

# **APLICAÇÃO DA MICROMORFOLOGIA DE SOLOS AOS ESTUDOS DE SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS: *uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental***

Msc. Danielle Gomes da Silva

Doutoranda no Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE  
Cidade Universitária, Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n – CEP 50670-901, Recife (PE), Brasil  
Tel.: (81) 2126-8277 - dannyavlis@yahoo.com.br

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE - Pesquisador CNPq  
antonio.correa@ufpe.br

## **RESUMO**

Os sedimentos depositados durante o Quaternário e seus modelados de acumulação resultantes tornam-se registros dos processos geomórficos que exerceram controle sobre a evolução da paisagem, principalmente nos contextos geotectônicos plataformais da zona tropical. Desta forma, a discussão se concentrará nos sedimentos recentes do ambiente semi-árido de Fazenda Nova e Serra da Baixa Verde, ambos situados no Estado de Pernambuco, mediante a investigação de um ambiente de deposição ainda estreitamente vinculado à paisagem atual. A micromorfologia de solos pode ser utilizada a fim de melhor caracterizar e diferenciar os sedimentos relacionados a períodos de instabilidade geomórfica dentro do Quaternário. Os resultados obtidos mostram que nos depósitos estudados, os registros sedimentares tiveram sua gênese associada a ciclos pedogênese/morfogênese sob diversas combinações de semi-aridez atuantes na área desde o Pleistoceno Superior.

**Palavras-chave:** Geomorfologia do semi-árido, colúvios, depósito de tanques, Planalto da Borborema, Estratigrafia do Quaternário.

## **ABSTRACT**

Sediments deposited during the late Quaternary and resulting aggradation landforms record geomorphic processes and how these operated on landscape evolution, mainly within tropical plataformal contexts. Therefore the presented discussion will focus on recent semi-arid environment sediments in Fazenda Nova and the Baixa Verde massif, state of Pernambuco, Northeastern Brazil by means of investigation a depositional environment still closely linked to contemporary landscape. Soils micromorphology can be used as methodological tool in order to better characterize and differentiate sediments related to geomorphic instability periods within the Pleistocene. Results show that the studied material originated from a combination of pedogenetical and morphogenetical cycles under changing arrangements of semi-aridity during the upper Pleistocene.

**Keywords:** Geomorphology of semi-arid environments, weathering pits deposits, Borborema Highlands, Quarternary stratigraphy.

## **RESUMEN**

Los sedimentos depositados durante el Cuaternario y sus formas de acumulación se convierten en registros de los procesos geomórficos que han ejercido control en la evolución del paisaje, principalmente en los contextos geotectónicos de las plataformas de la zona tropical. De tal manera, la discusión se concentrará en los sedimentos recientes del ambiente semiárido de las zonas de Fazenda Nova y Serra da Baixa Verde, ambas ubicadas en el estado de Pernambuco, nordeste de Brasil, por medio de la investigación del ambiente de deposición todavía estrechamente relacionado con el paisaje actual. La micromorfología de suelos fue utilizada para caracterizar mejor y distinguir los sedimentos relacionados a los períodos de inestabilidad geomórfica del Cuaternario. Los resultados conseguidos demuestran que en los depósitos estudiados, los registros sedimentarios han tenido su formación asociada los ciclos pedogenesis/morfogenesis bajo combinaciones de funcionamiento diversas del clima semiárido en el área desde el Pleistoceno superior.

**Palabras Clave:** Geomorfología de ambientes semiáridos, depósitos de marmitas, altiplano de la Borborema, estratigrafía del Cuaternario.

---

## **Introdução**

A análise da origem e evolução do relevo através dos depósitos correlativos caracteriza-se como um procedimento metodológico de extrema relevância voltado para a elucidação das evidências associadas aos processos formadores do relevo. Por sua vez, o clima apresenta uma estreita relação com o desencadeamento dos processos morfogenéticos deposicionais, e, por conseguinte constitui elemento

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

Suguio (1999) chama a atenção que os depósitos quaternários possuem relação intrínseca com a topografia atual, sendo imprescindível a distinção entre as superfícies originadas por erosão de rochas mais antigas e aquelas elaboradas pela deposição de sedimentos quaternários.

Para Mabesoone (1983) os modelados de acumulação estariam ligados a uma abordagem sistêmica de modelo processo-resposta, onde os processos seriam definidos pelo tipo de energia que opera o sistema, sendo este regulado pelas características fisiográficas da área. Desta forma, os sedimentos apresentariam as características dos elementos que possibilitaram a sua formação. Contudo, segundo o autor, a geometria do ambiente seria o fator limitante à produção de sedimentos, influenciando o nível de energia disponível e a forma da superfície deposicional.

As respostas aos processos, por sua vez, são as diversas geometrias dos depósitos sedimentares, sua composição e distribuição espacial, que no caso dos depósitos recentes, a superfície contemporânea do terreno pode ser diretamente afetada, como resposta ao sistema deposicional.

Desta forma, para o contexto deste trabalho, a discussão se concentrará nos sedimentos recentes do ambiente semi-árido de Fazenda Nova e Serra da Baixa Verde, ambos situados no Estado de Pernambuco, como respostas a processos funcionais e pretéritos.

### ***Colúvios como Resposta às Mudanças Ambientais***

A geomorfologia clássica tentou interpretar o desenvolvimento das formações superficiais como testemunho de processos responsáveis pela elaboração do relevo. Estes depósitos foram tratados dentro de uma óptica dos modelos de evolução cíclica da paisagem em que as modificações do relevo se davam pelas oscilações climáticas entre períodos úmidos e secos, como proposto por Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella et al. (1965, 1975) e Castro (1977).

Em linhas gerais, o modelo mencionado admite que os processos que respondem pela geração de colúvios marcam a transição de um período úmido para um seco. A alternância climática substitui a cobertura vegetal densa por uma expansão de formações vegetais mais abertas. O escoamento superficial em lençol gradualmente remove as partículas mais finas (silte e até mesmo areia), expondo as frações mais grossas como depósitos residuais que não puderam ser removidas pela ação pluvial, formando assim os pavimentos detríticos, que são constituídas por fenoclastos e cascalhos. Uma umidificação posterior do clima reativaria os processos pedogenéticos e a dissecação do depósito pela drenagem. O desencadear de um novo episódio seco possibilitaria a remoção do material intemperizado situado nas encostas que, na ausência da proteção da vegetação, formaria uma nova seqüência coluvionar, soterrando o pavimento detrítico, dando origem às linhas de seixos.

Este paleopavimento foi considerado por Bigarella e Ab'Saber (1964) como horizonte guia, de extensão apreciável em todo o Brasil, de episódios paleoclimáticos, separando os eventos pré-pavimentação daqueles pós-pavimentação ocorridos no limiar Pleistoceno/Holoceno inferior, respectivamente.

No entanto, Corrêa (2001) argumenta que, na maioria das vezes, a estratigrafia coluvionar torna-se muito mais complexa do que o esquema de evolução cíclica das paisagens possa sugerir. Para o autor, ciclos de erosão e deposição não são completos e evidências de atividade nas encostas tornam-se sempre truncadas e incompletas, ao menos no que pode ser inferidos a partir de registros sedimentares. Sendo assim, ao se tomar tal registro como base de análise, um vasto número de variáveis deve ser levado em

consideração a fim de caracterizar e diferenciar os distintos níveis deposicionais e sua formação.

Knox (1972) tentando estabelecer a relação entre escoamento superficial e a produção de sedimento durante e após uma mudança climática, propôs um modelo que sugere que tais mudanças podem ocorrer subitamente, ao invés de uma forma gradativa, como sugerida por vários autores até então. De acordo com sua proposta, um aumento abrupto e permanente da precipitação, como consequência de uma mudança no padrão de circulação regional, provocará erosão nas encostas, até que a vegetação possa desenvolver uma resposta adequada às novas condições climáticas, resultando em um período curto de alta produção de sedimento seguido de um decréscimo.

Schumm (1977) afirma que é incontestavelmente verdadeiro que uma mudança no clima desencadeará um período de instabilidade na paisagem, que produzirá maiores taxas de erosão e de produção de sedimento, ainda que tais variações de grande escala possam ser difíceis de distinguir dos efeitos dos eventos de alta magnitude e recorrência aleatória, ou cíclica. Assim o autor alerta que as mudanças climáticas globais do pleistoceno tiveram efeitos profundos sobre os rios. O Mississipi, por exemplo, mudou de padrão de entrelaçado a meândrico, como resposta à súbita diminuição da carga de sedimento derivada do recuo do “inlandis” pleistocênico. A história se repetiu em ambientes tão diversos quanto o rio Ohio, vários rios que drenam a costa do Golfo do México e a planície polonesa.

Sendo assim, Thomas e Thorp (1995) trataram da reconstrução da paisagem quaternária dos trópicos, e afirmaram que a compreensão da dinâmica da paisagem como resposta às mudanças climáticas necessita advir da análise, datação e interpretação dos depósitos aluviais e coluviais, reconhecendo que as mudanças climáticas podem ser abruptas, muitas vezes levando apenas cerca de  $10^2$  anos para uma paisagem se ajustar de um modo climático para outro, em vez de  $10^3$ , como se acreditava antes.

Um depósito, em particular, ou compartimento de relevo, pode representar a consequência de um evento geomórfico discreto cobrindo um intervalo de tempo de não mais que  $10^2$  anos, ou menos, até mesmo  $10^{-1}$  anos, ou seja, dias ou meses. A preservação das formas resultantes na paisagem dependerá dos patamares que os novos eventos formativos terão que exceder a fim de gerar as novas formas (Thomas e Thorp, 1995).

A importância dos colúvios como indicadores paleoclimáticos foi exaustivamente analisada em muitos trabalhos. Podem-se resumir as evidências, ao menos para o Nordeste do Brasil, dizendo que provavelmente este tipo de depósito não está se formando sob as condições atuais. Genericamente, os colúvios parecem estar associados a condições de mudanças climáticas no princípio do Holoceno, ou em fases anteriores do Pleistoceno. Contudo, ainda é necessário estabelecer quando e como eles se formam.

### ***A Importância da Micromorfologia dos Solos para a Determinação da Estratigrafia em Sedimentos do Quaternário***

Bullock (1984) afirma que na descrição das seções delgadas três grupos constituintes são geralmente reconhecidos: componentes básicos, microestruturas, incluindo agregados e poros, e pedofeições, ou seja, feições derivadas de diversos processos formadores de solo.

Uma das principais questões que podem ser enfocadas e resolvidas pela micromorfologia de solos é a questão da origem do material: se se trata de um solo *in situ*, ou, de um material transportado, como no caso dos materiais coluviais. Estas características podem ser muito úteis para o estudo de paleomovimentos de massa em áreas tropicais muito intemperizadas.

Fitzpatrick (1993) enfocou o problema da aplicação da micromorfologia para a geomorfologia, enfatizando o papel que este estudo desempenha na diferenciação de processos erosivos e deposicionais. Um dos principais processos erosivos que pode ser investigado pela micromorfologia de solos é a erosão diferencial de materiais tropicais superficiais, deixando para trás um resíduo de materiais mais grossos. Isto é particularmente importante em áreas tectonicamente estáveis como o Brasil, onde o intemperismo químico e a denudação progressiva têm ocorrido ao longo de milhões de anos. As feições resultante desses processos são os grãos de quartzo arredondados e sub-arredondados, fragmentos de laterita e

concreções em geral. Tais formas são atribuídas ao rolamento e transporte do material encosta a baixo.

Os depósitos de solifluxão tais como os colúvios, podem exibir uma laminação bem nítida, causada pelo movimento gradual e progressivo do material. Em muitos casos os fragmentos são angulosos, indicando movimentos na encosta. Sedimentos de ambientes aquosos exibem feições claramente distintas, tais como as laminações, nas quais os sedimentos variam quanto à distribuição granulométrica, ou o desenvolvimento do anisotropismo, onde a fração argila predomina. Se os solos se desenvolvem sobre sedimentos também é possível determinar a profundidade da pedogênese que perturba ou oblitera o padrão de sedimentação.

A análise das seções delgadas de solo também pode indicar o tipo de processo geomorfológico que operou durante a deposição do material. A erosão pluvial que retrabalha os depósitos de colúvio geralmente produz lâminas individualizadas de sedimentos mal selecionados.

Bullock (1984) resume os aspectos micromorfológicos dos solos colúviais que incluem: pápulas, nódulos discretos, fragmentos de rochas e de plantas paralelos à superfície, litorrelíquias oriundas da área circunvizinhas à deposição, crostas de lama soterradas e diversas pedorrelíquias. A vantagem deste reconhecimento, das características dos depósitos colúviais tropicais, recai sobre o fato de que estes depósitos são difíceis de serem diferenciados apenas com base na litoestratigrafia, dos regolitos que os envolvem. Os depósitos colúviais representam a remobilização inicial dos mantos de intemperismo locais e, portanto, compartilham muitas características petrográficas em comum com os materiais parentais.

A micromorfologia de solos pode ser utilizada a fim de melhor caracterizar e diferenciar os sedimentos de encosta relacionados a períodos de instabilidade geomórfica dentro do Quaternário. Durante esses períodos de instabilidade os perfis de solo são truncados nas áreas produtoras de sedimentos, e outros perfis são soterrados nas áreas deposicionais. Os períodos de deposição de sedimentos são os mais interessantes para a pesquisa estratigráfica. Durante sua ocorrência os solos são inumados por sedimentos e mais tarde podem ser utilizados como marcadores estratigráficos (Mucher e Morozova, 1983).

Os períodos instáveis são caracterizados pela formação de depósitos de encosta. Ao lidar com esses materiais, uma questão problemática normalmente vem à tona: os depósitos de encosta são primordialmente definidos de acordo com sua origem e gênese, em vez de sua estrutura e litologia. De acordo com Mucher e Morozova (1983), os depósitos de encosta são freqüentemente reconhecidos no campo pela ocorrência de laminações, diferenças em textura e cor, presença de carvão vegetal, material antropogênico, linha de seixos e solos soterrados. Em relação à micromorfologia, os autores reconheceram as mesmas feições listadas por Bullock (1984). No entanto, os autores alertaram para o fato de que algumas pedorrelíquias podem refletir o transporte dentro do perfil pelos processos de homogeneização do solo, em vez de erosão prévia.

Pedo- e litorrelíquias podem fornecer informações a cerca da origem dos depósitos de encosta, mas Mucher e Morozova (1983) afirmam que a etapa mais difícil da pesquisa é a interpretação do modo de transporte dos sedimentos. Esta dificuldade advém do fato de que as estruturas deposicionais não são determinadas unicamente pela natureza dos processos de erosão e deposição, mas também refletem o controle da distribuição granulométrica e outras características intrínsecas dos depósitos.

O uso de técnicas de campo e laboratório combinadas, a fim de interpretar a gênese dos sedimentos de encosta, é um procedimento recorrente na maior parte dos estudos atuais que tratam deste tema. Dardis (1990) inicialmente utilizou parâmetros sedimentológicos para identificar duas gerações de colúvio na Suazilândia, África. Em seguida, o uso da micromorfologia do solo mostrou a dissolução dos grãos de quartzo, que sugere que o material do colúvio superior foi retrabalhado dentro do depósito. Baseado nesta característica, o autor afirma que o coluvionamento no sudeste da África é ainda um processo altamente funcional, que ocorreu ao longo de todo o Holoceno até o presente, ao longo da fase atual de ravinamento e formação de "badlands".

## **As Áreas de Estudo**

### **Fazenda Nova**

A área de Fazenda Nova localiza-se na porção centro-leste do estado de Pernambuco, no município de Brejo da Madre de Deus, situado na microrregião do Vale do Ipojuca, distando cerca de 180 Km da cidade do Recife. A área é delimitada pelos paralelos de 8°03'45"S e 8°18'45"S, e os meridianos de 36°03'45"W e 36°26'15"W, perfazendo uma superfície de aproximadamente 300 Km<sup>2</sup>, inserido dentro dos domínios da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe (Figura 1). O acesso à área faz-se a partir de Recife através da rodovia federal BR-232 até a cidade de Caruaru e daí pela rodovia estadual PE-104 até o distrito de Fazenda Nova.

### **Serra da Baixa Verde**

O maciço da Serra da Baixa Verde localiza-se no centro norte do Estado de Pernambuco e constitui-se de um batólito sienítico topograficamente ressaltado, situado a cerca de 400 km da cidade do Recife. A área em questão é delimitada pelos paralelos 7° 41' S e 7° 54' S, e os meridianos 38° 00' W e 38° 11' W, perfazendo uma superfície total de aproximadamente 400 km<sup>2</sup>. O maciço da Serra da Baixa Verde integra o 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 (figura 2). O mapa topográfico de referência para a área é a folha SB. 24 – Z – C – V Serra Talhada da SUDENE, em escala de 1:100.000.

## **Materiais e Métodos**

As áreas de coletas de amostras estão localizadas nos municípios de Brejo da Madre de Deus, Triunfo, Santa Cruz da Baixa Verde e Serra Talhada, Estado de Pernambuco, topograficamente localizados em tanques e por sobre as encostas ou cimeiras homônimas.

A fase de amostragem estruturou-se a partir de uma combinação de diferentes estratégias e técnicas de coletas, objetivando a cobertura de diferentes tipos de materiais sedimentares destinados a diferentes análises laboratoriais. Portanto, os métodos de amostragem tentaram se ajustar ao seguinte conjunto de análises: estratigrafia, macrofábrica sedimentar, propriedades sedimentológicas e micromorfologia de solos. O arcabouço morfoestratigráfico foi utilizado como guia para a coleta de amostras para as análises, tomando-se como base as descontinuidades deposicionais encontradas ao longo do perfil.

Inicialmente foi realizada uma descrição da macro-fábrica dos sedimentos na própria trincheira a partir da proposta de Gale & Hoare (1991), uma vez que a arquitetura do depósito rudáceo, contendo seixos e calhaus, não poderia ser reconstituída em laboratório apenas pela análise granulométrica e morfooscópica dos fenoclastos. O resultado desta fase de trabalho foi à construção de seções verticais detalhadas para cada área de amostragem.

Por meio das seções verticais, pode-se determinar os pontos de interesse para a coleta de amostras indeformadas para análise micromorfológica. As amostras coletadas foram preparadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFPE, seguindo procedimentos de impregnação, corte e polimento proposto por Castro (1989). A análise microscópica das lâminas delgadas foi realizada no Laboratório de Petrologia do Departamento de Geologia da UFPE, sendo as feições diagnósticas analisadas de acordo com as definições do Manual de Microscopia de Solo e Micromorfologia de Fitzpatrick (1993). As Lâminas foram analisadas com o auxílio de equipamentos óticos, principalmente, de microscópio ótico polarizante, tipo petrográfico com aumento de 40X. Foram feitas microfotografias sob luz branca e polarizada quando se quis realçar alguma feição específica.

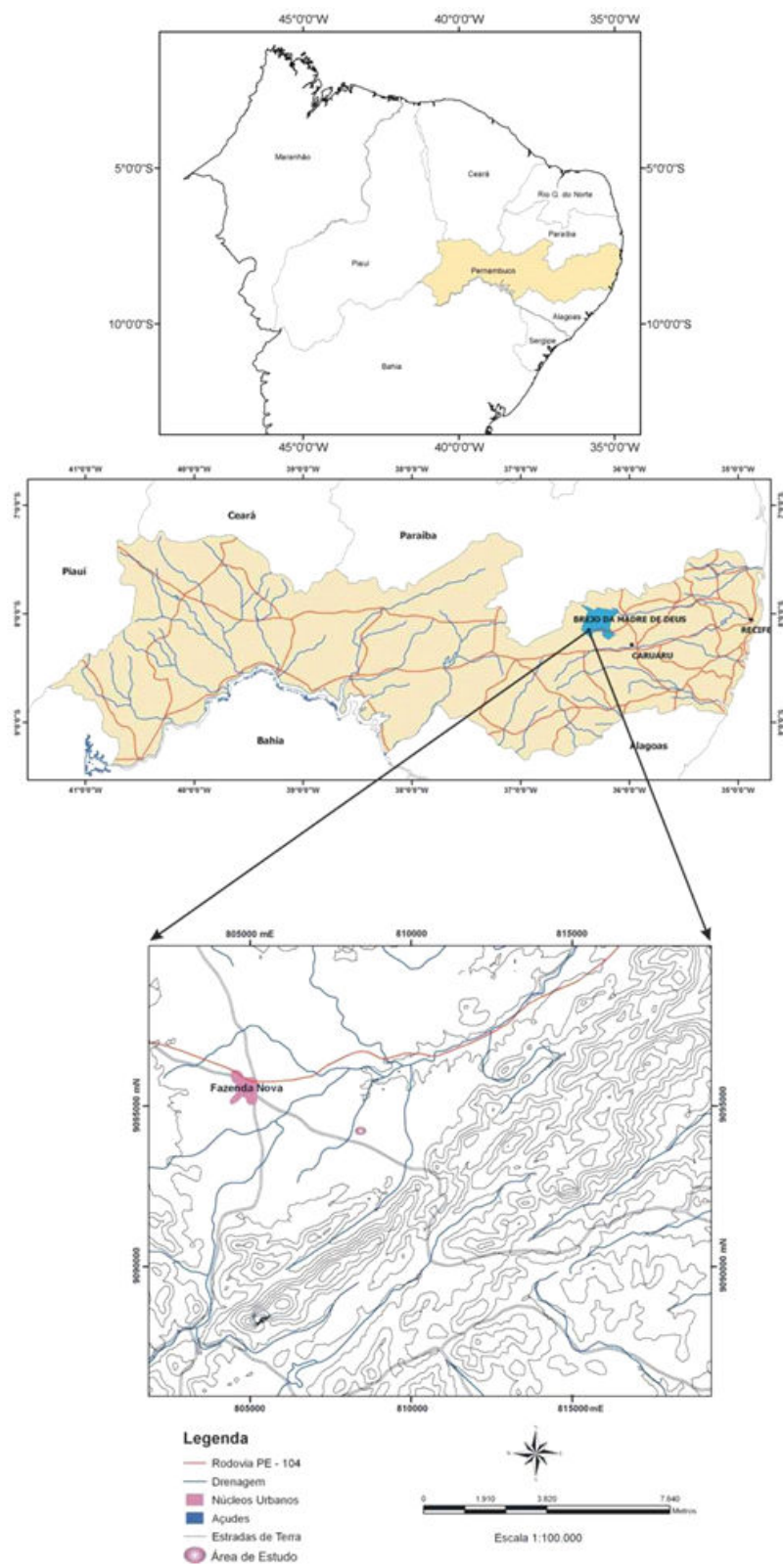


Figura 1 – Localização da área de Fazenda Nova

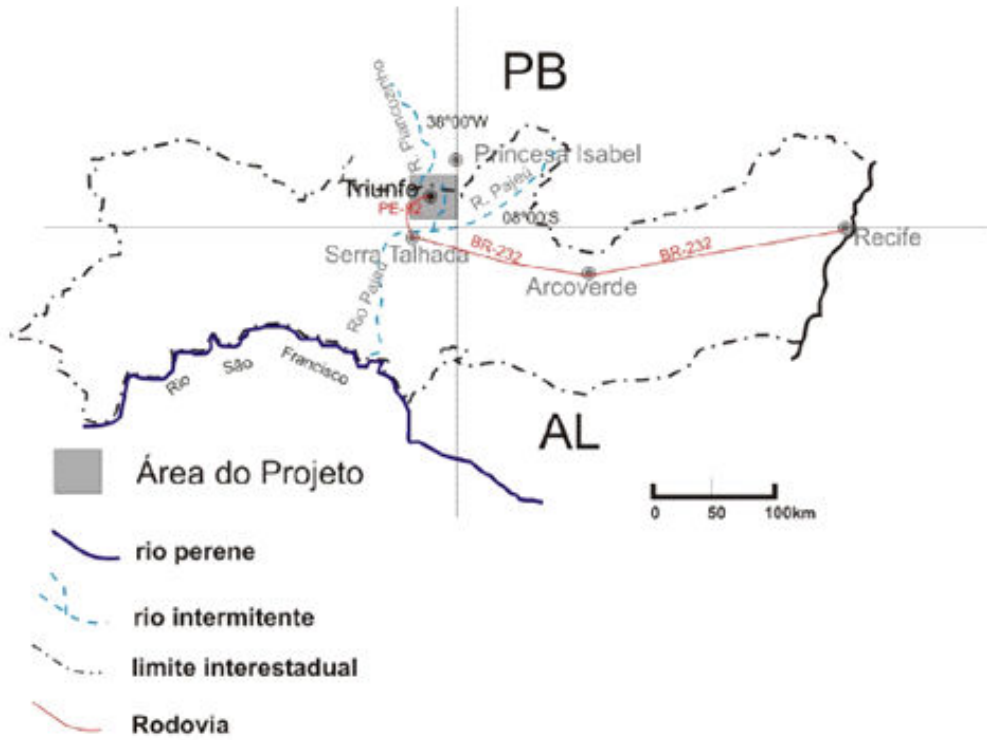
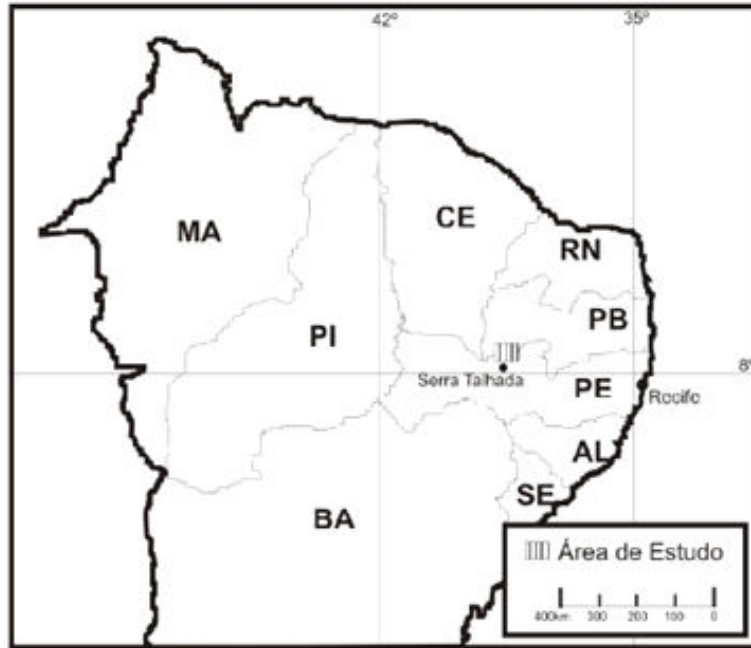


Figura 2 – Localização da área da Serra da Baixa Verde

### **Localização e Significado Geomorfológico dos Depósitos Quaternários Analisados**

Na área de Fazenda Nova a sedimentação quaternária encontra-se, em sua maioria, associada à ocorrência de tanques em virtude destes constituírem setores de armazenamento de sedimentos na paisagem semi-árida aqui considerada. O tanque da Fazenda Logradouro apresenta formato ocelar, com diâmetro superior à profundidade (27m de comprimento X 8,90m de largura) evidenciando a ocorrência de zonas de intercessão de linhas de fraturas verticais com planos das juntas de alívio de pressão subparalelos à superfície do terreno, que facilitam a penetração horizontal da água, favorecendo o crescimento lateral da marmitta em detrimento de sua profundidade. Este “tanque” está associado a um granito pórfiro, e geomorfologicamente restrito à ocorrência de relevos residuais sob a forma de “inselbergs”, porém com morfologia atual evoluindo para relevo em *tors*, produzido através da ação da erosão diferencial e remoção dos mantos de intemperismo (Figura 3).



**Figura 3** – Tanque da Fazenda Logradouro em inselberg em Fazenda Nova.

O depósito que preenche o tanque apresenta espessura de 3,20 metros da base ao topo, exibindo quatro unidades estratigráficas distintas. A unidade basal de cascalho (amostra Incó 30/1A e 70/1A) possui matriz argilo-arenosa, com grãos de quartzo e feldspatos pobremente selecionados, predomínio de grãos angulosos e grande concentração de pirita. A fração grossa apresenta bioclastos de ossos e dentes de mamíferos pleistocênicos esparsos e fragmentados. Os clastos são seixos de feldspatos angulosos e fragmentos de rochas. Abaixo dessa unidade basal, encontra-se o embasamento cristalino alterado.



A segunda unidade é um conglomerado suportado por clastos e bioclastos (ossos da megafauna) com cimentação carbonática formando um nível endurecido (amostra Incó 140/1A). Os bioclastos são constituídos por ossos cranianos e pós-cranianos em sua grande maioria, dentes e placas dérmicas isoladas e elevado número de fragmentos de ossos não identificáveis taxonomicamente.

A terceira unidade é um cascalho suportado por matriz areno-argilosa de estrutura maciça (amostra Incó 160/1A). A camada apresenta grãos pobremente selecionados e angulosos, ricos em quartzo, feldspato, fragmentos de rochas e filamentos de carbonato de cálcio, representando um paleossolo inumado com o antigo horizonte B cálcico truncado pela deposição da unidade subsequente. O nível de ferruginização nodular que corta esta unidade pode representa uma posição subaérea do pacote antes da deposição das camadas subjacentes.

O quarto nível amostrado é um cascalho suportado por matriz areno-argiloso, pobremente selecionado, com frequentes fragmentos de rocha e fenoclastos do tamanho seixo, angulosos, ricos em quartzo e feldspato com plano de clivagem preservado (amostra Incó 190/1A). Esta camada apresentou ausência de carbonato de cálcio e a presença de acumulação de seixos rolados no topo do perfil sugere a existência de um paleopavimento formado por erosão laminar (Figura 4).



**Figura 4** – Níveis estratigráficos de coleta

Na Serra da Baixa Verde, a primeira área de amostragem situa-se num avental coluvial ao norte do núcleo urbano de Santa Cruz da Baixa Verde, no engenho Boa Esperança. O avental de colúvio baliza

uma elevação circular com topo a 1.014 metros. O ponto de coleta foi definido em uma ravina no setor médio-inferior da encosta convexa do colúvio, a 840 metros de altitude (Figura 5).

A ravina corta um colúvio avermelhado de textura fina que se sobrepõe a um cascalho de seixos angulosos em uma matriz silto-argilosa (amostra OBV11). Próximo à base do pacote o cascalho torna-se clasto suportado e transita localmente para um conglomerado de seixos cimentado por óxido de ferro, formando um nível endurecido. Abaixo do conglomerado, encontra-se o embasamento sienítico alterado, que também está sendo dissecado pelo processo atual de ravinamento.

O contato entre o colúvio fino e o conglomerado é marcado por um nível de pisólitos, que podem indicar que a crosta subjacente está sendo gradualmente degradada sob as condições mais úmidas contemporâneas. Também foi observado que o cimento laterítico do conglomerado transita para uma matriz caulínica no topo da cascalheira. O colúvio superior (amostra OBV12) exibe um aspecto notavelmente maciço, sem descontinuidades internas notáveis. O sedimento avermelhado encontra-se intensamente mosqueado e apresentam evidências de atividades biogênicas, como túbulos de raízes e de insetos.



**Figura 5** – Rampa de colúvio balizando uma elevação em Santa Cruz da Baixa Verde.

A segunda área está situada no Sítio São José dos Pilotos, município de Triunfo, a 850 metros de altitude, em uma voçoroca na seção média inferior de uma encosta convexa. A ravina em questão faz parte de um sistema de voçorocas radiais que ocupa a média e a baixa encosta de um alvéolo de morfologia geral côncava. O material coluvionar apresenta espessamento em direção ao eixo do “hollow” (Figura 6).

A estrutura superficial do alvéolo compreende três unidades estratigráficas distintas: uma unidade conglomerática basal com cimento laterítico – regolito – e um colúvio, mais fino, com matriz siltosa, contendo alguns fenoclastos; ambos ocorrem na média encosta. Na baixa encosta ocorre uma terceira unidade, com estrutura levemente estratificada, que intercala camadas cascalhentas e de areias grossas com camadas de areia mais fina, com maior teor de argila. A morfologia lobata desta unidade sugere a ocorrência de fluxos de lama, que retrabalharam o material à montante.



**Figura 6** – Ravinas concêntricas nas encostas de um alvéolo elevado em Triunfo.

O conglomerado basal – regolito – é clasto suportado e alguns dos clastos atingem mais de 20 cm no eixo longo. O colúvio mais fino, matriz suportado, que se sobrepõe ao conglomerado, pode ser descrito como uma areia silto-argilosa contendo eventuais fenoclastos do tamanho de seixos (amostra OBV21 e OBV22). Os 50 cm superiores do depósito exibem claras evidências de perturbação pelas atividades agrícolas.

Uma terceira área foi estudada na baixa encosta nas paredes de uma antiga cacimba. O afloramento possui 150 cm de profundidade e uma estrutura grosseiramente estratificada: camadas de areia grossa intercaladas por camadas de areia fina, com teor mais alto de silte e argila (amostra OBV23). Esta mudança na estrutura sedimentar da média para a baixa encosta talvez indique uma mudança nos processos deposicionais que operaram ao longo do eixo do alvéolo. Na fácies distal do depósito coluvial a erosão laminar deve ter sido predominante, o que responde pelas estruturas estratificadas.

A terceira área de coleta de amostras está situada em um amplo avental coluvial nas proximidades da escarpa meridional do maciço, a 570 metros de altitude. O avental coluvial cortado por voçorocas ocorre nas proximidades do povoado de Jetiúca, e forma um pedimento detrítico com um ângulo de inflexão muito bem definido com os setores superiores da encosta (Figura 7).

A primeira amostra desta área foi coletada do topo da camada conglomerática basal, ao longo das paredes de uma trincheira escavada por uma linha de drenagem subsequente que corta transversalmente a base do avental de colúvio (amostra OBV31). O sedimento coletado trata-se de uma cascalheira matriz suportada, que se definiu como o nível superior da unidade conglomerática basal. O nível inferior desta unidade é um conglomerado clasto suportado; os clastos maiores apresentam imbricação do eixo longo paralela ao gradiente da encosta. As camadas de cascalho observada na área mostram uma constante granodecrescência ascendente, com clastos mais finos no topo da seqüência.

O segundo ponto da área de coleta 3 situa-se à montante do primeiro ponto, no trecho em que o canal de drenagem inflete-se em direção ao eixo da encosta, formando uma inflexão de 90°. Dois pontos de amostragem foram selecionados nos colúvios vermelhos finos, acima e abaixo de uma camada de cascalho que separa os dois depósitos (amostras OBV41 e OBV42). Os sedimentos coletados consistem de uma areia siltosa vermelha média a fina, contendo grânulos de quartzo de até 0,5 cm de diâmetro

médio. A linha de seixos de aproximadamente 10 cm de espessura separa as unidades colúvias e é composta por seixos platiformes de 6 a 7 cm de comprimento imbricados para jusante.



**Figura 7** – Vista geral da terceira área de coleta

Um terceiro ponto de coleta foi escolhido a 100 metros a montante do segundo, ao longo da mesma linha de drenagem. Neste ponto um colúvio vermelho fino, areia argilosa, foi observado sobreposto à uma cascalheira, mais espessa que uma linha de seixos.

A cascalheira tem aproximadamente 50 cm de espessura e também mostrou uma granodecrescência ascendente. Sua granulometria variou entre cascalho de blocos de cerca de 20 cm na base a um cascalho de calhaus e seixos angulosos no topo. O sedimento colúvial, acima e abaixo da cascalheira (amostras OBV53 e OBV51 respectivamente), contém uma quantidade considerável de grânulos de quartzo numa matriz de areia argilosa. Os grânulos em geral têm menos de 0,5 cm de diâmetro médio.

A aproximadamente 95 cm da superfície, exatamente no topo da cascalheira (amostra OBV52), foram encontrados diversos fragmentos de carvão vegetal. O carvão estava incorporado ao sedimento do topo da cascalheira e, possivelmente, deve ter sido transportado a partir dos trechos superiores da encosta, juntamente com o sedimento rudáceo que deu origem a este depósito.

A quarta área de coleta consiste de uma rampa de colúvio com 9,5° de inclinação, exibindo diversas exposições em forma de bancadas, que permitiram a observação de três unidades estratigráficas distintas: o colúvio fino, vermelho, sem estrutura, encontrado ubiquamente na área; o conglomerado basal, que neste local torna-se mais espesso que o normal, ao preencher páleo-depressões e canais, e uma terceira unidade, desta vez um colúvio finamente estratificado situado na média encosta, sobre o conglomerado basal, mas a jusante do colúvio fino vermelho, sem apresentar relação de superposição ou de contato lateral com este último. Mais uma vez, nesta área de coleta, o topo da camada conglomerática apresentava níveis cimentados por concreções lateríticas (Figura 8).

O colúvio vermelho foi amostrado em uma bancada com 120 cm de altura, na cabeceira do avental de colúvio, a cerca de 100 metros abaixo do *knick-point*. As amostras foram retiradas a cerca de 60 cm da superfície (amostra OBV61) e o material é uma areia siltosa com grânulos de quartzo. Observou-se que os 35 cm superiores do perfil apresentavam intenso mosqueamento.

Um colúvio laminado ocorre a aproximadamente 80 metros a jusante do colúvio vermelho maciço. Não se observa nenhuma sobreposição direta, nem um contato lateral entre as unidades. O material estratificado consiste de uma alternância de camadas de areia fina silto-argilosa e areia grossa contendo grânulos de quartzo.

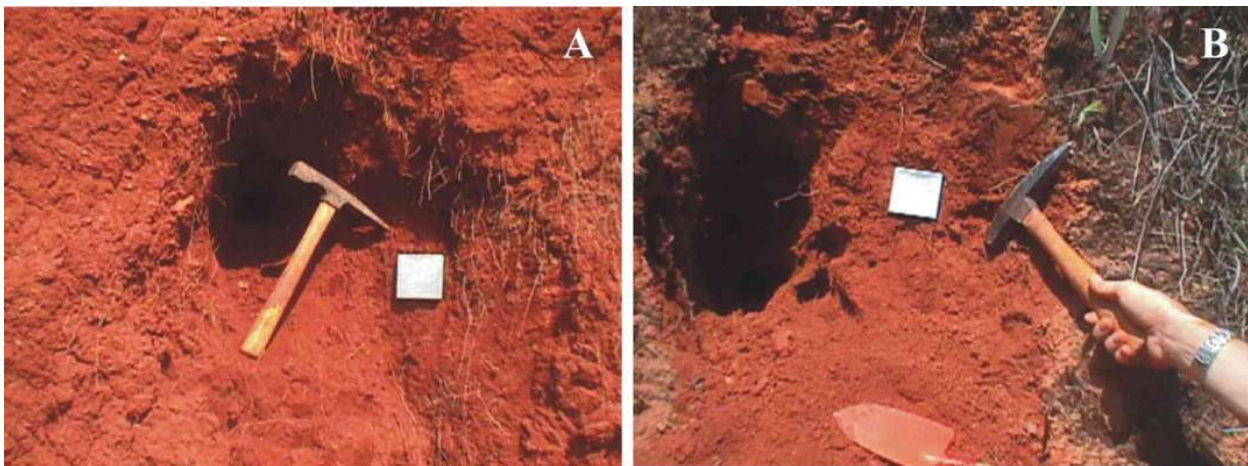


**Figura 8** – Rampa coluvial com “bancadas” na quarta área de coleta

O afloramento amostrado do colúvio laminado ocorre em uma bancada de cerca de 95 cm de altura e exibe um contato brusco entre o colúvio superior laminado e o conglomerado basal amarelado. A discordância entre estes dois depósitos encontra-se bem marcada por um nível de material amarelado rico em argila, que pode tratar-se de um horizonte Bt truncado reliquial. O conglomerado também apresentou uma granodecrescência ascendente, variando de um material clasto suportado na fração calhaus na base, a camada de laminação irregular de seixos de quartzo no topo da seqüência. As amostras foram coletadas respectivamente a 30 e 60 cm da superfície da bancada (amostras OBV62 e OBV63). As amostras superiores foram retiradas do material laminado mais fino, enquanto que as inferiores foram retiradas do topo da camada conglomerática (Figura 9).

### ***A Análise Micromorfológica dos Solos***

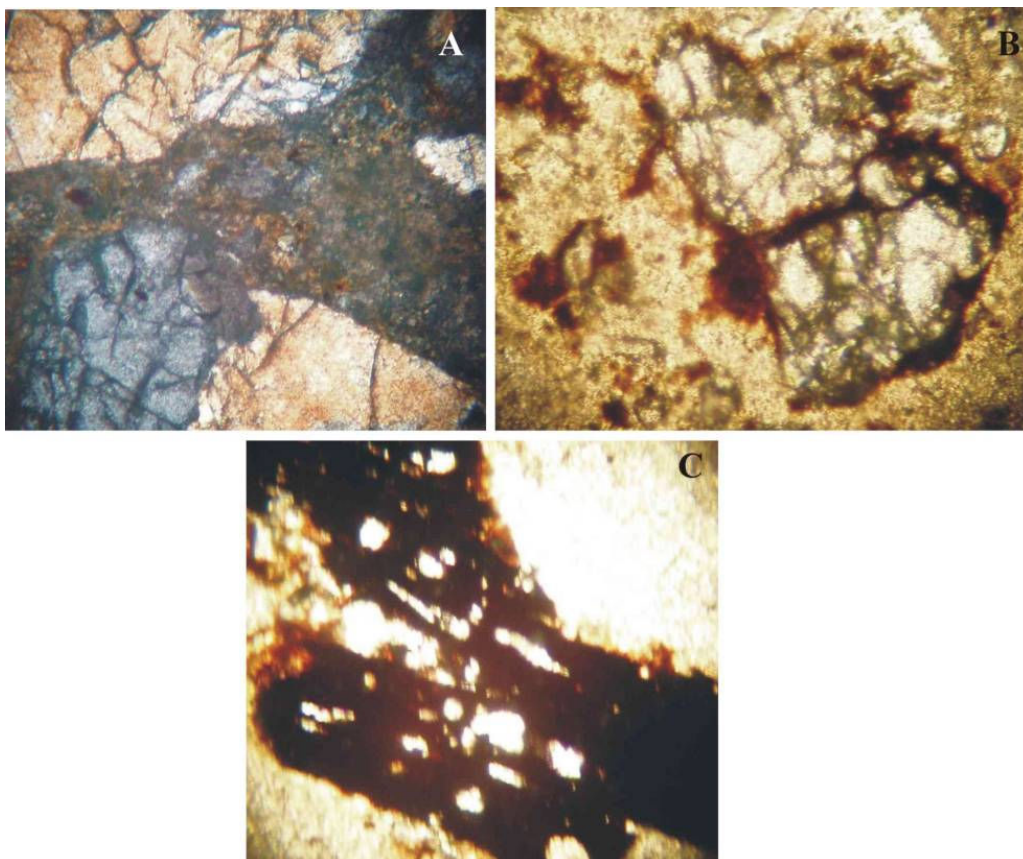
As feições diagnósticas foram analisadas de acordo com as definições de Fitzpatrick (1993) e, em linhas gerais, as feições encontradas encontram-se dentro dos padrões estabelecidos por Selby (1993) para a microfábrica de solos sedimentares. Em sua maioria as amostras podem classificar-se como colúvios finos ou grossos, resultantes de erosão em lençol e movimentos de massa. As fábricas variaram de aberta a matriz suportada, com ocorrência repetida de fábrica clasto suportada fechada.



**Figura 9** – Coleta das amostras. A – amostra OBV62; B – amostra OBV 63.

### ***O Tanque de Fazenda Nova***

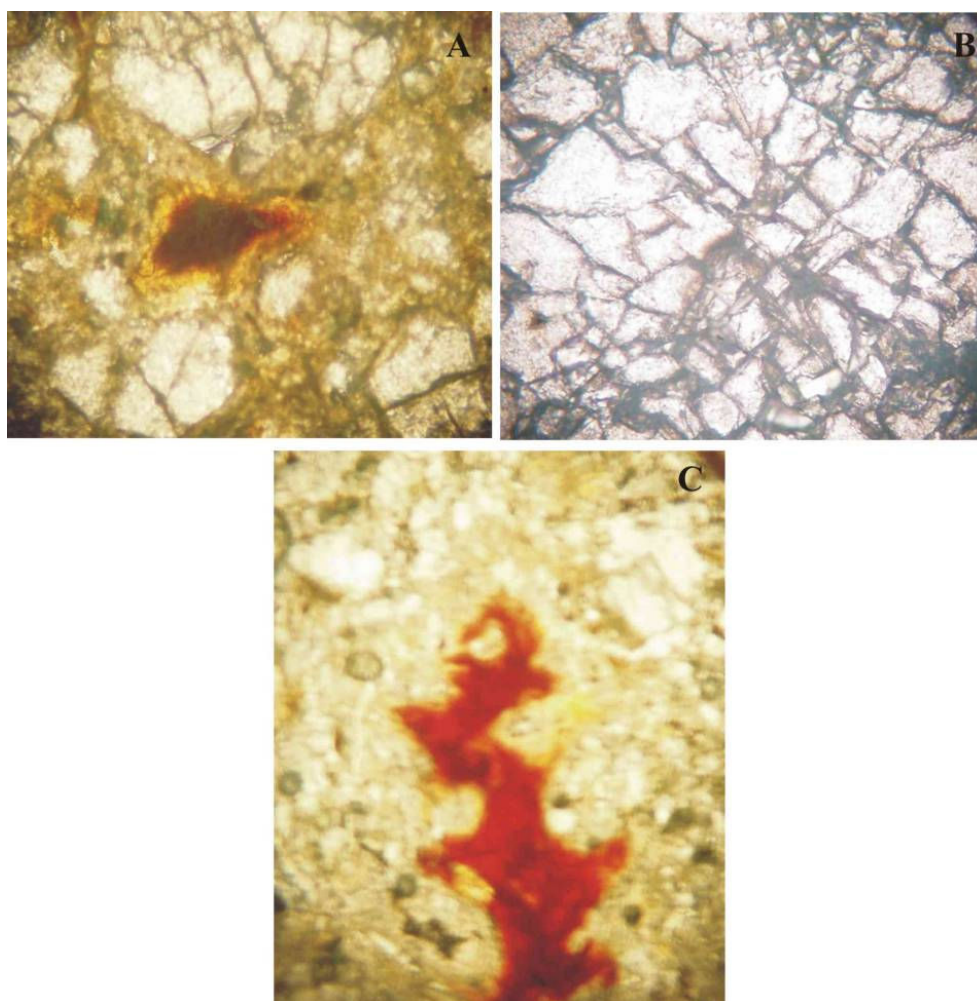
A amostra **Incó 140/1A** apresentou diversos grãos poliminerálicos com cimentação carbonática, distribuição relacionada quitônica a porfírica e formação de argila *in situ*. Alguns nódulos de ferro envolvendo grãos de quartzo e feldspatos com revestimento em halos indicam uma fase de ferruginização no perfil posterior a carbonatação (Figura 10).



**Figura 10** – A – Grãos poliminerálicos – luz polarizada; B – Nódulos de Fe com revestimento em halo envolvendo grãos de feldspatos – luz branca; C – Nódulo ferralítico sobreposto ao cimento carbonático – luz branca.

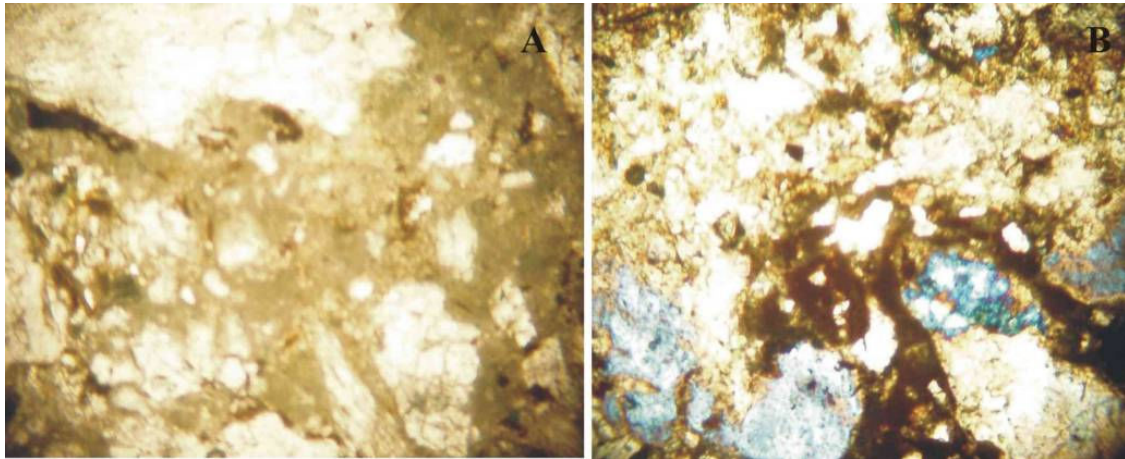
A amostra **Incó 160/1A** apresentou estrutura maciça de pouca porosidade e uma distribuição relacionada com estrutura porfírica aberta a duplo espaço. Os grãos poliminerálicos apresentaram-se opacos, com revestimento de argila neoformada e agregados formando glébulas *in situ*.

Observou-se formação de pseudomorfos de feldspato com nódulos de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo remobilização. Também foi observada evidência de carbonatação formando acumulações entre as redes de fraturas e planos de clivagem do feldspato, com bordas difusas integrando-se paulatinamente ao fundo matricial (Figura 11A e B). A carbonatação apresenta-se amorfa não formando cristalárias, entretanto, a sobreposição da ferruginização ao cimento carbonático forma nódulos de Fe com bordas difusas (Figura 11C).



**Figura 11** – A – Nódulos de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo reboilização – luz branca; B – Cimento carbonático formando acumulação entre a rede de fraturas e planos de clivagem dos feldspatos – luz branca; C – Nódulo de Fe com borda difusa sobreposta ao cimento carbonático – luz branca.

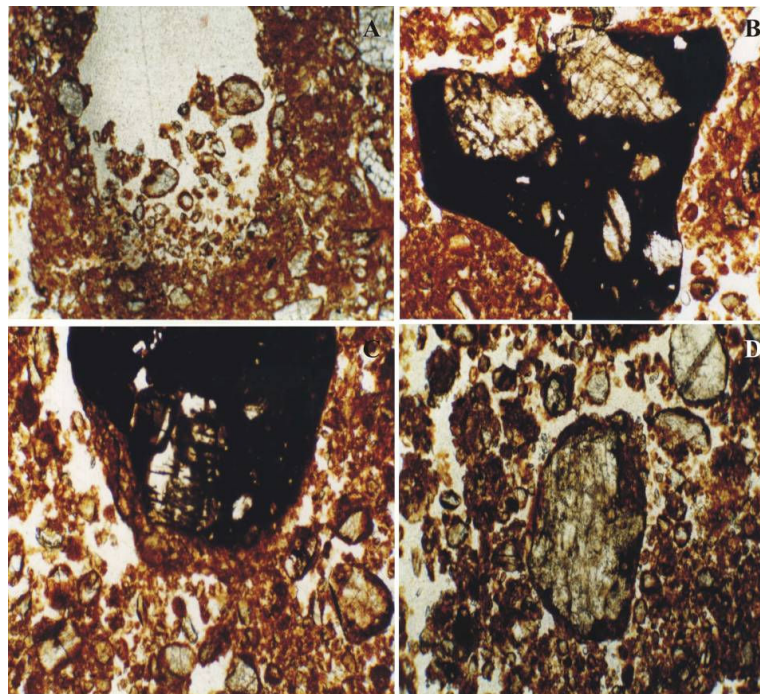
A amostra **Incó 190/1A** apresentou uma estrutura maciça e grãos poliminerálicos; distribuição porfírica aberta com grãos maiores pouco abundantes imersos em uma massa contínua de material fino. A matriz apresenta filamentos de matéria orgânica e o esqueleto é primordialmente formado por grãos de feldspatos. Nas zonas de concentração de argila nota-se a ocorrência de nódulos ferruginosos formados *in situ* (Fotos 12A e B).



**Figura 12** – A – Estrutura maciça com nódulos de Fe – luz branca; B – Grãos poliminerálicos com filamentos de matéria orgânica – luz poralizada.

### *A Serra Da Baixa Verde*

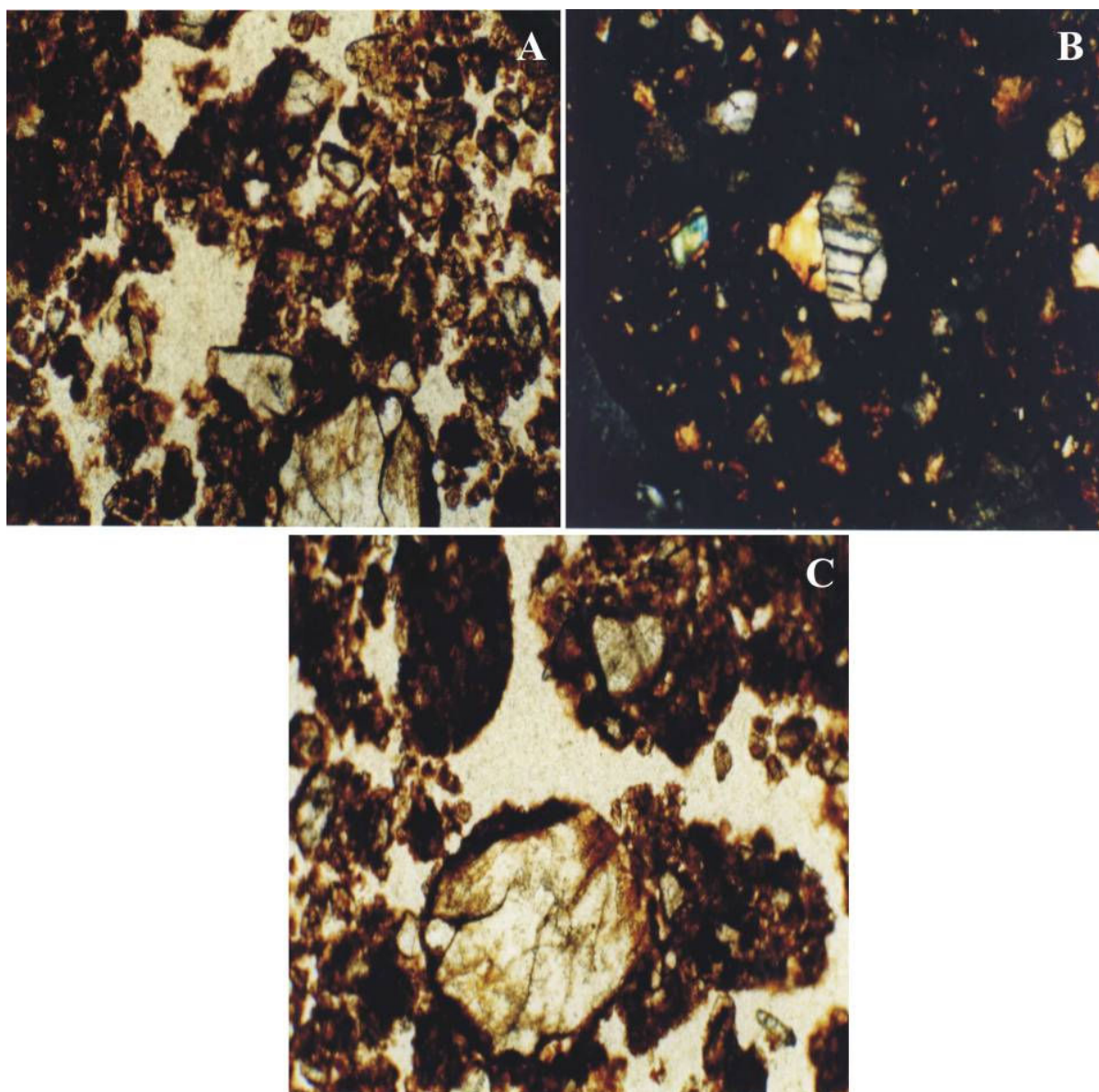
A amostra **MBV11** apresentou forte evidência de dissolução dos feldspatos e formação de argila autóctone. Estrutura maciça alveolar exibindo muitas concreções indiferenciadas de Fe – nódulos típicos indiferenciados. Alguns nódulos de Fe envolvendo grãos de feldspato indicam a remobilização local do Fe, assim como a caulinitização dos grãos de feldspato e sua substituição por pseudomorfos de argilas. A principal evidência de remobilização mecânica é observado no preenchimento de cavidades por material remobilizado de granulção mais fina, com grãos orientados no sentido da base da cavidade (Figura 13).



**Figura 13** – A – Preenchimento de cavidades por material remobilizado de granulometria homogênea – luz branca; B – Nódulo de Fe envolvendo grãos de feldspato. Nódulo formado provavelmente in situ, preenchendo espaço de cavidade e evidenciando uma fase pós-deposicional de remobilização do Fe no perfil – luz branca; C – Nódulo de Fe englobando feldspato e com provável revestimento de argila na sua base – luz branca; D – Aspecto da alteração in situ de grão de feldspato com formação de argila – luz branca.



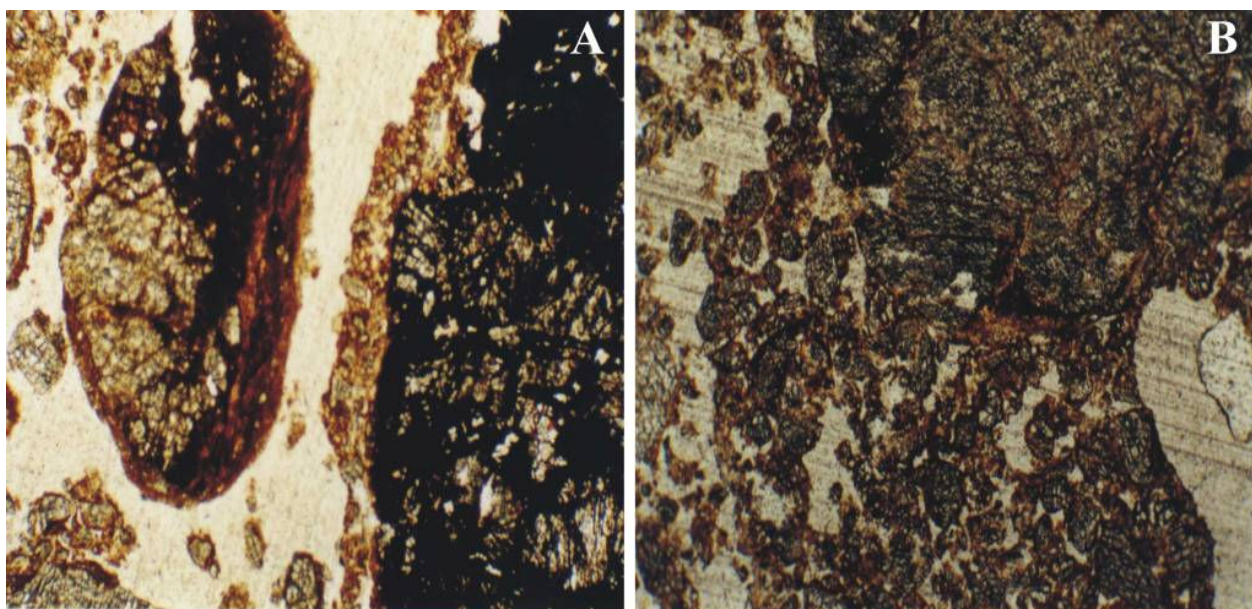
A amostra **OBV12** demonstrou ocorrência de argilas expansivas, apesar de estas representarem uma fração relativamente modesta do difratograma. A principal consequência é a formação de microagregados granulares, com tendência esferoidal. Estes microagregados, formados por contração das argilas, são uma feição comum dos Cambisolos. Também foi observada a alteração argilosa dos feldspatos, todavia com uma proporção de grãos de quartzo com revestimento de argila mais do que na amostra anterior. Além do quartzo e do feldspato, notou-se a presença de diversas litorelíquias parcialmente ferruginizadas, ausentes na amostra anterior (Figura 14). A estrutura apresentou um aspecto maciço com poros alveolares.



**Figura 14** – A – Estrutura agregada englobando grãos poliminerálicos fragmentos de rochas – luz branca; B – Aspecto de fragmentos de rocha – luz polarizada; C – Alteração in situ do feldspato e formação de microagregados – luz branca.

Foi observado na amostra **OBV21** presença de diversas concreções ferruginosas e agregados. A estrutura é maciça alveolar, com esboço de estrutura lenticular mal desenvolvida. A ferruginização chega a formar pseudomorfos de feldspatos. Apesar de se tratar de uma amostra de regolito *in situ*, seu aspecto geral é muito semelhante ao do colúvio (Figura 15A).

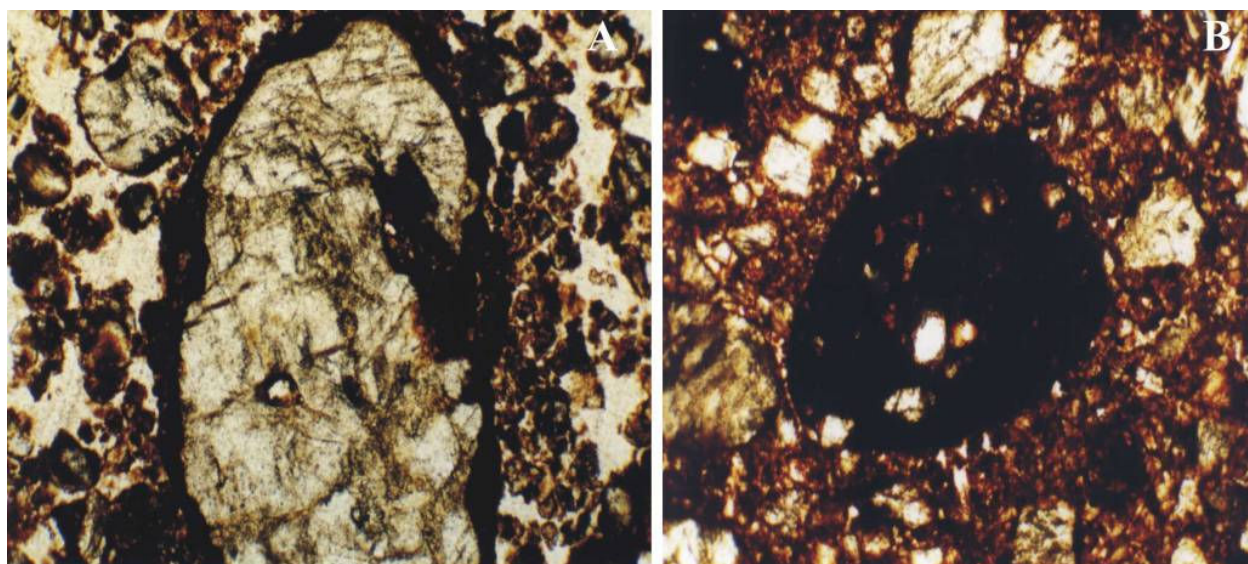
Observou-se a ocorrência de diversos pseudomorfos ferruginizados, alguns com padrão concêntrico. A alteração *in situ* preservou o esqueleto dos grãos de feldspato, com notável manutenção do padrão de clivagem, sem remobilização dos fragmentos menores que se destacaram do grão maior. A preservação deste tipo de estrutura primária, herdada da rocha mãe, a diferencia das demais amostras remobilizadas, nas quais a dissolução dos feldspatos restringe-se às suas superfícies e áreas imediatamente contíguas (Figura 15B).



**Figura 15** – A – Aspecto da ferruginização do feldspato e nódulos de Fe – luz branca; B – Decomposição de grãos de feldspato com manutenção do arranjo primário do mineral, padrão possivelmente herdado da rocha – luz branca.

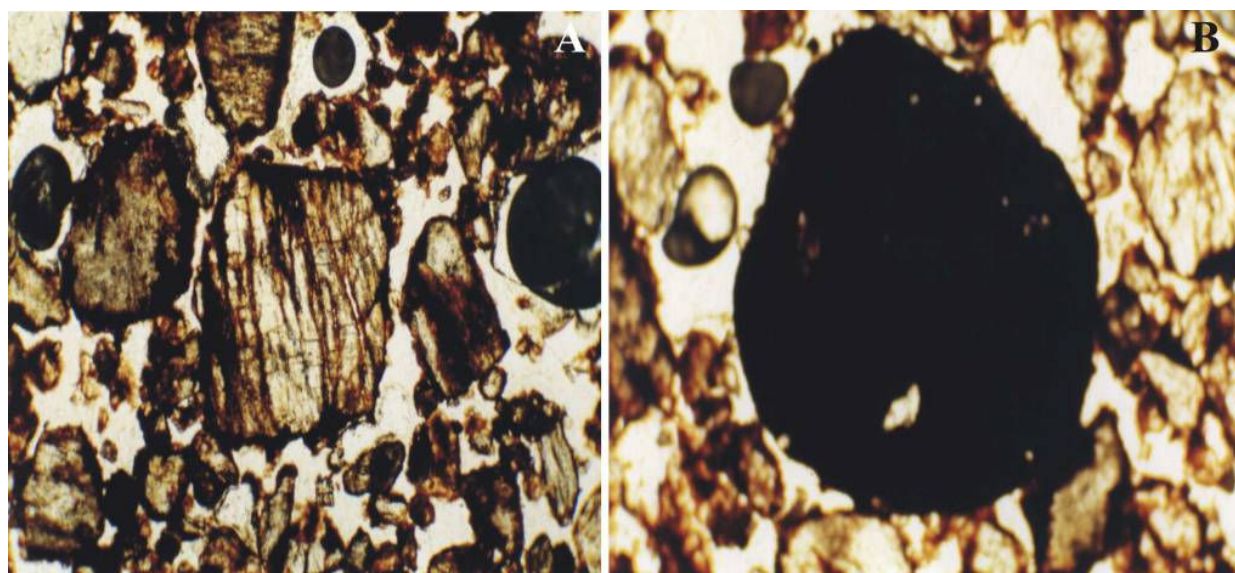
A amostra **OBV22** apresentou estrutura maciça e diversos grãos ferruginizados de feldspato, assim como grãos poliminerálicos (litorelíquias) formando nódulos. Alguns desses nódulos são notavelmente arredondados, como possível evidência de transporte (pedorrelíquias). Outra diferença para a amostra sotoposta é a maior ocorrência de grãos de quartzo, sugerindo um carreamento das argilas e alteração dos feldspatos (Figura 16).

A amostra **OBV23** apresentou estrutura granular com ausência de matriz. Quanto ao empacotamento, a estrutura é quitônica, com grãos menores preenchendo os vazios entre os grãos maiores (Figura 17A). Localmente observa-se uma concentração de determinadas frações granulométricas, com mineralogias diversas: quartzo, feldspato e grãos poliminerálicos. Alguns cristais apresentaram-se euhedrais em seção horizontal, evidenciando o pouco transporte e a proximidade da rocha-mãe fornecedora do material a ser remobilizado.



**Figura 16** – A – Grãos de quartzo com revestimento de argila – luz branca; B – Nódulo de Fe arredondado dentro de estrutura agregada – luz branca.

Observou-se também a formação de pontes de argila por iluviação, típica de horizontes arenosos. O efeito da seleção pelo transporte ao longo da encosta manifesta-se na maior concentração de grãos de quartzo na fração areia grossa sobre as demais frações granulométricas e mineralógicas. Outra evidência de transporte é a ocorrência de pedorrelíquias, concreções remobilizadas e com alto grau de arredondamento (Figura 17B).

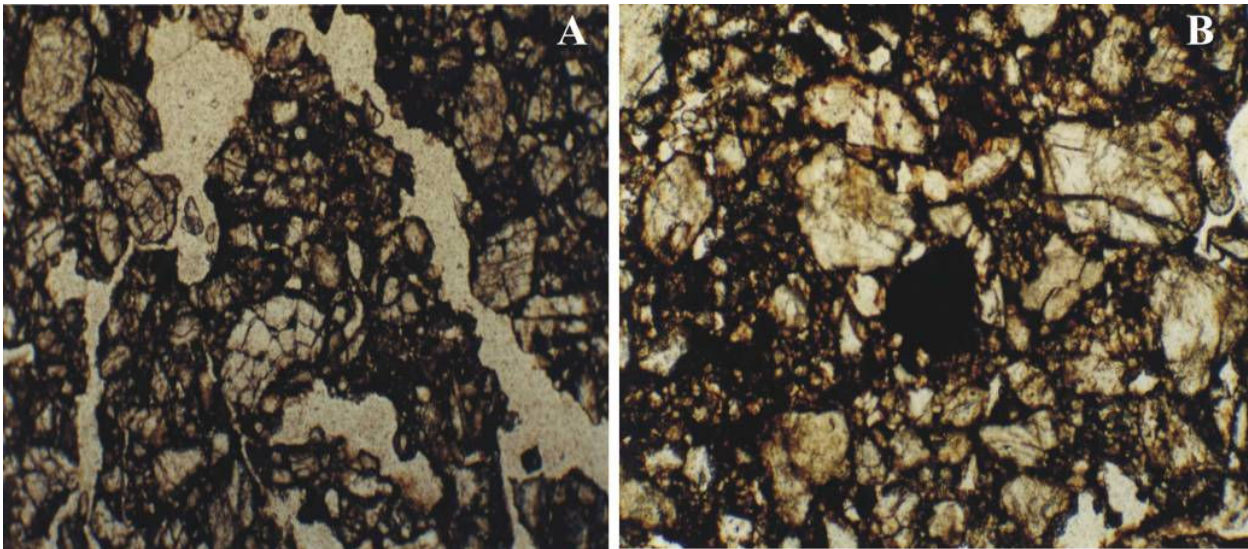


**Figura 17** – A – Aspecto da estrutura quitônica, grãos angulosos e ausência de matriz – luz branca; B – Nódulo de Fe arredondado com evidência de transporte (pedorelíquia) com estrutura quitônica de empacotamento – luz branca.

A amostra **OBV31** apresentou estruturas em blocos irregulares, de faces concordantes, provavelmente formados pela expansão e contração das esmectitas, cuja presença na amostra foi evidenciada pelo difratograma (Figura 18A). Os grãos do esqueleto apresentam-se angulosos a subangulosos, imersos em matriz argilosa pouco ferruginizada e constituem-se, sobretudo, de feldspato e de fragmentos poliminerálicos

de rocha. A amostra parece refletir bem a microfábrica dos fluxos de detritos com transporte curto dos ambientes semi-áridos, com grãos muito angulosos imersos numa massa amorfa com ausência de estruturas lineares de deposição ou qualquer zonação preferencial por classe granulométrica ou mineralogia. A matriz apresenta cores de interferência que sugerem uma composição granulométrica heterogênea, matriz silto-argilosa.

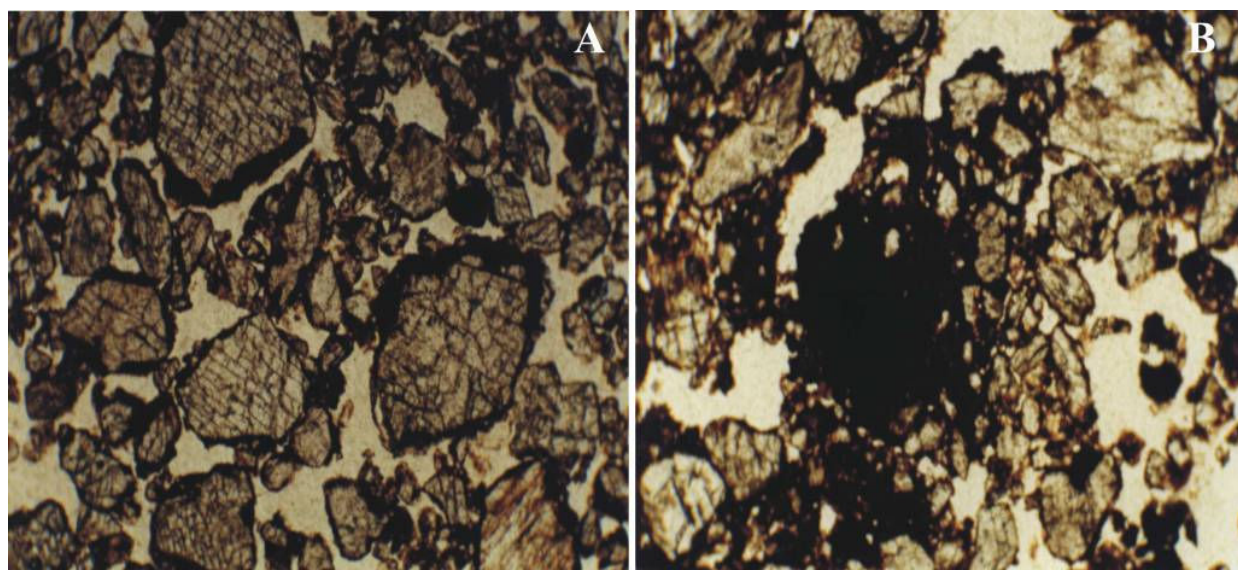
Foi observada a presença de um agregado aparentemente remobilizado, bem arredondado, com contornos bem definidos e relevo forte em relação à matriz que o envolve. Este tipo de pedorelíquia aponta para a ocorrência de uma fase de ferruginização anterior a deposição (Figura 18B).



**Figura 18** – A – Aspecto da estrutura em blocos irregulares com faces concordantes – luz branca; B – Aspecto da estrutura maciça com fragmentos líticos poliminerálicos e nódulo arredondado com evidência de transporte (pedorelíquias) – luz branca.

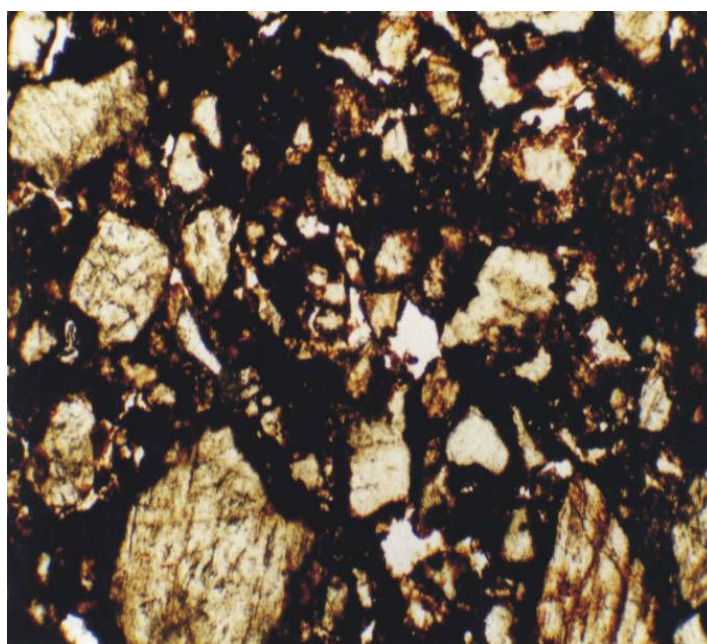
Foi observado na amostra **OBV41** presença de diversos grãos poliminerálicos ferruginizados, com evidência de que a ferruginização ocorreu *in situ*. Também foi observada a presença de agregados em diversos graus de ferruginização. Observou-se relíquias de uma matriz argilosa ferruginizada. A estrutura da amostra é de grãos peliculares, ou seja, grãos na fração areia recobertos por película de material fino (Figura 19A). A remobilização da matriz resultou numa perda parcial dos finos e formação de vazios. O carreamento do material pode está relacionado a uma posição de média encosta. Nos setores onde ainda se observa uma maior presença da matriz, há ocorrência de pequenos agregados e nódulos de Fe (Figura 19B). Os grãos do esqueleto apresentam graus diversos de arredondamento, de angulosos a arredondados. Assim como ocorreu na amostra MBV31, a mineralogia da fração areia é basicamente composta por feldspatos e fragmentos líticos poliminerálicos.

A amostra **MBV42** apresentou uma maior presença de matriz argilosa do que a anterior, à qual se sobrepõe; estrutura maciça e ocorrência de diversos fragmentos líticos e feldspato. Percebe-se uma certa segregação da matriz, formando zonas com tendência à agregação, talvez ainda como uma resposta à mineralogia de argila, com predominância das ilitas e esmectitas.



**Figura 19** – A – Estrutura em grãos peliculares – luz branca; B – Formação de nódulos de Fe, *in situ*, em zonas onde a matriz encontra-se mais preservada (base da amostra) – luz branca.

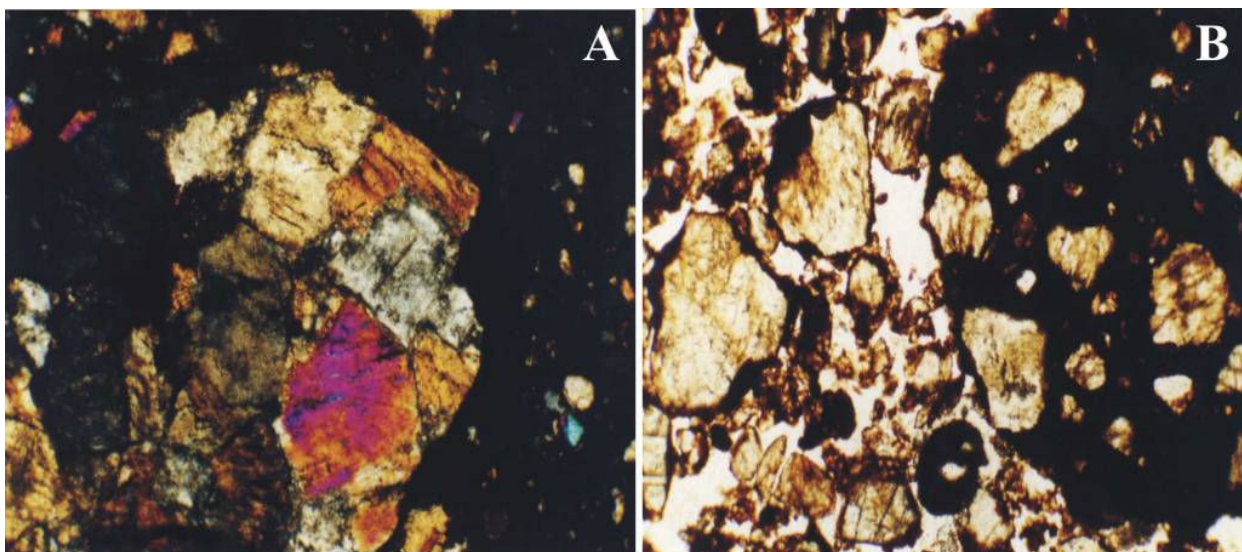
A distribuição granulométrica parece mais homogênea do que na amostra anterior, possivelmente devido a uma pré-seleção dos grossos, pelo evento deposicional antecedente. Não ocorrem concreções nítidas; apenas zonas com maior tendência à agregação. A matriz engloba diversos fragmentos líticos e feldspatos frescos. Em relação às 5 primeiras amostras oriundas de ambiente tropical subúmido, as amostras SBV31, 41 e 42 apresentam grãos de feldspato e fragmentos líticos extremamente frescos. Em relação à amostra anterior, esta apresenta a matriz bem preservada. A melhor preservação da matriz do que na amostra sotoposta, onde esta praticamente está ausente, pode indicar uma mudança na composição e na viscosidade do fluxo de detritos que deu origem ao depósito (Figura 20).



**Figura 20** – Aspecto da estrutura maciça com grãos angulosos imersos em matriz argilosa, notável ausência de poros – luz branca.

Na amostra **MBV51** observou-se presença de diversos fragmentos poliminerálicos e nódulos ferruginizados, com evidência de transporte. Ocorrência de fenocristais poliminerálicos, fragmentos líticos, evidenciando a origem do material, base de um nível de cascalho (Figura 21 A e B).

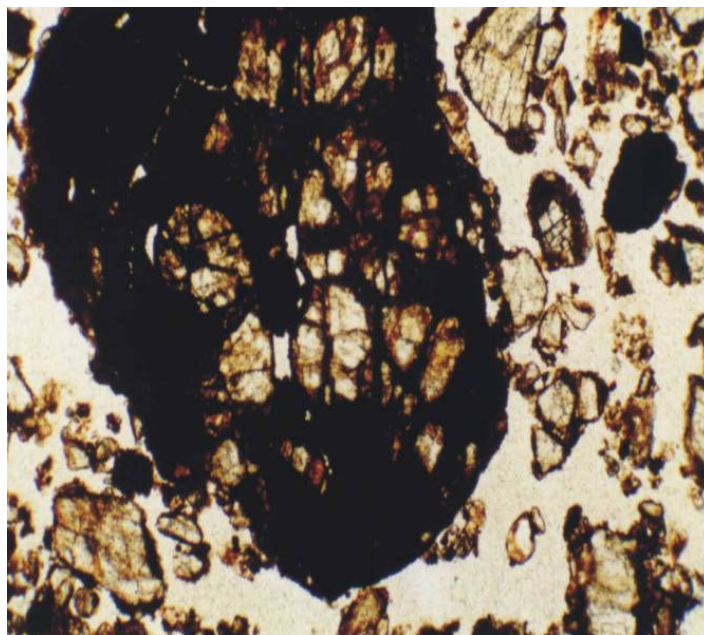
Estrutura porfírica aberta, com grãos maiores pouco abundante imersos em uma massa contínua de material mais fino. Alguns pórfiros chegam a alcançar 1cm de diâmetro. A matriz é abundante e a estrutura é maciça, com poucos poros. A matriz apresenta-se ferruginizada e o esqueleto é primordialmente formado de grãos de feldspato. Nas zonas de maior concentração de argila nota-se a ocorrência de nódulos ferruginosos formados *in situ*. A principal característica da amostra é a presença de pórfiros.



**Figura 21** – A – Fragmento de rocha em estrutura porfírica aberta – luz polarizada; B – Nódulo de Fe englobando grãos do esqueleto, possivelmente remobilizado – luz branca.

A amostra **MBV52** apresentou estrutura granular e poros alveolares contendo diversos fragmentos poliminerálicos. A redução na presença da matriz resulta na ocorrência de poucos agregados em relação à amostra anterior. O excesso de poros, provavelmente, deve-se ao processo de expansão e contração das esmectitas, além de a unidade ter permanecido em uma posição de “topo” da cascalheira por cerca de 5.000 anos – intervalo deposicional em relação à unidade que a cobre. Percebe-se a ocorrência da precipitação e floculação de sexquióxidos formando agregados e nódulos. Também foi observada a precipitação do ferro na fissura e planos de partitura entre os cristais dos grãos poliminerálicos (Figura 22).

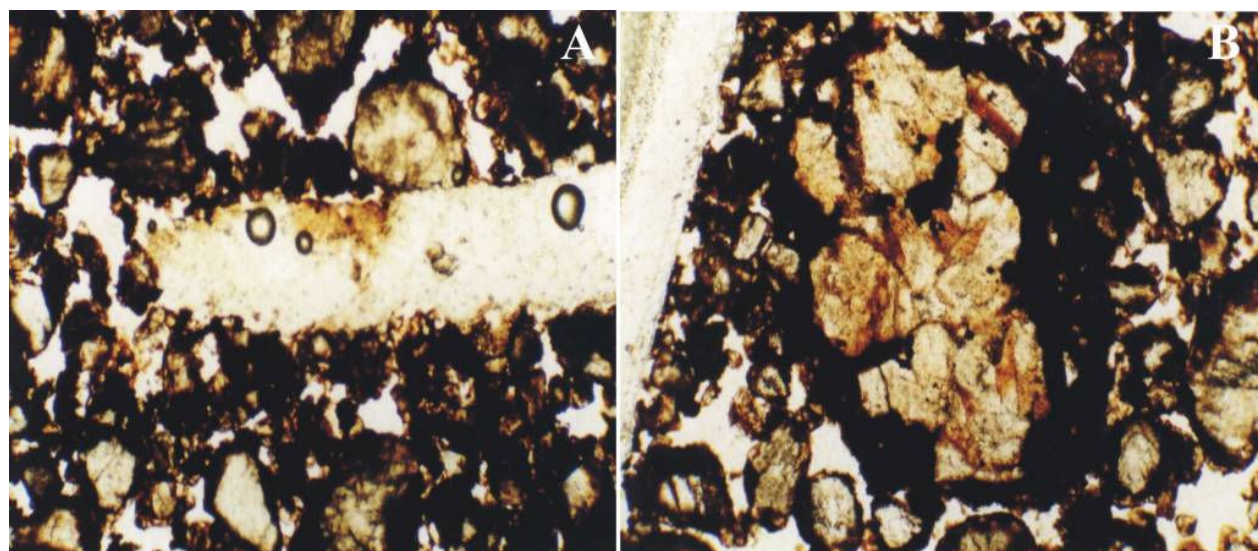
A formação de pequenos nódulos está sempre associada à ocorrência de espaços vazios, sem matriz no seu entorno. Há uma predominância de grãos poliminerálicos e de feldspato. O grau de arredondamento varia de arredondado a subarredondado. Em geral, o esqueleto apresenta uma granulometria muito uniforme.



**Figura 22** – Nódulo de Fe englobando pórfiro de feldspato, observa-se a perda da matriz e arredondamento – luz branca.

A amostra **MBV53** apresentou estrutura maciça e matriz abundante. Presença de agregados e nódulos sempre próximos a zonas esvaziadas, cavidades. Observou-se uma estrutura tubular, provavelmente um icnofóssil, o que evidencia a atividade biogênica neste depósito (Figura 23A).

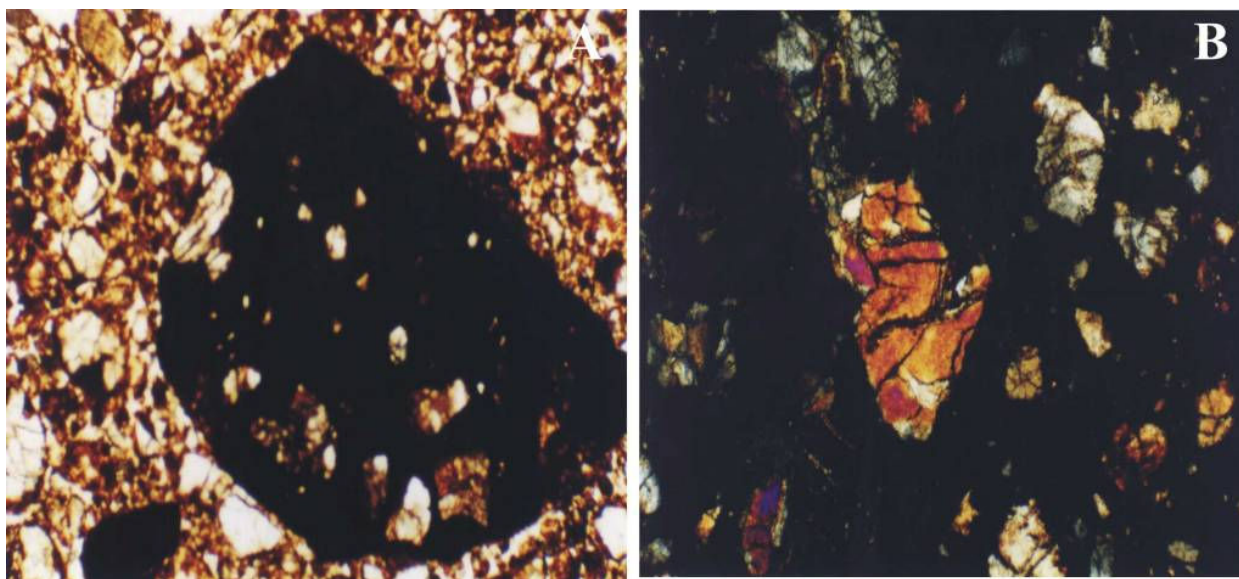
Os grãos do esqueleto são poliminerálicos, ferruginizados e com abundância de feldspatos (Figura 23B). A matriz é argilosa. Há uma ausência de pórfiros, o que denota uma melhor seleção granulométrica em relação às amostras sotopostas. A ferruginização é ubíqua e observou-se até um grão euédral de zircão, parcialmente englobado por um nódulo ferruginoso. Os feldspatos estão bastante alterados e a sua superfície fosca é observada mesmo à vista desarmada.



**Figura 23** – A – Estrutura biogênica evidenciando bioturbação no perfil – luz branca; B – Grão poliminerálico ferruginizado – luz branca.

Na amostra **MBV61** observou-se presença de pequenos agregados e nódulos ferruginosos. A estrutura é maciça, com poucas cavidades. Há uma predominância de finos, com eventuais grãos de maior tamanho na fração areia grossa (Figura 24).

Foram observados grãos de quartzo euhedrais. A principal característica da amostra é a presença de grãos flutuando na matriz argilosa, com maior predominância da matriz por sobre o esqueleto. A mineralogia do esqueleto é diversa, com grãos de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha. Há ocorrência de diversos cristais euhedrais a subeuhedrais de quartzo e feldspato, evidenciando um transporte curto. Observou-se um grão de feldspato em estágio inicial de alteração, com formação de argilo-mineral, possivelmente sericita ao longo dos planos de clivagem.



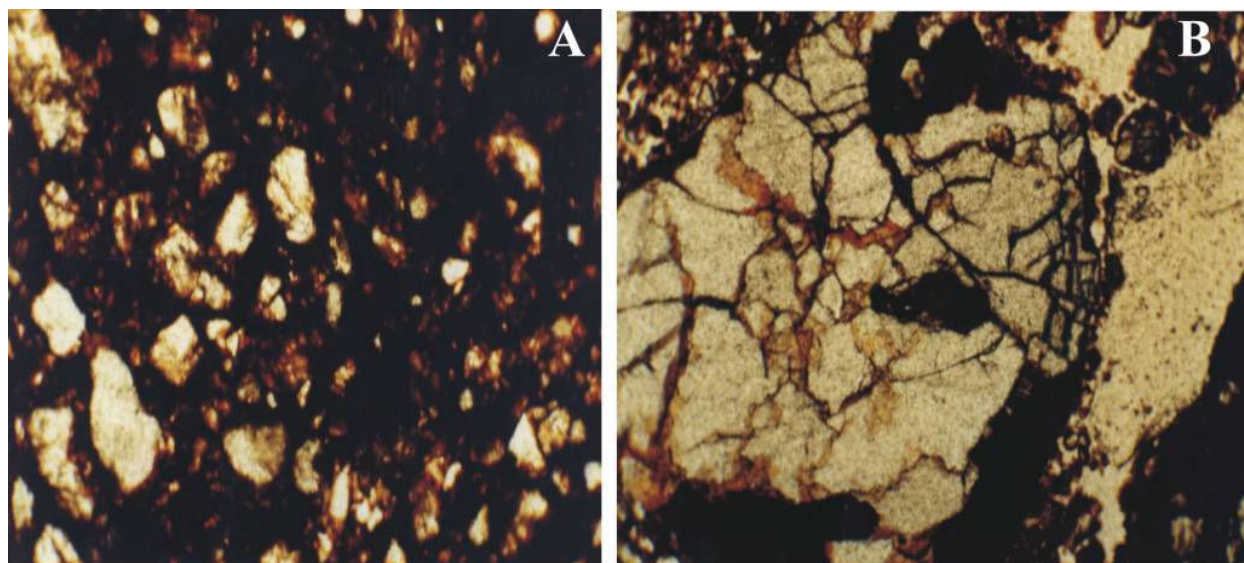
**Figura 24** – A – Nódulos ferruginosos arredondados – luz branca; B – Grãos poliminerálicos – luz polarizada.

A amostra **MBV62**, proveniente do topo de uma cascalheira, com ocorrência de diversos pórfiros poliminerálicos e excessiva concentração de argila, formando um tipo de fragipan, um incipiente horizonte Bt (Figura 25A). É notável a ocorrência de cristais poliminerálicos e de quartzo até subeuhedrais, com forte impregnação por revestimento de argila. A textura é maciça, os grãos são de subangulosos a angulosos. Pode se descrever a amostra como uma massa argilosa com fragmentos poliminerálicos (Figura 25B). O material sofreu aparentemente muito pouco transporte, com total ausência de estruturas lineares ou zonação por fração mineralógica. Microfábrica característica de depósito de fluxo.

A amostra **MBV63** apresenta marcante granodecrescência ascendente, característica da deposição por fluxo laminar superficial. Na sua seção intermediária observa-se uma concentração de grossos. A estrutura é de grãos simples com película de argila, chegando, em alguns setores, a formar blocos irregulares com matriz argilosa.

A granodecrescência exibe uma seleção mineralógica com os níveis mais grossos sendo os mais ricos em feldspato, enquanto a fração mais fina é dominada pelo quartzo. Esta característica, aparentemente controversa, talvez aponte para um controle da litologia sobre a disponibilidade de grãos em determinadas frações granulométricas, e evidencia a relativa pobreza em quartzo do sienito per-alcalino de Triunfo.





**Figura 25** – A – Presença abundante de matriz argilosa, possivelmente horizonte Bt truncado – luz branca; B – Pórfiro poliminerálico em alteração – luz branca.

A estrutura, mesmo quando em grãos simples, apresenta um recobrimento dos grãos por película de argila, certamente iluvial. São notáveis as pontes de argila unindo grãos (Figura 26).

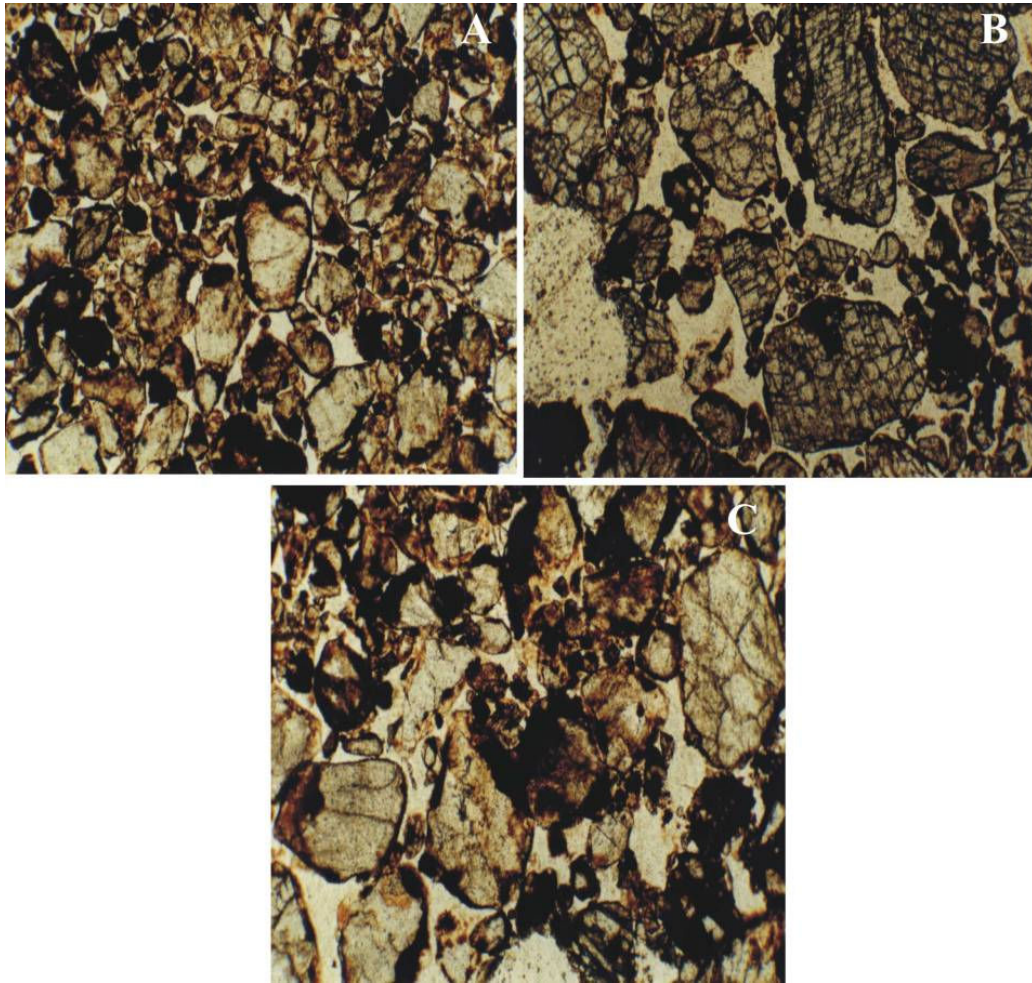
### **Considerações Finais**

De acordo com os resultados obtidos por meio da observação *in situ* dos sedimentos e análise da micromorfologia de solos, conclui-se que os depósitos analisados foram derivados ora por sedimentação gravitacional do tipo fluxo de detritos, provavelmente sob condições torrenciais, ora por erosão em lençol.

Em todos os depósitos estudados, os registros sedimentares tiveram sua gênese associada a ciclos de pedogênese/morfogênese sob diversas combinações de semi-aridez atuantes nas áreas desde o Pleistoceno Superior, entretanto a situação dos perfis nas encostas e depressões fechadas também atuaram como fatores essenciais no controle dos processos de translocação e neoformação de minerais supergenos, o que impede a generalização dos dados quanto à possíveis controles climáticos de âmbito regional.

Em Fazenda Nova, a ocorrência de um nível conglomerático atesta o regime de perda das frações finas característico do ambiente deposicional semi-árido sob domínio dos fluxos hortonianos semelhantes àqueles que atuam na área sob o regime de semi-aridez atual.

A presença de carbonato de cálcio no depósito de tanque datado em 19,4 Ka por Alves (2007) na área de estudo atesta que existiu ainda um período mais seco relacionado ao último máximo glacial, o que corresponderia a uma pausa na sedimentação terrígena e formação de carbonato de cálcio. A ocorrência de longos períodos de extrema aridez seguidos de períodos com precipitação proporcionou oscilações mais ou menos rápidas ou pronunciadas do nível d'água favorecendo a carbonatação através da mobilidade do carbonato de cálcio no perfil. Nódulos de Fe sobrepostos ao cimento carbonático demonstram que fases úmidas do Holoceno deram início a uma sobreposição da ferruginização aos níveis calcinomorfos durante as fases mais úmidas que sobrevieram durante o Holoceno. Esta umidificação foi evidenciada por Alves (2007) através do registro de matéria orgânica (amostra 190/1A) datadas em 6,26 Ka e 1,35 Ka AP., respectivamente.



**Figura 26** – A – Aspecto da estrutura em grãos simples, com predominância de grãos de quartzo com moderada seleção granulométrica (topo da amostra) – luz branca; B – Base da amostra com seleção granulométrica (concentração de grossos) e mineralógica (predominância de feldspatos) – luz branca; C – Ponte de argila iluvial unindo grãos de quartzo – luz branca.

Na Serra da Baixa Verde, compartimento de relevo associado à superfície somital do Planalto da Borborema, a erosão rápida, e possivelmente episódica, controla a evolução pedogenética dos pacotes sedimentares analisados. Em todas as amostras foi observada a abundância de material em diversos estágios de alteração e presença notável de feldspatos frescos. Esta característica sugere o tipo de transporte “relativamente” rápido, com isolamento pós-deposicional do material, além da ineficácia do clima em gerar um material de alteração mais amadurecido mineralogicamente.

A ocorrência de argila expansiva e agregados na amostra OBV12 sugere uma menor maturidade do perfil, apesar de estar superposto a um perfil mineralogicamente mais maduro, a SBV11. Esta inversão da distribuição dos argilo-minerais ao longo do perfil oferece sustentação à origem sedimentar destas unidades com idades deposicionais com um intervalo de 10.000 anos, constatado pela datação dos materiais da base e do topo por luminescência óptica (Corrêa, 2001). O fato desses materiais não serem cronocorrelatos explicaria os diferentes graus de pedogênese identificados.

Feições resistentes como as “petroplintitas”, conseguiram sobreviver à erosão e foram preservadas nas unidades coluvionares como pedorrelíquias, atestando a ocorrência de uma fase de ferruginização anterior à deposição dos colúvios.

Entretanto, a ausência de calcrete na área talvez indique a falta de períodos de semi-áridéz mais severa, ou ateste a intensa remobilização dos mantos coluviais, cuja dinâmica parece estar quase que totalmente restrita ao Holoceno. Desta forma, se houve algum tipo de calcrete, este antecedeu a formação dos nódulos de ferricrete, que sob condições mais úmidas possivelmente teriam destruído qualquer calcrete preexistente.

A técnica da micromorfologia de solos demonstrou ser uma excelente ferramenta de análise para a reconstrução de processos superficiais pretéritos no ambiente semi-árido nordestino. Devido à falta de dados estratigráficos pertinentes à sedimentação continental do Quaternário final para a região como um todo, as conclusões atem-se aos contextos locais, no entanto, foi possível definir que nas áreas estudadas desde aproximadamente 60 Ka AP (Silva, 2007) ocorreu uma alternância de períodos de produção de fluxos de detritos em diversos estágios de maturidade mineralógica, formação de cimento cálcico amorfo, ferruginização dos perfis, deposição de corridas de lama e matéria orgânica. Desta forma, foi possível aferir que na escala de tempo trabalhada, que compreende desde o final do pleistoceno até o Holoceno superior, os processos superficiais responsáveis pela produção de clastos, e sua acumulação em áreas privilegiadas de estocagem (tanques e encostas), ocorreram de forma razoavelmente rápida, fato que ainda precisa ser cotejado com evidências de outras áreas no Nordeste semi-árido.

Assim, a interpretação da dinâmica geomorfológica através da análise da micromorfologia de solos, forneceu bases para a elucidação de interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos nas áreas estudadas, cujas repercussões ainda são visíveis sobre a estrutura superficial dos modelados de acumulação.

### **Referência Bibliográfica**

- ALVES, R. S. **Os Mamíferos Pleistocênicos de Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, Pernambuco, Brasil**. Recife. 2007. 155p. Dissertação de Mestrado – DGEO, UFPE.
- BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v.8,p.286-312, 1964.
- BIGARELLA, J.J & MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzea. **Boletim paranaense de Geografia**, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.
- BIGARELLA, J.J; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. **Boletim paranaense de Geografia**, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.
- BULLOCK, P. The role of micromorphology in the study os Quaternary soil process. In: BOARDMAN, J. **Soil an Quaternary Landscape Evolution**. New York: Wiley, 1984.
- CASTRO, C. **Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos**. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, 1977. 48p.
- CASTRO. S. S. **Micromorfologia de Solos** – Pequeno guia para descrição de lâminas delgadas. Universidade Federal de São Paulo, 1989. 90p.
- CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.
- DARDIS, G. F. Late Holocene erosion and colluvium deposition in **Swaziland**. **Geology**, v.18, p.934-937, 1990.
- FÁVERA, J. C. D. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro, Anais, 489-501, 1984.
- FITZPRATRICK, E. A. **Soil Microscopy and Micromorphology**. New York: Wiley, 1993.
- GALE, S.J. & HOARE, P.G. **Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks**. Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.
- MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. Recife: Editora Universitária, 1983.
- MUCHER, H. J. & MOROZOVA, T. D. The application of soil micromorphology in Quaternary geology

- and geomorphology. In: BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. **Soil Micromorphology: techniques and applications**. Rothamsted: A B Academic Publishers, 1983. V. 1, p. 151-194.
- NOX, J. C. Valley alluviation in south-western Wisconsin. **Annals of the American Association of Geographers**, 62: 401-410, 1972.
- SELBY, M. J. **Hillslopes Materials and Processes**. Oxford: Oxford University Press, 1993.
- SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Chichester: Wiley, 1977.
- SILVA, D. G. **Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 155p.
- SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (presente + passado = futuro?)**. São Paulo: Paulo's, 1999.
- THOMAS, M.F. & THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic changes during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. **Quaternary Science Reviews**, 14: 193-207, 1995.

Trabalho enviado em novembro de 2008

Trabalho aceito em abril de 2009