oscilações climáticas foram responsáveis pelas transformações no balanço de sedimentação.

Os eventos estão diretamente associados à gênese do relevo, sendo, portanto, fundamentais no estudo dos modelados deposicionais deles decorrentes. Segundo Fonsêca (2012) uma das características da sedimentação Quaternária é a sua ocorrência espacialmente irregular, resultando em uma esparsa distribuição de formas de acumulação da paisagem.

Em áreas de estabilidade geológica como os escudos cristalinos que sofreram e sofrem um intenso processo de intemperismo sob condições tropicais úmidas, as fácies eluviais formadas pela decomposição da rocha-mãe *in situ*, principalmente pela ação geoquímica, acabam por ser remobilizadas por meio do transporte gravitacional, resultando em depósitos coluviais e aluviais.

Mabesoone (1982) considera a abordagem de caráter sistêmica como essencial para a compreensão da formação de depósitos recentes, tendo em vista o regime energético ao qual estariam submetidos, sendo responsável pela regulação do sistema, assim como as características fisiografias da paisagem, envolvidas no processo de remoção-transporte-deposição de sedimentos. Essa energia responsável por regular o sistema, está associada às particularidades do contexto geográfico, sendo dispersada de diversas formas e controlada pelas características físicas da paisagem, ou seja, pela fisiografia da paisagem (ARRUDA *et al*, 2005).

Os depósitos inconsolidados do Quaternário se apresentam de maneiras distintas, como sedimentos aluviais, coluviais, fluviais e as fácies eluviais. Para o enfoque desta pesquisa serão abordados de maneira mais ampla em função dos processos deposicionais.

Segundo Corrêa (2001) o termo colúvio está relacionado a qualquer depósito sedimentar que se acumule sobre uma encosta em decorrência de transporte gravitacional. Thomas (1994) agrupa diversos tipos de materiais e processos, ressaltando que os colúvios podem ser elaborados pelas mudanças climáticas, mas também por eventos de alta magnitude. Os depósitos podem ser definidos como parte dos materiais de preenchimento dos vales, advindo da ação do fluxo laminar não concentrado e rastejo (*creeping*) do solo (SCHUMM, 1977).

Assim podemos dizer que os colúvios são depósitos que foram advindos do deslocamento do material eluvial, transportado ao longo da encosta, por processos gravitacionais, sendo depositados em porções mais inferiores. Geralmente esses setores apresentam menores declives, possibilitando a dispersão de energia cinética e a deposição deste material mal selecionado.

A proposta que Corrêa (2001) explana é que a compreensão da paisagem pretérita tem extrema importância para o entendimento desses depósitos, porém, os que se apresentam num estado de melhor preservação, localizam-se em áreas de menor gradiente, ao passo que os menos preservados estão em áreas de alta declividade como nos setores onde ocorrem os depósitos de tálus e leques coluviais.

Normalmente a distribuição espacial desses depósitos se apresenta limitada, sendo resultado de eventos formadores mais relacionados à escala local que regional, possuindo uma textura heterogênea, com materiais mal selecionados e caracterizados na maior parte das vezes por *stone lines* recobertos por materiais mais finos (CORRÊA, 2001). Geralmente essas *stone lines* estão relacionadas às pulsações climáticas, e se formam como resposta ao carreamento dos finos, formando um pavimento rochoso que mais tarde pode ser inumado por materiais mais finos.

Ainda dentro dessa linha de pensamento, Mabesoone (1982) ressalta que os colúvios geralmente estão localizados nas partes mais baixas da paisagem em relação às áreas fontes, capeando os vales. A importância desses materiais está ligada às possibilidades de refletir a ação de mecanismos paleoclimáticos e/ou tectônicos em sua elaboração, guardando informações valiosas acerca da reconstrução paleoambiental. Clapperton (1993) cita os colúvios como indicadores de paleoambientes, relacionando-os com as condições climáticas pretéritas, caracterizadas pela torrencialidade episódica e variação da cobertura vegetal.

Segundo Mello (1997) os depósitos quaternários não se encontram restritos às bacias sedimentares, estando distribuídos sobre diferentes formas do relevo, portanto a relação genética com as feições geomorfológicas, torna-se importante para os estudos sedimentológicos dentro da perspectiva da ciência geomorfológica. O autor ressalta a importância da interação Geomorfologia-Estratigrafia, tendo sido utilizada a perspectiva de reconhecimento morfoestratigráfico, ampliando o leque de abordagem sobre as superfícies deposicionais.

Segundo Amorim (2015) o reconhecimento das características cronológicas e morfoestratigráficas dos depósitos pode fornecer importantes dados para a construção de modelos qualitativos que melhor expliquem a atual configuração do relevo. Segundo o autor a análise centrada nas características dos sedimentos, leva em consideração a sua natureza

química, geométrica, textura e arranjo estratigráfico como remanescentes de processos pretéritos, fragmentados e disjuntos, os quais atuaram com diferentes intensidades.

A aplicação de uma abordagem morfoestratigráfica está diretamente relacionada com a geometria dos corpos sedimentares e a sua disposição em superfície, que atua como um indicador cronológico. Sendo possível propor um modelo de organização desses materiais na paisagem, até mesmo quando esses depósitos se mostram truncados, buscando indícios mais elaborados sobre a gênese a partir da análise dos minerais componentes e suas respectivas áreas fontes.

Castro (1979) afirma que os métodos sedimentológicos são uma ferramenta de grande utilidade, que permitem vários tipos de análise (propriedades químicas e físicas dos ambientes, tipos de ambiente, direção e velocidade do movimento, discordâncias, relevo na área de deposição, composição das rochas, clima durante a formação do depósito, condições tectônicas, litificação, intemperismo e correlações estratigráficas). A interpretação e análise sedimentológica dos depósitos quaternários continentais são necessárias para a reconstrução da dinâmica recente dos sistemas físicos de superfície terrestre. Nesse sentido, a análise sedimentológica, geoquímica e os métodos geocronológicos têm sido bastante utilizados na elucidação de sua gênese. Da mesma forma, sua posição no modelado se mostra como um condicionante bastante decisivo, sendo possível obter respostas dos eventos que elaboraram o relevo deposicional, a partir do cruzamento entre as relações de campo com as técnicas sedimentológicas.

3.3 MORFOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM A GEOQUÍMICA: FUNÇÃO NA DIFERENCIAÇÃO E DEFINIÇÃO DOS SEDIMENTOS

Este subitem busca associar a abordagem geoquímica com a evolução morfogenética do relevo, a fim de propor o uso de uma ferramenta que permita distinguir as discordâncias dentro de um perfil, separando os produtos da pedogênese e dos processos deposicionais. Os métodos geoquímicos têm como objetivo principal a descrição da distribuição dos elementos e seus isótopos na atmosfera, hidrosfera, crosta, manto e núcleo, e são de grande valia para a análise dos materiais decorrentes da ação do ciclo supérgeno.

3.3.1 Geoquímica na Formação de Coberturas Superficiais

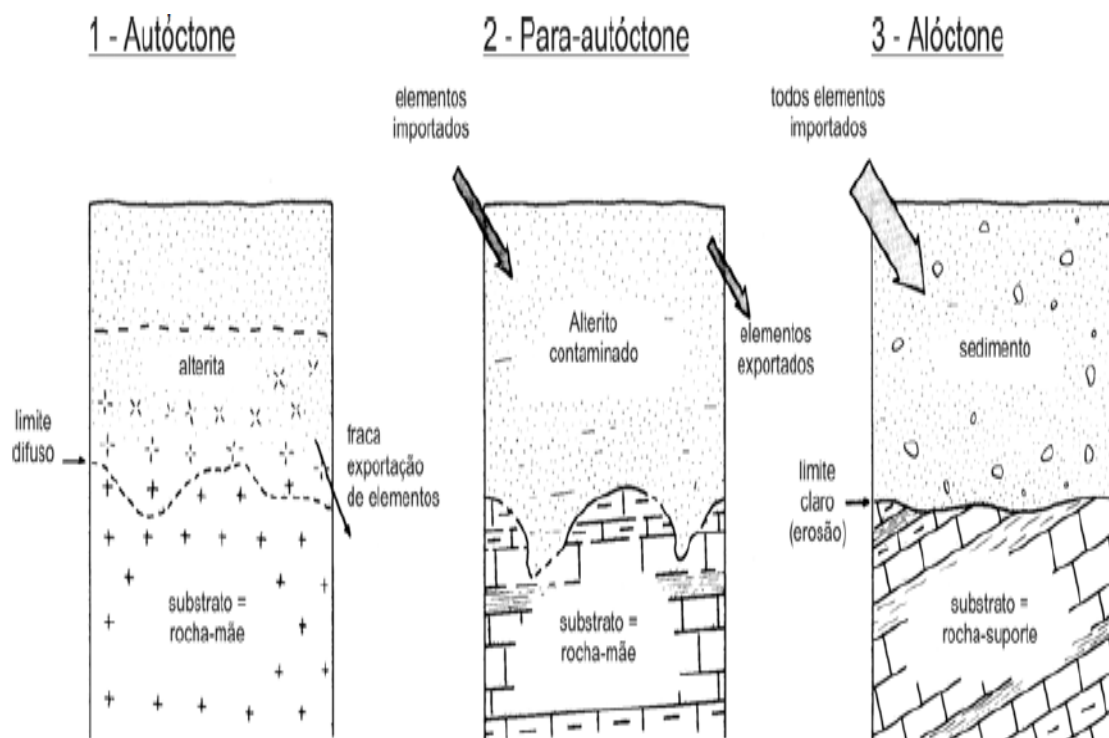
As coberturas superficiais constituem o material que recobre completamente ou parcialmente o substrato rochoso, normalmente consolidado, com espessuras que variam de centímetros a metros de profundidade. O próprio termo “coberturas superficiais” refere-se a todo material sobreposto à rocha sã, que compreende desde o manto de intemperismo “*in situ*” até o material transportado.

Muitas das vezes tal termo é utilizado como “estrutura superficial” que segundo Dewolf (1965) são formações continentais friáveis ou secundariamente consolidadas, provenientes da desagregação mecânica e da alteração química das rochas, que tenham ou não sofrido remanejamento e transporte, qualquer que seja a sua gênese e sua evolução.

Para Ab’Saber (1969) as coberturas superficiais, são detritos que estão em superfície ligados a determinadas formas de transporte e condições morfogenéticas específicas. São também denominados de depósitos de cobertura, que foram elaborados pelos agentes morfogenéticos sob determinadas condições climáticas, presente nos diferentes compartimentos topográficos.

Campy & Macaire (1989) destacam que as coberturas superficiais podem ser produtos do intemperismo, sendo resíduos da degradação provenientes do substrato rochoso, designadas como alteritas autóctones (Tabela 1) ou para-autóctones, ou podem ser resultados de processos sedimentares alóctones e discordantes.

Desse modo, a natureza litológica é variável e pode constituir ambientes de sedimentos detríticos e terrígenos, tais resíduos diretos da alteração e dos materiais coerentes, tendo como exemplo, crostas e outras formações originadas de precipitações físico-químicas ou de origem organo-químicas (Figura 10)

Figura 10 - Relações das Formações Superficiais com o Substrato.

Fonte: Adaptado de Campy & Macaire, (1989).

Tabela 1 - Formações superficiais X proveniência.

1-autóctone:	Resultam diretamente da desintegração e da decomposição do seu substrato. A característica principal é a conservação in situ dos produtos da transformação da rocha-mãe em formação superficial.
2-para-autóctone:	Ocorrem quando uma parte dos produtos procedentes da desagregação da rocha-mãe é carreada por dissolução, lixiviação, escoamento, etc., a fração residual é enriquecida de elementos importados por diversos agentes de transporte (água, vento, etc.), sendo que as formações resultantes têm apenas um parentesco muito afastado com o substrato.
3-alóctone:	As formações alóctones não têm mais nenhuma relação com o seu substrato que constitui para elas uma rocha-suporte. Sua presença é ligada a um agente de transporte que a mobiliza para outro lugar antes da deposição. Este transporte pode efetuar-se sobre curtas ou longas distâncias. São, por exemplo, as formações de vertente deslocadas sob o efeito gravidade.

Fonte: Adaptado de Campy & Macaire, (1989).

Esses materiais que compõem as formações superficiais são produtos do intemperismo da rocha exposta aos condicionantes que diferem das condições formadoras (BIRKELAND, 1984; OLLIVIER & PAIN, 1996). Segundo Bigarella (1994) as alterações recorrentes durante a ação do intemperismo químico levam à alteração dos minerais contidos nas rochas, através de complexas e variantes reações dependentes das composições químicas e mineralógicas do material de origem e das condições das ações intempéricas.

Os materiais decompostos através dessa ação são removidos do sistema por lixiviação ou acabam reagindo com outros constituintes formando uma gama variante de produtos cristalinos e amorfos. Segundo Birkeland (1984) os produtos que mais respondem a essas reações são os minerais de argila e oxi-hidróxidos de alumínio e ferro.

Butt et al (2000) apresentam um sumário que mostra a distribuição dos elementos de acordo com sua lixiviação e retenção durante o intemperismo e as transformações dos minerais (Tabela 2). Esses autores ressaltam que o sumário seria uma simplificação, sendo assim portanto, nota-se que nenhum metal é inteiramente inalterado pelo intemperismo, ao passo que nenhum elemento é inteiramente lixiviado de qualquer horizonte do regolito e que nenhum elemento é inteiramente imóvel.

Tabela 2 - Mobilidade dos elementos durante o intemperismo sobre condições predominantemente úmidas.

Mobilidade sobre as condições predominantemente úmidas		
Minerais que contêm os Elementos	Lixiviados	Parcialmente retidos em minerais secundários
<i>Liberados na frente do intemperismo</i>		
Sulfetos	As, Au, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Zn, S	As, Cu, Ni, Pb, Sb, Zn (óxidos de Fe; sulfatos, arsenatos, carbonatos, alunita-jarosita).
Carbonatos	Ca, Mg, Fe, Mn, Sr	
<i>Liberados no saprólito inferior</i>		
Aluminossilicatos	Ca, Cr, K, Na, Rb	Si, Al (Caulinita); Ba (Barita)
Ferromagnesianos (piroxênio, olivina, anfibólios, clorita, biotita).	Ca, Mg	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn, Ti, V (óxidos de Fe e Mn).

Liberados no saprólito superior

Aluminosilicatos(muscovita)	Cs, K, Rb	Si, Al (caulinita)
Ferromagnesianos (clorita, talco, anfibólio).	Mg, Li	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn Ni, Ti, (óxidos de Fe)
Esmectitas	Ca, Mg, Na,	Si, Al (caulinita)

Liberados na zona mosqueada e ferruginosa

Aluminosilicatos (muscovita, caulinita)	K, Rb, Cs	Si, Al (caulinita)
Óxidos de Fe; ouro	Elementos traço;Au	

Retidos em minerais estáveis

B, Cr, Fe, Hf, K, Nb, Rb, REE, Th, Ti, V, W, Zr, Au

Fonte: Adaptado de Butt *et al* (2000).

Taylor & Enggleton (2001) e Thornber (1992) chamam atenção para o fato de que elementos insolúveis podem ter certa mobilidade como partícula coloidal, ou seja, através dos argilos minerais. Como exemplo, podemos citar o titânio (Ti), considerado imóvel, contudo, na sua forma coloidal, o anatásio, pode se movimentar pelo perfil, tratando-se de um mineral secundário formado a partir da transformação química do titânio.

Paton (1978) traz os exemplos da sílica e do alumínio que podem apresentar certa mobilidade, porém, a curtas distâncias e fazendo parte dos compostos de argilominerais. Entretanto a sílica na forma de H_4SiO_4 pode ser transportada à grandes distâncias desde que em pequenas quantidades.

Os produtos residuais do intemperismo são agrupados comumente sob a forma de minerais resistentes ou resistatos. Além do quartzo, Taylor e Enggleton (2001) destacam outros minerais resistentes que ocorrem como componentes traços da rocha de origem, mas que são concentrados por depleção durante o processo de intemperismo.

Esses minerais mais comuns, são: zircão, rutilo, ilmenita, granada e magnetita (e outros espinélios), turmalina e monazita. Alguns minerais podem passar por processos de intemperização durante fases secundárias, como por exemplo, a hematita, a goethita e a gibsit, e que são mais estáveis em condições de alteração superficial, mantendo-se como minerais resistentes.

3.3.2 Assinatura Geoquímica na Caracterização dos Sedimentos

Os dados obtidos através da análise geoquímica, ajudam a compor uma base de dados acerca da assinatura geoquímica de elementos. A obtenção desses dados, contribui para a reconstrução das informações geológicas e quando associados a outros elementos de cunho metodológico torna-se um elemento importante para a ciência geomorfológica no âmbito de reconstrução paleoambiental.

É interessante frisar a importância do controle de campo na amostragem geoquímica, o que demanda uma cuidadosa análise morfoestratigráfica e descrição dos perfis em campo com ênfase sobre as estruturas deposicionais e descontinuidades erosivas. Os dados geoquímicos podem ser agrupados em três categorias (tabela 3): elementos maiores, traços e isótopos (radiogênicos e estáveis).

Tabela 3 - Dados Geoquímicos litológicos.

Elementos maiores (% em peso)		Elementos Traços (ppm)	
SiO ₂	48,91	Ni	470
TiO ₂	0,45	Cr	2080
Al ₂ O ₃	9,24	V	187
Fe ₂ O ₃	2,62	Y	10
FeO	8,90	Zr	21
MnO	0,18	Rb	3,38
MgO	15,32	Sr	53,3
CaO	9,01	Ba	32
Na ₂ O	1,15	Nd	2,62
K ₂ O	0,08	Sm	0,96
P ₂ O ₅	0,03	<i>Isótopo radiogênicos</i>	
S	0,04	εNd	+2,4
H ₂ O ⁺	3,27	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7056
H ₂ O	0,72	<i>Isótopos estáveis (%)</i>	
CO ₂	0,46	δ ¹⁸ O	+7,3
Total	100,38		

Fonte: Adaptado de G. Faure (1991).

Os elementos maiores são os elementos químicos predominantes em qualquer tipo de rocha, como por exemplo: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K e P sendo suas concentrações expressas como percentagem (%) e/ou em peso do óxido correspondente. Normalmente as determinações analíticas desses elementos são feitas apenas por cátions, assumindo que são acompanhados por uma quantidade apropriada de oxigênio, deste modo a soma destes é de aproximadamente 100% do seu total. De certa forma, essa soma, totaliza os óxidos que podem ser usados como indicadores da “qualidade” das análises.

Os elementos traços são referentes às concentrações inferiores a 0,1%, expressa em partes por milhão (ppm) e, raramente em partes por bilhão (ppb, 1 bilhão = 10^9). É importante salientar o fato que alguns elementos se comportam como elementos maiores em alguns grupos de rochas e como elementos traços em outros grupos. Como exemplo o elemento K, nos riolitos, compõe cerca de 4% da rocha, sendo o principal elemento formulador do ortoclásio e da biotita, enquanto em alguns basaltos, as concentrações de K são baixas, podendo-se dizer que se comportam como elementos traços. Os elementos voláteis, tais como H₂O, CO₂ e S são normalmente incluídos como elementos maiores.

No campo geomorfológico a geoquímica vem sendo utilizada com a função de determinar os níveis de intemperismo registrados nos perfis de alteração, tendo como base a distribuição dos elementos da base (rocha sã) pro topo (superfície). De posse da base de dados dos elementos geoquímicos, é possível delimitar marcadores para os níveis de intemperismo, funcionando também como ferramenta de extrema importância para a caracterização dos sedimentos.

Taylor & Enggleton (2001) afirmam que as associações entre os elementos marcadores e a mineralogia resultam em uma distribuição geoquímica dentro do perfil de intemperismo em vários ambientes, tendo cada um destes ambientes uma característica mineralógica e consequentemente uma assinatura geoquímica. Butt *et al* (2000) apresentam de forma simplificada uma sequência da evolução do manto de intemperismo em zonas tropicais, mostrando consequentemente a evolução geoquímica dos materiais.

Pensando em um perfil, na parte inferior o processo de intemperismo causa a destruição de feldspatos e minerais ferromagnesianos. Tanto o Sódio (Na) quanto o Cálcio (Ca) são lixiviados de forma que o Silício (Si) e Alumínio (Al) ficam retidos como caulinita e halloysita, sendo que as esmectitas podem ser produtos intermediários. Na parte média e superior referente ao saprólito ocorre a alteração de todos os minerais primários, mas a maioria dos minerais se mantêm, no entanto, os secundários menos estáveis, como as esmectitas são alterados.

Taylor & Enggleton (2001) apresentam as propriedades mineralógicas e químicas como instrumentos capazes de detectar a procedência do material, se foi gerado *in situ*, transportado, ou ambos, seja solo ou sedimentos. A partir do conhecimento elementar da rocha-mãe é possível comprovar a origem do material em análise.

Diversas pesquisas comprovam que os materiais desenvolvidos sobre rochas ígneas ou metamórficas serão enriquecidos de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2 . Por outro lado, material oriundo de rochas máficas terão concentrações maiores de TiO_2 e Al_2O_3 , enquanto o enriquecimento em Rubídio (Rb) refletirá material proveniente de rochas félsicas (FRYIRS & GORE, 2013).

Resende *et al* (2002) destacam que uma curva de distribuição de espécies minerais resistentes – ou elementos químicos que os representam -, que se apresente suave e contínua deve indicar um intemperismo gradativo, enquanto que bruscas variações devem indicar diferenças no material de origem ou diferentes fases de deposição, caso o material seja transportado.

Cruz (2006) aponta que os elementos Zr e Ti podem ser utilizados na identificação da gênese do material, visto que esses minerais pesados possuem características químicas que os determinam como elementos de baixa mobilidade, tendendo a se conservar no perfil durante o intemperismo, mas que sob determinadas condições podem se mobilizar.

Assim a composição química dos elementos menos moveis e dos minerais pesados também é utilizada na identificação da gênese do material analisado. Desta forma, esses minerais são utilizados para demonstrar se os solos foram formados a partir de materiais *in situ* ou se provêm de um material de origem mista (TAYLOR & ENGGLETOM, 2001).

Esses minerais por possuírem densidade superior à maioria dos silicatados e dos neoformados, tendem a se concentrar sob a forma de camadas ao passo que são erodidos, transportados, selecionados e depositados. Segundo Friedrich *et al* (1992) o grau de intemperismo é um fator determinante, visto que os materiais mais pesados tendem a aumentar sua concentração da parte inferior para a parte superior do perfil *in situ* enquanto a mistura de grãos fortemente intemperizados e menos intemperizados pode indicar retrabalhamento e transporte.

O aprofundamento dos estudos sobre os processos de intemperismo a partir da geoquímica são fundamentais para a compreensão da evolução pedogenética e consequentemente do modelado. Nesse contexto várias pesquisas de cunho geomorfológico e de demais áreas das geociências têm utilizado essas técnicas visando a compreensão dos fatores envolvidos na gênese e evolução das coberturas superficiais, buscando compreender seu papel na evolução do relevo. (PEREZ FILHO *et al*, 1983; WELLS *et al*, 1990; COOPER *et al*, 2002;

OLIVEIRA & JIMÉNEZ-RUEDA, 2002; TOUNI *et al*, 2003; COSTA *et al*, 2005; FIGUEIREDO *et al*, 2006; HORBE *et al*, 2007; GONÇALVES *et al*, 2008; OLIVEIRA, *et al*, 2009; FONSÊCA, 2012; LIRA, 2014; TAVARES, 2015, Fonsêca, 2018).

3.3.3 Morfologia do relevo e sua Relação com a Geoquímica

A paisagem é uma herança resultante da interação de processos fisiográficos e biológicos (AB´SABER, 2003). Essa interação molda a paisagem de maneira a criar formas diversificadas por toda a superfície terrestre, cabendo à Geomorfologia interpretar e estudar o modelado. A Geomorfologia tem em sua essência a busca da gênese através da interação das forças endógenas e exógenas, que deixam suas marcas no relevo. A relação entre as idades das superfícies e seus materiais estruturadores é também e sempre foi um capítulo fundamental nos estudos de cunho geomorfológico.

Com o avanço da compreensão inicial do relevo sistematizou-se uma série de interpretações para as formas existentes. Em um primeiro momento de abordagem da paisagem pelas práticas geomorfológicas, as informações coletadas eram baseadas em observações empíricas realizadas em campo e aplicação de modelos dedutivos de evolução do relevo, sem a constatação de tais afirmações por meio de dados laboratoriais.

Considerando os ciclos climáticos como condicionantes da morfogênese e da elaboração das coberturas superficiais, o conceito de intemperismo passou a ser aplicado nos estudos sobre denudação e agradação. Na prática, áreas começaram a ser identificadas como superfícies erosivas ou deposicionais, o que permitiu a classificação de grandes compartimentos regionais calcados em sucessivos eventos erosivos em escala diferentes, vide as contribuições de DeMartonne (1943); Demangeot (1961); Ab´Saber (1969); Bigarella (1964).

Aceitando que o clima exerce um papel fundamental no processo de evolução do relevo, inúmeras pesquisas demonstraram que não se pode analisar o modelado, de forma isolada, devendo-se empregar uma perspectiva sistêmica, que permita entender todas as relações de interação do objeto estudado com a paisagem e seus elementos formadores, tais como os mantos de intemperismo e coberturas inconsolidadas superficiais.

Como um dos primeiros autores a considerar a importância dos processos geoquímicos sobre a morfogênese tem-se Wayland (1933), que em seus estudos realizados em Uganda considerou que suas peneplanícies seriam formadas pela alternância entre alterações geoquímicas das rochas e erosão superficial, com isso a paisagem resultante seria marcada por

planícies rochosas, resultado de um saprólito exumado, dando origem aos inselbergs (VITTE, 1998).

As associações entre os elementos marcadores e a mineralogia resultam em uma distribuição geoquímica dentro do perfil de intemperismo em vários ambientes (TAYLOR E ENGGLETON, 2001). Esses ambientes irão ter características mineralógicas e, conseqüentemente, uma assinatura geoquímica de forma análoga ao emprego das geotecnologias que permitem a obtenção de assinaturas espectrais aplicadas na distinção entre os objetos analisados.

Na perspectiva geoquímica, os dados obtidos podem ser agrupados em categorias tais como os elementos maiores; estes são os elementos químicos presentes em qualquer rocha, tendo suas concentrações expressas em percentagem (%); e os traços, que são os elementos com concentrações inferiores a 0.1%, expressa em partes por milhão (ppm) ou em partes por bilhão (ppb).

Segundo Butt et al 2000 distribuição dos elementos considerados imóveis tende a crescer em direção à parte superior do perfil devido à gradual perda de outros componentes, havendo uma maior concentração de elementos na parte inferior devido à proximidade com a rocha de origem, que marcam acumulação residual, dentro do qual uma dispersão lateral poder ocorrer por ação de coluvionamento durante o curso da evolução do perfil.

Muitos elementos considerados “imóveis” tendem a se concentrar com óxidos de ferro onde há horizontes lateríticos embora, para a maioria, as interações químicas não estejam envolvidas. Assim a distribuição de elementos maiores como, Potássio (K), Zircônio (Zr), Titânio (Ti) entre outros, se relaciona, durante o intemperismo, totalmente ou em partes, à inércia responsável pelas imobilidades químicas relativas e/ou estabilidade dos minerais primários e/ou secundários (BUTT *et al*, 2000).

A distribuição mineralógica se baseia no fato que os depósitos residuais são produtos do intemperismo diferencial e da lixiviação, responsáveis pela remoção dos elementos relativamente mais solúveis do perfil, acumulando, portanto, os elementos de mais baixa mobilidade.

Desta forma, o método de análise a partir da Fluorescência de Raios-X (XRF – X-Ray Fluorescence) é uma técnica analítica multielementar e não destrutiva usada para obter informações qualitativas e quantitativas da composição elementar das amostras. Essa metodologia está baseada na produção e detecção de raios-x característicos emitidos pelos elementos constituintes da amostra quando irradiada com elétrons, prótons, raios-x ou gama com energias apropriadas.

Com a finalidade de quantificar as perdas e ganhos absolutos em relação à rocha mãe, procede-se o cálculo do balanço geoquímico, analisando o comportamento dos elementos observados durante o processo de alteração intemperica, podendo estimar valores. Desta forma, a tendência de acumulação ou depleção de uma curva de elementos “imóveis” pode seguir um padrão normal, que seria dado pela sequência normal do intemperismo ou o inverso ao comportamento esperado ao longo do perfil – em casos onde houve dispersão lateral do material, considerando que as discontinuidades ou discordâncias erosivas podem interromper tendências dentro das curvas de concentração, produzindo variações bruscas em seu comportamento.

As discontinuidades geoquímicas podem definir a proveniência e o grau de alteração dos sedimentos através de marcadores geoquímicos, como por exemplo Zircônio (Zr) e Titânio (Ti), assim podendo contribuir na interpretação das superfícies deposicionais.

A superfície que separa as unidades estratigráficas de eventos deposicionais ou erosivos com idades significativamente diferentes, pode se apresentar como uma camada discordante das demais, podendo ser paralela, angular ou inconforme em relação à estruturação das rochas, indicando um evento irregular diferenciando-se das demais camadas do perfil, e levando à hipótese de uma discordância erosiva.

As mudanças abruptas nos contatos do *solum* com os horizontes na sequência do perfil, apresentam tendências de acréscimo de material em direção ao topo e sugerem transportes de materiais. Uma mudança abrupta e o aumento dos elementos em direção ao topo do perfil, apontam para a sedimentação de material alóctone associado a um acréscimo de material de outras origens.

É importante frisar que devem ser feitas coletas em áreas com padrões climatológicos e litológicos diferentes, que sigam um padrão geomorfológico semelhante, no intuito de possibilitar a comparação dos processos, formas, diferenças e semelhanças existentes. Assim esse tipo de correlação permitirá estabelecer critérios físicos e químicos que auxiliem nas interpretações geomorfológicas, contribuindo com a criação de marcadores geoquímicos. Deste modo, um maior número de parâmetros geoquímicos será estabelecido, criando uma ferramenta aprimorada para os estudos de evolução da paisagem.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O objetivo desse capítulo é apresentar de uma forma explicativa e analítica todos os métodos e procedimentos utilizados para a construção desta pesquisa.

4.1 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

No intuito de compreender os processos geomorfológicos que atuam de forma integrada na elaboração da estrutura superficial da paisagem, o conhecimento das características cronológicas e morfoestratigráficas dos depósitos, pode fornecer dados importantes para a construção de modelos qualitativos, que contribuem para a elucidação da atual paisagem.

As unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura superficial da paisagem e, não somente, os arcabouços litológicos constituintes do embasamento regional. Segundo Missura (2006) a morfogênese dos depósitos torna-se o alicerce da metodologia estratigráfica, que se baseia na análise de suas características sedimentológicas, já que, os processos e modelados que aglutinam a história erosiva de uma paisagem formam o arcabouço da leitura de sua evolução.

Assim, a premissa da análise das características sedimentares tanto físicas quanto químicas, acrescida do estudo do arranjo estratigráfico, estabelece uma base metodológica para a reconstrução dos processos pretéritos. As unidades deposicionais e coberturas superficiais diferentes mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea, levando em consideração a topografia. Portanto, a importância de uma abordagem morfoestratigráfica está alicerçada aos materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área, a partir de sua confrontação às unidades geomorfológicas que estruturam.

A análise morfoestratigráfica tem como principal objetivo a realização de um diagnóstico sobre a evolução do relevo com base nos materiais que estruturam as formas. Tal metodologia baseia-se na individualização de corpos sedimentares estratiformes, mapeáveis, definidos pelas descontinuidades limitantes (unidades aloestratigráficas), conforme Suguio (2001).

A abordagem morfoestratigráfica considera os depósitos sob a ótica do evento deposicional formativo, ou seja, a partir da recorrência de eventos de sedimentação de diferentes magnitudes e origem (DUARTE, 2007). De acordo com Frye & Willman (1962), uma unidade morfoestratigráfica é um “corpo sedimentar identificável, antes de tudo, pela forma exibida em superfície e distinguível, pela litologia e/ou idade das unidades adjacentes”.

Em geral, segundo Kaizuka (1978) as unidades definem-se a partir das seguintes relações geomorfológicas:

1. Uma superfície geomorfológica contínua denota sincronicidade ou simultaneidade;
2. Uma superfície de erosão é mais recente que a superfície geomorfológica anterior à essa erosão;
3. Uma superfície geomorfológica soterrada será mais antiga que a superfície de sedimentação do material de preenchimento ou cobertura.

Etchebehere (2000), discorre sobre as unidades deposicionais quaternárias, destacando que estas possuem características particulares, tais como um caráter descontínuo, de pequena espessura relativa, similaridade faciológica, profunda influência de fatores climáticos como também de alteração do nível de base, estando os depósitos mais jovens em posição topográfica inferior. Essas peculiaridades as tornam objeto de um enfoque diferenciado da litoestratigrafia tradicional.

Com ênfase na importância das rupturas de sedimentação, a estratigrafia de sequências fornece novos elementos de identificação mais pertinentes às análises dos sedimentos cenozoicos, procurando no estudo das discontinuidades ou discordâncias, interpretar os significados dos depósitos e seus eventos formativos. Sendo as discontinuidades identificadas como superfícies onde não há deposição ou erosão, representando uma pausa significativa nos processos de sedimentação incidentes em uma área ou região (ETCHEBEHERE, 2000).

Esse tipo de abordagem foi utilizado por Moura & Meis (1988), Mello *et. al.* (1991 e 1995) e por Camargo Filho & Bigarella (1998) nos setores planálticos do Sul e Sudeste do Brasil, buscando associar as formas de relevo com as formações superficiais. No Nordeste brasileiro tal metodologia tem sido amplamente utilizada, no intuito da compreensão das discordâncias erosivas pretéritas, relacionando-as com as pulsações climáticas ocorridas no transcurso do Quaternário Superior tais como o Último Máximo Glacial- UMG até os extremos climáticos do Holoceno (Corrêa, 2001; Lima, 2015. Mützenber, 2007 e 2010; Mützenber *et al* 2013. Fonsêca, 2012; Lira, 2014; Amorim, 2015; Tavares, 2015; Fonsêca, 2018).

4.2 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

As amostras de sedimentos foram coletadas nos perfis estratigráficos, para a realização dos procedimentos laboratoriais e análises sedimentológicas. O material amostrado foi submetido a diferentes procedimentos analíticos no intuito de caracterizar sua gênese, definir os parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica, bem como os elementos químicos que compõem o material.

Foram empregadas técnicas granulométricas, morfoscópicas e geoquímicas a fim de caracterizar tanto qualitativamente quanto quantitativamente as análises sedimentológicas. Tais procedimentos foram realizados no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário – LabGEQUA, no Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE.

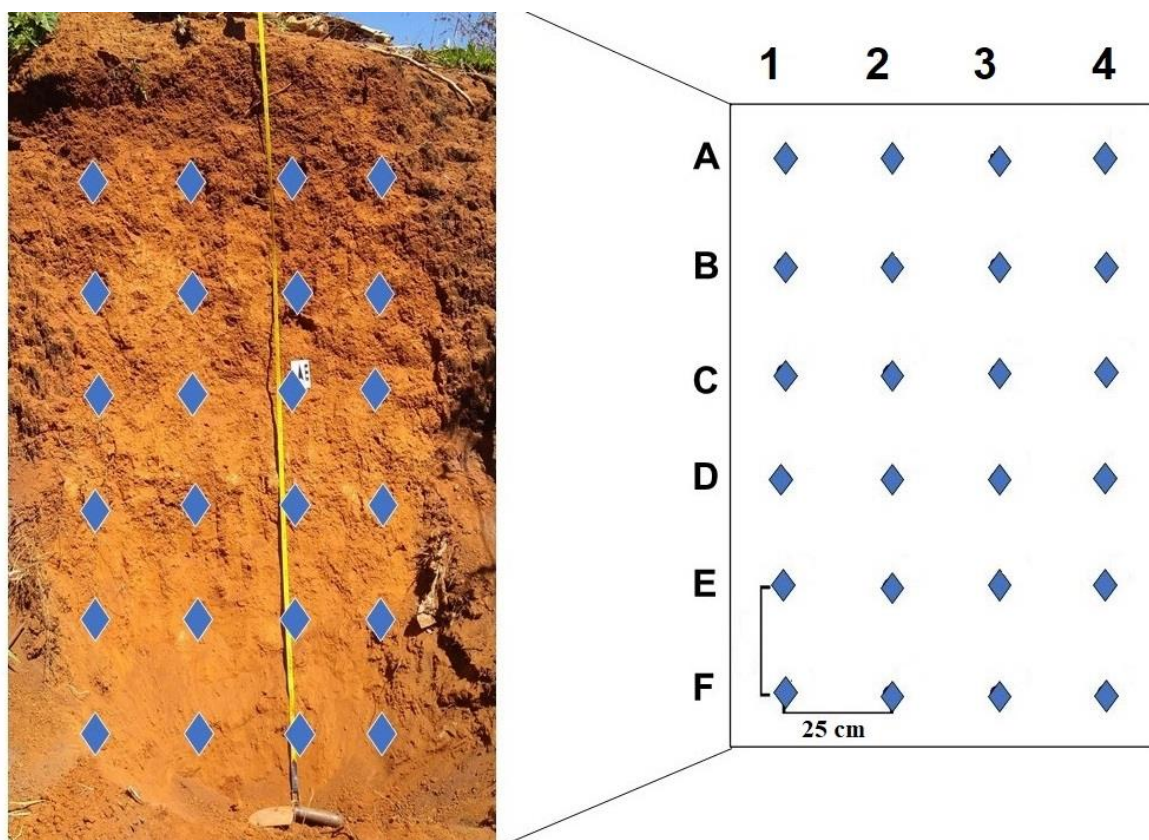
4.3 TRABALHO DE CAMPO, COLETA DE MATERIAIS E CHAVE PARA AS NOMENCLATURAS

Com o objetivo de reconhecer a área e proceder a coleta para análises sedimentológicas, foi montado um roteiro que permitisse alcançar os diversos setores do Maciço Serra da Baixa Verde – PE/PB. Esse itinerário seguiu dados pré-existentis apresentados em trabalhos acadêmicos prévios aqui referenciados, com vistas a proceder a amostragem de unidades morfoestratigráficas de cronologia absoluta já determinada.

Foram confeccionados produtos cartográficos que subsidiaram a obtenção de informações relativas à acessibilidade, potencial de áreas fontes de depósitos e a espacialidade dos trechos dentro da área de estudo, permitindo uma análise mais integrada dos dados coletados.

No campo, mediante as peculiaridades das feições geomorfológicas, foram identificadas áreas estratégicas para a coleta das amostras seguindo o objetivo da pesquisa. Foram escolhidos três perfis onde as amostras de solo, foram coletadas em formato *grid* (Figura 11) em relação ao perfil estratigráfico. Esse modelo de coleta irá permitir uma análise de detalhe com maior rigor qualitativo e quantitativo sobre os elementos e a distribuição desses no perfil.

Figura 11 - Coleta em formato *Grid* no Perfil Morfoestratigráfico.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2019).

A coleta de amostras para a análise das propriedades sedimentológicas em formato *grid*, tem o intuito de estabelecer distancias uniformes entre os pontos no perfil onde foi procedida a amostragem. As coletas foram realizadas utilizando sacos plásticos, com cerca de 500g de sedimento de cada ponto. A retirada do material serviu tanto para as análises físicas quanto químicas.

Foram realizadas duas idas ao campo. O primeiro campo foi realizado no dia 21 a 23 de maio de 2019 e a segundo de 22 a 24 de outubro de 2019. Coletou-se amostras para as análises sedimentológicas e geoquímicas de acordo com a estratégia de coleta estabelecida nessa pesquisa.

4.3.1 Chave paras as nomenclaturas

As amostras foram numeradas e etiquetadas de acordo com a área de amostragem em relação a coleta em forma de *Grid*. Os perfis possuem a sequência de seções horizontais de A1 até F4 totalizando 24 amostras, dois perfis tiveram um acréscimo de mais um horizonte de amostragem, somando mais 4 coletas totalizando 28 amostras. O horizonte adicionado na parte superior teve um A e um sinal de mais (+) acrescentado na sigla da nomenclatura das amostras e o perfil com aumento na parte inferior segue a sequência normal iniciando de A1 até G4. O aumento é justificado em relação ao tamanho do perfil e as necessidades encontradas em campo. Segue abaixo o quadro referente as nomenclaturas de cada amostra (Quadro 01).

Quadro 1 - Nomenclatura das amostras.

Colúvio Jatiuca	Colúvio São José de Princesa	Colúvio Grilo
AA1+	A1SJ	
AA2+	A2SJ	A1G
AA3+	A3SJ	A2G
AA4+	A4SJ	A3G
AA1	B1SJ	A4G
AA2	B2SJ	B1G
AA3	B3SJ	B2G
AA4	B4SJ	B3G
AB1	C1SJ	B4G
AB2	C2SJ	C1G
AB3	C3SJ	C2G
AB4	C4SJ	C3G
AC1	D1SJ	C4G
AC2	D2SJ	D1G
AC3	D3SJ	D2G
AC4	D4SJ	D3G
AE1	E1SJ	D4G
AE2	E2SJ	E1G
AE3	E3SJ	E2G
AE4	E4SJ	E3G
AD1	F1SJ	E4G
AD2	F2SJ	F1G
AD3	F3SJ	F2G
AD4	F4SJ	F3G
AF1	G1SJ	F4G
AF2	G2SJ	
AF3	G3SJ	
AF4	G4SJ	
28 amostras	28 amostras	24 amostras

Fonte: Elaborado pelo Autor (2019).

4.4 PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS

As análises sedimentológicas buscam descrever as diversas unidades deposicionais, com a finalidade de estabelecer a distribuição granulométrica dos sedimentos, o que constitui um parâmetro essencial na análise das propriedades físicas dos depósitos. A distribuição granulométrica pode fornecer informações que ajudem caracterizar o ambiente deposicional, processos físicos e hidrodinâmicos envolvidos e sua variação ao longo de um perfil estratigráfico.

4.4.1 Análise Granulométrica

A técnica granulométrica procura estabelecer o tamanho das partículas dos sedimentos detríticos, utilizando frações para uma subdivisão analítica. Para Suguio (2003) há quatro razões cruciais, para utilização de tal técnica, sendo essenciais para interpretação dos sedimentos detríticos.

4. Fornece uma base precisa para uma melhor descrição dos sedimentos;
5. A distribuição granulométrica pode ser característica de material sedimentar de determinados ambientes deposicionais;
6. O estudo detalhado da granulometria pode fornecer informações sobre processos físicos e hidrodinâmicos atuantes durante a deposição;
7. A distribuição granulométrica está relacionada com as propriedades de permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com bases nas características granulométricas.

Para a obtenção dos dados quantitativos da granulometria, foi utilizada a metodologia aplicada por Gale & Hoare (1991) que se desenvolve a partir de etapas laboratoriais. As amostras são submetidas ao processo de quarteamento tipo *Jones*, tendo a finalidade de uma obtenção de uma amostra final, representando cerca de 100 gramas. Cada amostra foi sujeita ao processo de lavagem, tal procedimento visa a retirada dos finos (Silte + Argila), a lavagem consiste na diluição de hexametáfosfato de sódio em água, posteriormente levadas a secagem em estufa a 105° C.

Em seguida as amostras são pesadas novamente e peneiradas em jogo de peneiras com intervalos sucessivos de 1 phi (Φ) para a individualização das frações de areia: muito fina, areia fina, areia grossa e cascalho.

Após esses procedimentos seletivos, os valores obtidos na pesagem de cada fração granulométrica, em gramas, foram submetidos ao tratamento dos parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), calculando o diâmetro médio, grau de seleção e assimetria e curtose. Os autores apresentam tabelas (Tabelas, 04, 05 e 06) para a classificação dos sedimentos foram construídos diagramas triangulares e utilizou-se o software Sysgran 3.0.

Tabela 4 - Escala quantitativa 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

Fonte: Adaptado de Folk e Ward (1957). Org. Tavares 2019.

Tabela 5 - Escala quantitativa de Folk & 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

Fonte: Adaptado de Folk e Ward (1957). Org. Tavares 2019.

Tabela 6 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores curtose.

Curtose	Valor
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

Fonte: Adaptado de Folk e Ward (1957). Org. Tavares 2019.

Com os parâmetros de Folk & Ward (1957), os resultados obtidos foram plotados no gráfico de Sahu (1964) um diagrama que fornece as características ambientais da deposição, quanto à energia e à viscosidade do fluido transportador, para os grupos de amostras provenientes de diferentes perfis.

Esse autor através da junção dos parâmetros de diâmetro médio, desvio padrão e curtose de Folk & Ward (1957), produziu um gráfico empírico onde as linhas separam os diversos ambientes de sedimentação, indicando os sentidos de aumento de fluidez e energia deposicional. O mesmo autor enfatiza o uso de dados granulométricos de amostras de sedimentos atuais e análises discriminatórias de multivariáveis. Desta forma, estabelece a combinação dos parâmetros de diâmetro médio, desvio padrão e curtose, no intuito de propor uma separação entre os ambientes deposicionais por meio da seguinte fórmula, plotada em forma bi-logarítmica, lançada a primeira na ordenada e a segunda na abscissa.

Equação (1):

$$(\sigma_1^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Kg) \cdot \sigma_1^2$$

Onde, $(\sigma_1^2)^{1/2}$ = média da variância de um conjunto n de amostras sendo $n \geq 2$; $S(Kg)$ = desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras; $S(Kg)$ = desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras; σ_1^2 = desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras (SILVA, 2007).

4.4.2 Análise Morfoscópica

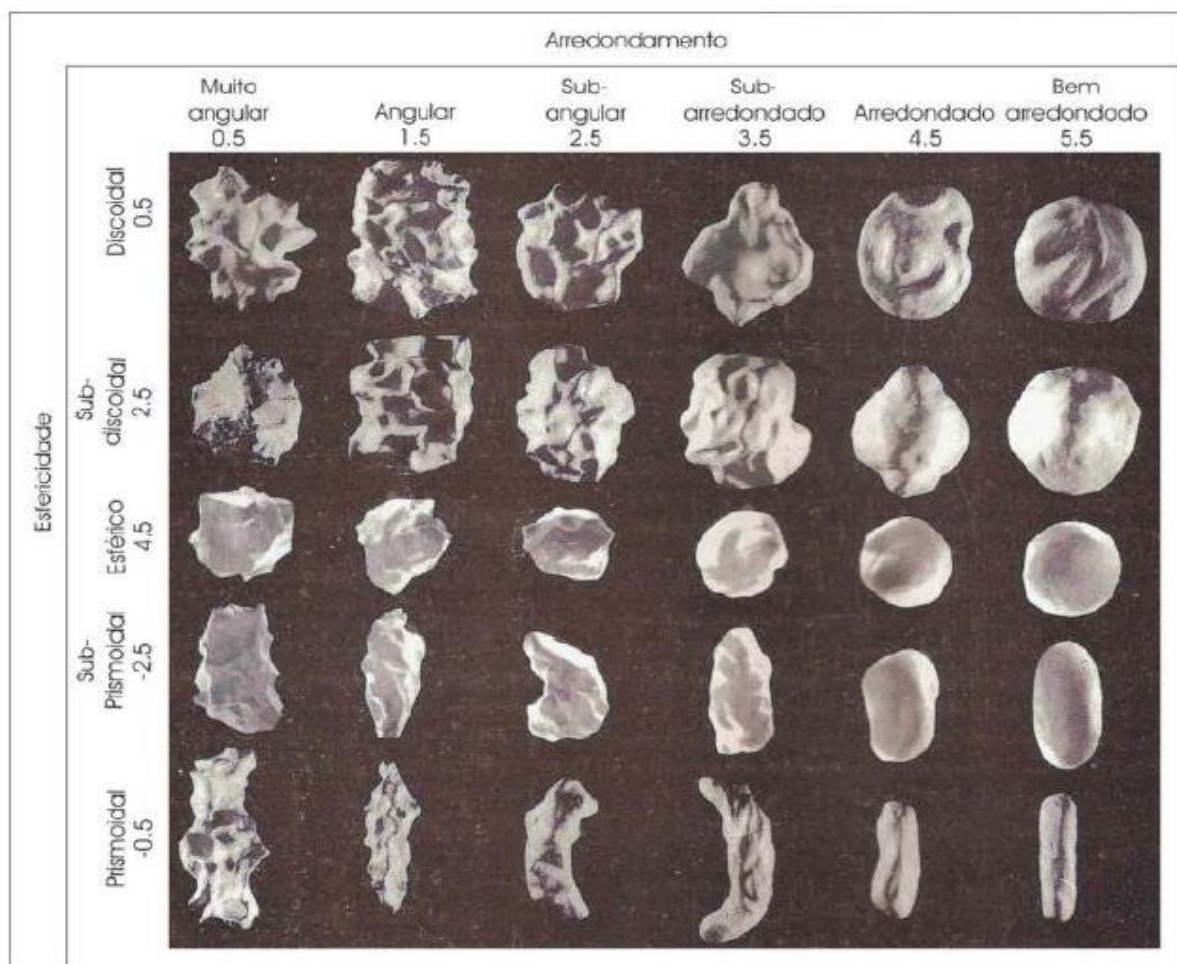
Tal método, consiste na visualização da partícula e na comparação entre a projeção máxima do seu contorno com base no procedimento detalhado por Tucker (1995). O estudo de partículas consiste basicamente na observação dos seguintes parâmetros:

- Forma dos grãos - A forma dos grãos é geralmente expressa em termos geométricos. As formas mais comuns são: prismáticas, esféricas, tabulares, lamelares e elipsoidais.
- Arredondamento - O arredondamento significa a agudeza dos ângulos e arestas de um fragmento ou partícula clástica. O arredondamento é geralmente expresso como angular, subangular, subarredondado e arredondado.
- Esfericidade - A esfericidade significa a relação entre a forma de um grão e a esfera circunscrita a esse grão.

A metodologia consiste primeiramente na separação de 100 gramas de amostra, a qual será submetida à lavagem numa solução de água corrente. Após secagem a amostra será analisada em lupa binocular técnica (com aumento de 4x e 2x) onde serão observados os seguintes parâmetros: forma, arredondamento, esfericidade e brilho.

Visando tornar o grau de arredondamento avaliado mais objetivo, serão aplicadas as categorias (figura 12): muito angular (0,5); angular (1,5), subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5) e para o grau de esfericidade foram definidas as seguintes categorias: esfericidade alta (0,5 a 4,5); esfericidade média (-2,5) e baixa esfericidade (-0,5).

Figura 12 - Diagrama representa os diferentes graus de arredondamento e esfericidade.



Fonte: Adaptado de Power, 1982 *apud* Tucker, 1995.

4.4.3 Espectrometria de fluorescência por Raios-X (FRX): Sedimentos e sua Assinatura Geoquímica

O reconhecimento da composição elementar é de grande interesse em diversas áreas científicas. A avaliação qualitativa dos elementos que compõem um material, permite distinguir as partes discordantes daquelas mais comumente relacionadas ao material. No campo geomorfológico essa distinção permite uma avaliação de maior precisão, podendo evidenciar discordâncias dentro de um perfil, que numa abordagem estratigráfica clássica não seriam percebidas.

A técnica da espectrometria de fluorescência por raios-X (XRF– *X-Ray Fluorescence*), trata-se de uma técnica elementar que permite a identificação dos elementos componentes em certos materiais, é uma técnica não destrutiva prestando-se à análise mais elaborada e precisa da composição de materiais, voltada a diversas finalidades. Sendo a técnica mais indicada para amostras sólidas, possui uma abordagem analítica multielementar usada para obter informações qualitativas e quantitativas da composição elementar das amostras.

Os princípios físicos da fluorescência X são simples e bem conhecidos (JENKINS et. al, 1995): é possível induzir transições eletrônicas entre as órbitas mais internas dos átomos utilizando radiações eletromagnéticas de energia adequada (raios X e raios gama). Essas transições podem resultar na emissão de radiações X de energia característica que permitem a identificação da espécie atômica envolvida na transição e a mensuração da sua abundância.

Existem diferentes possibilidades metodológicas para a obtenção da assinatura geoquímica na caracterização dos sedimentos e, conseqüentemente, estabelecimento da evolução pedogenética ou deposicional das coberturas superficiais, tendo por intuito maior a diferenciação de unidades estratigráficas, assim como a definição da provável origem dos materiais com base nos coeficientes geoquímicos dos elementos maiores e os traços.

A análise geoquímica proposta neste trabalho concentra-se em reconhecer os patamares de alteração por meio da concentração dos elementos químicos constituintes em relação ao perfil abordado, e possibilita reconhecer a origem e as alterações sofridas pelo material ao longo do tempo formativo (CRUZ, 2006).

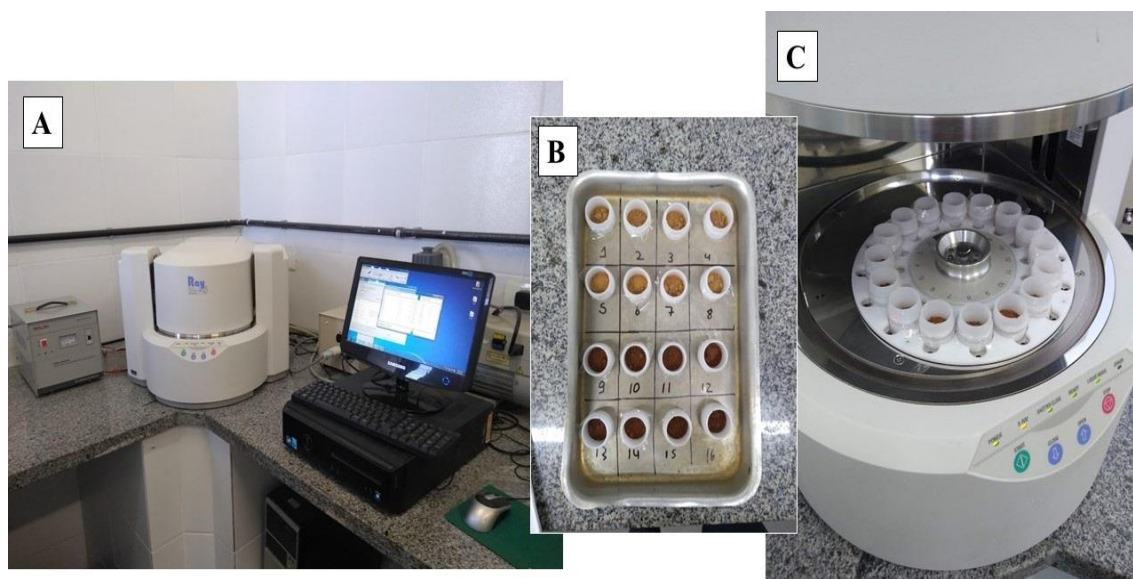
Essa técnica auxilia no entendimento da provável origem dos depósitos por meio da análise do conjunto dos elementos maiores e dos elementos traços (tabela 07), considerando como materiais transportados aqueles cujas assinaturas geoquímicas defiram em certos aspectos da rocha sobre a qual estão assentados (CRUZ, 2006; GONÇALVES, 2008; FONSÊCA, 2012; LIRA, 2014, TAVARES, 2015, FONSÊCA, 2018).

Tabela 7 - Distribuição dos elementos maiores e traços.

Elementos Maiores	Elementos Traço
Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti e P	Zr, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, S, Sr, V, Zn

Fonte: Adaptado de Butt et al, 2000.

Afim de classificar as amostras dos perfis aqui analisados, aferiu-se tal técnica em 80 amostras coletadas em três pontos diferentes. Em termos de análise, destaca-se por sua velocidade e precisão na obtenção dos dados. O procedimento ocorreu no laboratório de geomorfologia do Quaternário – LabGEQUA, na Universidade Federal de Pernambuco. No procedimento necessário para a confecção da análise, foi separado inicialmente em torno de 10g de cada amostra, colocado em recipientes específicos posteriormente postos no equipamento de modelo EDX – 720, o mesmo teve a câmara refrigerada com nitrogênio líquido procedimento necessário, antes e durante a análise de espectrometria.

Figura 13 - Equipamento EDX.

A- Aparentagem necessária para utilização do equipamento; B – Separação das amostras; C – Câmara de exposição aos raios -X. Fonte: Acervo do Autor, 2020.

Das razões molares aqui avaliadas, foi realizado o cálculo do grau de intemperismo para os perfis dos índices Ki e Kr, a partir das seguintes formulas:

Equação:

$$Ki = (1,7. SiO_2 / Al_2O_3)$$

$$Kr \{1,7. SiO_2 / [Al_2O_3 + (0,6. Fe_2O_3)]\}.$$

4.5 TRABALHO DE GABINETE

Para obtenção do Modelo Digital do Terreno- MDT, foram utilizados dados do Satélite ALOS PALSAR com resolução de 12.5 m, disponibilizado pela *National Aeronautics and Space Administration* - NASA de forma gratuita. Os derivados dos modelos foram trabalhados em ambiente SIG, Processados em Software ArcGIS – Licença pessoal.

No processamento do MDT, foi utilizado a ferramenta *Flow Direction - ArcMap*, que permitiu gerar vetores de direção de fluxo, interpretados como sendo o destino do transporte de sedimentos, permitindo a identificação dos *loci* deposicionais. Esses Vetores são desenvolvidos a partir da interpolação matemática de dados de altimetria onde os fluxos partem dos valores mais elevados para os menos elevados.

Os condicionantes topográficos como: declividade, hipsometria, orientação e formas da encosta, foram gerados a partir da elaboração de um MDT (Modelo Digital do Terreno) tendo como base os dados de radar. Assim, a partir das extensões *Raster Surface* e *Hydrology* (ferramentas *3D Analyst* e *Spatial Analyst* do software ArcGIS) foram gerados os referidos mapeamentos.

As classes de declividade foram definidas e distribuídas de acordo com a proposta da EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (1979). O mapa de orientação das encostas (aspecto) foi classificado de acordo com as direções da rosa-dos-ventos (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) para as quais as encostas estão voltadas.

O mapeamento de formas da encosta foi elaborado de acordo com os intervalos propostos por Valeriano (2003) para a curvatura padrão, isto é, a união da curvatura em planta e em perfil. Os perfis topográficos dos locais de coleta foram elaborados utilizando as curvas de nível geradas a partir do ArcGIS, tendo como bases os modelos digitais.

Os mapeamentos de solos disponíveis na área estudada apresentam escalas variadas. Desta forma optou-se por utilizar a delimitação da EMBRAPA 2000, na escala de 1:300.000. A delimitação das unidades morfoestruturais e geomorfológicas foi executada manualmente em ambiente SIG. Foram utilizados diferentes recursos como auxílio tendo como exemplo, curvas de nível, relevo sombreado e perfis topográficos. O mapeamento geomorfológico seguiu recomendações básicas de Demek (1972), conforme as adaptações para o contexto do Nordeste Oriental brasileiro (TAVARES *et al.*, 2014; LIRA 2014; CORRÊA, 2016; FONSÊCA; CORRÊA; SILVA, 2016).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A finalidade deste capítulo consiste em relacionar os dados obtidos a partir dos procedimentos metodológicos e procedimentos técnicos, buscando resultados que colaborem com a elucidação da hipótese.

5.1 IDENTIFICAÇÃO DE *LOCI* DEPOSICIONAIS

Nessa etapa o objetivo é mostrar a eficiência do uso da geotecnologia para a identificação de *Loci* Deposicionais, estes associados ao armazenamento de sedimentos Quaternários. Os procedimentos foram aplicados à área de estudo, buscando definir as zonas e as morfologias do relevo, sobre a geometria, identificando áreas côncavas quais tendem a aprisionar os sedimentos, preservando-os dos agentes exógenos.

Os *loci* são definidos originalmente por controles estruturais, mas explorados pelos processos erosivos agradacionais, sendo necessário um intervalo de tempo para que os sedimentos acumulem ao ponto de se tornarem depósitos que ocupem os espaços de acomodação disponíveis, muitas vezes preenchendo a geometria côncava e a tornando convexa.

Caso a energia do sistema seja insuficiente para remover os sedimentos dos alvéolos côncavos, esses serão preservados. Desta forma, os materiais depositados que sobreviverem aos eventos erosivos posteriores restarão armazenados, assim possibilitando o estudo das mudanças da cobertura superficial da paisagem (ARRUDA, 2004). Ainda segundo Bigarrela (2003) pode-se considerar os *loci* deposicionais das encostas como estruturas fundamentais para entender os processos transformantes da paisagem, contudo nessas áreas de *loci*, podem ou não ocorrer depósitos.

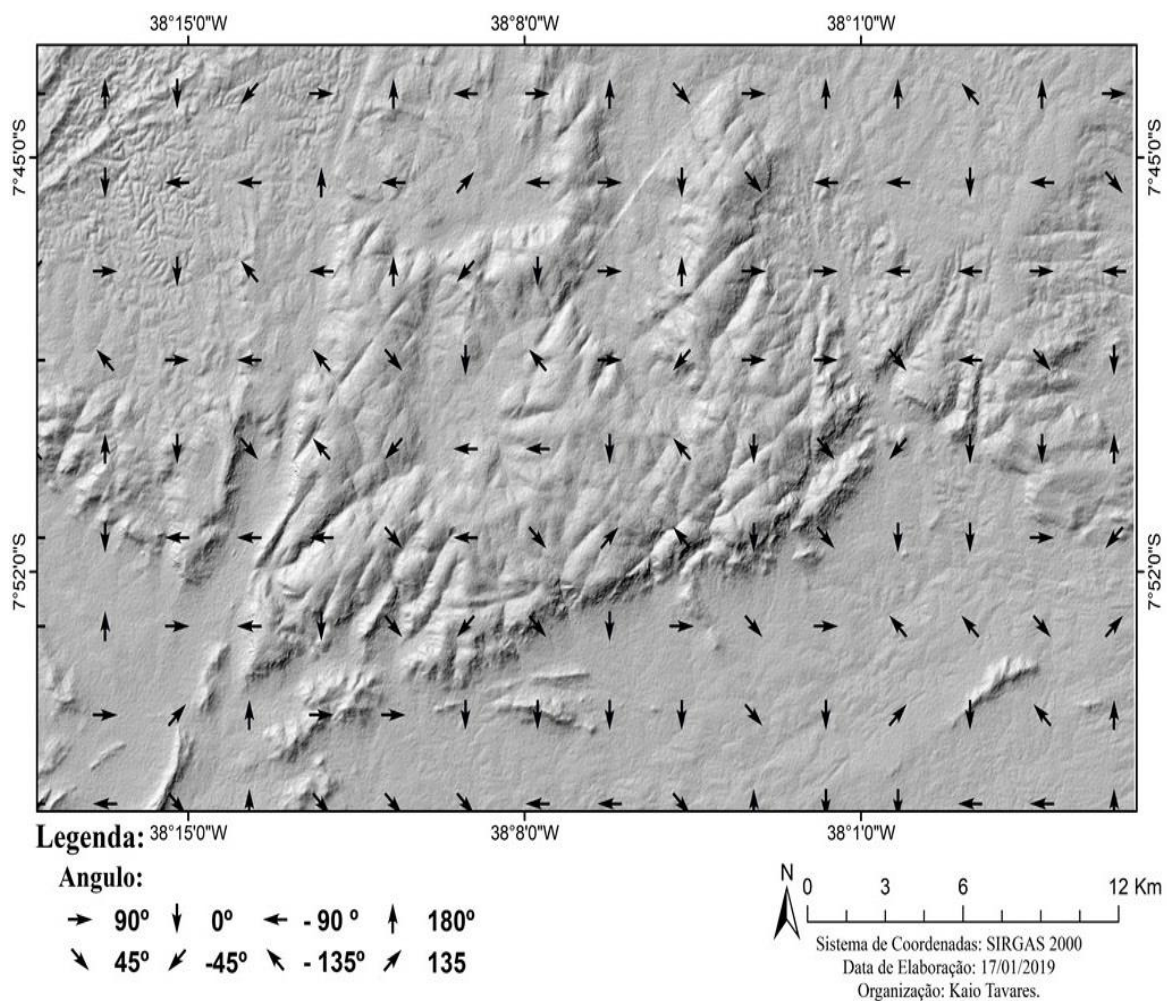
Segundo a literatura esses espaços de acumulação tendem a ser as melhores áreas para a preservação dos sedimentos Quaternários, além de proporcionarem melhores indicadores paleoclimáticos, preservando informações sobre processos superficiais em suas camadas de deposição, desde os pretéritos à atualidade. A ocorrência dessas formações são responsáveis por modificarem o modelado terrestre. O Estudo dos *loci* por meio da análise detalhada, possibilita uma tentativa de reconstrução paleoambiental da área pesquisada.

Para a composição do produto, utilizou-se dados de sensores de radares e o cruzamento desses foi realizado em ambiente SIG, avaliando os parâmetros topográficos. Assim essa etapa se alicerça em bases de geoprocessamento, permitindo a identificação das possíveis áreas de *loci*

deposicionais de forma remota, sendo uma ferramenta facilitadora na otimização dos trabalhos de campo e coleta de materiais.

As áreas de concentração terminal dos fluxos são interpretadas como sendo possíveis *loci* deposicionais, ou seja, setores na encosta onde ocorrem espaços de acomodação para armazenamento de sedimentos decorrentes da ação de fluxos gravitacionais (MONTEIRO *et al*, 2008). Com a confecção do mapa de direcionamento de fluxo pode-se ter a noção das possíveis concentrações superficiais de fluxo (Fig. 13) que podem estar relacionados à formação de depósitos de colúvios (CORRÊA *et al*, 2010).

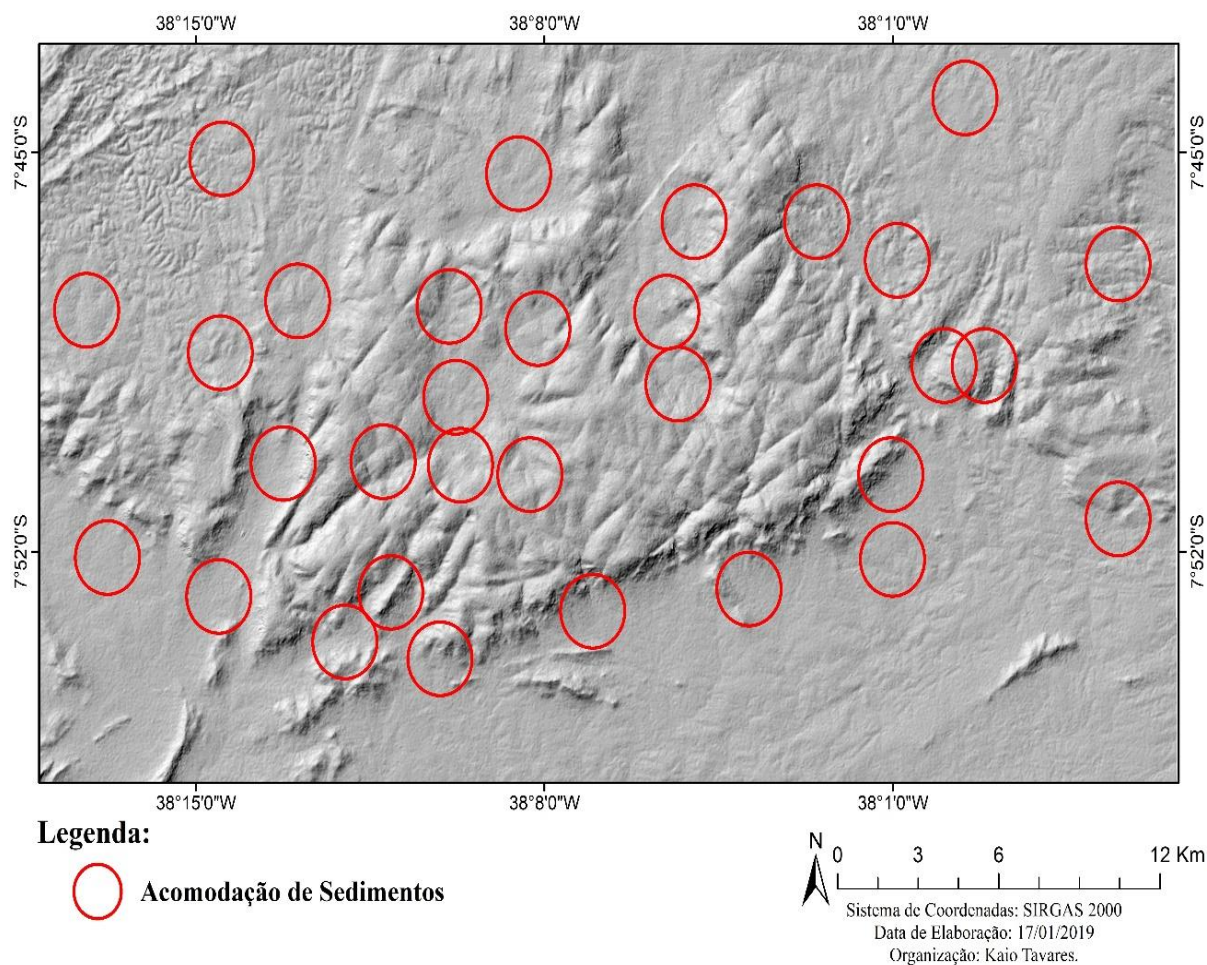
Figura 14 - Mapa de Direcionamento de Fluxo.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

Foram identificadas 31 áreas de possíveis *loci* deposicionais no Maciço e seu entorno (fig. 2, B). Estes espaços de acomodação (Fig. 14) corroboram as áreas já identificadas por Corrêa (2001), Tavares (2015) e Amorim (2015).

Figura 15 - Mapa de Possíveis Áreas de Acomodação de Sedimentos.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

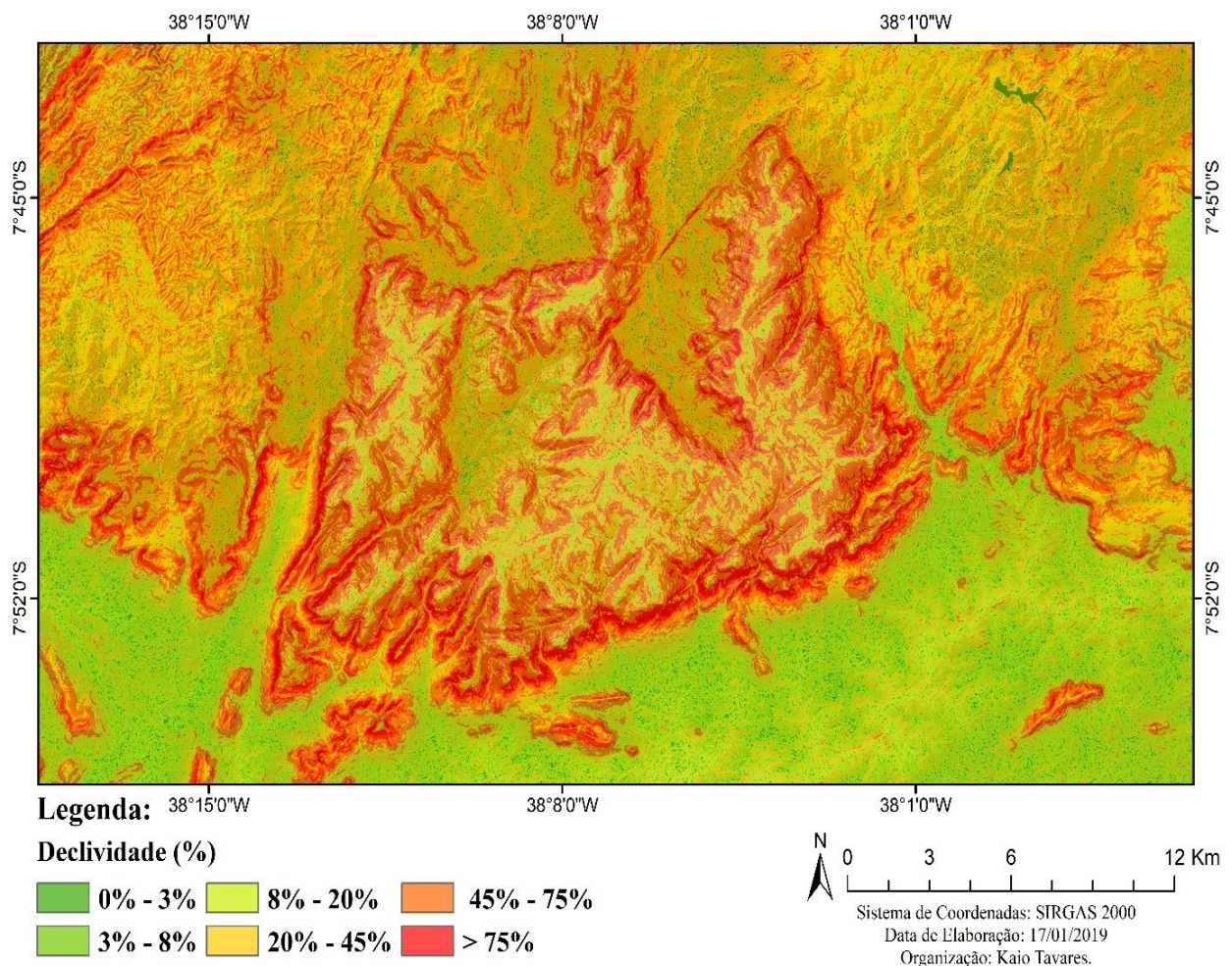
Tal técnica pode dar sequência à pesquisa no futuro, onde as possíveis áreas identificadas podem ter grande potencial a serem exploradas, permitindo a correlação de dados para diferentes pontos dentro do maciço. As áreas apontadas constituem setores potenciais para a realização de visitas a campo para verificar a condição atual dos *loci* encontrados através do MDT, ou seja, verificar se há pacotes de sedimentos depositados, permitindo a construção de uma matriz, a cerca de áreas potenciais para futuros estudos de reconstrução paleoambiental com base na sedimentação de encosta.

A aplicação das geotecnologias aliadas ao conhecimento sobre a dinâmica da paisagem, permitem uma análise mais integrada das características do relevo e seus materiais estruturadores, favorecendo a otimização da pesquisa, reduzindo tempo e custo em campo, propiciando uma visualização espacial mais complexa em diferentes escalas sobre os compartimentos morfológicos e morfométricos sobre essas feições na paisagem.

5.2 CONDICIONANTES TOPOGRÁFICOS

Para melhor compreender as especificidades da área de estudo, do ponto de vista morfológico, dentre eles os condicionantes topográficos foram identificados elementos cartográficos tais como, declividade, hipsometria e curvatura. A cartografia foi gerada a partir da elaboração de um Modelo Digital do Terreno - MDT. O objetivo através desses resultados é correlacionar, os parâmetros topográficos do modelado tendo por finalidade aprimorar o mapa de áreas de acomodação, a fim de verificar as formas com maior probabilidade à acumulação de sedimentos. Destes condicionantes a declividade é uma das variáveis morfométricas mais utilizadas, dada à sua estreita associação aos processos de transporte gravitacional (Figura 16).

Figura 16 - Mapa de Declividade do Maciço Serra da Baixa Verde.

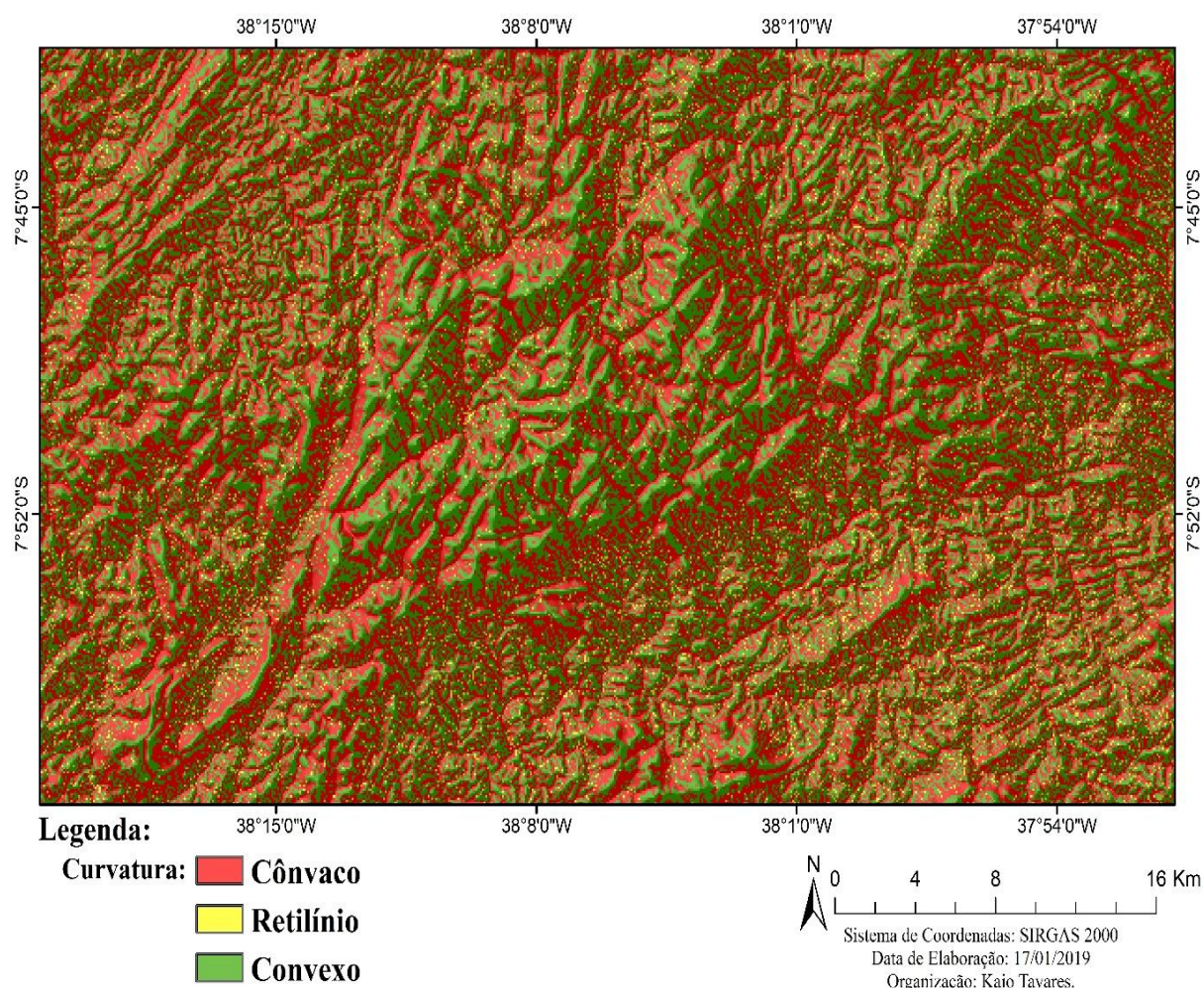


Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

Os topos côncavos da superfície de cimeira apresentam declividade entre 8% e 20%, esse patamar é delimitado por encostas íngremes com declividade acentuada representada por níveis maiores que 75%, em alguns setores alcançando 90° de inclinação. Essas encostas muitas vezes acabam formando vales confinados, que a depender de sua morfologia podem servir como áreas propícias ao acúmulo de sedimentos, muitas vezes essas áreas confluem para locais mais rebaixados já sobre a Depressão Interplanáltica.

No Setor Sul encontram-se as áreas com pouco declive, referentes à Depressão Sertaneja e do Pajeú, consistindo em superfícies aplainadas. Ao Norte ocorre um relevo planáltico dissecado, com declives entre 20 – 40%. O mapeamento de curvatura (Fig. 16), dividido em três classes de caráter côncavo, convexo e retilíneo da superfície, permite analisar a morfologia do terreno, possibilitando identificar áreas potenciais de denudação e acumulação.

Figura 17 - Mapeamento de Curvatura do Maciço Serra da Baixa Verde.



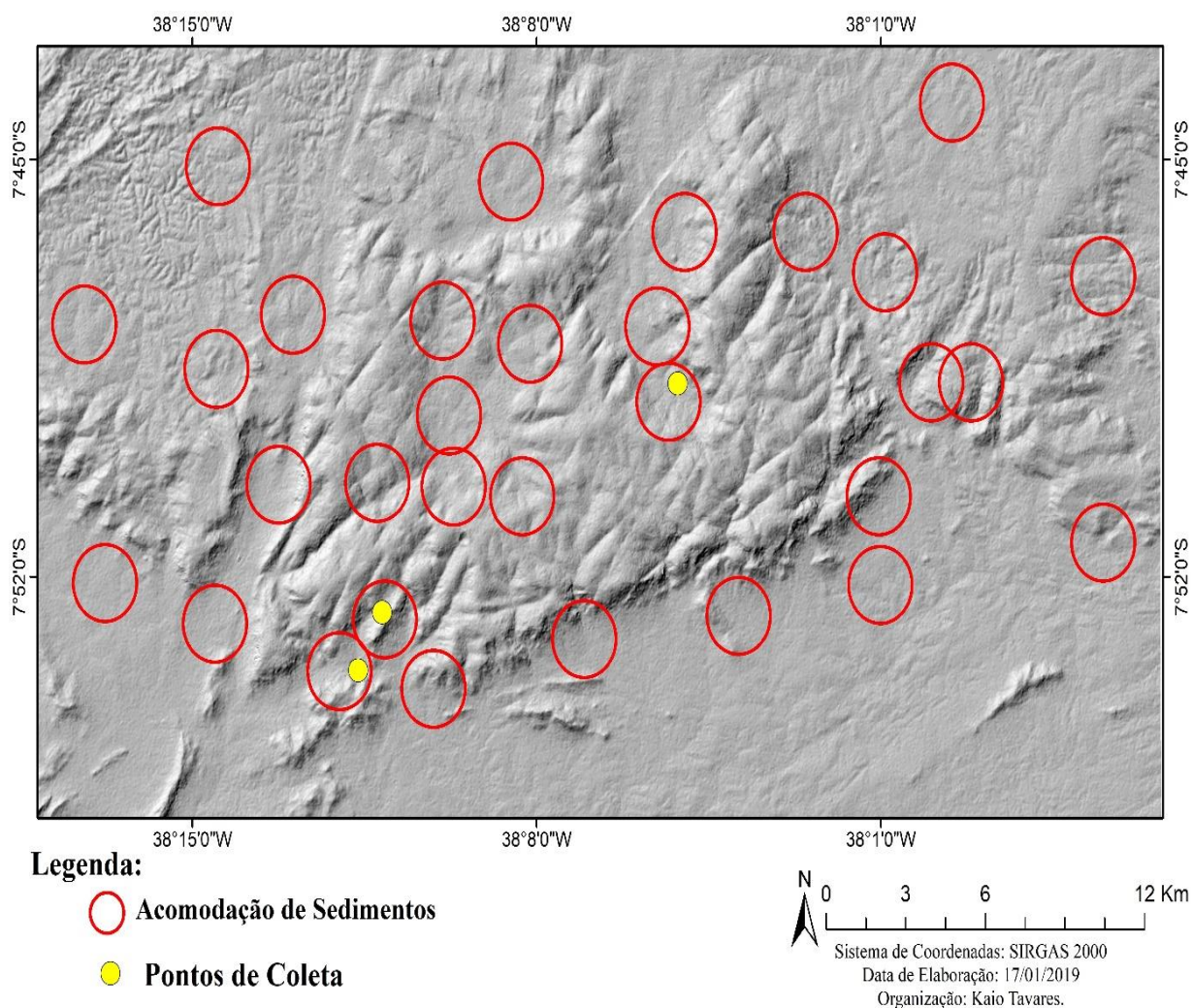
Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

Em tonalidade verde podemos observar os topos convexos áreas fonte de sedimentos, enquanto a coloração vermelha consiste em zonas de transporte e acúmulo de sedimentos. Essa morfologia está associada a vales e pequenas zonas de deposição, seu caráter côncavo proporciona o aprisionamento de sedimentos e a formação de *loci* deposicionais.

5.2.1 Correlação e Validação

A análise dos aspectos topográficos colabora para o entendimento dos processos superficiais na paisagem com base nas diferenças morfológicas. Os procedimentos adotados permitiram a determinação de áreas fonte, zonas de transporte e áreas de estocagem de sedimentos. Realizou-se então uma análise comparativa, correlacionando os resultados dos mapas topográficos e mapas de direcionamento de fluxo, em seguida averiguou-se a relação entre a morfometria do relevo e a direção preferencial de transporte pelas encostas, adicionando os pontos de coleta validados em campo, o que permitiu avaliar a consistência dessas áreas (figura 18).

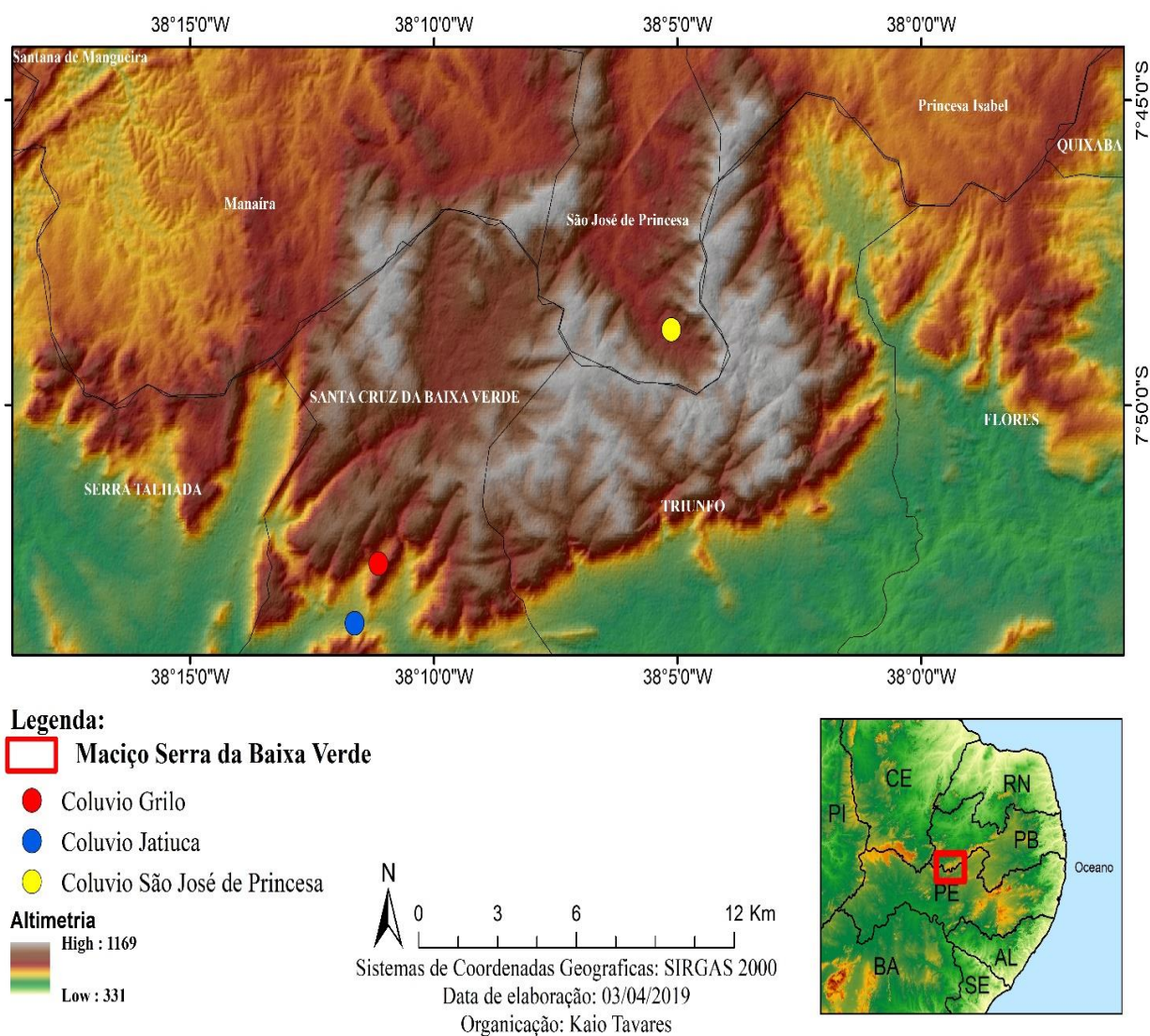
Figura 18 - Mapa de correlação entre os Loci deposicionais e Pontos de coleta.



Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

5.3 DESCRIÇÃO DOS PONTOS DE COLETA

Os pontos de coleta dos sedimentos foram pré-estabelecidos conforme dados de datações dos colúvios por Corrêa (2001), Tavares (2015) e Amorim (2015), no contexto do maciço da Serra da Baixa Verde. Nessa pesquisa foram trabalhados três depósitos coluviais (figura 19) no intuito de compreender as relações entre o comportamento geoquímico e a datação absoluta.

Figura 19 - Pontos de Coleta de Sedimentos.

Fonte: Elaborado pelo Autor (2020).

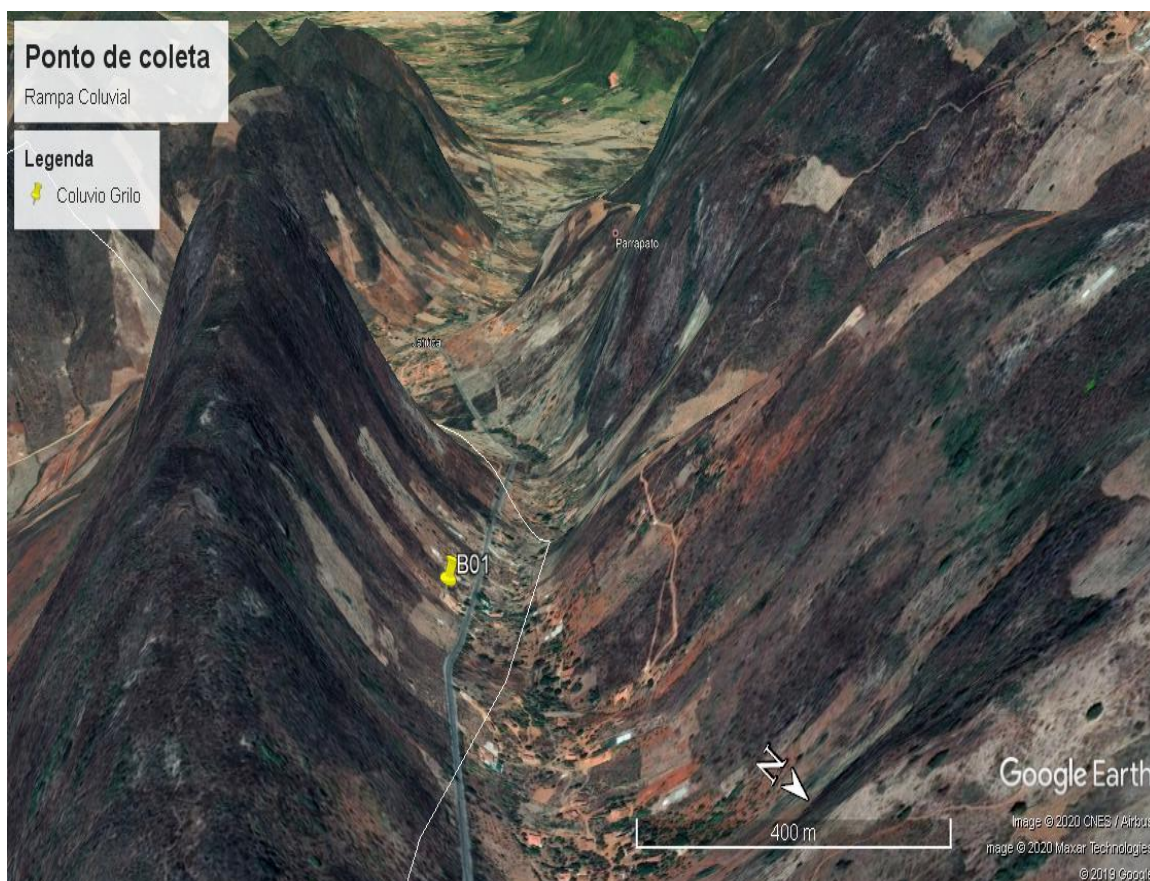
A sessão de amostragem referente ao colúvio Grilo (figura 20) com coordenadas $7^{\circ}52'33.32''$ S e $38^{\circ}11'8.01''$ W, trabalhado por Tavares (2015), compreende a morfologia de uma rampa de colúvio situado na escarpa sudoeste do maciço. A rampa possui uma declividade de aproximadamente 15%, na qual a crista atinge a cota altimétrica dos 830 metros, as coletas para as análises físico-químicas foram realizadas no sopé da rampa coluvial em uma altitude em torno dos 700 metros.

Em sua tese Tavares (2015) mostra a configuração em que se insere esse pacote sedimentar, concluindo que tal área possui um forte indicativo de controle tectônico. O que

reafirma o desenvolvimento dos *Loci* deposicionais pelo controle estrutural, sendo o principal elemento de aprisionamento de sedimentos no maciço.

Tavares (2015) afirma que o depósito está situado sobre um ponto de ruptura da encosta, controlado por uma zona de cisalhamento transcorrente, onde a convexidade da encosta é uma morfologia derivada do pacote sedimentar que se acomodou sobre uma antiga paleotopografia côncava, invertendo a geometria do relevo a nível local.

Figura 20 - Posição Fisiográfica do Colúvio Grilo.



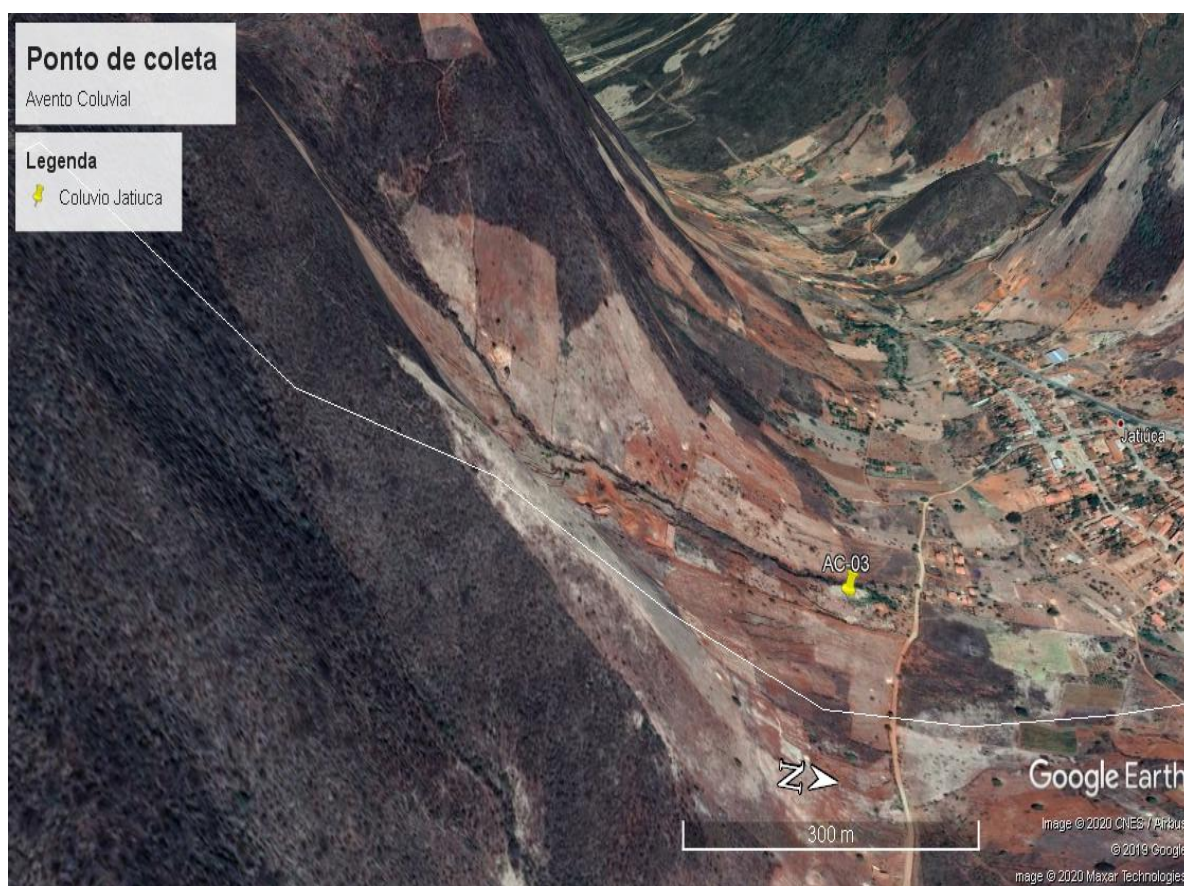
Fonte: Google Earth, 2020.

O colúvio Jatiuca (figura 21) com coordenadas $7^{\circ}53'35.00''$ S e $38^{\circ}11'39.00''$ W, foi trabalhado por Corrêa (2001) e está situado em uma área próxima à escarpa meridional do maciço. A unidade morfológica compreende um amplo avental coluvial. O ponto de coleta foi localizado na borda de uma voçoroca, a 580 metros de altitude.

Corrêa (2001) observou que a sucessão de fluxos de lama provenientes dos setores superiores da encosta, geraram uma morfologia em avental, com uma estrutura subsuperficial de rampas coluviais em declives entre 10% a 11%. O depósito se apresenta na paisagem bastante erodido por feições lineares que originaram um sistema de voçorocas radiais. As

rampas de colúvio formam pedimentos detríticos, com um ângulo de inflexão muito bem definido com os setores superiores da encosta.

Figura 21 - Posição Fisiográfica do Colúvio Jatiuca.

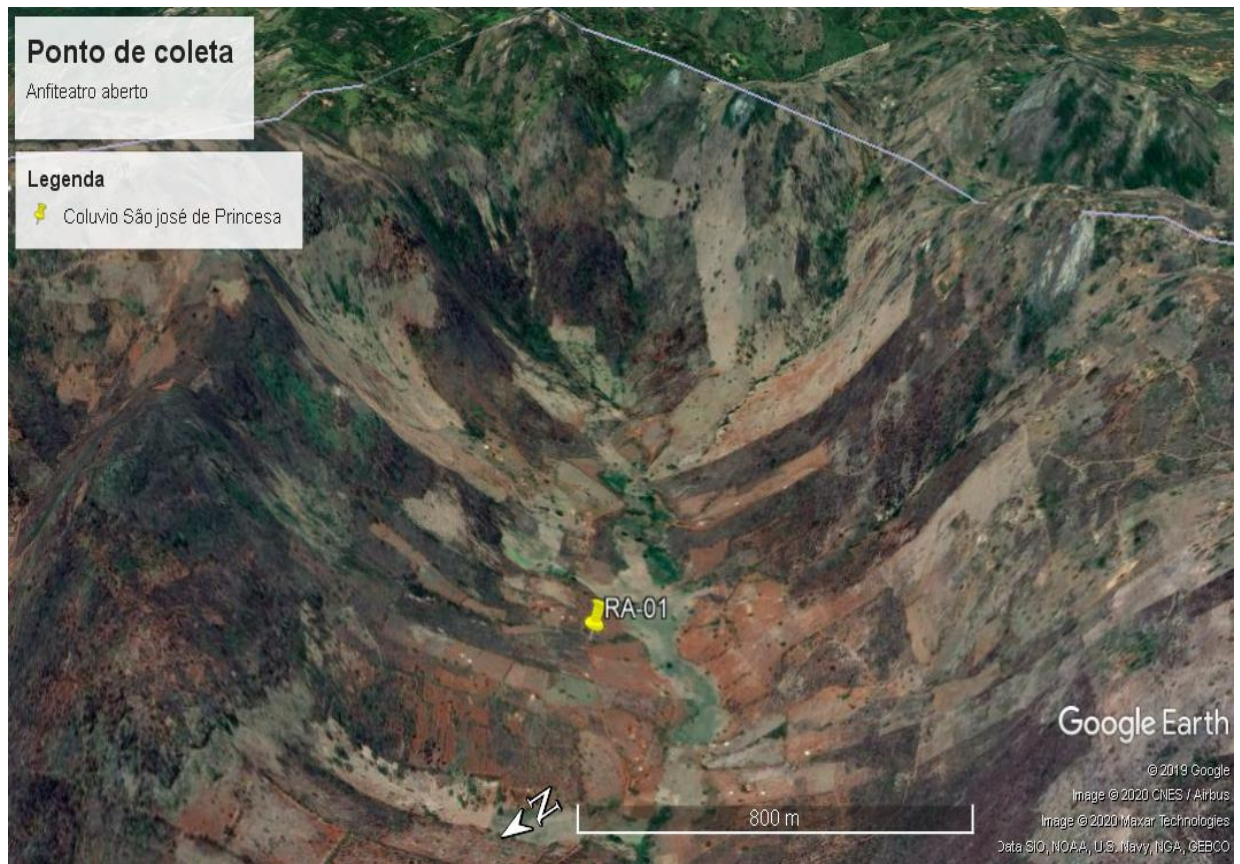


Fonte: Google Earth, 2020.

O colúvio São José de Princesa (Figura 22) com coordenadas $7^{\circ}48'47.74''$ S e $38^{\circ}5'10.50''$ W, foi trabalhado por Amorim (2015) e está situado em uma encosta com cobertura coluvial, onde a depressão intraplanáltica de São José de Princesa forma um anfiteatro aberto. A morfologia do local da coleta onde está inserido o colúvio, compreende ao domínio de uma rampa coluvial suavemente côncava, onde a seção de amostragem e coleta foi realizada em um corte do talude para a construção de uma estrada rural, situado na meia encosta em torno da cota altimétrica dos 790 metros de altitude. A relação entre a base e o topo da encosta proporciona um declive maior que 15%, com mais de 500 metros de comprimento.

Os parâmetros topográficos analisados por Amorim (2015) sugerem pouca variação nos processos de transporte dos sedimentos através da encosta, sendo aparentemente transportados por corridas de lama com área fonte próxima, situada no topo da encosta. Concluindo que a morfologia dos grãos se deve principalmente a alteração intempéricas da rocha mãe, com baixa alteração morfológica durante o transporte de fluxo gravitacional ao longo da encosta.

Figura 22 - Posição Fisiográfica do Colúvio São José de Princesa.



Fonte: Google Earth, 2020.

5.3.1 Resultados das análises sedimentológicas dos depósitos de encostas

Com o objetivo de caracterizar as unidades deposicionais, foram realizadas as análises sedimentológicas das amostras coletadas em campo, processadas em laboratório e em seguida foi feita a análise e definição dos dados obtidos a partir da granulometria, morfoscopia e dos parâmetros estatísticos.

Os valores de curtose, assimetria e seleção foram calculados de acordo com a metodologia de Folk & Ward (1957) e a análise Morfoscópica foi inicialmente utilizada na determinação do grau de esfericidade e arredondamento dos grãos afim de correlacionar com outros dados e verificar possíveis concordâncias e discordâncias no momento de deposição.

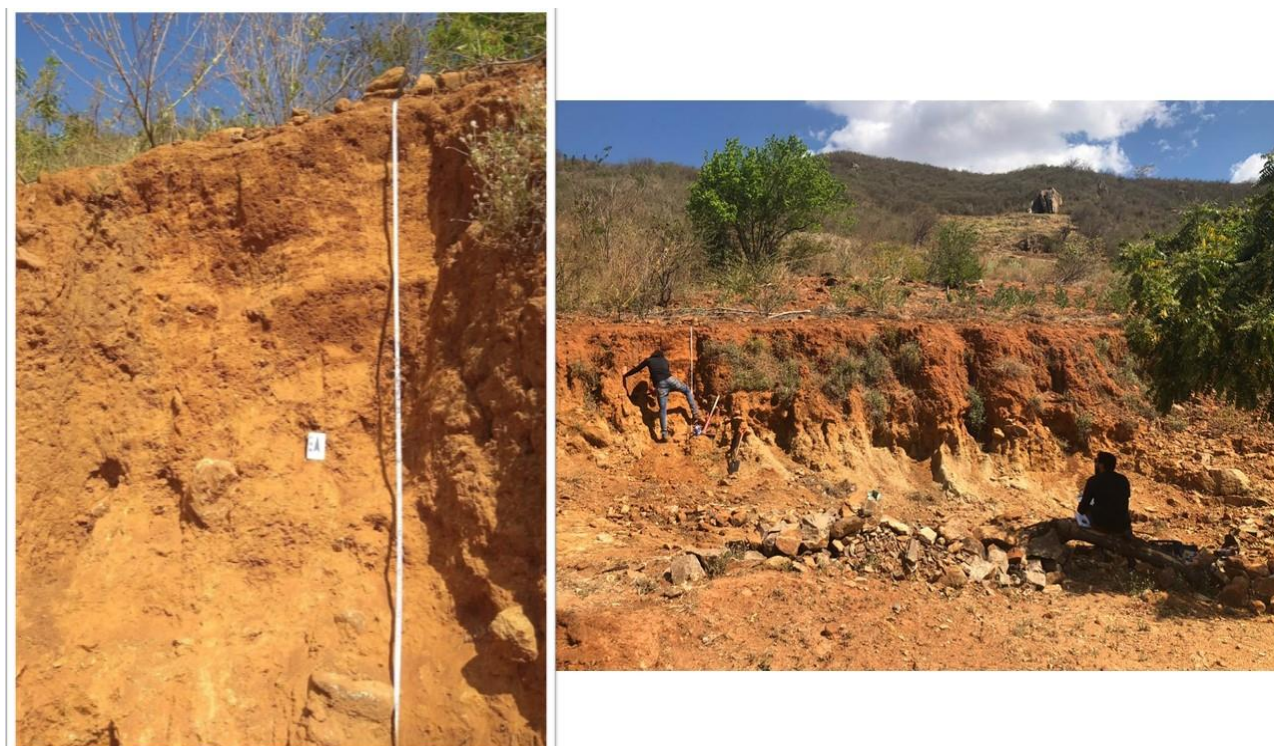
Os dados granulométricos asseveram que a natureza dos sedimentos está vinculada à litologia do maciço, bem como o grau de seleção permitiu identificar variação nas condições do fluido transportador. Assim, a seleção seria o resultado do processo de sedimentação sobre o material transportado pelo fluxo, envolvendo movimentos de massa e fluxos gravitacionais ao longo das encostas.

Os dados sobre a assimetria dos sedimentos podem fornecer informações importantes, ajudando a levantar indícios sobre a gênese do fluxo. Caso o fluxo seja unidirecional a assimetria será positiva, a ocorrência do fluxo bidirecional resulta em uma assimetria negativa. Os valores também podem variar a depender do material sedimentar constituinte, assim as fácies areno-argilosas estão associadas a valores positivos, já os valores negativos refletem fácies argilo-arenosas e argilo-silticas.

5.3.2 Descrição estratigráfica do colúvio grilo

O local de coleta (Figura 23) está localizado na proximidade da rodovia PE-365, apresenta-se em um corte no talude para fins de construção civil, feito pelo proprietário do terreno. O perfil tem em torno de 2,10 metros de altura e representa uma rampa coluvial, onde foram coletadas 24 amostras para análises sedimentológicas e geoquímicas.

Figura 23 - Perfil Estratigráfico Grilo.

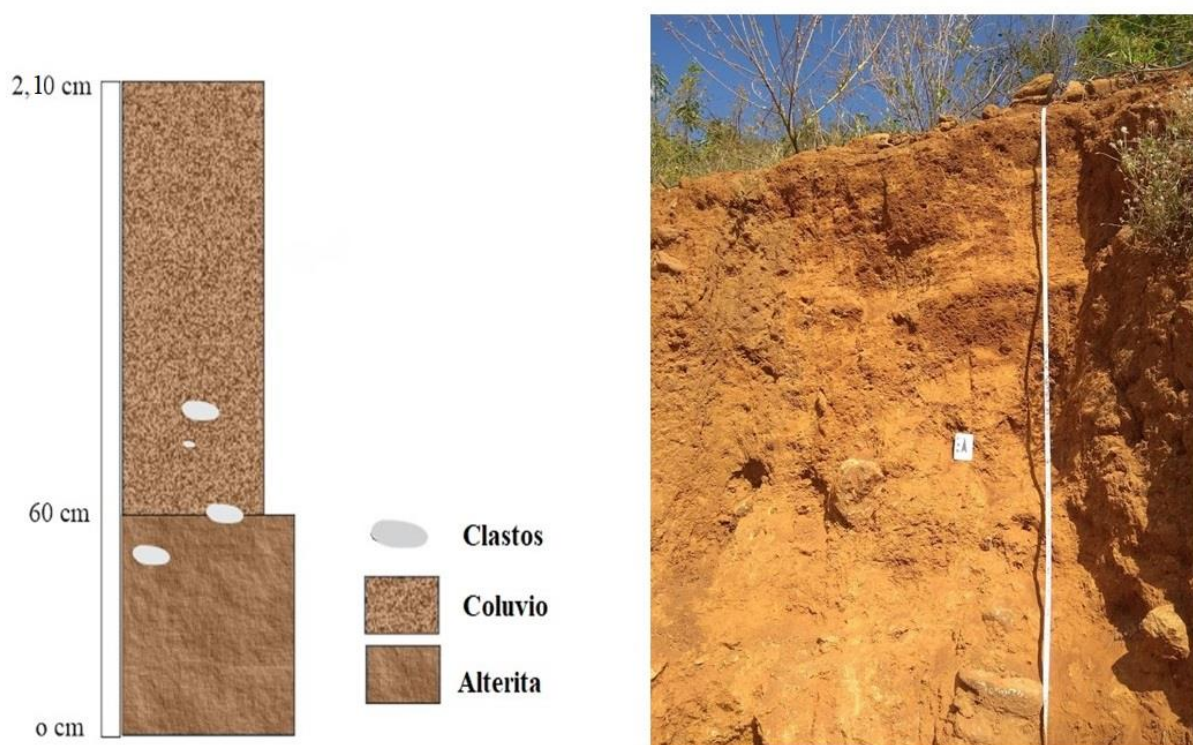


Fonte: Acervo do autor, 2020.

Tavares (2015) datou o mesmo colúvio utilizando a técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) a um metro de profundidade, identificando a idade de 7.760ka. Idade está vinculada a eventos do ótimo climático do Holoceno superior/médio. Com a identificação da idade o autor conseguiu fazer associações com o trabalho de Corrêa (2001), que trabalhou na identificação dos patamares mais rebaixados na encosta meridional do maciço da Serra da Baixa Verde, onde as idades coincidem com o mesmo período de eventos de coluvionamento, demarcados entre 7.100 ka e 7.200 ka AP.

O depósito possui uma aparência maciça, sem descontinuidades internas ou mosqueamento visíveis, além de possuir uma coloração amarelo-avermelhada, com textura média. O material constituinte definiu-se como areno-siltoso a partir das análises sedimentológicas. O pacote sedimentar (Figura 24) no perfil estratigráfico é composto por material coluvial com 1,60m de espessura, sobreposto ao sienito intemperizado.

Figura 24 - Representação Morfoestratigráfica do Perfil Grilo.

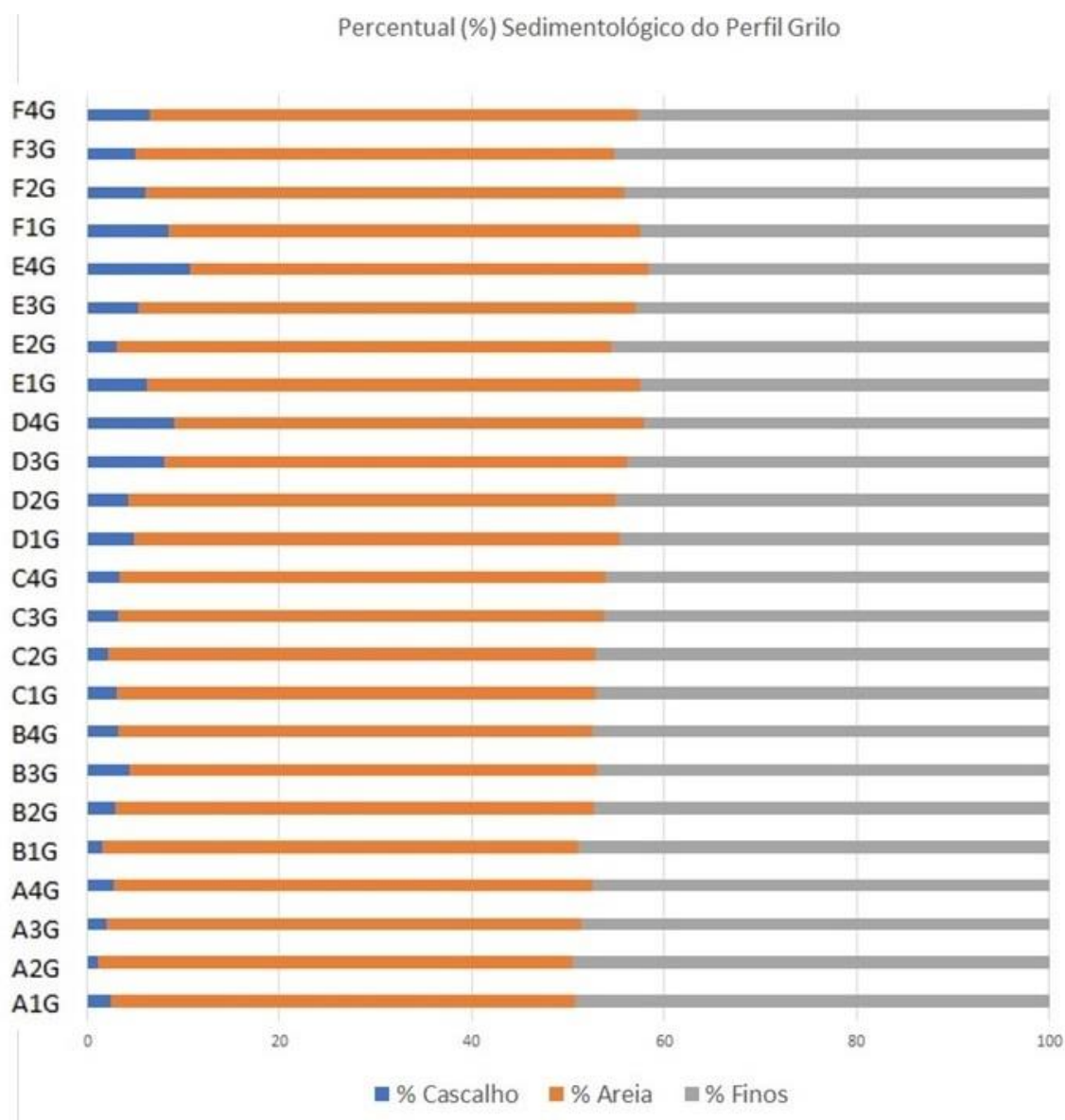


Fonte: Acervo do autor, 2020.

O perfil também apresenta clastos flutuantes na matriz, sendo evidência de remobilização gravitacional e soterramento por um novo material coluvial vindo do topo em direção à base da encosta. A avaliação da dispersão das porcentagens granulométricas para os sedimentos estudados (frações areia e finos (Silte + Argila)) indicam que as amostras são muito pobremente selecionadas, com assimetria positiva e curtose platicúrtica.

A porcentagem da relação entre as frações de Cascalho, Areia e Finos (Silte + Argila) foi realizada a partir da obtenção dos dados pela técnica de granulometria. O gráfico abaixo (figura 25) aponta a porcentagem de distribuição em frações granulométricas para as amostras do perfil Grilo. A análise total do depósito concluiu que o mesmo possui 50% de frações areia, seguido por 46% finos (Silte + Argila) e apenas 4% de cascalho.

Figura 25 - Gráfico da Relação entre porcentagem das frações por amostra – Perfil Grilo.

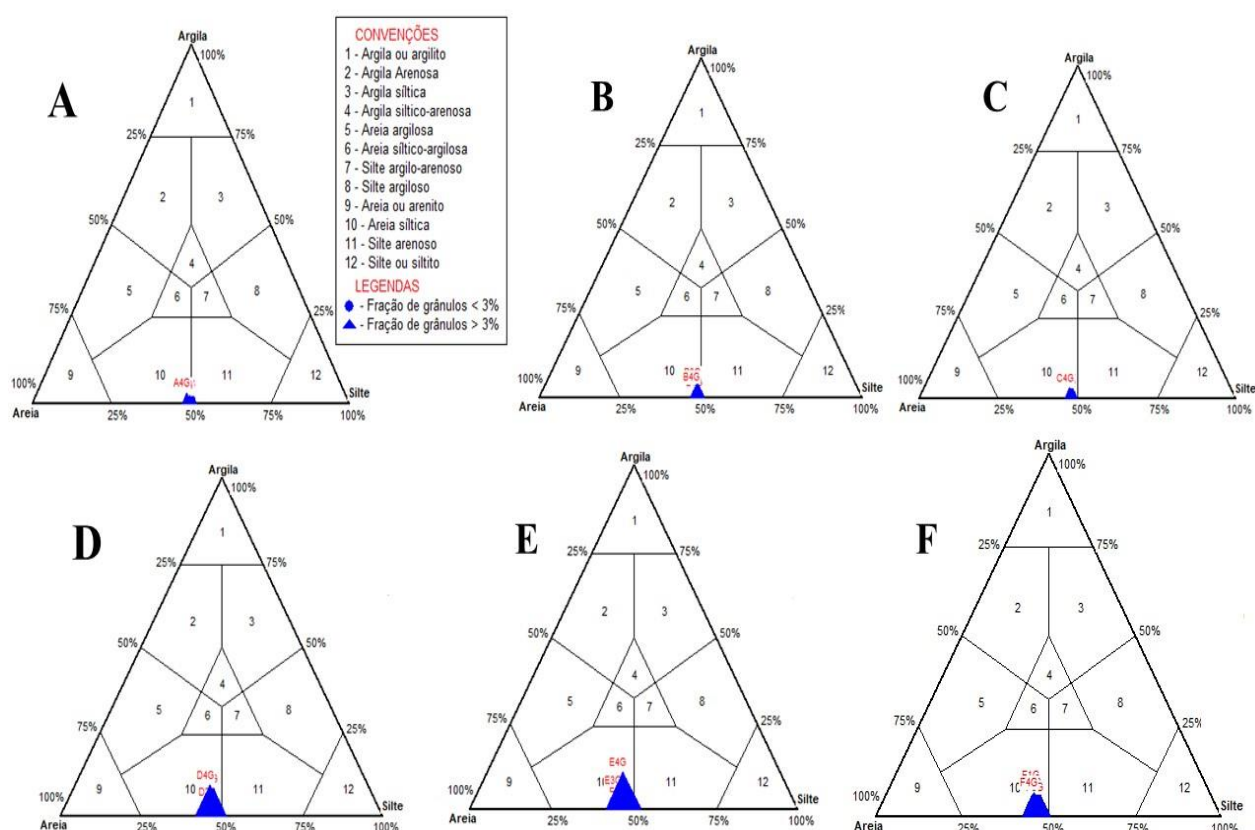


Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

As amostras referentes ao topo do perfil, estão localizadas na parte inferior do gráfico, em direção à parte superior do gráfico está a base do perfil. Na primeira seção de amostragem horizontal A (A1G, A2G, A3G e A4G) localizado no topo do perfil, as amostras revelam uma porcentagem baixa de cascalho, e esse valor continua baixo em direção à base da seção de amostragem F (F1G, F2G, F3G e F4G). Na base há um pequeno aumento da fração grossa, possivelmente referente aos processos de degradação da rocha mãe. O inverso acontece com as frações areia e finos, o crescimento do percentual em direção ao topo do perfil, relevando que as sessões mais próximas ao topo do perfil possuem uma maior concentração de finos.

O diagrama de Shepard foi aplicado para o perfil (figura 26), tal classificação ternária baseia-se em um triângulo, em que cada vértice corresponde a um valor de 100% de uma classe textural elementar (Areia e finos). O lado oposto do triângulo corresponde a 0%. Assim as perpendicularidades aos lados do triângulo estão divididas em 100 partes, onde cada uma parte corresponde a 1%, assim cada triângulo base é dividido em pequenos triângulos com uma unidade de lado.

Figura 26 - Diagramas de Shepard do Perfil Grilo. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal (Ex. A1, A2, A3 e A4) em relação a coleta das amostras.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

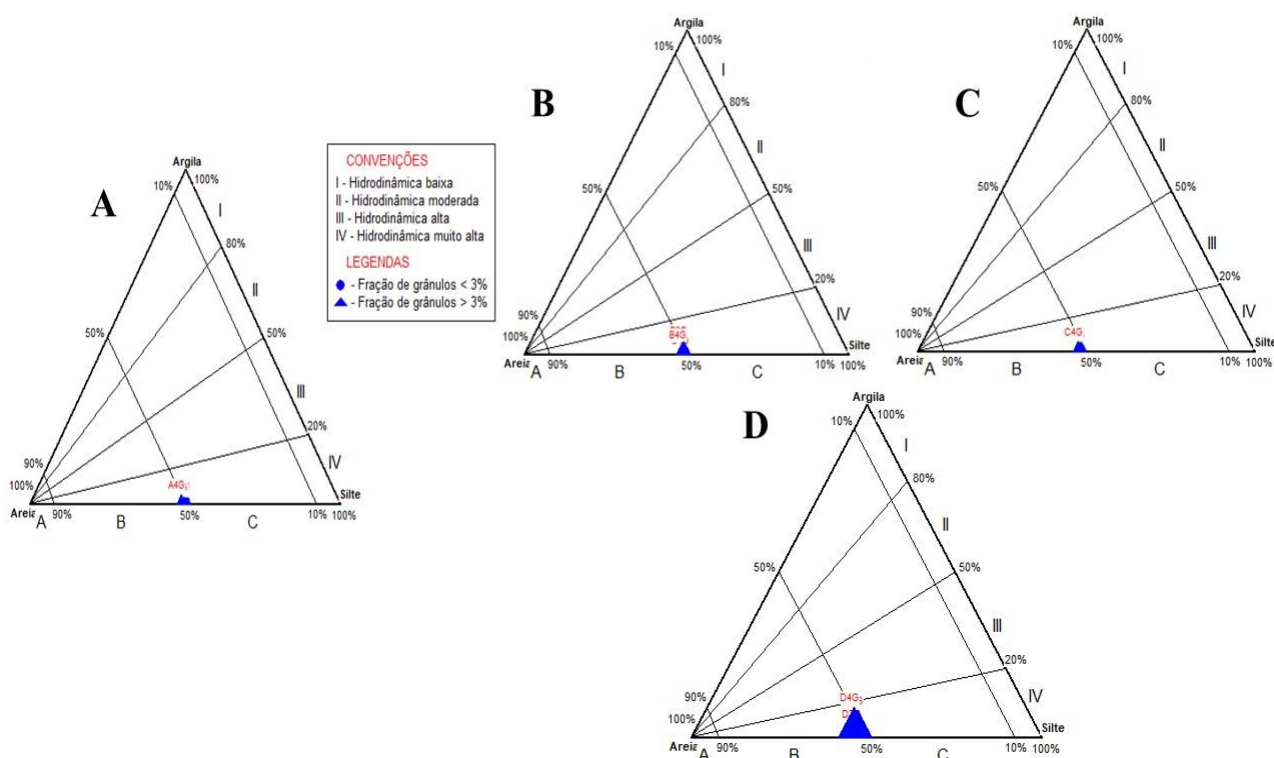
Na figura acima podemos observar como as amostras se distribuem nos diagramas confeccionados conforme a obtenção dos dados nas seções horizontais do perfil, cada diagrama traz quatro amostras. Os diagramas mostram que as amostras se localizam entre o vértice de areia e silte sem muitas discrepâncias.

Com bases na classificação de Shepard (1954), Pejrup (1988) propôs um novo diagrama triangular, segundo as condições hidrodinâmicas atuantes durante o processo de deposição dos sedimentos. Com esse diagrama de Pejrup (1988) busca-se avaliar as condições deposicionais

dos sedimentos. A aplicação deste índice para os sedimentos coluviais avaliados para este trabalho, é justificada pela busca no entendimento sobre o transporte e a deposição. Assim o diagrama propõe a utilização do teor dos finos presentes nos sedimentos coluviais, avaliando as condições hidrodinâmicas desses depósitos, sendo a relação entre a concentração das frações identificadas pela granulometria e a dispersão dessas frações em relação à posição no perfil morfoestratigráfico avaliada e discutida.

Desta maneira o diagrama proposto fica dividido em quatro seções. As seções caracterizam as condições hidrodinâmicas no momento da deposição, sendo a seção I muito baixa, enquanto as seções II, III e IV do diagrama caracterizam ambientes com o aumento gradativo da energia responsável pelo transporte e consequentemente deposição dos sedimentos. Abaixo podemos ver a proposta de diagrama para o Perfil Grilo (figura 27).

Figura 27 - Diagrama de Pejrup Aplicado nas Amostras do Perfil Grilo. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal (Ex. A1, A2, A3 e A4) em relação a coleta das amostras.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O diagrama aplicado para as amostras do Perfil Grilo revelou que em todas as seções horizontais do material coluvial identificado pela morfoestratigrafia do perfil avaliado, a energia envolvida no transporte dos sedimentos foi muito alta. A conciliação dos dados

sedimentológicos corroboraram a conclusão da formação do depósito por um único evento formador, originando um único pacote coluvial.

Foi realizada a análise morfoscopia dos sedimentos provenientes dos mesmos níveis das datações no perfil. A análise morfoscópica da fração 0,25 mm (Quadro 02) demonstrou similaridade nos resultados. A amostra D2G é referente à base do perfil, próxima ao contato com a alterita, e apresentou similaridades com a amostra C2G, quanto aos parâmetros analisados: esfericidade, arredondamento e opacidade dos grãos para as amostras analisadas.

Há um aumento do balanço textural em direção à base do perfil. Quanto às componentes mineralógicas, as sessões possuem relação direta com o material de origem proveniente da rocha mãe. Na amostra mais próxima à base foi encontrada a presença do mineral cromita possivelmente associada aos processos pedogênicos, pois trata-se de um óxido de ferro, possivelmente formado a partir do intemperismo químico sobre as rochas metamórficas presentes na área, ricas em ferro, a presença desse elemento aponta para um grau elevado de intemperismo.

Quadro 2 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil Grilo.

Amostra	C2G	D2G
Distribuição/tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo
Esfericidade	1% Prismoidal; 5% Sub-Prismoidal; 1% Esférico; 65% Sub-Discoidal; 28% Discoidal.	4% Sub-Prismoidal; 4% Esférico; 68% Sub-Discoidal; 24% Discoidal.
Arredondamento	18% Muito angular; 26% Angular; 52% Sub-angular; 4% Sub-Arredondado;	10% Muito Angular; 37% Angular; 46% Sub-Angular; 7% Sub-Arredondado
Textura	39% fosco; 61% Brilhante.	50% Fosco 50% Brilhante
Opacidade	26% transparente; 74% opaco.	32% Transparente 68% Opaco.
Minerais	Quartzo, Feldspato, Concentrações de Fe.	Quartzo, Feldspato, concentrações de Fe e cromita

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

5.3.3 Perfil Estratigráfico Jatiuca

O depósito encontra-se bastante dissecado pela erosão linear que deu origem a uma rede de voçorocamento. Vale ressaltar que o afloramento está inserido em uma área de cultivo e que provavelmente o desmatamento e a preparação do solo como por aragem, deixou o solo desnudo e exposto, aumentando a suscetibilidade aos processos erosivos.

A coleta (figura 28) foi realizada na borda de uma voçoroca com aproximadamente 3 metros de incisão, formando localmente uma cabeceira de drenagem efêmera, o local de amostragem foi limpo para a visualização do perfil estratigráfico. Revelou-se um perfil com 2,80 metros de altura que representa um avental coluvial, onde foram coletadas 28 amostras para análises sedimentológicas e geoquímicas para a caracterização das unidades deposicionais.

Figura 28 - Perfil Estratigráfico Jatiuca.



Fonte: Acervo do autor, 2020.

Tal colúvio foi datado por Corrêa (2001) em três níveis de profundidade, concluindo em sua tese que o primeiro nível datado corresponde aos 90 cm distante da base do perfil e o segundo correspondente a uma amostra intermediária, correspondente a uma cascalheira

localizada entre 90 cm e 150 cm de altura de aproximadamente 60 cm de espessura. As idades para estas unidades sugerem a ocorrência de um evento formativo, com um intervalo, em um período de maior atividade morfogenética da encosta com idades de 8.9 e 8,5 Ka AP. Essas datas indicam o início do Holoceno, apontando um período de umidificação da paisagem.

Nesse perfil o autor também encontrou no topo da cascalheira fragmentos de carvão vegetal que forneceram uma idade de 9,2 ka AP, confirmando a idade do evento dentro do limiar de transição do Pleistoceno/Holoceno e reafirmando a datação por LOE. Sendo a unidade datada do topo localizada na faixa dos 2 metros de altura do perfil datada de 4,7 ka AP. Observando o perfil (figura 29), podemos considerar algumas características encontradas.

Figura 29 - Representação Morfoestratigráfica do Perfil Jatiuca.



Fonte: Acervo do autor, 2020.

O depósito tem uma configuração complexa, possui uma primeira camada em torno de 1,45 metros de espessura referente ao topo de material coluvial com coloração avermelhada, areno-argilosa, de textura entre média e fina com presença de mosqueamento indicando um momento de maior umidade, sobreposta a uma linha de seixos de aproximadamente 10 cm de espessura que separa as unidades coluviais, composta por seixos imbricados de aproximadamente 7 cm de comprimento, demarcando o topo de uma unidade cascalhosa com granodecrescência ascendente de 60 cm de espessura com clastos flutuantes na matriz,

sobreposta a outra unidade coluvial de coloração amarelo-avermelhada referente a um nível mais argiloso.

A presença de uma linha de seixos, linha de pedras ou paleopavimento assim chamadas, é importante para se entender o contexto da formação do depósito, podendo indicar as alterações climáticas ocorridas no passado. Selby (1985) descreve os paleopavimentos como linha ou linhas marcadas horizontalmente pela presença de sedimentos mais grossos, que podem estar próximos à superfície ou soterrados em profundidades variadas. As oscilações das frações granulométricas das linhas de seixos nos depósitos, podem variar de acordo com o seu evento ou eventos formadores. A geração das *stone-lines* se inicia a partir das oscilações climáticas, e a identificação de uma formação desse tipo pode indicar que a paisagem passou por transições de um clima com maior umidade para um mais seco ou com períodos de secas severas e prolongadas, responsáveis pela diminuição da vegetação e consequentemente a maior exposição do solo desnudo aos processos erosivos.

A erosão em lençol é uma grande responsável pela contínua remoção dos sedimentos mais finos, tendo energia incipiente para a remoção das frações mais grossas. Assim, a remoção dos finos e concentração dos grossos, contribui para a formação de pavimentos detríticos. Com o retorno a um clima úmido ou com chuvas torrenciais, pode haver episódios de inumação dessas superfícies ricas em cascalhos, pelos fluxos de lama provindos da parte mais alta das encostas. Desta forma, essas estruturas são aprisionadas por um novo pacote sedimentar, transformando esses pavimentos detríticos em paleopavimentos.

Os clastos flutuantes na matriz também evidenciam a remobilização por gravidade e soterramento pelo material provindo de outro momento, como reafirmam as idades. Contudo o estudo das propriedades físico-químicas aplicadas à estratigrafia desses depósitos são importantes ferramentas de reconstrução paleoambiental, inclusive em relação ao tipo de energia predominante na formação desses depósitos. A avaliação da dispersão das porcentagens entre as frações granulométricas para as 28 amostras analisadas no perfil, indica um grau de seleção muito pobre para todas as seções, e uma curtose muito platicúrtica.

A relação da assimetria entre as seções do perfil exhibe uma variação. O valor resultou em assimetria positiva para as amostras A+ (AA1+, AA2+, AA3+ e AA4+). Tal horizonte de amostragem foi adicionado com um sinal de mais (+) sendo o nível mais próximo ao topo, que se mostrou muito significativo em concordância, pois corroborou os valores do nível imediatamente abaixo A (AA1, AA2, AA3 e AA4). Ambos apresentaram um valor positivo de assimetria, sendo possível identificar o primeiro horizonte de um pacote sedimentar, já a seção horizontal B (AB1, AB2, AB3 e AB4) demarca uma possível descontinuidade entre os

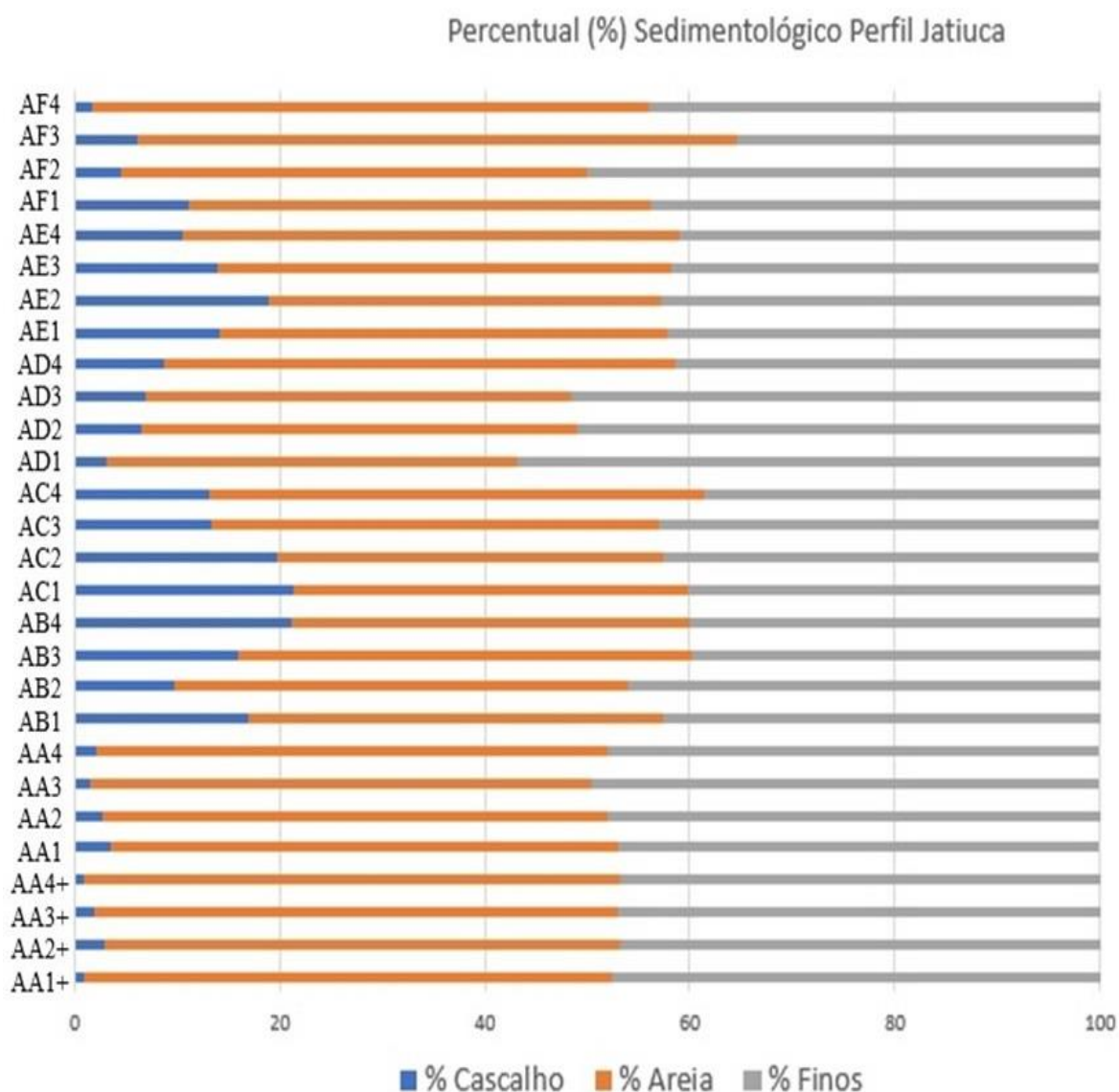
horizontes e possivelmente demarca o período de transição para as sessões A+ e A. Esse momento de transição reflete-se em um valor de assimetria aproximadamente simétrico para a seção B.

Tal horizonte separa um novo patamar horizontal entre as seções C (AC1, AC2, AC3 e AC4) e E (AE1, AE2, AE3 e AE4). As seções C e E apresentam assimetria negativa, delimitando possivelmente um novo pacote sedimentar. As outras seções D (AD1, AD2, AD3 e AD4) e F (AF1, AF2, AF3 e AF4) apresentaram valores positivos de assimetria, perfazendo assim um total de quatro pacotes sedimentares, formados em diferentes períodos. levando a conclusão de que os três pacotes em direção ao topo coincidem com os níveis das datações realizadas para o perfil. Contudo, a análise pode revelar mais duas seções correlatas, podendo haver ocorrido um outro episódio deposicional, formando um outro pacote mais próximo à base e provavelmente mais antigo.

Os valores positivos das seções A+ e A, indicam que o transporte desse pacote ocorreu de forma unidirecional, sendo mais representativa a fração areia, enquanto a seção B demarca um período de estabilização na paisagem, possivelmente um período mais seco, havendo um equilíbrio entre as frações granulométricas. O período seco acaba coincidindo com os fragmentos de carvão encontrados por Corrêa (2001) para a mesma seção horizontal, bem próximos à *stone-line*. As seções que apresentaram valores negativos, C e D, apresentaram um aumento nas frações mais grossas, indicando maior energia do fluxo sedimentar bidirecional, já as seções E e F resultaram em valores positivos, indicando transporte unidirecional.

A relação entre a porcentagem (figura 30) das frações cascalho, areia e finos, aponta para que para nas 28 amostras avaliadas, o percentual de areia possui um total de 46%, finos 45% e apenas 9% de cascalho. Os dados sobre esses valores reafirmam aqueles sobre a energia do transporte e modo de deposição dessas camadas sedimentares em diferentes momentos e sob distintas frequências energéticas. Os dados coincidem com os episódios de coluvionamento datados nos três patamares do perfil, e revelam duas possíveis novas seções.

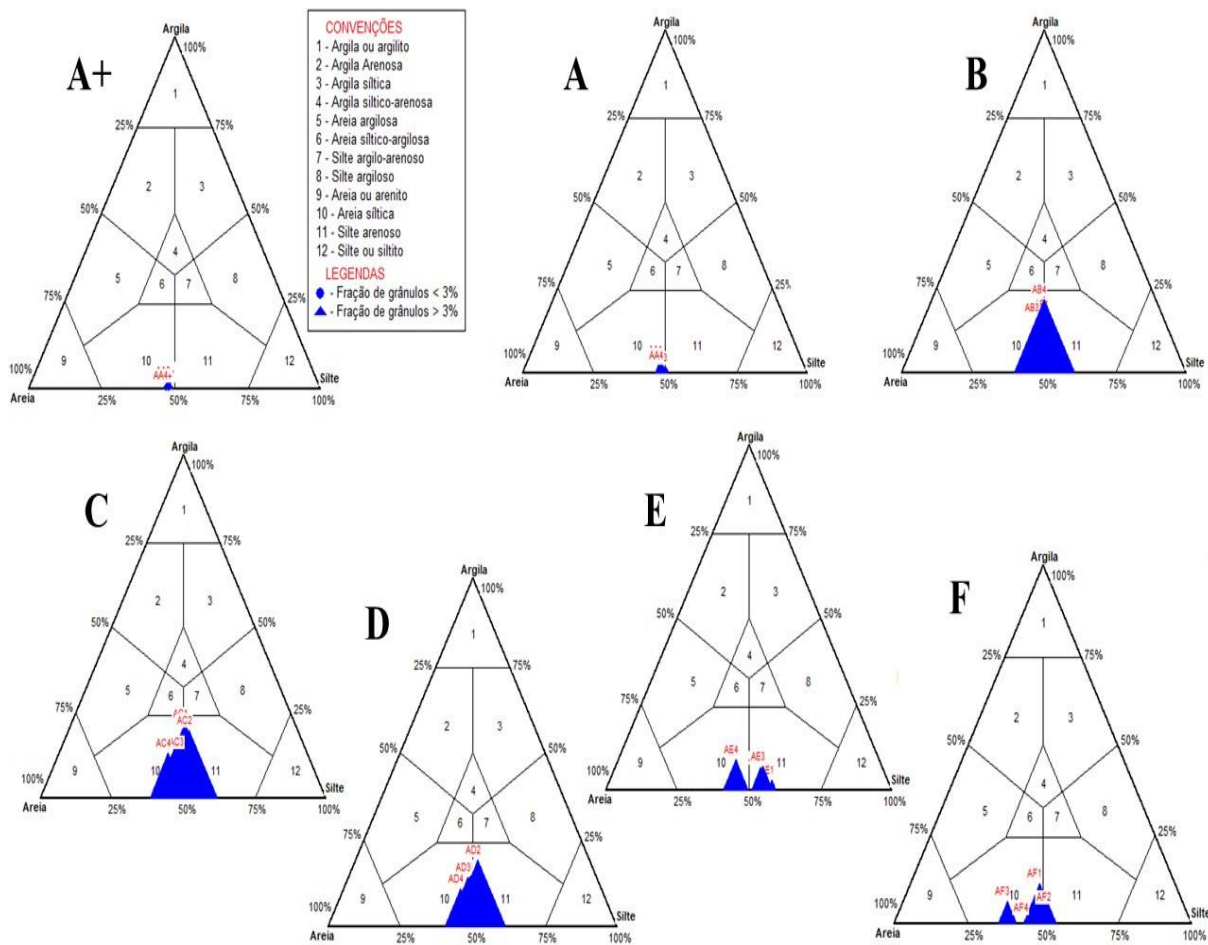
Figura 30 - Gráfico Relação entre a porcentagem das frações por amostra - Perfil Jatiuca.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Na distribuição no diagrama ternário (figura 31) as duas primeiras seções A⁺ e A mostram um equilíbrio entre as concentrações de areia e silte, demonstrando a ocorrência de um pacote mais areno-siltoso. A seção B apresenta uma concentração maior dos grossos indicando o período mais seco com a retirada dos finos, possivelmente relativo a um período de transição climática. As seções C e D exibem um aumento nas frações mais grossas indicando maior pulso de energia e remobilização das frações mais grossas, incluindo clastos. As seções E e F possuem uma distribuição semelhante das frações indicando uma relação genética entre as mesmas.

Figura 31 - Diagrama de Shepard aplicado para o Perfil Jatiuca. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.

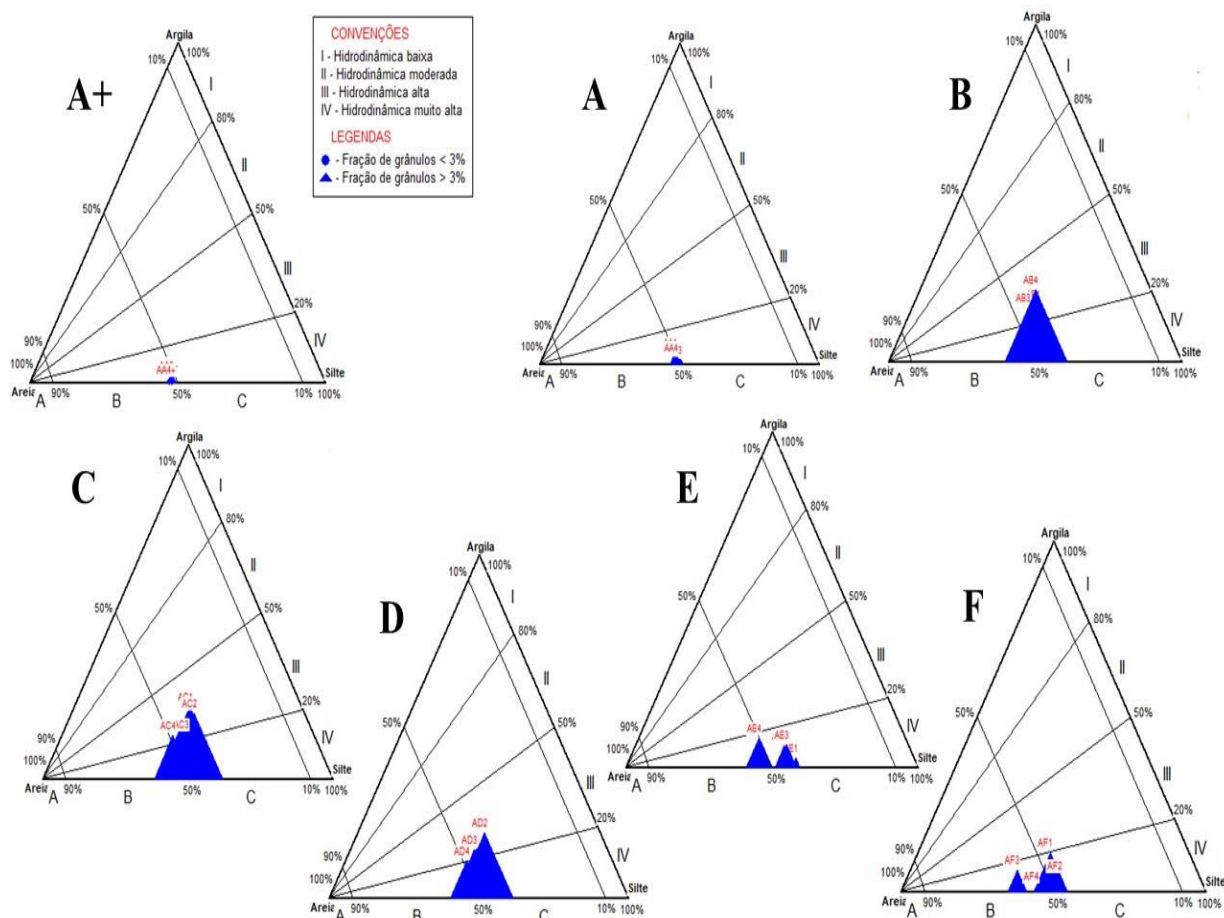


Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O diagrama de Pejrup pode ser comparado aos demais resultados obtidos, corroborando as conclusões sobre a formação das camadas deposicionais e a hidrodinâmica prevalente no momento da deposição. As seções A+ e A continuam apresentando correlações entre si, mostrando uma hidrodinâmica muito alta. A seção B nos mostra uma variação na intensidade energética que vai de III a IV. Novamente a seção revela uma diferença, estabelecendo um limiar entre a deposição anterior e posterior, associada a um momento de transição climática. As seções acima apontam para uma deposição em ambiente de alta energia na formação do depósito do topo.

As seções C e D revelam sucessões de eventos, com uma seleção mista, enquanto as seções E e F apresentam resultados equivalentes, que mais uma vez confirmam uma relação genética entre as seções e o processo deposicional, possivelmente ocorrido em ambiente de alta intensidade.

Figura 32 - Diagrama de Pejrup aplicado para o Perfil Jatiuca. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Assim para o perfil foi possível identificar quatro episódios deposicionais que ocorreram em momentos diferentes. A Identificação a partir das técnicas sedimentológicas trazem informações importantes, sendo por meio dessas possível identificar as concordâncias e discordâncias temporais entre as camadas deposicionais, onde o cruzamento desses dados juntamente com a datação previamente realizada (Corrêa, 2001) foram decisivas para a interpretação das análises.

A análise morfoscópica da fração 0,25 mm (Quadro 03) demonstra comportamento semelhante às características sedimentológicas apresentadas acima. As características mineralógicas refletem uma relação com a rocha mãe, as três camadas deposicionais possuem similaridades em sua mineralogia. Pode-se verificar também que o comportamento das

amostras demonstrou um alto grau de esfericidade e baixo grau de arredondamento, sugerindo pouca alteração morfológica durante o transporte.

Quadro 3 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil Jatiuca.

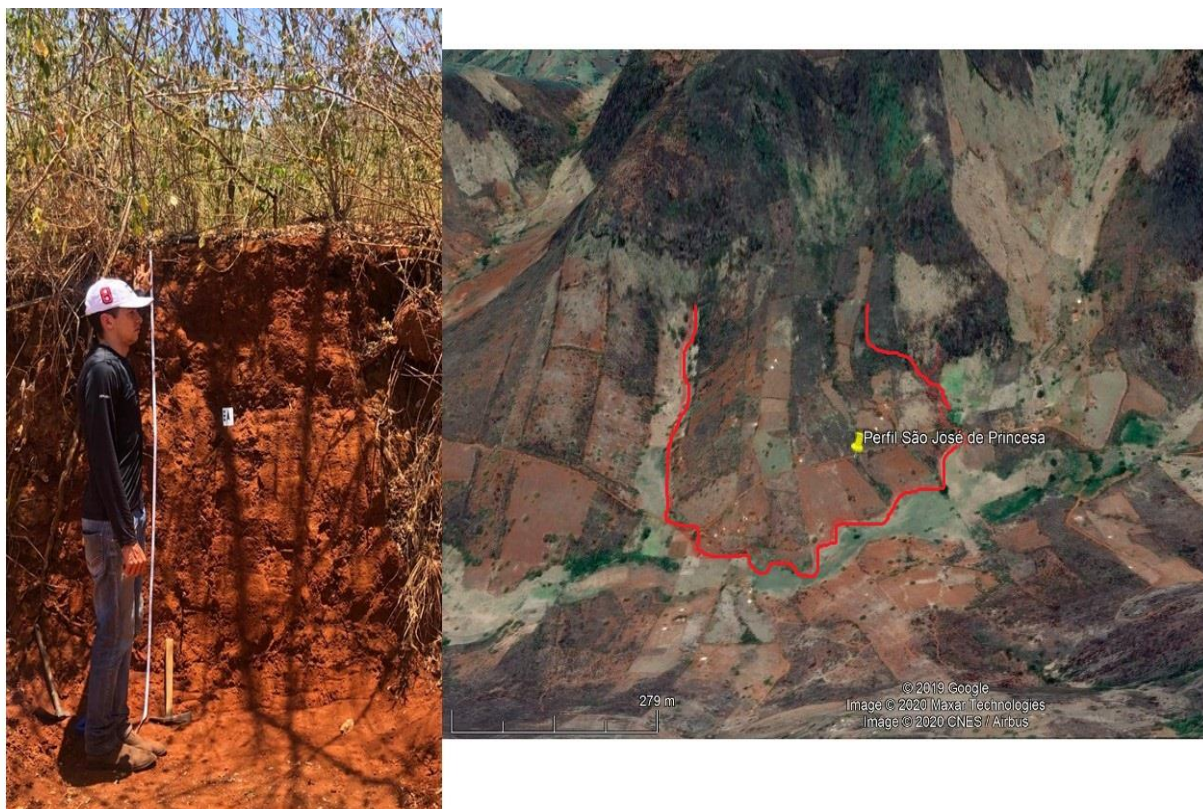
Amostra	AA2	AC2	AD2
Distribuição/tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Esfericidade	3% Sub-Prismoidal; 18% Esférico; 51% Sub-Discoidal; 28% Discoidal.	4% Sub-Prismoidal; 1% Esférico; 58% Sub-Discoidal; 37% Discoidal.	2% Prismoidal; 12% Sub-Prismoidal; 3% Esférico; 46% Sub-Discoidal 37% Discoidal.
Arredondamento	5% Muito angular; 22% Angular; 57% Sub-angular; 15% Sub-Arredondado; 1% Arredondado	19% Muito Angular; 27% Angular; 37% Sub-Angular; 17% Sub-Arredondado	12% Muito Angular; 33% Angular; 50% Sub-Angular; 5% Sub-arredondado
Textura	43% fosco; 57% Brilhante.	37% Fosco 63% Brilhante	31% Fosco; 69% Brilhante.
Opacidade	11% transparente; 89% opaco.	4% Transparente 96% Opaco.	6% Transparente 94% Opaco.
Minerais	Quartzo, Feldspato, Concentrações de Fe, ilmenita, titanita.	Quartzo, Feldspato, concentrações de Fe e ilmenita.	Quartzo, feldspato, concentrações de Fe.

Fonte: Organizado pelo autor, 2020.

5.3.4 Descrição estratigráfica do colúvio Jatiuca

O ponto de amostragem corresponde a um talude aberto para a construção de uma estrada rural. O Perfil (figura 33) analisado possui 2,20 metros de altura, onde foram coletadas 28 amostras para as análises físico-químicas. Vale ressaltar que o depósito possui uma espessura total de mais de 3 metros, havendo a coleta sido feita na borda da rampa coluvial.

Figura 33 - Perfil Estratigráfico São José de Princesa.



Fonte: Acervo do autor, 2020.

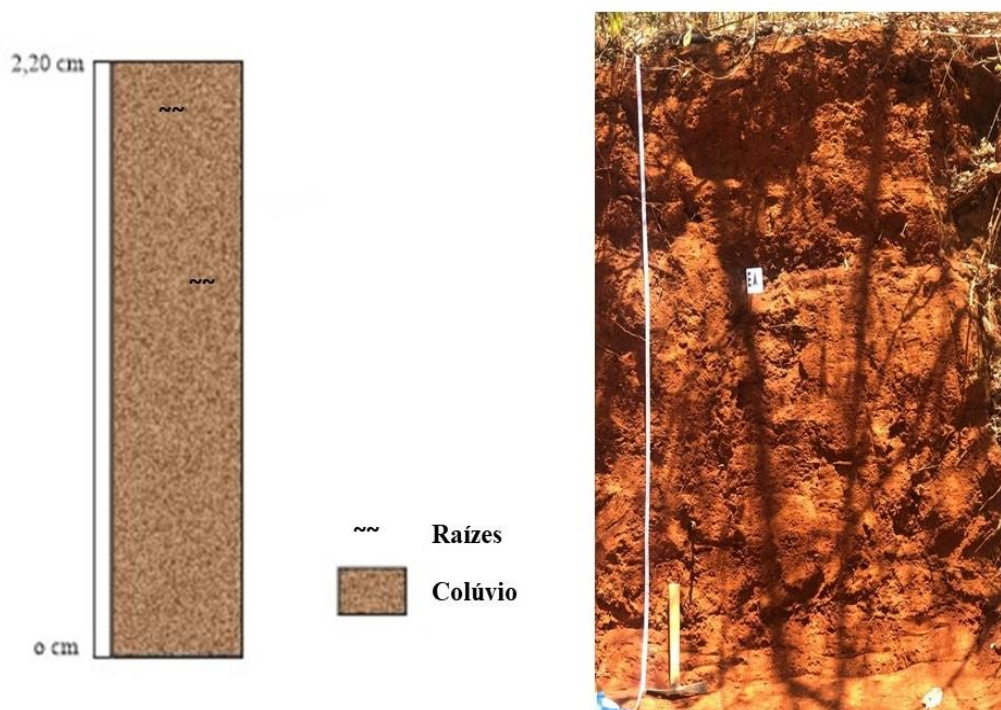
O mesmo colúvio foi datado por Amorin (2015) apresentando idades que se estendem da transição Pleistoceno/Holoceno ao Holoceno médio. As três datações da base em direção ao topo, resultaram na idade de 11.700 ± 2.060 anos AP a 10 cm da base, a idade de 5.700 ± 1.050 anos AP a 1,5 metros da base e a terceira idade, a 2,30 metros, de 5.300 ± 880 anos AP. A idade mais antiga releva a entrada no Holoceno, marcado pela histerese climática na região tropical em decorrência do aumento na temperatura global, com o fim da última glaciação, sendo encontradas evidências de depósitos de encosta em toda região tropical (ERIKSSON et al. 2000).

Amorim (2015) acaba dialogando com outros autores (CORRÊA, 2001; MUTZENBERG, 2010; GURGEL *et al*, 2013 e LIRA, 2014) sobre a datação mais antiga, uma vez que estes encontraram datações semelhantes, coincidindo com o mesmo período, apontando para um contexto de taxas elevadas de precipitação na região semiárida do Nordeste brasileiro, sendo o marco do início do período holocênico, com eventos deposicionais em âmbito regional. Para o contexto global essa idade está vinculada ao final do Younger Dryas (12.800 – 11.500 anos AP) e ao evento Heinrich 0 (ADAMS *et al*. 1999). O autor faz relações das outras idades mais recentes com outras datações regionais, corroborando a compreensão da ocorrência de

pulsões climáticas que geraram fortes chuvas torrenciais que desencadearam corridas de lama e formação dos depósitos de encosta.

O depósito estruturado sob a forma de rampa coluvial, apresenta-se (figura 34) como um pacote sedimentar maciço, sem estratificações visíveis nem mosqueamento. Possui uma coloração vermelho-amarelada em razão da concentração de óxidos de ferro e alumínio.

Figura 34 - Perfil Morfoestratigráfico São José de Princesa.

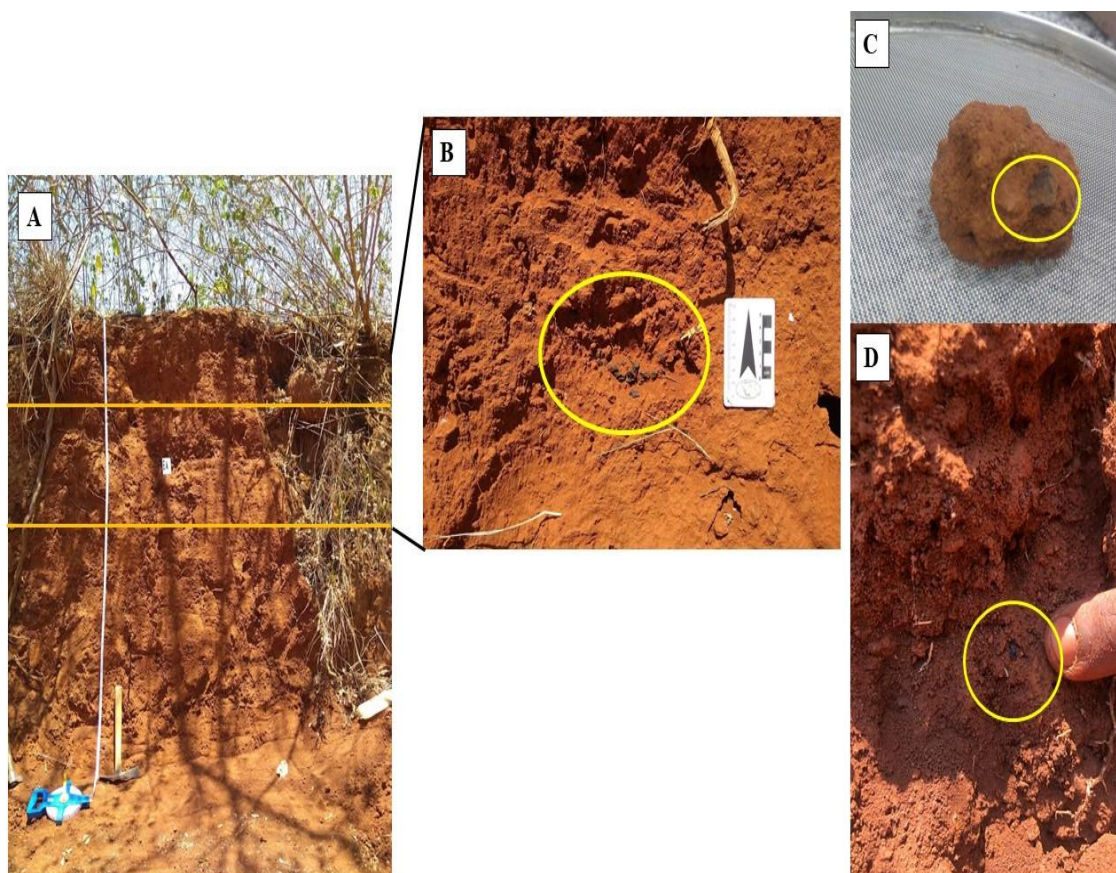


Fonte: Acervo do autor, 2020.

O perfil de amostragem não atingiu a alterita, sendo assim todo o material constituinte do perfil é oriundo de sedimentos coluviais. O perfil não apresentou clastos, o que pode indicar a intensidade da precipitação e seleção diferencial das frações disponíveis para a erosão. Supõe-se então que não houve uma remobilização geral em profundidade como também um possível papel intermediador da cobertura vegetal sobre a seleção dos detritos.

Foram identificados também fragmentos de carvão (figura 35) em níveis intermediários do perfil. Os Fragmentos estavam localizados entre as seções horizontais B e C do perfil, na faixa entre 1,50 e 1,70 metros da base, revelando uma idade de 5.700 ± 1.050 anos AP (AMORIM, 2015). O autor aventou a hipótese de que pode ter ocorrido queimadas, redução da vegetação e exposição do solo desnudo à disposição dos processos de erosão. Esse período teria sido marcado por chuvas torrenciais que engendraram fluxos gravitacionais lamosos.

Figura 35 - Fragmentos de Paleo-carvão.



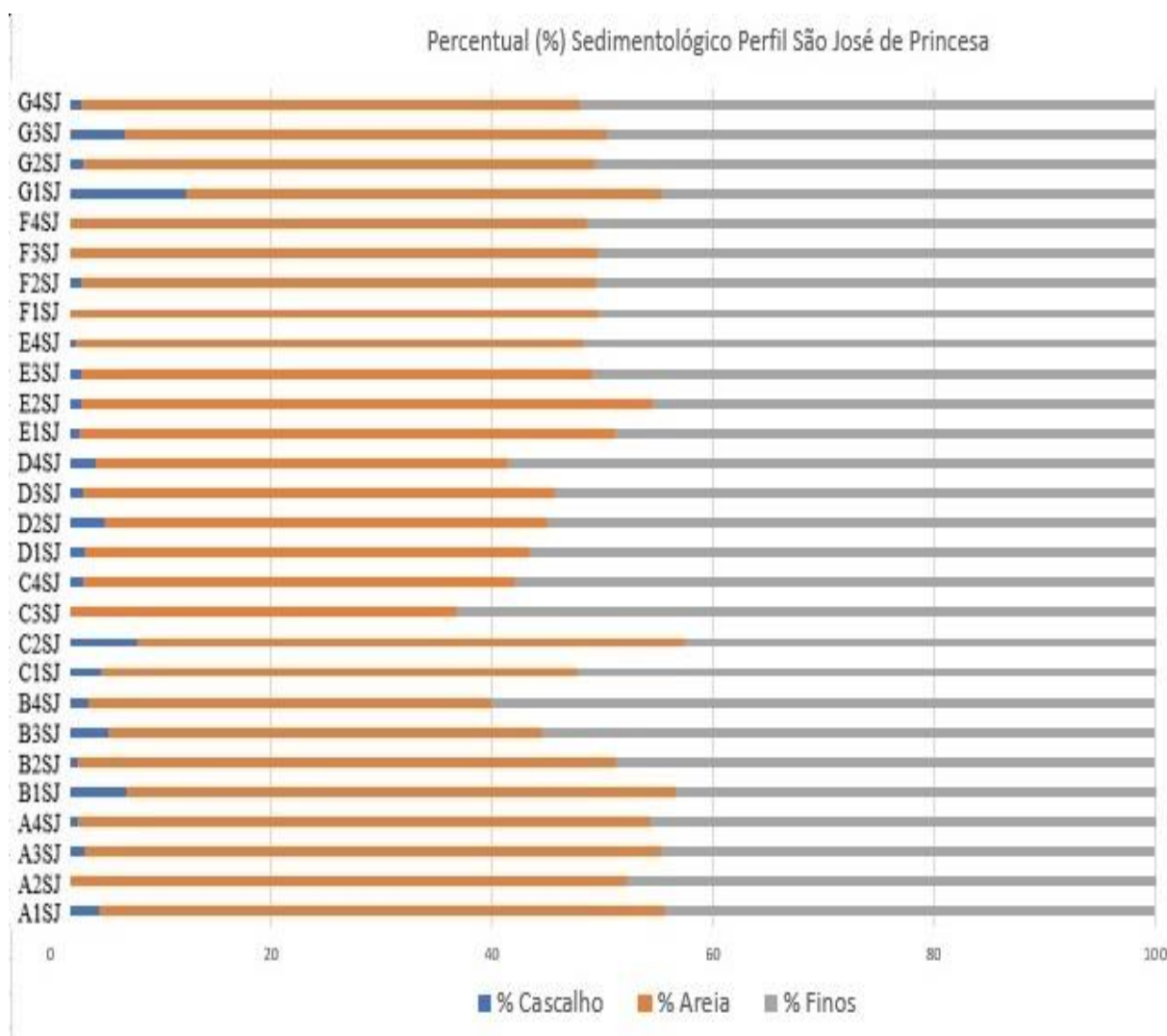
A – Mostra as sessões horizontais que foram identificadas os fragmentos de carvão; B – Amostra de fragmento na entre as sessões A e B; C – Amostra coletada; D – pequenos frações de fragmentos de paleo-carvão espalhados pelas sessões. Fonte: Acervo do autor, 2020.

A avaliação das frações granulométricas das amostras analisadas indica que o grau de seleção aponta para sedimentos muito pobremente selecionados, sendo que o valor da curtose resultou em muito platicúrtico. Em relação à assimetria houve uma variação na seção horizontal A (A1SJ, A2SJ, A3SJ e A4SJ), cujo valor de assimetria muito positiva, demarca possivelmente um pacote sedimentar individualizado.

Na sessão B as amostras B1SJ e B2SJ indicam um valor de assimetria positiva, enquanto as amostras B3SJ e B4SJ apontam para valores assimétricos muito negativos. Esses valores tendem a se manter negativos nas seções C (C1SJ, C2SJ, C3SJ e C4SJ) e D (D1SJ, D2SJ, D3SJ e D4SJ). Essa concordância pode ser vista como indício de deposição, considerando uma continuidade entre essas seções. Em seguida identificou-se um provável quarto pacote sedimentar, referente às seções E (E1SJ, E2SJ, E3SJ e E4SJ), F (F1SJ, F2SJ, F3SJ e F4SJ), e G (G1SJ, G2SJ, G3SJ e G4SJ), que resultaram em valores aproximadamente simétricos.

Os valores positivos identificados para a seção horizontal A, indica que o transporte do sedimento se deu de forma unidirecional, sendo o horizonte de amostragem com maior ocorrência da fração areia. Por outro lado, as seções horizontais com valores negativos, B, C e D, apresentaram a maior concentração de finos, permitindo-se aventar que o transporte desse material ocorreu de forma bidirecional. As seções mais próximas à base apresentaram valores simétricos, sendo as seções E, F e G as mais equilibradas em relação à concentração das frações cascalho, areia e finos. Essa variação dos valores da assimetria, entre as seções horizontais do perfil, coincide com as três idades encontradas (Amorim, 2015), corroborando que o a deposição se deu por uma sucessão de eventos erosivos e deposicionais entre 11.000 e 5.000 anos AP.

O cálculo da percentagem das frações cascalho, areia e finos (Silte + Argila) (Figura 36) para as amostras do Perfil São José de Princesa, concluiu que os valores totais para a área de amostragem resultaram em 45% para as frações de areia, seguido por 51% de finos e apenas 4 % de cascalho.

Figura 36 - Gráfico da Relação entre porcentagem das frações por amostra - Perfil São José de Princesa.

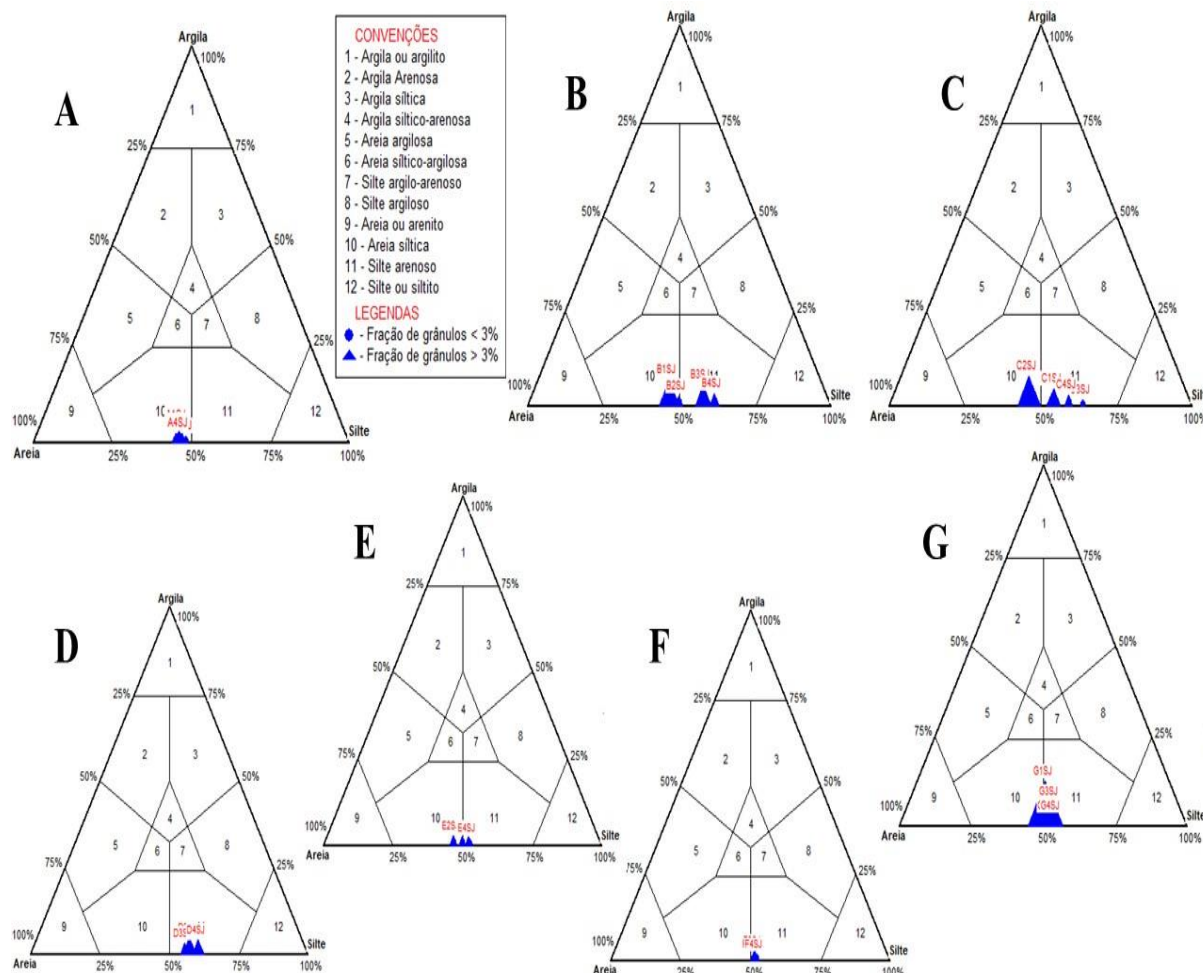
Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Diferente do perfil Grilo onde as seções horizontais mantinham uma relação entre si, o Perfil São José de Princesa apresentou uma marcada variação nas frações granulométricas para os valores de cascalho, areia e finos. Pode-se perceber que há um aumento e redução da fração cascalho para todas as amostras de todas sessões horizontais desde a seção horizontal A (A1SJ, A2SJ, A3SJ E A4SJ) até a seção G (G1SJ, G2SJ, G3SJ e G4SJ). Essa oscilação horizontal aponta para o aumento momentâneo da precipitação gerando energia suficiente para transportar frações mais grossas, sendo assim as seções com maiores concentrações de cascalho, possivelmente coincidem com os episódios de alta intensidade de precipitação sobre as encostas.

No diagrama de Shepard (figura 37), pode-se observar as seções que apresentam uma variação de distribuição dentro do triângulo ternário, exibindo concentrações ora mais à

esquerda (Areia) ora mais à direita em direção aos finos. Confirmando o grau muito pobre de seleção e distribuição das frações entre as seções horizontais, um comportamento que identifica condições de intensidade energética alta, atuando sobre materiais diferentes.

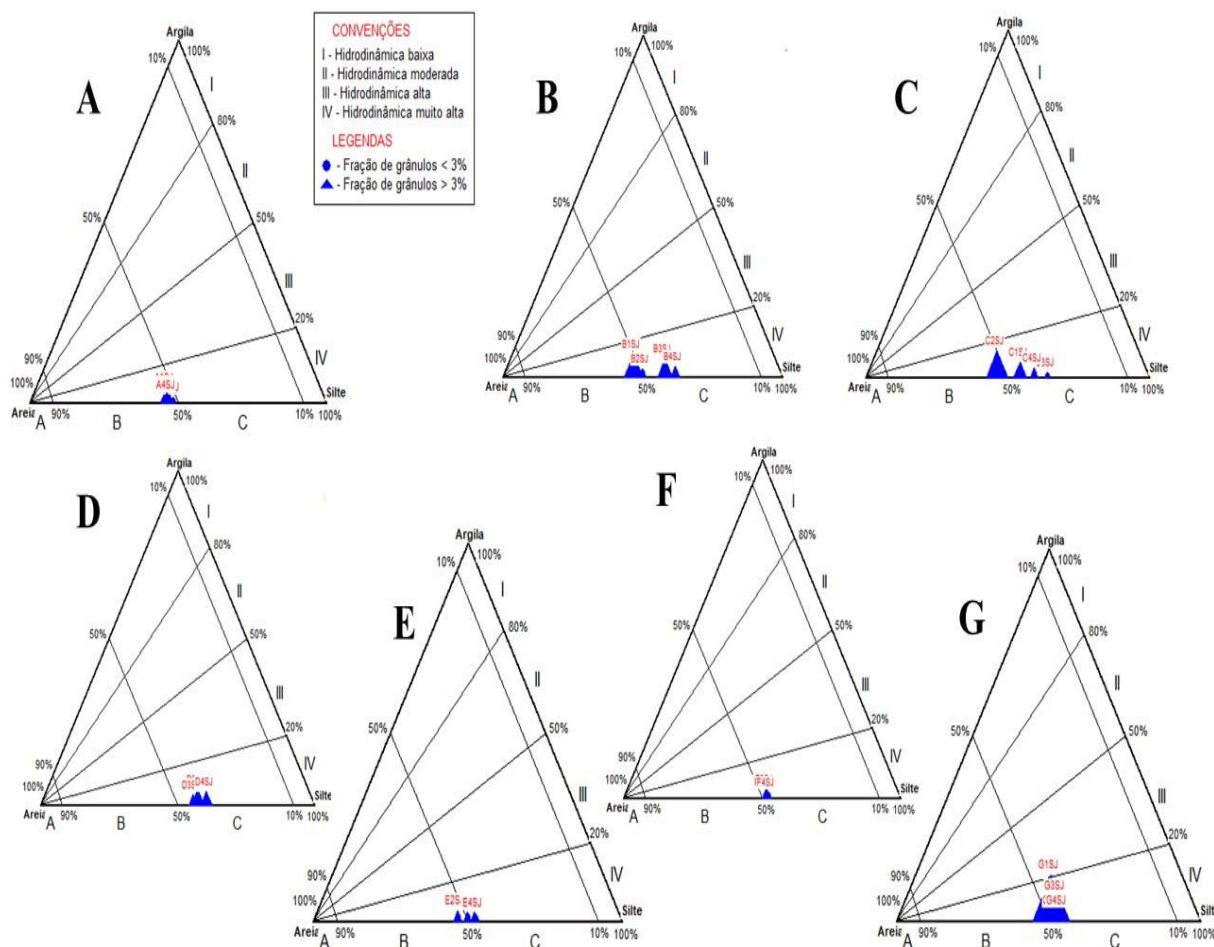
Figura 37 - Diagrama de Shepard Aplicado no Perfil São José de Princesa. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O diagrama de Pejrup (figura 38) revela uma variação no transporte dos sedimentos apontando para uma hidrodinâmica alta, principalmente em relação aos finos. Essa variação ocorre não somente entre as seções horizontais como também entre as amostras, coincidindo com os outros apontamentos das análises realizadas.

Figura 38 - Diagrama de Pejrup Aplicado nas Amostras do Perfil São José de Princesa. As letras na parte superior do triângulo representam cada sessão horizontal.



Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Com os dados das análises sedimentológicas, os quais apresentaram uma variação cíclica entre as frações, chega-se à conclusão de que o perfil foi formado por eventos agradacionais, distintos a despeito da sua estrutura maciça. Atrelando informações das propriedades granulométricas, morfologia dos grãos, distribuição das frações nos diagramas ternários e idades LOE totaliza-se ao menos três momentos de deposição na encosta.

A morfoescopia da fração 0,25 mm (Tabela 00) demonstrou uma variação do comportamento dos grãos no que tange à esfericidade e ao arredondamento dos grãos dos três níveis deposicionais. Verifica-se também que há uma relação da mineralogia entre os três níveis, pois as características na concentração dos elementos possuem similaridade, considerando a herança dos minerais proveniente da rocha mãe. Os diferentes estágios de amadurecimento mineralógico têm reflexo na própria dinâmica coluvial e indicam a ação do intemperismo químico sobre o material depositado. Os parâmetros identificados e aplicados

para o perfil sugerem também que há uma pouca variação no transporte, aparentemente pelo percurso curto, resultando em pouca alteração morfológica durante o transporte.

Quadro 4 - Análise Morfoscópica da Fração 0,25 mm do Perfil São José de Princesa.

Amostra	A2SJ	C2SJ	G2SJ
Distribuição/tamanho	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Esfericidade	11% Sub-Prismoidal; 4% Esférico; 51% Sub-Discoidal; 34% Discoidal.	3% Sub-Prismoidal; 4% Esférico; 68% Sub-Discoidal; 25% Discoidal.	8% Sub-Prismoidal; 5 % Esférico; 66% Sub-Discoidal 21% Discoidal.
Arredondamento	3% Muito angular; 46% Angular; 56% Sub-angular; 5% Sub-Arredondado	2% Muito Angular; 19% Angular; 77% Sub-Angular; 2% Sub-Arredondado	2% Muito Angular; 29% Angular; 69% Sub-Angular.
Textura	40% fosco; 60% Brilhante.	37% Fosco 63% Brilhante	40% Fosco; 60% Brilhante.
Opacidade	3% transparente; 97% opaco.	100% Opaco.	100% Opaco.
Minerais	Quartzo, Feldspato, Concentrações de Fe e Carvão vegetal.	Quartzo, Feldspato, concentrações de Fe.	Quartzo, feldspato, concentrações de Fe.

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

5.4 RESULTADOS GEOQUIMICOS

5.4.1 Química total dos sedimentos

Os dados obtidos através da análise sedimentológica revelaram resultados significativos os quais atrelados à análise geoquímica podem contribuir para uma maior precisão na identificação dos níveis deposicionais constituintes das seções dos perfis analisados. Assim a aplicação de parâmetros que ajudem na elucidação da gênese dessas camadas, foi de suma importância, pois a partir da análise dos elementos químicos presentes nas seções horizontais do perfil, foi possível avaliar concordâncias/discordâncias associadas aos distintos momentos de deposição.

Foi realizada a análise geoquímica das oitenta amostras referentes aos perfis Grilo, Jatiuca e São José de Princesa. Assim, tentou-se estabelecer relações com base na composição elementar entre as seções afim de identificar rupturas entre cada nível deposicional, bem como compreender o comportamento dos elementos durante o processo intemperico. A determinação da composição química dos sedimentos permitiu obter informações valiosas para a confecção deste trabalho. Sendo possível identificar tanto qualitativamente quanto quantitativamente os elementos presentes nas amostras, seu comportamento geoquímico e indícios de transformações pedológicas.

Com interpretação dos dados de fluorescência por raio-x foi possível avaliar o teor de sílica presente na rocha mãe, bem como as alterações composicionais decorrentes da remoção dos elementos móveis, e concentração relativa dos menos móveis como Fe e Al. Esta análise compreende a determinação dos elementos expressos na forma de óxidos como o SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , entre outros (VERDADE, 1972). A ocorrência de um maior teor de sílica e menos óxidos, indica que o nível de intemperismo ainda não permitiu a remoção dos elementos moveis e a fixação dos elementos como exemplo Fe/Al ou Ti/Zr, indicando um estágio intermediário dos processos pedogenéticos. Já a ocorrência da concentração de óxidos e o menor teor de sílica, indica um estágio mais avançado do intemperismo sobre o depósito, parâmetros que podem ser utilizados como marcadores geoquímicos, sobre o grau de amadurecimento dos pacotes sedimentológicos.

O elemento Si é um elemento de alta mobilidade, por isso tende a sair do sistema com mais facilidade durante o processo de intemperismo. Já os óxidos como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 e ZrO_2 , são elementos de mobilidade intermediária, logo suas proporções tendem a não variar muito ao longo do perfil (MOREIRA E OLIVEIRA, 2008). Vale ressaltar também que os teores de SiO_2 e Al_2O_3 quando altos, indicam que os sedimentos tem como origem as rochas

metamórficas. Os valores elevados de potássio (K) encontrados nas amostras, apesar deste ser um elemento bastante móvel que tende a sair com maior facilidade do sistema, reflete a composição peralcalina do sienito do maciço da Serra da Baixa Verde. De modo geral, também pôde-se observar que para os três perfis existe uma concentração relativamente alta de SiO_2 .

Para o **perfil Grilo** (Quadro 05, 06 e 07) os valores tendem a ser uniformes, apresentando uma variação muito baixa entre 37% a 39%, valor considerável. Relacionando com a avaliação sedimentológica para este perfil, as seções A, B, C e D foram identificadas como integrantes de um único pacote deposicional. Foi realizado um cálculo das amostras por seção, verificando a média entre si, para obtenção dos valores em porcentagem dos elementos identificados.

Quadro 5 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções A e B); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

Amostras	A1G	A2G	A3G	A4G	B1G	B2G	B3G	B4G
Elementos								
SiO ₂	38.534 %	39.188 %	38.018 %	37.741 %	37.937 %	38.617 %	38.962 %	38.667 %
Al ₂ O ₃	32.665 %	31.924 %	33.003 %	31.550 %	33.841 %	33.899 %	32.814 %	32.860 %
K ₂ O	13.241 %	13.647 %	12.994 %	13.901 %	12.805 %	12.705 %	13.129 %	12.863 %
Fe ₂ O ₃	11.905 %	12.022 %	12.325 %	13.655 %	11.982 %	11.320 %	11.524 %	12.334 %
TiO ₂	1.466 %	1.777 %	1.486 %	1.616 %	1.433 %	1.376 %	1.440 %	1.825 %
BaO	0.807 %	nd	0.795 %	0.875 %	0.814 %	0.823 %	0.818 %	nd
CaO	0.710 %	0.736 %	0.690 %	Nd	0.596 %	0.725 %	0.689 %	0.691 %
MnO	0.189 %	0.195 %	0.175 %	0.220 %	0.194 %	0.166 %	0.160 %	0.188 %
ZrO ₂	0.153 %	0.165 %	0.172 %	0.178 %	0.160 %	0.139 %	0.144 %	0.151 %
Rb ₂ O	0.097 %	0.089 %	0.102 %	0.098 %	0.090 %	0.089 %	0.083 %	0.084 %
SrO	0.090 %	0.092 %	0.099 %	0.101 %	0.096 %	0.089 %	0.087 %	nd
PdO	0.066 %	nd	Nd	0.006 %	nd	nd	nd	nd
Y ₂ O ₃	0.026 %	0.029 %	0.026 %	0.028 %	0.027 %	0.023 %	0.023 %	0.020 %
ZnO	0.025 %	0.024 %	0.027 %	0.032 %	0.025 %	0.028 %	0.023 %	0.025 %
Ag ₂ O	0.025 %	0.088 %	0.088 %	Nd	nd	nd	0.105 %	0.083 %
V ₂ O ₃	Nd	0.113 %	Nd	Nd	nd	nd	nd	nd
CuO	Nd	nd	Nd	Nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	Nd	nd	Nd	Nd	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 6 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções C e D); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

Amostras	C1G	C2G	C3G	C4G	D1G	D2G	D3G	D4G
Elementos								
SiO ₂	38.561 %	39.239 %	38.504 %	38.884 %	38.737 %	39.329 %	39.633 %	39.119 %
Al ₂ O ₃	33.509 %	32.789 %	32.888 %	33.680 %	32.595 %	33.454 %	32.164 %	32.544 %
K ₂ O	13.022 %	13.227 %	13.391 %	12.699 %	13.589 %	13.039 %	13.502 %	13.306 %
Fe ₂ O ₃	11.583 %	11.429 %	11.543 %	11.305 %	11.825 %	10.993 %	11.429 %	11.509 %
TiO ₂	1.447 %	1.785 %	1.436 %	1.469 %	1.820 %	1.710 %	1.786 %	1.511 %
BaO	0.717 %	nd	0.807 %	0.728 %	Nd	nd	nd	0.736 %
CaO	0.616 %	0.830 %	0.868 %	0.707 %	0.724 %	0.848 %	0.871 %	0.741 %
MnO	0.178 %	0.153 %	0.161 %	0.167 %	0.176 %	0.151 %	0.153 %	0.150 %
ZrO ₂	0.129 %	0.137 %	0.170 %	0.142 %	0.136 %	0.151 %	0.151 %	0.162 %
Rb ₂ O	0.090 %	0.094 %	0.089 %	0.085 %	0.085 %	0.088 %	0.086 %	0.087 %
SrO	0.090 %	0.090 %	0.095 %	0.090 %	0.090 %	0.087 %	0.093 %	0.090 %
PdO	0.011 %	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	nd
Y ₂ O ₃	0.023 %	0.020 %	0.023 %	0.024 %	0.020 %	0.019 %	0.019 %	0.022 %
ZnO	0.026 %	0.023 %	0.024 %	0.022 %	0.025 %	0.022 %	nd	0.024 %
Ag ₂ O	nd	0.087 %	nd	nd	0.068 %	nd	nd	nd
V ₂ O ₃	nd	0.096 %	nd	nd	0.109 %	0.108 %	0.114 %	nd
CuO	nd	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 7 - Análise geoquímica do Perfil Grilo (Seções E e F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

Amostras	E1G	E2G	E3G	E4G	F1G	F2G	F3G	F4G
Elementos								
SiO₂	31.320 %	39.400 %	39.227 %	39.202 %	39.468 %	39.963 %	38.422 %	39.926 %
Al₂O₃	29.785 %	32.362 %	32.957 %	33.049 %	32.750 %	32.325 %	31.281 %	32.150 %
K₂O	15.878 %	13.534 %	13.388 %	13.465 %	13.528 %	13.336 %	14.099 %	13.659 %
Fe₂O₃	16.855 %	11.337 %	11.362 %	11.187 %	11.144 %	11.073 %	12.361 %	10.983 %
TiO₂	1.855 %	1.731 %	1.739 %	1.765 %	1.768 %	1.411 %	1.647 %	1.737 %
BaO	1.804 %	nd	nd	Nd	nd	0.591 %	0.836 %	nd
CaO	0.969 %	0.847 %	0.741 %	0.741 %	0.672 %	0.807 %	0.780 %	0.828 %
MnO	0.421 %	0.149 %	0.128 %	0.130 %	0.132 %	0.116 %	0.138 %	0.124 %
ZrO₂	0.077 %	0.197 %	0.128 %	0.131 %	0.156 %	0.149 %	0.188 %	0.160 %
Rb₂O	0.087 %	0.106 %	0.092 %	0.095 %	0.090 %	0.091 %	0.101 %	0.092 %
SrO	0.331 %	0.093 %	0.098 %	0.093 %	0.096 %	0.094 %	0.103 %	0.102 %
PdO	nd	nd	nd	Nd	nd	nd	Nd	nd
Y₂O₃	0.030 %	0.018 %	0.017 %	0.020 %	0.022 %	0.020 %	0.020 %	0.022 %
ZnO	nd	0.022 %	nd	0.021 %	0.019 %	0.024 %	0.023 %	0.028 %
Ag₂O	nd	0.082 %	nd	Nd	0.061 %	nd	Nd	0.073 %
V₂O₃	nd	0.102 %	0.122 %	0.101 %	0.095 %	nd	Nd	0.117 %
CuO	0.032 %	0.021 %	nd	Nd	nd	nd	Nd	nd
P₂O₅	0.557 %	nd	nd	Nd	nd	nd	Nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O teor de sílica mantém uma proporção estável de cerca 38% entre as seções que integram o pacote. Já a média para o elemento Fe_2O_3 tende a se manter constante por volta de 11%. As seções E e F referentes ao encontro do depósito com o limiar da alterita possuem um valor maior de concentração de SiO_2 atingindo 39%, há um aumento também na concentração dos valores de Fe_2O_3 chegando a 12%.

A concentração do óxido de potássio (K_2O) no perfil Grilo na seção próxima ao topo possui valor médio de 13%, valor que permanece constante à medida que as seções vão se aproximando da base do perfil. A seção referente ao contato do depósito com a alterita apresenta 14% (seção E), valor que se justifica pela alteração dos minerais primários como feldspatos potássicos, oriundos do embasamento.

Em relação aos valores de Al_2O_3 , as seções apresentam uma variação entre 32% na base a 33% no topo. Se comparados com a porcentagem de Fe_2O_3 os valores de concentração de Al_2O_3 todas as seções horizontais é maior que o dobro (12% a 32% de concentração de óxido de alumínio). Esses valores concordantes ao longo do perfil acabam dialogando com os dados sedimentológicos e a datação por LOE, mostrando se tratar de um único evento deposicional, com grau intermediário de amadurecimento do manto de intemperismo.

A constante porcentagem de SiO_2 e Al_2O_3 pode ser justificada devido ao balanço praticamente equilibrado entre a fração dos finos e a de areia, como visto na distribuição das frações granulométricas. Sabe-se que a fração argila é composta por silicatos hidratados de alumínio, Ferro e titânio, já a fração areia é correlacionada com a sílica - SiO_2 .

No **perfil Jatiuca** (Quadro 08, 09, 10 e 11) os valores tendem a variar com a profundidade do perfil, tendo apresentado características semelhantes com os resultados obtidos através da avaliação sedimentológica. Foram identificadas três camadas de deposição que coincidem com as datações, e mais um novo episódio, sendo revelado um pacote mais antigo, próximo à base, referente às seções (E e F).

A segunda camada deposicional, forma um outro pacote composto pelas seções D e C, enquanto o terceiro pacote é relativo à seção B. Essas camadas intermediárias mostraram, a partir das análises sedimentológicas, uma formação ocorrida num intervalo de um milênio, sendo que a última seção (B) demarca um evento de transição climática, evidenciado pelo aumento de cascalho e evacuação dos finos, sobreposto pela quarta deposição formada pelas seções A e A+ referentes ao topo do perfil.

Quadro 8 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções A+ e A); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	AA1+	AA2+	AA3+	AA4+	AA1	AA2	AA3	AA4
Elementos								
SiO₂	33.579 %	32.125 %	32.600 %	32.583 %	33.994 %	31.766 %	31.356 %	31.388 %
Fe₂O₃	20.508 %	20.336 %	20.993 %	20.108 %	29.795 %	19.909 %	20.806 %	20.324 %
K₂O	14.799 %	13.612 %	13.477 %	13.772 %	16.878 %	13.633 %	13.384 %	12.901 %
Al₂O₃	26.981 %	29.252 %	27.814 %	29.522 %	13.890 %	29.873 %	29.722 %	30.495 %
TiO₂	3.119 %	2.407 %	3.102 %	3.064 %	4.019 %	2.402 %	3.124 %	3.156 %
MnO	0.285 %	0.272 %	0.272 %	0.245 %	0.411 %	0.259 %	0.261 %	0.272 %
SrO	0.205 %	0.201 %	0.191 %	0.206 %	0.305 %	0.217 %	0.215 %	0.217 %
V₂O₃	0.253 %	Nd	0.217 %	0.222 %	0.282 %	nd	0.247 %	0.247 %
ZrO₂	0.121 %	0.082 %	0.105 %	0.106 %	0.151 %	0.138 %	nd	nd
Rb₂O	0.050 %	0.072 %	0.069 %	0.077 %	0.139 %	0.088 %	0.096 %	0.085 %
CuO	0.035 %	0.034 %	0.034 %	0.032 %	0.053 %	0.035 %	0.036 %	0.036 %
ZnO	0.031 %	0.030 %	0.036 %	0.034 %	0.052 %	0.029 %	0.029 %	0.030 %
Y₂O₃	0.033 %	0.025 %	0.029 %	0.029 %	0.031 %	0.025 %	0.023 %	0.024 %
BaO	nd	1.554 %	nd	nd	nd	1.625 %	nd	nd
CaO	nd	Nd	0.690 %	nd	nd	nd	0.702 %	0.737 %
P₂O₅	nd	Nd	0.369 %	nd	nd	nd	nd	nd
Ag₂O	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.087 %
Cr₂O₃	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020

Quadro 9 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções B e C); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	AB1	AB2	AB3	AB4	AC1	AC2	AC3	AC4
Elementos								
SiO ₂	34.345 %	31.480 %	30.171 %	30.511 %	32.658 %	29.492 %	31.577 %	30.535 %
Fe ₂ O ₃	28.999 %	20.805 %	21.224 %	21.505 %	32.211 %	25.692 %	33.171 %	22.417 %
K ₂ O	16.650 %	13.609 %	13.205 %	12.382 %	15.856 %	11.987 %	15.352 %	12.459 %
Al ₂ O ₃	13.126 %	28.954 %	30.438 %	30.362 %	11.566 %	28.102 %	12.941 %	29.083 %
TiO ₂	4.177 %	3.091 %	3.147 %	2.410 %	3.339 %	2.971 %	4.174 %	2.347 %
MnO	0.292 %	0.225 %	0.214 %	0.174 %	0.254 %	0.199 %	0.244 %	0.183 %
SrO	0.362 %	0.223 %	0.212 %	0.173 %	0.325 %	0.200 %	0.445 %	0.200 %
V ₂ O ₃	0.323 %	0.258 %	0.201 %	nd	nd	0.225 %	0.343 %	nd
ZrO ₂	0.155 %	0.098 %	nd	0.096 %	0.224 %	0.095 %	0.190 %	nd
Rb ₂ O	0.126 %	0.100 %	0.066 %	0.052 %	0.152 %	0.044 %	0.152 %	0.073 %
CuO	0.046 %	0.037 %	0.037 %	0.034 %	0.055 %	0.037 %	0.055 %	0.034 %
ZnO	0.052 %	0.034 %	0.031 %	0.028 %	0.054 %	0.033 %	0.066 %	0.032 %
Y ₂ O ₃	0.041 %	0.026 %	0.028 %	0.025 %	0.032 %	0.031 %	0.049 %	0.027 %
BaO	nd	Nd	nd	1.346 %	2.319 %	nd	nd	1.640 %
CaO	1.195 %	1.060 %	0.989 %	0.745 %	0.865 %	0.847 %	1.186 %	0.968 %
P ₂ O ₅	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag ₂ O	0.048 %	Nd	nd	0.091 %	nd	nd	nd	nd
Cr ₂ O ₃	0.064 %	Nd	0.037 %	0.067 %	0.086 %	0.045 %	0.055 %	nd

Fonte: elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 10 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções D a E); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	AD1	AD2	AD3	AD4	AE1	AE2	AE3	AE4
Elementos								
SiO ₂	31.540 %	30.981 %	30.792 %	30.848 %	29.836 %	30.814 %	31.569 %	31.078 %
Fe ₂ O ₃	20.328 %	21.944 %	21.422 %	21.255 %	28.747 %	23.051 %	23.689 %	22.704 %
K ₂ O	13.714 %	12.652 %	13.259 %	13.093 %	9.918 %	11.685 %	12.443 %	13.087 %
Al ₂ O ₃	28.707 %	28.307 %	28.686 %	29.192 %	25.842 %	28.630 %	26.751 %	27.001 %
TiO ₂	2.391 %	2.615 %	2.348 %	2.455 %	3.464 %	2.594 %	3.331 %	2.534 %
MnO	0.173 %	0.183 %	0.187 %	0.168 %	0.122 %	0.172 %	0.164 %	0.168 %
SrO	0.202 %	0.232 %	0.205 %	0.233 %	0.260 %	0.278 %	0.258 %	0.219 %
V ₂ O ₃	nd	Nd	nd	nd	0.188 %	nd	0.261 %	nd
ZrO ₂	0.082 %	0.106 %	0.082 %	nd	0.089 %	nd	0.090 %	0.082 %
Rb ₂ O	0.072 %	0.062 %	0.088 %	0.074 %	0.029 %	0.070 %	0.070 %	0.085 %
CuO	0.032 %	0.033 %	0.036 %	0.031 %	0.035 %	nd	0.037 %	0.038 %
ZnO	nd	0.033 %	0.028 %	0.033 %	0.037 %	nd	0.031 %	nd
Y ₂ O ₃	0.024 %	0.028 %	0.026 %	0.026 %	0.030 %	0.029 %	0.028 %	0.028 %
BaO	1.768 %	1.659 %	1.899 %	1.654 %	nd	1.457 %	nd	1.770 %
CaO	0.878 %	1.097 %	0.941 %	0.906 %	1.375 %	1.138 %	1.227 %	1.133 %
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ag ₂ O	0.087 %	nd	nd	nd	nd	0.081 %	nd	nd
Cr ₂ O ₃	nd	0.072 %	nd	nd	0.029 %	nd	0.051 %	0.073 %

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 11 - Análise geoquímica do Perfil Jatiuca (Seções F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	AF1	AF2	AF3	AF4
Elementos				
SiO ₂	29.601 %	29.430 %	30.442 %	30.259 %
Fe ₂ O ₃	27.070 %	30.626 %	27.191 %	27.863 %
K ₂ O	10.776 %	9.125 %	11.051 %	10.895 %
Al ₂ O ₃	26.953 %	25.239 %	25.299 %	25.242 %
TiO ₂	2.262 %	3.193 %	3.566 %	3.295 %
MnO	0.214 %	0.167 %	0.129 %	0.214 %
SrO	0.242 %	0.308 %	0.324 %	0.316 %
V ₂ O ₃	nd	0.223 %	0.286 %	0.239 %
ZrO ₂	0.077 %	0.090 %	0.099 %	0.065 %
Rb ₂ O	0.033 %	0.018 %	0.064 %	0.074 %
CuO	0.033 %	0.039 %	nd	0.040 %
ZnO	0.031 %	0.041 %	0.039 %	0.046 %
Y ₂ O ₃	0.033 %	0.040 %	0.038 %	0.035 %
BaO	1.613 %	nd	nd	nd
CaO	1.003 %	1.395 %	1.474 %	1.358 %
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd
Ag ₂ O	nd	nd	nd	nd
Cr ₂ O ₃	0.059 %	0.067 %	nd	0.060 %
PdO	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O teor de SiO₂ para as seções da base (E e F) indicam uma concordância entre as seções com o mesmo valor de 30% em ambas. Por seu turno, as Seções D, C e B mostram um valor concordante de 31% do valor de SiO₂, podendo indicar que essas três seções indicam momentos deposicionais próximos, mas distintos, discordando tanto da base, quanto do topo (A e A+), demarcando para estas um valor de 32,5%. Indicando que há um aumento na quantidade de Sílica em direção ao topo.

Os teores de Fe₂O₃ tendem a variar muito, as seções da base possuem valores entre 28% a 24%, nas seções intermediárias (D, C e B) os valores transitam entre 21%, 28% e 23% mostrando uma variação na concentração do elemento no depósito. Por sua vez as camadas do topo apresentam 21% de Fe₂O₃, o que demonstra uma evolução da concentração deste elemento que não pode ser atribuída a uma evolução *in situ* do material, corroborando com a origem coluvial do depósito.

Na base do pacote a taxa de Al_2O_3 apresenta um valor de 25%, apresentando uma tendência de crescimento em direção ao topo que possui 28%. A Taxa de Potássio na base é de 10%, com um crescimento em direção ao topo para 13%. A quantidade de SiO_2 entre as Seções A+ e A, pode ser justificada pela quantidade de areia presente na amostra, assim como a variação dos elementos Al_2O_3 e Fe_2O_3 , pode estar relacionada com material que foi remobilizado ao longo do tempo no perfil. As camadas possuem correlação com os dados de datação, identificando a ocorrência de momentos distintos de erosão/deposição, que deixaram rastros sobre a deposição no perfil.

A camada da base possui um grau maior de intemperização. A segunda e terceira camada demonstraram uma relação intermediária entre o grau de amadurecimento, identificada pelas variações dos elementos Al_2O_3 e Fe_2O_3 , coincidindo com a datação de 8,5 Ka e 8,9 Ka AP. A camada do topo apresentou um grau mais baixo de amadurecimento, pela quantidade de SiO_2 em relação a Fe_2O_3 , o que corrobora a idade mais recente deste pacote datando 4,7 Ka AP.

O perfil São José de Princesa (Quadro 12, 13, 14 e 15) apresenta concordância entre os dados geoquímicos, sedimentológicos e as datações por LOE. Os dados dos elementos químicos revelaram uma variação entre as seções horizontais, ora apresentando concordâncias e discordâncias, sendo possível identificar três prováveis momentos deposicionais. As sessões da base G e F mostram um teor do percentual médio de 31% de Sílica para ambas, indicando que as duas seções possivelmente marcam um evento de deposição de idade de 11.700 ka AP. A seções intermediárias, E, D e C, apresentam uma concentração de 30% de SiO_2 , em discordância com as camadas abaixo e acima, delimitando assim outra camada deposicional de idade calculada em 5.700 Ka AP por LOE. Já as camadas em direção ao topo B e A apresentam 32% e 33% do teor de SiO_2 respectivamente, demarcando a existência de uma terceira camada deposicional, de 5.300 Ka.

A concentração de óxidos de Fe_2O_3 no perfil apresenta um aumento em direção à base, partindo do topo com 15% atingindo 20% na base, sendo que a camada intermediária apresenta um valor de 18%. Há uma possível relação entre a quantidade de SiO_2 encontrada no perfil com o teor de Fe_2O_3 , pois as amostras do topo concentram maior quantidade de areia, por infiltração e eluviação dos finos para a base. A maior concentração de Fe_2O_3 possui relação com o grau de amadurecimento, quanto mais tempo na paisagem maior o grau de intemperismo e fixação dos elementos menos moveis, coincidindo também com os episódios deposicionais datados. Os valores de K_2O variam entre as seções de 14% a 15%, enquanto o valor de Al_2O_3 vai de 27% a 29%.

Quadro 12 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções A e B); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	A1R	A2R	A3R	A4R	B1R	B2R	B3R	B4R
ELEMENTOS								
SiO ₂	38.894%	31.581%	31.727%	31.791%	34.497%	31.218%	31.843%	31.124%
Al ₂ O ₃	31.740%	30.640%	28.769%	29.218%	15.517%	29.731%	28.035%	29.822%
K ₂ O	13.699%	16.269%	15.847%	16.332%	19.757%	15.852%	15.973%	15.219%
Fe ₂ O ₃	12.380%	15.556%	17.248%	16.455%	22.612%	16.813%	17.393%	17.253%
TiO ₂	1.814%	1.817%	1.947%	1.829%	2.511%	1.923%	1.803%	1.779%
CaO	0.707%	0.930%	1.159%	1.041%	0.928%	1.144%	1.173%	1.171%
ZrO ₂	0.197%	0.069%	0.071%	0.073%	0.108%	0.071%	0.069%	0.059%
MnO	0.166%	0.377%	0.371%	0.380%	0.480%	0.423%	0.434%	0.458%
V ₂ O ₃	0.107%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	0.092%	0.341%	0.364%	0.341%	0.505%	0.317%	0.347%	0.330%
Rb ₂ O	0.092%	0.116%	0.088%	0.099%	0.130%	0.088%	0.070%	0.091%
Ag ₂ O	0.091%	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y ₂ O ₃	0.021%	0.023%	0.029%	0.027%	0.041%	0.026%	0.029%	0.027%
P ₂ O ₅	nd	0.492%	0.461%	0.505%	0.543%	0.537%	0.591%	0.657%
ZnO	nd	0.034%	0.035%	0.036%	0.055%	0.033%	0.037%	0.040%
CuO	nd	0.027%	0.031%	0.027%	0.057%	0.034%	0.034%	0.032%
BaO	nd	1.729%	1.854%	1.845%	2.259%	1.789%	2.169%	1.937%
PdO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 13 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções C e D); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	C1R	C2R	C3R	C4R	D1R	D2R	D3R	D4R
ELEMENTOS								
SiO ₂	31.071%	30.331%	30.825%	30.421%	30.322%	30.611%	30.300%	30.762%
Al ₂ O ₃	30.018%	28.156%	28.958%	29.568%	30.724%	29.970%	28.577%	29.256%
K ₂ O	15.047%	14.903%	15.513%	14.539%	14.001%	14.490%	14.547%	14.428%
Fe ₂ O ₃	17.890%	20.069%	18.179%	18.828%	18.731%	18.967%	19.632%	19.158%
TiO ₂	2.022%	2.208%	1.886%	1.897%	2.079%	2.105%	1.913%	1.887%
CaO	0.915%	1.132%	1.201%	1.235%	1.238%	1.046%	1.275%	0.983%
ZrO ₂	0.079%	0.071%	0.083%	0.079%	0.068%	0.066%	0.073%	0.075%
MnO	0.437%	0.475%	0.449%	0.486%	0.459%	0.444%	0.487%	0.459%
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	0.287%	0.306%	0.340%	0.313%	0.280%	0.276%	0.328%	0.288%
Rb ₂ O	0.084%	0.074%	0.087%	0.056%	0.070%	0.075%	0.087%	0.073%
Ag ₂ O	0.062%	0.100%	Nd	nd	nd	nd	nd	0.099%
Y ₂ O ₃	0.028%	0.030%	0.029%	0.031%	0.031%	0.027%	0.032%	0.029%
P ₂ O ₅	0.402%	0.498%	0.543%	0.554%	0.537%	0.515%	0.585%	0.578%
ZnO	0.036%	0.049%	0.039%	0.040%	0.041%	0.038%	0.043%	0.040%
CuO	0.039%	0.044%	0.032%	0.037%	0.032%	0.039%	0.040%	0.036%
BaO	1.582%	1.455%	1.836%	1.916%	1.387%	1.329%	2.079%	1.849%
PdO	nd	0.100%	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 14 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções E e F); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	E1R	E2R	E3R	E4R	F1R	F2R	F3R	F4R
ELEMENTOS								
SiO ₂	30.059%	31.569%	29.844%	29.013%	30.923%	31.798%	31.410%	31.507%
Al ₂ O ₃	30.776%	29.834%	31.194%	29.366%	29.789%	28.656%	29.203%	29.961%
K ₂ O	13.988%	14.871%	13.927%	15.028%	14.517%	15.475%	15.034%	14.692%
Fe ₂ O ₃	18.958%	18.105%	19.068%	20.503%	18.502%	18.171%	18.212%	18.024%
TiO ₂	1.936%	2.017%	2.088%	2.194%	1.880%	2.045%	1.849%	2.013%
CaO	1.039%	0.765%	1.000%	1.014%	0.865%	0.803%	0.921%	0.923%
ZrO ₂	0.073%	0.075%	0.082%	0.082%	0.076%	0.070%	0.078%	0.067%
MnO	0.460%	0.445%	0.454%	0.508%	0.477%	0.465%	0.443%	0.432%
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	0.277%	0.278%	0.279%	0.353%	0.284%	0.294%	0.290%	0.282%
Rb ₂ O	0.059%	0.079%	0.072%	0.100%	0.072%	0.082%	0.077%	0.072%
Ag ₂ O	nd	nd	0.077%	nd	0.087%	0.078%	nd	nd
Y ₂ O ₃	0.033%	0.027%	0.030%	0.035%	0.029%	0.031%	0.029%	0.029%
P ₂ O ₅	0.523%	0.378%	0.464%	nd	0.386%	0.336%	0.421%	0.399%
ZnO	0.044%	0.036%	0.038%	0.051%	0.038%	0.037%	0.034%	0.039%
CuO	0.036%	0.034%	0.036%	0.048%	0.038%	0.037%	0.035%	0.037%
BaO	1.738%	1.487%	1.346%	1.706%	2.038%	1.622%	1.965%	1.523%
PdO	nd	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

Quadro 15 - Análise geoquímica do Perfil São José de Princesa (Seções G); Valores em porcentagem; nd: não determinado;

AMOSTRAS	G1R	G2R	G3R	G4R
ELEMENTOS				
SiO ₂	30.143%	30.444%	32.557%	31.253%
Al ₂ O ₃	29.806%	31.444%	14.237%	30.017%
K ₂ O	14.703%	14.438%	18.425%	14.460%
Fe ₂ O ₃	18.678%	17.836%	27.208%	18.422%
TiO ₂	2.055%	1.989%	2.711%	2.191%
CaO	1.026%	0.801%	0.966%	0.869%
ZrO ₂	0.075%	0.075%	0.118%	0.074%
MnO	0.466%	0.423%	0.652%	0.470%
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd
SrO	0.304%	0.300%	0.463%	0.291%
Rb ₂ O	0.074%	0.079%	0.114%	0.072%
Ag ₂ O	0.092%	0.050%	0.112%	0.044%
Y ₂ O ₃	0.026%	0.027%	0.042%	0.026%
P ₂ O ₅	0.519%	nd	nd	0.375%
ZnO	0.038%	0.038%	0.059%	0.033%
CuO	0.042%	0.037%	0.063%	0.036%
BaO	1.906%	1.961%	2.273%	1.367%
PdO	0.046%	0.057%	nd	nd

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

A avaliação química dos elementos permitiu identificar os diferentes elementos constituintes, podendo diferenciar os níveis de concordâncias e discordâncias elementares, além de localizar os patamares entre as diferentes sucessões deposicionais, formando diferentes camadas horizontais de material coluvial. Associando aos dados sedimentológicos foi possível fazer uma correlação entre os dados.

5.4.2 Interpretação e significado geomorfológico a partir índices KI e KR

A fim de correlacionar os dados obtidos até aqui, foram aplicados os índices Ki ($1,7 \cdot \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) e Kr $\{1,7 \cdot \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,6 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)]\}$ com o objetivo de avaliar aspectos dos processos de intemperismo sobre os perfis estudados, para identificar o grau de amadurecimento pedogenético. Foi feita a média do percentual elementar encontrado para cada seção, esse valor foi aplicado no cálculo dos índices Ki e Kr dos perfis.

Foi possível avaliar e observar possíveis correlações e descontinuidades entre as seções, bem como aferir o amadurecimento geoquímico desses pacotes. O índice Ki determina a relação entre a sílica, sendo um elemento categorizado como móvel no perfil, o elemento alumino é considerado um elemento de pouca mobilidade. De acordo com Moniz (1972a) os valores de Ki tendem a ser menores, para solos mais intemperizados. Segundo Oliveira (2005) os índices Ki e Kr representam o quociente da divisão entre os elementos de grande mobilidade como a SiO_2 , pelos elementos de baixa mobilidade como Al_2O_3 e Fe_2O_3 e podem indicar o grau de intemperismo do solo.

Moniz (1972b) afirma que os solos podem ser enquadrados em quatro categorias, com base as proporções dos índices elementares. Para as classificações de solo são propostas as categorias, alíticos, ferralíticos, sialíticos e fersialíticos. Essas categorias são aplicadas com base ao valor entre a porcentagem Ki e Kr. Quando o valor de Ki é maior do que 2,2 e Kr é menor do que 0,75, é categorizado como sialítico, possui características como um alto teor de silício e de alumínio, representando um solo pouco intemperizado. Caso o valor de Ki continuar sendo maior que 2,2, porém o valor de Kr for maior do que 0,75, o solo é posto como fersialítico, possuindo elevadas taxas de SiO_2 e Fe_2O_3 , se enquadrando também como solo pouco intemperizado, sendo essas duas categorias com grau de amadurecimento geoquímico baixo.

Os solos que se enquadram em um grau de amadurecimento geoquímico alto, se categorizam aqueles que possuem índices de Ki menores que 2,2 e Kr maior que 0,75 como os alíticos, demonstrando muito alumínio e pouco silício em sua composição e aqueles com índices Ki menores que 2,2 e o Kr também se apresenta menor que 0,75, apresenta-se como ferralítico, com alto teor de alumínio e ferro e baixo teor de silício, solos estes categorizados como muito intemperizados.

Nessa pesquisa as evidências morfológicas, granulométricas e químicas complementaram-se para subsidiar a constatação da possível origem e significado

geomorfológico dos depósitos. Foi possível observar a concentração de areia em algumas camadas, principalmente referente ao topo, as diferenças texturais são provocadas por processos pedológicos, justificadas pelo processo de dissolução e infiltração que corroboram o transporte das frações finas pela porosidade, aumentando assim a concentração dos elementos finos em outros níveis dos perfis, como pode-se atestar por meio da análise granulométrica e geoquímica para cada amostra. A metodologia permitiu identificar concordâncias e discordâncias entre as seções horizontais.

A translocação dos elementos de uma seção para outra, se dá pelos processos pedogenéticos atuantes no perfil, onde a concentração entre o balanço do percentual granulométrico juntamente com o cruzamento dos dados K_i e K_r , indicam relação mais alterada do material. Os três perfis apresentaram um grau alítico de intemperismo, mas foi possível fazer uma correlação entre os dados, permitindo estabelecer valores de diferenciação do grau de amadurecimento geoquímico. Uma curiosidade é que as seções com a mesma característica sedimentológica, identificadas como um pacote, puderam ser interpretadas como formadas por duas deposições simultâneas sob condições e material similar.

Quanto ao grau de amadurecimento das camadas, foi proposto que a seção quando apresenta um valor entre 5% e 10% na concentração de cascalho e um balanço entre teor de areia e as frações finas (silte + argila), há um nível intermediário (+/-) no grau de amadurecimento. Pode-se observar também que o aumento da fração cascalho acima de 10% e inferior a 15%, havendo uma diminuição da areia e dos finos, indica uma maior concentração de SiO_2 e Al_2O_3 , indicando um grau menor (-) de intemperismo relacionando às frações maiores que 2 mm. Quando há um valor menor que 5% na fração de cascalho e um valor igual ou maior da fração areia em relação aos finos, identificou-se um grau de intemperismo mais elevado (+). Assim, conseguiu-se estabelecer graus de amadurecimento diferentes para um mesmo perfil pela oscilação dos valores encontrados.

O **perfil Grilo** (Quadro 16) possui um índice K_i e K_r que oscila levemente da base ao topo. K_i apresenta-se na base com o valor 2,08 atingindo 2,02 em direção ao topo. O valor de K_r variou de 1,72 a 1,59.

Quadro 16 - Índices Ki e Kr para cada seção do perfil Grilo.

Seções	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ki	Kr	Class.
A	153,481	49,907	129,142	2,020394	1,640103	Alítico
B	154,183	47,160	133,414	1,964645	1,620871	Alítico
C	155,188	45,860	132,866	1,985607	1,644945	Alítico
D	156,818	47,756	130,757	2,038825	1,672352	Alítico
E	149,149	50,741	128,153	1,97852	1,598721	Alítico
F	157,779	45,561	128,506	2,087251	1,721123	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O perfil foi categorizado como solo alítico pela grande quantidade de Al₂O₃, sobre a SiO₂, classificando como bem intemperizado, pelos índices Ki e Kr. As descontinuidades são menos expressivas, mostrando apenas translocação por parte de alguns elementos no perfil. Na correlação (tabela 08) pode-se avaliar uma similaridade entre os dados, concluindo que o perfil corresponde a um pacote formado por apenas um único evento.

Tabela 8 - Correlação dos dados para o Perfil Grilo.

Seções	Assimetria	Grau	Ki	Kr	Class.
A	Positiva/ undirecional	+/-	2,020394	1,640103	Alítico
B	Positiva/ undirecional	+/-	1,964645	1,620871	Alítico
C	Positiva/ undirecional	+/-	1,985607	1,644945	Alítico
D	Positiva/ undirecional	+/-	2,038825	1,672352	Alítico
E	Positiva/ undirecional	+	1,97852	1,598721	Alítico
F	Positiva/ undirecional	-	2,087251	1,721123	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O **perfil Jatiuca** (Quadro 17) possui índice Ki bastante desigual variando de 2,58 à 1,83. Já o índice Kr oscila entre 1,41 a 1,19 e esses valores apresentam-se distribuídos pelas seções, considerando-se como descontinuidades, marcando diferentes eventos formativos. Este perfil não apresenta uma ordem crescente ou decrescente em relação à distribuição dos índices no sentido topo-base, mostrando momentos deposicionais discordantes refletidos na paisagem.

Quadro 17 - Índices Ki e Kr para as amostras do perfil Jatiuca.

Seções	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ki	Kr	Class.
A+	130,887	81,945	113,569	1,959231	1,367294	Alítico
A	128,504	90,834	103,980	2,10095	1,378447	Alítico
B	126,507	92,533	102,880	2,090415	1,357716	Alítico
C	124,262	113,491	81,692	2,585876	1,410309	Sialítico
D	124,161	84,949	114,892	1,837149	1,272591	Alítico
E	123,297	98,191	108,224	1,936769	1,254078	Alítico
F	119,732	112,750	102,733	1,981295	1,194629	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

As seções D, E e F apresentam um grau maior de intemperismo, apresentando os menores valores Ki e Kr, sendo os depósitos a estarem a mais tempo sofrendo modificações pedogenéticas, ou que sofreram um intemperismo mais intenso antes da deposição. As seções intermediárias C e B apresentam valores discordantes, sendo a seção C depositada por fluxo bidirecional de maior intensidade, responsável pelo transporte de frações mais grossas, sendo a seção menos intemperizada do perfil. Já os valores referentes ao topo (A+ e A) do perfil apresenta-se concordantes confirmando a unicidade do pacote. O perfil como um todo possui considerável índice de intemperismo, categorizado como alítico, pela maior quantidade de Al₂O₃ e menor SiO₂, exceto na seção C, dada como sialítico, menos intemperizado.

Dentre os dados apresentados, pode-se fazer algumas observações. Conforme o Quadro das seções referentes à primeira camada deposicional (E e F) do perfil, verificou-se que as seções possuem valores de Ki e Kr concordantes. As seções C e D identificadas pelos dados convergentes da sedimentologia como um único pacote, geoquimicamente apresentam-se como

dois eventos formativo similares, possivelmente sob um intervalo curto de tempo e mesma gênese, sob fluxo bidirecional. Contudo, a seção C reflete um evento formador de maior intensidade, responsável pela deposição de frações mais grossas pela encosta.

A seção B identificada por um padrão aproximadamente simétrico de distribuição das frações granulométricas, demonstra uma divergência de parâmetros em relação às seções situadas tanto acima quanto abaixo, indicando um momento de transição nos processos vigentes. As seções referentes ao topo A+ e A possuem relação convergente entre os valores da análise geoquímica e sedimentológica.

A correlação dos dados para o perfil (tabela 08), mostra a variação entre as fases e formas deposicionais juntamente com o grau de amadurecimento dessas camadas.

Tabela 9 - Correlação dos dados para o Perfil Jatiuca.

Seções J	Assimetria	Grau	Ki	Kr	Class.
A+	Positiva/ undirecional	+	1,959231	1,367294	Alítico
A	Positiva/ undirecional	+	2,10095	1,378447	Alítico
B	Aprox. simetrica	+/-	2,090415	1,357716	Alítico
C	Negativa/ Bidirecional	-	2,585876	1,410309	Sialítico
D	Negativa/ Bidirecional	+	1,837149	1,272591	Alítico
E	Positiva/ undirecional	+	1,936769	1,254078	Alítico
F	Positiva/ undirecional	+	1,981295	1,194629	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

O perfil **São José de Princesa** (Quadro 17) apresenta índice Ki que varia de 2,1 a 1,6 e Kr de 1,4 a 1,2. O perfil se mostra bastante intemperizado categorizando-se como um solo alítico em todas as seções.

Quadro 18 - Índices Ki e Kr para as amostras do perfil São José de Princesa.

Seções	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ki	Kr	Class.
A	133,993	61,639	120,367	1,892446	1,447649	Alítico
B	128,682	74,071	103,105	2,121715	1,482636	Alítico
C	122,648	74,966	116,700	1,786646	1,289597	Alítico
D	121,995	76,488	118,527	1,749741	1,261354	Alítico
E	120,485	76,634	121,170	1,69039	1,22539	Alítico
F	125,638	72,909	117,609	1,816057	1,323699	Alítico
G	124, 397	82,144	105,404	2,006327	1,367085	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

As seções da base G e F identificadas como o primeiro pacote coluvial, apresentaram valores aproximadamente semelhantes de curtose, possuindo também uma relação geoquímica entre as seções. Sendo as três seções referentes à base, em direção ao topo, formadas por eventos similares em momentos diferentes sob mesmo material de origem, sendo as três seções G, F e E similares sedimentologicamente.

As seções C e D apresentam valores Ki e Kr correlatos formando um pacote único. Já A e B apresentam valores divergentes. A seção B apresentou-se menos intemperizada, certamente pela resposta da transição climática e eluviação dos finos, resultado de um fluxo bidirecional, diferente de A, unidirecional. Essa variação é observada na tabela de correlação dos dados do perfil (tabela 09).

Tabela 10 - Correlação dos dados para o Perfil São José de Princesa.

Seções	Assimetria	Grau	Ki	Kr	Class.
A	Positiva/ undirecional	+	1,892446	1,447649	Alítico
B	Negativa/ Bidirecional	+/-	2,121715	1,482636	Alítico
C	Negativa/ Bidirecional	+	1,786646	1,289597	Alítico
D	Negativa/ Bidirecional	+	1,749741	1,261354	Alítico
E	Aprox. simétrica	+	1,69039	1,22539	Alítico
F	Aprox. simétrica	+	1,816057	1,323699	Alítico
G	Aprox. simétrica	+/-	2,006327	1,367085	Alítico

Fonte: Elaborado pelo autor, 2020.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho buscou contribuir para a compreensão da gênese e evolução da paisagem, utilizando dados sedimentológicos e geoquímicos sobre as camadas deposicionais, inferindo dados acerca dos processos de sedimentação e intemperismo dos depósitos que preenchem os *loci* deposicionais na Serra da Baixa Verde, PE/PB. Os resultados referentes aos dados sedimentológicos e geoquímicos, permitiram aprofundar o conhecimento acerca dos depósitos.

Os resultados obtidos nesta pesquisa permitiram alcançar uma nova perspectiva sobre o objeto estudado, a partir da aplicação de uma nova abordagem metodológica, por meio da construção de um formato de coleta tipo *Grid*. Essa possibilitou compreender relações que, acrescidas de diferentes técnicas, auxiliaram na interpretação do significado geomorfológico das unidades de deposição. Constatou-se então que um estudo minucioso das propriedades físicas e químicas dos depósitos, uma vez associado a outras pesquisas feitas para a região, podem contribuir na elucidação da evolução da paisagem, permitindo o entendimento de sua reconstrução paleoambiental e da dinâmica geomorfológica.

Por meio da caracterização físico-química das amostras, a partir de evidências morfológicas, granulométricas e químicas, foram aplicados procedimentos metodológicos que se mostraram eficientes na caracterização e identificação das camadas deposicionais. Os dados sedimentológicos e geoquímicos dos materiais analisados, juntamente com a modelagem digital para a área estudada, constituíram-se em importantes ferramentas para o auxílio na interpretação sobre a evolução geomorfológica.

Foi possível observar a ação do sistema processo-resposta materializado no depósito, refletindo as possíveis flutuações climáticas ao longo do Quaternário, marcadas pelas camadas sobrepostas de sedimentos de encosta. Os eventos climáticos associados à dinâmica de sedimentação dos depósitos, mostram uma estreita relação com uma maior torrencialidade da precipitação, responsável pelo maior *input* de energia no sistema, provavelmente durante os períodos de transição climática. Os condicionantes topográficos também estão diretamente associados com a intensidade da dispersão dos sedimentos, em função do aceleração gerado pelos maiores declives das encostas.

Foi observado que não há uma correlação direta entre a assimetria e a curtose e o amadurecimento pedológico do pacote. Igualmente, as seções identificadas pelas datações mais

antigas, não corresponderam às seções com maior grau de amadurecimento geoquímico do perfil. Conclui-se que os sedimentos que apresentaram um grau menor de amadurecimento, foram aqueles que ficaram menos tempo em exposição na superfície, sendo alguns soterrados pelas camadas mais jovens, os preservando.

REFERÊNCIAS

- AB SABER, A.N. **Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil**. Orientação. 3, São Paulo, p. 45-48. 1967.
- AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia** n.4/5 p94-110, 1961.
- AB'SABER, A. N. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste oriental brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 2, p. 35-40, 1956.
- AB'SÁBER, A.N. Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro - considerações finais e conclusões. **Revista do Instituto Geológico**, 19 (1/2): 51-69. 1998.
- AB'SABER, A.N. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. **Inter-Facies Escritos e Documentos** 4, 1–11. 1979.
- ADAMS, J., MASLIN, M.; THOMAS, Ellen. Sudden climatic transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**, Vol 23, 1999. p. 1 – 36.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977. Campina Grande – PB, **Atas...** Campina Grande: SBG, Núcleo Nordeste, 1977, p.363-391.
- AMORIM, R. D. F. Integração entre Dinâmicas Geomorfológicas Multitemporais no Planalto da Borborema, Semiárido do NE do Brasil. Recife – PE, **Tese de Doutorado**, UFPE, 2015.
- AMUS, H. E. & CARVALHO, J. C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). **Projeto Remac – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES, v. 4, p. 1-24, 1978.
- ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. **Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil**. Arquivos do Instituto de Ciências da Terra da Universidade do Recife, v. 3(4), p.17-28, 1965.
- ANDRADE, G. O. A superfície de aplanamento pliocênica do nordeste do Brasil. Universidade do Recife, Diret. Acad. Faculdade de Filosofia. Recife, 1958. 44p.
- ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Revista estudos sedimentológicos**, v 2(3), p.1-13. 1968.
- ARRUDA, E. M.; MENDES, I. A.; CORRÊA, A. C. B. Caracterização dos ambientes deposicionais recentes na bacia do Ribeirão Entupido, maciço alcalino do Passa Quatro, SP.
- MENDES, A. A.; LOMBARDO, M. A. (Org.). **Paisagens geográficas e desenvolvimento territorial**. Rio Claro: Ageteo, 2005, p.155-174.

ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v.97, p.889-903, 1992.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da Bacia da Paraíba: uma reconstituição. **Estudos Geológicos**, UFPE, v. 13, p.89-108, 2003.

BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967. Curitiba. **Anais...**Curitiba: SBG, 1967, p. 151-158.

BEZERRA, F. H. R., BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A.C.B., BARRETO, A.M.F., SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - The Cariata trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v.97.p.555-582. 2008.

BIGARELLA, J. J. ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the brasilian Quaternary. In: International studies of Quaternary. Geol. Soc. Amer. Special papers, 84, 1965.

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. *Paleoclimas*, 1, p.1-22, 1971.

BIGARELLA, J.J.; AB SABER, A. N. Paleogeographische und Paleoklimatische Aspekte des Kaenozoikums in Suedbrazilien. *Z. Geomorfo.*, Berlim, 8:286-312. 1964.

BIGARELLA, J.J; MOUSINHO, J.X.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. *Boletim paranaense de Geografia*, N. ° 16, p. 85-116. 1965.

BIRKELAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. New York: Oxford University Press, 1984, 372p.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M.G.; SANT'ANNA, M. G. O sistema tectogênico Terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.34, n.1, p.127-134, 2004.

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**. 11-13. 1999.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151–182, 2000.

BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. (ed.) *Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. v.4. Amsterdam, Netherlands: **Elsevier Science Publishers B. V.**, 1992, p.481-498.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M. J. & ANAND, R.R. Evolutions of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications of geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, v.16, p.167-183, 2000.

- 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.
- CAMPY, M & MACAIRE, J. J. **Géologie des formations superficielles: géodynamique– faciès – utilization**. Paris: Masson, 1989, 443p.
- CASTRO, C. Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. **Notícia Geomorfológica**, v.19, n.37/38, p. 3-27, 1979.
- CASTRO, C. Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. Universidade Federal de Pernambuco, **Dissertação de Mestrado**, 48p. 1977.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2 ed., 1980, 188p.
- CLAPPERTON, C. Quaternary of the South American Highlands, part II: case studies in southeast Brazil: Campos do Jordão and Serra do Itatiaia. In: **Quaternary geology and geomorphology of South America**. Elsevier: Amsterdam, p.243-258, 1993.
- CLAUDINO-SALES, V. e PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do estado do ceará, nordeste do Brasil. **CAMINHOS DE GEOGRAFIA**, Uberlândia v. 7, n. 20. 2007.
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; & LEPSCH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE – Brazil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.26, p.673-683. 2002.
- CORRÊA, A. C. B. Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Rio Claro, 386p. **Tese de Doutorado** IGCE, UNESP. 2001.
- CORRÊA, A. C. B.; MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. **Revista de Geografia DCG/UFPE**, Recife, v. 18, n. 2, p. 70-86, 2003.
- 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, v. 31, n.1/2, p.35-52, 2010.
- CRUZ, L. O. M. Assinatura geoquímica de unidades coluviais da bacia do córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG. 2006. 152f. **Dissertação** (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2006.
- CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 20, p.135-180, 1959.
- DAVIS, W.M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, 14(5),481-504,1899.
- DE MARTONNE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano V, N.º 4, p. 3-30 (1.º parte). 1943.

DEFFONTAINES, B. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. **Boletim Geográfico**, Ano II, p. 1837-1850, 1945.

DEMANGEOT, J. Ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.4, n.7/8, p.11-23, 1961.

DEMEK, J. Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Prague: Academia, 520 p. 1972.

DEMEK, J.; EMBLETON, C. Guide to medium-scale geomorphological mapping. International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping. Stuttgart: 1978. 348p.

DRESCH, J. Les problèmes morphologique du Nord-Est Brésilien. **Bull. Ass. Geog. Français**, v. 263/264, p. 48-59, 1957.

ERIKSSON, M.G. *et al.* Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits. **Geomorphology**. Volume 36, p. 107–128, 2000.

EGGLETON, R.A.; TAYLOR, G. Selected thoughts on “laterite”. In: Taylor, G.; Pain, C.F. (eds.), *Regolith*, Perth: Cooperative Research Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, p.209-226. 1999.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro, 2006.

ERHART H. La Genèse des soils en tant que phenomene géologique. Paris:Masson, 1956.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no Vale do rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, SP. 336f. 2v. 2000. Tese de Doutorado - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

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

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F. Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP) São Paulo, uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista Universidade Guarulhos**, Geociências, n. 6, p. 45-62, 2005.

FIGUEIREDO, M. A. **Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia – Serra do Espinhaço Meridional/MG**. Belo Horizonte, MG. 1999.95f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 1999.

FOLK, R.L. e WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, v.27, 3-26. 1957.

FONSECA, D. N. & CORREA, A. C. B. Uso de MDE na extração de lineamentos para detecção de reativações neotectônicas na bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional,

MG **Anais** do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento. Remoto - SBSR, Curitiba, PR. 2011.

FONSÊCA, D. N. **Reconstrução da paisagem geomorfológica através da assinatura geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco.** Recife, PE. 167f. 2012. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

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

G. FAURE. *Whats is Geochemistry? (Principles of Inorganic Geochemistry)*. 1991.

GALE, S. J. e HOARE, P. C. *Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks*, Londres: Bethonven press, 1991.

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

GOUDIE, A. S. e BULL, P. A. Slope process change and colluvium deposition In Swaziland: an sem analysis. **EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS**, v. 9, p. 289-299, 1984.

GURGEL, S. P.P. *Evolução Morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema. Tese de Doutorado*, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 189p, 2012.

GURGEL, S.P.P., BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil, **Geomorphology**, Vol. 186, 68–84p. 2013.

JAIME, V. E. **Geotectónica general**. Moscou: Ed. Mir, 356p., 1980.

JENKINS, R.; GOULD; R.W.; GEDCKE, D. *Quantitative X-ray Spectrometry*. 2. ed. New York: Marcel Dekker, 1995.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. 18:2, 147-265, 1956.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2º Ed., 2010. 216p.

LIMA, M. G. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas, 2008, 255 p. **Tese (Doutorado)** – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

LINS, R.C. As áreas de exceção do agreste de Pernambuco e o estudo do quaternário. **Anu. Inst. Geocienc.** [online]. v.17, p. 93-108, 1994.

LIRA, D. R. Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco. **Tese (doutorado)** - Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 234p, 2014.

MABESOONE, J. M. & ALHEIROS, M. M. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte basin and the problem of the South Atlantic connection. **Geology in Mijmbouw**, K. Academic Publisher, v. 71, p. 351-362, 1993.

MABESOONE, J. M. Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, USP, São Paulo, n.56, p.1-16, 1978.

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

MABESOONE, J. M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLIN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p. 173-188, 1972.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste, v.3, p.5-36, 1975.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste, v.3, p.5-36, 1975.

MABESOONE, J. M.; LOBO, H. R. C. Paleosols as stratigraphic indicators for the Cenozoic history of northeastern Brazil. **Catena** 7, 67-68, 1980.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; 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.

MAIA, RUBSON. P.; BEZERRA, Francisco. H. R. **Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional** bra. Mercator (UFC), v. 13, p. 127-141, 2014.

MATOS, R. M. D. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste brasileiro. In: SEMIN. TECT. PETROBRAS, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro, DEPEX/CENPES, 1987, p.126-159.

MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: “Revoluções” na geologia sedimentar e o estudo do Quaternário. **Anuário do Instituto Geológico do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro. 1994.

MELLO, C. L. Quaternário: o presente como chave do futuro – a natureza de uma ciência transdisciplinar. In IBM. Monografias Vencedoras do Concurso Planeta Terra: O Mundo deu muitas voltas. Rio de Janeiro, IBM, pp. 1-17. 1989.

MELLO, C. L. **Sedimentação e tectônica Cenozóica no médio vale do rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos.** São Paulo, SP. 275f. 1997. **Tese de Doutorado**, Instituto Geológico – Universidade de São Paulo, 1997.

MELLO, C. L. Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. **Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar)**. Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 1997. 275p.

MELO, A.B.C; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. Zona Intertropical do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J. , DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise e abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais.** Recife, PE. 2008. 126f. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Pernambuco, 2008.

MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogênicos continentais. In: SOUZA, C. R. G.; SUIGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.258-275, 2005.

MERCIER, J. L. La néotectonique, ses méthodes et ses buts: um exemple L'arc Égéen (Méditerranée Orientale). **Ver. Géog. Phys. Géol. Dyn.**, v.18, p.323-346, 1976.

MISSURA, R. Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos-MG. **Dissertação de Mestrado**. UNESP. Rio Claro. 2006. 136p.

MONTEIRO, K.A. **Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaén – PE.** Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 120p. 2010.

MORAIS NETO, J. M. As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, **Dissertação de Mestrado**, 1999. 170p.

MORAIS NETO, J. M. **As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da antéclise da Borborema.** Ouro Preto, MG. 170f. 1999. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal de Ouro Preto, 1999.

MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P F. B.; GARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 23-52, 2008.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia o Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP), **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.58, p.89-102, 1986.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil: Rio de Janeiro, 7ª ed., p.335-364, 2007.

MONIZ, A. C. (org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.305-323, 1972^a.

MONIZ, A. C. Mineralogia do solo. In: MONIZ, A. C. (Org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.391-407. 1972b.

MOREIRA, H. L. & OLIVEIRA, V. A. Evolução de um plintossolo pétrico concrecionário eutrício argissólico no município de Ouro Verde de Goiás. **Revista Brasileira de Ciência dos Solos**, v.32, n.4, p.1683-1690, 2008.

MUTZENBERG, D. S. Ambientes de ocupação pré-histórica no boqueirão da pedra furada, Parque Nacional Serra da Capivara-PI. **Tese de Doutorado**, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2010. 258p.

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Fluorescência de raios X por reflexão total: fundamento e aplicações**. Piracicaba: CENA/USP, 1997. 93p.

NIKOLAEV, N. I. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. In: JUDD, W. R. (Ed.). **Sismic effects of resevoir impounding**. Engineering Geology, Special Issue, v. 8, p. 171-189, 1974.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki plastiki neotektonik, **Akad. Nauk. SSSR Izv. Serv. Geol.** v.5, p.13-24, 1948.

OLIVEIRA, R.G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, **Tese de Doutorado** (Geodinâmica e Geofísica), 400p. 2008.

OLIVEIRA, S. M. B.; PASSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FÁVARO, D. I. T.; BABINSK, M. Evidência geoquímica de solos formados pela integração de Guanós e rochas vulcânicas, Ilha Rata, Fernando de Noronha (PE). **Revista do Instituto de Geociências**, Série Científica, São Paulo, v.9, n.3, p.03-12, 2009.

OLIVEIRA, V. A. & JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Relação solo-material litológico subjacente em latossolos em dois compartimentos no planalto central goiano. **Geociências**, São Paulo: UNESP. v.21, n.1/2, p.85-96. 2002.

OLIVEIRA, V. A.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Avaliação comparativa do grau de intemperismo de Latossolos de três compartimentos distintos do Planalto Central Goiano. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v 58, n 1/4, p 111-120, jan/dez 1996.

PASSOS, E. & BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. (Eds.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 107-141, 2006.

PASSOS, E. BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S. B. **Geomorfologia do Brasil**. (Eds.). Bertrand Brasil, p.107-141, 2006.

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

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: McMillan, 1953.

QUEIROZ NETO, J.P. Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 1, nº1, p.59-67. 2000.

Richardson, S.M. & McSween, H.Y. (Jr.). (1989). **Geochemistry. Pathways and Processes**. Prentice Hall, 488 pp.

Racionais mc's. Canção: A vida é um desafio, álbum "Nada como um dia após o outro dia". Composição: Rock, Edi. São Paulo, 2002.

SAADI, A. & TORQUATO, J. R. Contribuição a neotectônica do estado do Ceará. **Revista de Geologia**, v.2, p.5-38, 1992.

SELBY, M, J. **Earth's Changing surface: an introduction to geomorphology**. London: Clarendon, 1985.

SCHEIDEGGER, A. E. & AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v.126, p.285-300, 1986.

SCHNEIDER, G.; HOFFMANN, B.; WIRZ, E. Significance and dependability of reference groups for chemical determinations of provenance of ceramic artifacts. In: International Symposium On Archaeometry And Archaeological Prospection, 18., Bonn, 1978. *Proceedings...* (Conferência realizada em Bonn, de 14 a 17 de março de 1978). Publicado em: *Archaeo-Physika*, [v.] 10, 1980. p. 269-283.

SCHUM, S. A. **The fluvial system**. Chinchester: Wiley, 1977.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.24, p.151-158, 1954.

SILVA, D. G. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. **Dissertação de Mestrado**, Universidade federal de Pernambuco, 2007. 155p.

SOUZA, E. M. **Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba**. Recife, PE. 152f. 1999. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 1999.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?** São Paulo: Paulo's comunicação e Artes gráficas, 2001. 366p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.

TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. Recife, PE. 137f. 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

TAYLOR, G. R. & EGGELTON, R. A. **Regolith geology and geomorphology**. Chinchester, England: John Wiley, 2001, 375p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1994.

THOMAS, M. F. Models of landform development on passive margin. Some implications for relief development in glaciated áreas. **Geomorphology**, v. 12, p.3-15, 1995.

TORRES, B. A. **Significado geomorfológico dos testemunhos sedimentares do piemonte da Borborema**. Recife, PE. 2017. 82f Monografia de graduação, Universidade Federal de Pernambuco, 2017.

TOUNI, E.; EGGLETON, T. & TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weatering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena**, v.53, p.181-207. 2003.

TRICART, J. (1959) Divisão morfoclimática do Brasil Atlântica Central. **Boletim Paulista de Geografia**, São Paulo. n. 31. p. 3-4. 1959.

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

TWIDALE, C. R. Derivation and Innovation in Improper Geology, aka Geomorphology. The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology held. Wiley & Sons, 1996.

TWIDALE, C. R. **Granite Landforms**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co. 1982. 372p.

VERDADE, F. C. Análise Química Total. In: MONIZ, A. C. (ed.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Polígono, p.209-221. 1972.

WAYLAND, E. J. Pediplains and some other erosions platforms: annual report and bull. protectorate of Uganda. **Geological Survey Dept. Notes**, v.74, n.1, p.376-377, 1933.