

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

ANÁLISE PALEOPEDOLÓGICA DA FORMAÇÃO RESENDE NAS BACIAS DE  
RESENDE E VOLTA REDONDA E SUAS IMPLICAÇÕES  
PALEODEPOSICIONAIS

**LUCAS BALSINI GARCINDO**

2009



UFRJ

ANÁLISE PALEOPEDOLÓGICA DA FORMAÇÃO RESENDE NAS BACIAS DE  
RESENDE E VOLTA REDONDA E SUAS IMPLICAÇÕES  
PALEODEPOSICIONAIS

Lucas Balsini Garcindo

Dissertação de Mestrado submetida ao  
Programa de Pós-Graduação em Geologia,  
Instituto de Geociências, da Universidade  
Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como  
requisito necessário para a obtenção do grau  
de Mestre em Ciências (Geologia).

Orientadores:

Claudio Limeira Mello,  
Renato Rodriguez Cabral Ramos  
Helena Polivanov

Rio de Janeiro  
Julho de 2009

GARCINDO, LUCAS BALSINI

ANÁLISE PALEOPEDOLÓGICA DA FORMAÇÃO RESENDE NAS BACIAS DE RESENDE E VOLTA REDONDA E SUAS IMPLICAÇÕES PALEODEPOSICIONAIS [Rio de Janeiro] 2009.

198 p., 65 estampas (Instituto de Geociências, Msc., Programa de Pós-graduação em Geologia, 2009).

Dissertação – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1. Formação Resende 2. Petrografia 3. Paleossolo 4. Sedimentologia 5. Paleógeno

ANÁLISE PALEOPEDOLÓGICA DA FORMAÇÃO RESENDE NAS BACIAS DE  
RESENDE E VOLTA REDONDA E SUAS IMPLICAÇÕES  
PALEODEPOSICIONAIS

Lucas Balsini Garcindo

Orientadores:  
Claudio Limeira Mello,  
Renato Rodriguez Cabral Ramos,  
Helena Polivanov

Dissertação de Mestrado Apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Aprovada em

---

Drº Ismar de Souza Carvalho, UFRJ

---

Drª Lucy Gomes Sant'Anna, USP

---

Drº Claudio Riccomini, USP

Rio de Janeiro  
Julho de 2009



Às minhas lindas, Paloma e Gina.

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, meus irmãos e minha família pelo apoio irrestrito e pelo amor incondicional.

À Martha e todos da família Faraco Bianchini.

À Professora Loiva Lizia Antonello e toda a sua sabedoria.

Aos meus professores e orientadores Claudio Limeira Mello, Renato Rodriguez Cabral Ramos e Helena Polivanov, pelo vasto conhecimento transmitido e pela crença nesse trabalho. Muito obrigado por terem me apoiado durante todo o tempo.

Aos amigos do CLM (sala J02-23), especialmente aos geólogos Lucas Costa, Diogo Justa Miranda, Carolina Ribeiro, Thiago da Silva e Guilherme Martins Costa, pelos momentos de aprendizado que proporcionaram.

Aos professores Nuno Campos Filho e Rossana Faraco Bianchini, pela semente plantada.

À galera da Jagua (a eterna).

À FAPERJ, pela concessão da bolsa nota 10.

Ao professor Leonardo Borghi, coordenador do Programa de Pós-Graduação de Geologia da UFRJ, e todos os professores que ajudaram de alguma forma no trabalho.

À Christina Barreto, do Programa de Pós-Graduação de Geologia da UFRJ, pelo incentivo nas horas difíceis.

Ao Roberto Gomes, Osório Luiz, Tarcísio Abreu, Carlos Alberto Conceição e todos os técnicos e funcionários dos laboratórios do Departamento de Geologia do CCMN do Fundão.

Ao JAZZ.

## RESUMO

### ANÁLISE PALEOPEDOLÓGICA DA FORMAÇÃO RESENDE NAS BACIAS DE RESENDE E VOLTA REDONDA E SUAS IMPLICAÇÕES PALEODEPOSICIONAIS

Lucas Balsini Garcindo

Orientadores: Claudio Limeira Mello,  
Renato Rodriguez Cabral Ramos,  
Helena Polivanov

Resumo da Dissertação de Mestrado Apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

A Formação Resende (Paleógeno) é a unidade estratigráfica que constitui o principal preenchimento sedimentar das bacias de Resende e Volta Redonda no segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil, tipicamente caracterizada por uma sucessão de arcósios, siltitos e argilitos esverdeados, semiconsolidados. Os arenitos são maciços ou estratificados, ocasionalmente conglomeráticos, com quantidades variáveis de matriz lamosa. Os pelitos apresentam intensidade variável de icnofósseis de fauna e raízes, que produzem padrões mosqueados e variegados. Tais depósitos são interpretados como fluviais, associados a canais e planície de inundação. Na literatura, citações sobre pedofácies na Formação Resende referem-se à presença de calcretes, também atribuídos por alguns autores a processos freáticos. O objetivo do presente estudo é apresentar a caracterização de pedofácies descritas em afloramentos da Formação Resende, discutindo possíveis controles autocíclicos e alocíclicos na sua gênese. A metodologia adotada incluiu: levantamento de perfis faciológicos na escala 1:20; interpretação da arquitetura deposicional em fotomosaicos; análise granulométrica de 52 amostras; análise de mineralogia de argilas de 17 amostras; análise micromorfológica de 17 amostras indeformadas. As principais fácies sedimentares descritas correspondem a: i) arcósios com laminação horizontal incipiente, em camadas tabulares ou lenticulares, interpretados como fluxos trativos não confinados, associados a extravasamentos dos canais de arrombamento; ii) arenitos arcosianos finos, maciços, tabulares; iii) lamitos maciços bioturbados; vi) argilitos. Foram reconhecidas duas pedofácies: a pedofácies I é caracterizada por cor de fundo cinza, com mosqueado alaranjado (goethita), estrutura em blocos angulares, variado grau de bioturbação, presença de superfícies de fricção e apresenta textura predominantemente síltica a arenosa fina; a pedofácies II caracteriza-se por cor de fundo bruno-avermelhado, com halos de depleção cinza e bordas avermelhadas (hematita), estrutura em blocos angulares a grumosos, elevado grau de bioturbação, abundantes superfícies de fricção, freqüentes nódulos férricos, rizoconcreções de manganês e textura lamosa. Ambas as pedofácies apresentam geometria tabular, e contatos abruptos no topo e graduais na base. Evidências micromorfológicas apontam para a formação destas pedofácies em segmentos intermediários e distais de planícies de inundação, sazonalmente saturados por água subterrânea ou recobertos por fluxos aquosos. As feições de mosqueado e variegado são atribuídas à alteração subaérea do sedimento aluvial sob diferentes regimes hidrológicos, denominando-se pseudogleização ou gleização por água superficial, e gleização por água subterrânea. A pedofácies I é interpretada como antigos gleissolos empilhados, sob controle autocíclico, desenvolvidos em planícies de inundação. A pedofácies II é interpretada como paleossolos vérticos desenvolvidos em paleoterraços, livres da sedimentação constante das planícies de inundação, sendo formada a partir de fatores alocíclicos.

**Palavras-chave:** petrografia; paleossolo; Formação Resende; Paleopedologia

Rio de Janeiro  
Julho de 2009

## **ABSTRACT**

### **PALEOPEDOLOGIC ANALYSIS OF RESENDE FORMATION IN RESENDE AND VOLTA REDONDA BASINS AND THEIR PALEODEPOSITIONAL IMPLICATIONS.**

Lucas Balsini Garcindo

Orientadores: Claudio Limeira Mello,  
Renato Rodriguez Cabral Ramos,  
Helena Polivanov

Abstract da Dissertação de Mestrado Apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

The Resende Formation (Paleogene) is a lithostratigraphic unit that represents the main sedimentary filling of Resende and Volta Redonda basins, located in the central portion of Continental Rift of Southeastern Brazil, typically characterized by a succession of semi-consolidated greenish arkoses, siltstones and claystones. Sandstones are massive in structure or stratified, occasionally conglomeratic, with variable quantities of mud matrix. Mudstones show a variable intensity of animal and root burrows, that produces mottle and variegate patterns. Deposits which are interpreted as fluvials, associated with channels and floodplains. References about pedofacies in the Resende Formation points to the presence of calcretes, attributed by some authors to phreatic processes. The goal of this work is to present a pedofacies characterization described in the outcrops of Resende Formation, discussing the possibility of autocyclic and allocyclic controls in its genesis. In the outcrops chosen for the research, Resende Formation deposits are superimposed, in erosive contact, by fluvial successions. Methodology includes: sedimentary logs (1:20); photomosaic interpretation of depositional architecture; granulometric analysis of 52 samples; clay mineralogy analysis of 12 samples; petrographic and micromorphologic analysis of 17 samples. The main sedimentary facies described corresponds to: arkoses with poor horizontal lamination of tabular to lenticular beds; fine arkosic massive sandstones with tabular geometry; bioturbated massive mudstones; intensively bioturbated claystones. Two pedofacies were recognized: pedofacies I with gray background, orange mottles (goethite), blocky structure, variable grades of bioturbation, slickensides and silty to sandy texture; pedofacies II characterized by brownish-red background, with gray depletion halos with red rims, strong blocky to crumbly structure, elevated grades of bioturbation, abundant slickensides, iron nodules, manganese rizcretions and mud to clay texture. Both pedofacies shows abrupt contacts in the top and diffused contacts in the basis. Micromorphologic evidence points to intermediate to distal segments of floodplains in the formation of these pedofacies, seasonally saturated by groundwater or covered by water flows. Mottle and variegate features are attributed to sub-aerial alteration of alluvial sediment under different hydrologic conditions, denominated pseudogleization or surficial water gleization, and groundwater gleization. Pedofacies I is interpreted as ancient stacked gley soils, under autocyclic controls. Pedofacies II is interpreted as vertic paleosols developed in paleoterrace free of steady sedimentation of the floodplains, being formed by allocyclic factors.

**Keywords: petrography; paleosols; Resende Formation; Paleopedology**

Rio de Janeiro  
Julho de 2009

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>IV</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>V</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>VI</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>X</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>XVII</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>3</b>
2.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	3
2.2 GEOLOGIA REGIONAL.....	4
2.2.1 Embasamento.....	4
2.2.2 Rifte Continental do Sudeste do Brasil.....	8
2.2.3 Estratigrafia e evolução das bacias de Resende e Volta Redonda.....	10
2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	12
2.3.1 Formação Ribeirão dos Quatis.....	13
2.3.2 Formação Resende.....	14
2.3.3 Basanito Casa de Pedra.....	16
2.3.4 Formação Pinheiral.....	17
2.3.5 Formação Floriano.....	19
<b>3 PALEOPEDOLOGIA.....</b>	<b>20</b>
3.1 CONCEITO.....	20
3.2 PEDOFÁCIES PALEOSSOLOS ALUVIAIS.....	21
3.3 PEDOESTRATIGRAFIA.....	27
3.4 MICROMORFOLOGIA.....	29
<b>4 METODOLOGIA.....</b>	<b>34</b>
4.1 LEVANTAMENTO E DESCRIÇÃO DE CAMPO.....	34
4.2 AMOSTRAGEM.....	35
4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS.....	36

4.3.1	Análise granulométrica.....	36
4.3.2	Análise petrográfica.....	37
4.3.3	Análise micromorfológica.....	38
4.3.4	Análise de mineralogia das argilas.....	40
4.3.5	Análise de minerais pesados.....	41
<b>5</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>44</b>
5.1	PERFIL SEDIMENTOLÓGICO.....	44
5.1.1	Perfil Ponte dos Arcos - bacia de Resende.....	44
5.1.2	Perfil Rodovia do Contorno – bacia de Volta Redonda, Gráben Casa de Pedra.....	47
5.2	LITOFÁCIES SEDIMENTARES, PEDOFÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL.....	50
5.3	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA.....	60
5.3.1	Ponte dos Arcos.....	60
5.3.2	Rodovia do Contorno.....	70
5.4	ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	77
5.4.1	Textura e trama.....	77
5.4.2	Fração areia.....	78
5.4.3	Fração fina.....	86
5.4.4	Cimento.....	88
5.4.5	Estruturas.....	88
5.5	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA.....	93
5.6	ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA.....	96
5.6.1	Estrutura e microestrutura.....	96
5.6.2	Orientação e padrão de distribuição de base.....	98
5.6.3	Distribuição c/f.....	98
5.6.4	Porosidade.....	99
5.6.5	Componentes.....	103
5.6.6	Fundo matricial (matriz-S).....	103
5.6.7	Caracteres pedológicos (pedocaracteres).....	107
5.6.8	Aspectos micromorfológicos das fácies Sh e Sm.....	116
5.6.9	Aspectos micromorfológicos das fácies Fl, Fsm e Fm.....	118

5.7 ANÁLISE DE MINERALOGIA DE ARGILAS.....	126
5.7.1 Rodovia do Contorno.....	126
5.7.2 Ponte dos Arcos.....	129
<b>6 DISCUSSÃO.....</b>	<b>133</b>
6.1 CORES DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO RESENDE.....	133
6.1.1 Gleização.....	135
6.1.2 Pesudogleização.....	137
6.2 GÊNESE DE LITOFÁCIES E PEDOFÁCIES.....	137
6.2.1 Fácies Sh e Sm.....	137
6.2.2 Fácies Fl, Fsm e Fm.....	138
6.3 ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO RESENDE.....	141
6.4 MODELO PALEODEPOSICIONAL.....	144
<b>7 CONCLUSÃO.....</b>	<b>148</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>150</b>
<b>APÊNDICE A – Ficha de descrição micromorfológica.....</b>	<b>157</b>
<b>APÊNDICE B – Descrição petrográfica e micromorfológica.....</b>	<b>160</b>

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapa geológico entre Rio de Janeiro e São Paulo, com a localização da área de estudo (retângulo vermelho), maciços alcalinos do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (números) e bacias cenozóicas (letras maiúsculas). Maciços alcalinos: 1) Poços de Caldas; 2) Passa Quatro, Itatiaia e Morro Redondo; 3) Tinguá, Mendanha; 4) Soarinho, Tanguá; Rio Bonito; 5) São Sebastião e Búzios. Bacias cenozóicas: A) São Paulo; B) Taubaté; C) Resende; D) Volta Redonda; E) Macacu e Itaboraí. Modificado da Folha Rio de Janeiro (SF-23) 1:1.000.000 (Geobank/CPRM).....5
- Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo com: localização dos afloramentos (pontos em vermelho); delimitação das coberturas sedimentares nas bacias de Resende e Volta Redonda; e as principais estruturas e litologias do embasamento. Modificado das Folhas Santa Rita de Jacutinga, Barra do Pirai e Volta Redonda 1:100.000 (Geobank/CPRM).....7
- Figura 3 – Modelo digital de elevação (SRTM) do RCSB entre Rio de Janeiro e São Paulo em perspectiva, com a localização da área de estudo (retângulo vermelho). Em evidência as principais áreas soerguidas/abatidas do embasamento, bacias e depósitos sedimentares cenozóicos. Legenda: Paleógeno (laranja), Neógeno (bege) e sedimentos quaternários indiferenciados (amarelo). Exagero vertical aproximado de 2x; iluminação em 315°/30°. .....8
- Figura 4 – Fases de evolução tectônica das bacias do segmento central do RCSB (Riccomini, 1989).....10
- Figura 5 – Modelo digital de elevação (SRTM) da área de estudo em perspectiva, em evidência estruturas, bacias, unidades litoestratigráficas da cobertura sedimentar e afloramentos (vermelho). Legenda: Cretáceo, maciço alcalino do Morro Redondo (verde), Paleógeno (laranja), Neógeno (bege), Pleistoceno (amarelo) e Holoceno (amarelo claro). Exagero vertical aproximado de 2x; iluminação em 315°/30°.....11
- Figura 6 – Diagramas cronoestratigráficos das bacias de Resende (Ramos, 2003) e Volta Redonda (Sanson, 2006).....13
- Figura 7 – Litofácies da Formação Ribeirão dos Quatis: a) arenitos feldspáticos grossos com estratificação plano-paralela e intraclastos pelíticos erodido por ortoconglomerado; b) ortoconglomerado com estratificação cruzada acanalada e brecha intraformacional.....13
- Figura 8 – Litofácies da Formação Resende: a e b) conglomerado polimítico matriz suportado, depósito de leque aluvial proximal; c) arcósio grosso com estratificação plano-paralela, estruturas de carga na base do depósito de canal fluvial, erodindo argilito bioturbado da planície de inundação; d) arcósio com estratificação cruzada acanalada; e) aspecto do afloramento da seção-tipo, onde observam-se arcósios em geometria de lentes estendidas intercalados a lamitos arenosos bioturbados; f) depósito de arenitos finos lamosos, de estrutura maciça e geometria tabular a lenticular estendida.....15
- Figura 9 – Afloramento do Basanito Casa de Pedra, derrames de ankaramito alterado por pedogênese recente, próximo ao Bairro Jardim Tiradentes em Volta Redonda, em contato



concordante com a Formação Resende.....	17
Figura 10 – Litofácies da Formação Pinheiral na bacia de Volta Redonda: a) imbricação de clastos na base de um depósito de ortoconglomerado; b) depósitos de conglomerados com estratificação cruzada acanalada; c) discordância erosiva entre argilitos bioturbados da Formação Resende (base) com depósitos de canais cascalhosos da Formação Pinheiral (topo); d) aspecto em planta do assoalho dos depósitos conglomeráticos, compostos por clastos arredondados imbricados de quartzo leitoso.....	18
Figura 11 – a) depósito de canal fluvial cascalhoso sobreposto em contato erosivo a um paleossolo desenvolvido sobre o topo de um lamito de planície de inundação; b) aspecto do mesmo depósito de canal composto por arenito médio a grosso, conglomerático, com estratificação plano-paralela erodindo o lamito que se mostra menos bioturbado na base, com destaque ao contato erosivo lateral da escavação do canal no substrato lamoso.....	22
Figura 12 – Diagrama esquemático mostrando o rol de paleossolos que podem se formar numa sucessão vertical, dependendo das taxas de acumulação sedimentar, pausa e sua duração: a) paleossolo intensamente intemperizado formado em superfície de inconformidade, pelo longo tempo de estabilidade da paisagem e de desenvolvimento do solo; b) sequência espessa de múltiplos paleossolos formados em depósitos de planícies de inundação, pelo fato da erosão ser insignificante e a sedimentação constante; c) uma pausa moderadamente longa na sedimentação relacionada a incisão do vale produziu um paleossolo mais bem desenvolvido que os paleossolos múltiplos, mas não tão intensamente intemperizado como o paleossolo desenvolvido sobre a inconformidade (Adaptado de Kraus, 1999).....	24
Figura 13 – Diagrama esquemático das relações entre unidades pedoestratigráficas e as outras unidades previstas no código norte-americano de estratigrafia (NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE, 2004).....	28
Figura 14 - Perfil sedimentológico do afloramento Ponte dos Arcos na bacia de Resende.....	46
Figura 15 - Perfil sedimentológico do afloramento Rodovia do Contorno na bacia de Volta Redonda.....	48
Figura 16 – a) Litofácies Sh e Ss, apresentando laminação horizontal incipiente, superfícies erosivas e gradação normal; b) litofácies Fl, apresentando laminação horizontal incipiente e icnofósseis; c) litofácies Sm de estrutura maciça e icnofósseis; d) litofácies Fsm apresentando superfícies de ferruginização e mosqueado, estrutura maciça ou em pequenos blocos.....	52
Figura 17 – Litofácies sedimentares Ss, Sh, Sm, Fl, Fsm e Fm (pedofácies PI e PII associadas) e elementos arquiteturais CR, CS, FF do afloramento Ponte dos Arcos. Linha contínua – contato nítido; linha tracejada – contato inferido; linha pontilhada – contato difuso. Códigos conforme tabelas 1, 2, 3.....	53
Figura 18 – Litofácies sedimentares Sh, Sm, Fl, Fsm e Fm (pedofácies PI e PII associadas) e elementos arquiteturais CR, CS, FF do afloramento Rodovia do Contorno. Linha contínua – contato nítido; linha tracejada – contato inferido; linha pontilhada – contato difuso. Códigos conforme tabelas 1, 2, 3.....	53
Figura 19 – a) Pseudogleização associada à facies Fsm, com concreções de óxidos de Mn	

nucleando halos de depleção de marcas de raízes (rizohalos); b) pseudogleização sobre fácies Fm com intensa rubificação da matriz e halos de depleção de marcas de raízes (rizohalos) com bordas de hematita reprecipitada; c e d) gleização por água subterrânea sobre fácies Fsm, com halos glebulares de precipitação em torno e entre as marcas de raízes, com precipitação de goethita, lepidocrocita e hematita.....56

Figura 20 – Fotomosaico e análise arquitetural do afloramento Ponte dos Arcos. (CR) canal marginal ou arrombamento; (CS) leque de arrombamento; (FF) finos da planície de inundação; (CH) canais fluviais ativos; (GB) formas de leito cascalhosas; (SB) formas de leito arenosas. Números referem-se à hierarquia dos contatos (*vide* texto). Rachuras indicam desenvolvimeto pedogenético nestas superfícies.....58

Figura 21 – Fotomosaico e análise arquitetural do afloramento Rodovia do Contorno. (CR) canal marginal ou arrombamento; (CS) leque de arrombamento; (FF) finos da planície de inundação; (CH) canais fluviais ativos; (GB) formas de leito cascalhosas; (SB) formas de leito arenosas. Números referem-se à hierarquia dos contatos (*vide* texto). Rachuras indicam desenvolvimeto pedogenético nestas superfícies.....58

Figura 22 – Diagrama ternário de distribuição textural (Folk, 1974) das amostras do afloramento Ponte dos Arcos.....63

Figura 23 – Distribuição vertical das classes texturais ao longo do perfil Ponte dos Arcos.....64

Figura 24 – Histograma de uma amostra representativa de lamitos arenosos com predominância de fração areia.....65

Figura 25 – Histograma de uma amostra representativa de lamitos arenosos onde predominam finos.....65

Figura 26 – Histograma de um arenito lamoso evidenciando distribuição de curtose platicúrtica a leptocúrtica, assimetria positiva, com cauda de finos e grau de seleção maior nas classes arenosas de maior frequência.....68

Figura 27 – Histograma de um argilito evidenciando distribuição de curtose platicúrtica a leptocúrtica, assimetria positiva, com cauda de finos e grau de seleção maior nas classes arenosas de maior frequência.....69

Figura 28 – Diagrama ternário de distribuição textural (Folk, 1974) das amostras do afloramento Rodovia do Contorno.....70

Figura 29 – Distribuição vertical das classes texturais ao longo do perfil Ponte dos Arcos.....72

Figura 30 – Histograma de um arenito siltoso evidenciando distribuição de curtose mesocúrtica a platicúrtica, assimetria positiva, com cauda de finos.....73

Figura 31 – Histograma de um lamito arenoso evidenciando distribuição de curtose muito platicúrtica e bimodal, assimetria positiva com cauda de finos.....74

Figura 32 – Histograma de um argilito evidenciando distribuição de curtose extremamente a

muito leptocúrtica, assimetria negativa.....	75
Figura 33 – Histograma de um arenito lamoso, assimetria positiva e curtose platicúrtica.....	76
Figura 34 – Mineralogia do arcabouço e aspectos texturais. a) Lâmina P1N06 observam-se cristais subédricos e anédricos parcialmente alterados de microclina e ortoclásio (Kf) em XPL com cristais de quartzo monocristalino; b) mesma foto em PPL evidenciando os poros (P) de empacotamento complexo, revestidos por sesquióxidos e matéria orgânica amorfa (MOA); c) lâmina VN3 com feldspatos alcalinos (Kf), quartzo (Qz), biotita (Bt) e muscovita (Mo) em XPL e a forte anisotropia da epimatriz; mesma foto em PPL, onde observa-se microagregados de MOA e Mn provavelmente. d) mesma lâmina em PPL, exibindo microagregados de MOA e argila iluvial (cutãs) entre os cristais do arcabouço (epimatriz).....	81
Figura 35 – Mineralogia do arcabouço e aspectos texturais. a) Lâmina VN08, anfibólio de cor esverdeada e cristais de quartzo e ortoclásio anédricos parcialmente alterados em PPL; b) mesma foto em XPL evidenciando as cores de interferência de terceira ordem; c) lâmina VN3 com feldspatos alcalinos (Kf), quartzo policristalino (Qz poli) em XPL; d) lâmina P2N8, cristal de microclina (Kf) com geminação tartan, com quartzo monocristalino e biotita.....	83
Figura 36 – a) Lâmina P1N09, fração fina síltica com ocasionais cimentações (setas) por óxidos de ferro (bioturbação), em PPL; b) fração fina introduzida sob forma de cutãs de iluviação de argila (setas) que acompanham delgadas marcas de raízes, na lâmina P2N12 (PPL); c) microagregados subesferoidais de estrutura complexa de silte e argila na lâmina VN16, material detrítico; d) lâmina VN17, fração fina com alinhamento de clastos, com desenvolvimento de poros de contração e expansão subhorizontais.....	87
Figura 37 – a) Lâmina P1N06, anisotropia da matriz em torno dos grãos do arcabouço, em XPL; b) lâmina P1N06, em PPL, setas indicando o contato erosivo provavelmente da camada P1N08 de estrutura bandada, com trama de contatos alongados a tangenciais e epimatriz introduzida em espaços intersticiais soldando o contato; c) lâmina P2N4, em XPL, contraste entre a fraca anisotropia da laminação horizontal e de domínios bem orientados em torno do icnofóssil; d) lâmina P2N4, em PPL, microlaminação horizontal de silte e argila com gradação normal, obliterada por menisco de icnofóssil (setas).....	90
Figura 38 – a e b) Lâmina P2N01, estrutura sedimentar marcada pela orientação de biotita na fração silte, obliterada por uma marca de raiz circular representada por um nódulo, alongada em um grande canal preenchido por argila iluvial e hematita. Poro planar que delimita agregado corta o filme de argila, este poro é revestido por cutãs de agregados. Nota-se a forte orientação da argila em XPL.....	91
Figura 39 – Superfície de contração e expansão na lâmina VN05, que separam agregados de desenvolvimento pedológico. Nota-se o revestimento por cutãs de agregados, preenchendo o interior dos poros planares.....	93
Figura 40 – Diagrama ternário composicional das lâminas da Ponte dos Arcos.....	94
Figura 41 – Diagrama ternário composicional das lâminas da Rodovia do Contorno.....	95
Figura 42 – a e b) Lâmina VN08 apresentando estrutura homogênea, padrão de distribuição bandado (tracejado) a aleatório com orientação moderada dos cristais alongados. Poro planar	

que limita agregados corta o bandamento inclinado; c e d) lâmina P2N08 com estrutura homogênea e padrões de distribuição e orientação aleatória. As duas lâminas apresentam distribuição c/f gefúrica e trama do plasma inssépica com domínios de orientação salpicada isolados em ilhas e composição arcoseana.....97

Figura 43 – a) distribuição c/f gefúrica a porfírica na lâmina VN05, desenvolvimento de poros planares que delimitam agregados. b) mesma foto em XPL, nota-se a moderada orientação do plasma em torno dos poros de contração e expansão. c e d) lâmina P1N09, distribuição c/f porfírica aberta, trama do plasma silassépica com domínios inssépica a mossépica, com desenvolvimento de estrutura pedogenética incipiente representada por poros planares.....100

Figura 44 – a) lâmina P2N13, com cavidade interconectada a canais. São observadas outras câmaras ao longo da trama dendrítica destes poros; b) em XPL é possível observar a trama do plasma orientada em domínios complexos de microagregados e nódulos sesquioxídicos.....101

Figura 45 – a) Lâmina VN16, canais com entrocamentos complexos interpretados como marcas de raízes, nota-se a seção radial de uma delas preenchida por hidróxidos e óxidos de ferro.....101

Figura 46 – a) Lâmina VN03 apresentando trama plásmica inssépica, com domínios esquelssépica, notáveis em torno dos cristais em posição de extinção (XPL); b) lâmina P2N04, com trama do plasma mossépica a omniassépica com domínios inalterados silassépica (XPL); c) lâmina P1N01, lamito arcosiano com trama esquelssépica em torno dos cristais do esqueleto, geminação tartan de microclina e fragmentos menores de quartzo em cores de interferência esbranquiçadas (XPL); d) lâmina VN18, apresentando trama vossépica em torno de poros planares com superfícies de fricção e canais dendríticos ramificados (XPL).....105

Figura 47 – a) Lâmina P2N15, em XPL, argilito exibindo trama do plasma complexa em torno de microagregados e nódulos de ferro recobertos por finos cutãs de iluviação de argila. b) P2N13, padrão mossépica a omniassépica no argilito de estrutura em blocos (XPL); c) lâmina P2N17, textura siltosa com segregações de plasma de forte anisotropia (XPL); d) lâmina VN23, microagregados obliterados por poros planares, que exibem uma trama de pequenas marcas de raízes preenchidas por hematita. Trama omniassépica (XPL).....106

Figura 48 – Perfil sedimentológico Rodovia do Contorno com perfil com granulometria, litofácies, pedofácies e porcentagem de pedocaracteres.....108

Figura 49 – Perfil sedimentológico Ponte dos Arcos com perfil com granulometria, litofácies, pedofácies e porcentagem de pedocaracteres.....109

Figura 50 – a) Lâmina P1N06, em XPL, apresentando cutã de iluviação de argila (setas) revestindo poro de canal intergranular (P). Note as cores de interferência do amarelo de 1ª ordem ao violeta de 2; b) lâmina P2N01, cutãs de iluviação preenchendo canais radiculares (setas), revestidos ainda por neocutãs de hematita e goethita (XPL); c) lâmina P2N12, em XPL, exibindo cutã complexo (organomangãs e argilãs intercalados) de infiltração mecânica de argila (iluviação); d) halo de depleção na lâminas P1N01(neoalbã, indicado pela seta) de lixiviação de óxidos e hidróxidos de ferro, enriquecido com cristais de maior granulometria pela migração vertical do material mais fino (XPL).....111

Figura 51 – a) Nódulo convoluto de goethita provavelmente representando a seção radial de

uma marca de bioturbação ou raiz, lâmina VN18 (XPL). b) lâmina P2N12, em XPL, nódulo típico no interior de um agregado (limitado pelo poro planar logo acima), indicando vários ciclos de segregação de ferro de dentro para fora dos pedrs; c) lâmina P1N01, em XPL, seta indicando pápulas por retrabalhamento de cutã com argila orientada e nódulo retrabalhado; d) pápulas de pseudomorfos (setas) na lâmina P2N15, circundados por óxidos de ferro.....114

Figura 52 – a) Lâmina P2N04, estriotúbulo, representado por menisco de icnofóssil revestido por neoferrãs, ou quasiferrãs de goethita e hematita, grande concentração de MOA nucleando a estrutura; b) granotúbulo na lâmina P1N01, obliterando a matriz original indicando processos de oxidação anteriores à bioturbação; c) halo de depleção na lâmina P2N17 interpretado como marca de raiz com rizoconcreção de MOA preservada no interior do conduto (PPL); d) lâmina P2N13, halo de depleção radial preenchida por cristais mais grossos, contrastando com a matriz fina do entorno.....115

Figura 53 – a) Lâmina VN05, em XPL, cutãs de argila iluvial apresentando forte anisotropia no centro próximo ao cristal alongado de muscovita, com poro planar de delimitação de agregado cortando a estrutura da matriz; b) mesma foto em PPL evidenciando um pedotúbulo (isotúbulo) com alguma segregação de hidróxidos de Fe, obliterando a estrutura da lâmina, comprovando alteração e processos de iluviação anterior à bioturbação; c e d) lâmina P2N08 (XPL, PPL) com estrutura completamente obliterada por separações do plasma resultantes de canais de bioturbação.....117

Figura 54 – a) Lâmina VN05, em XPL, cutãs de argila iluvial apresentando forte anisotropia no centro próximo ao cristal alongado de muscovita, com poro planar de delimitação de agregado cortando a estrutura da matriz; b) mesma foto em PPL evidenciando um pedotúbulo (isotúbulo) com alguma segregação de hidróxidos de Fe, obliterando a estrutura da lâmina, comprovando alteração e processos de iluviação anterior à bioturbação; c e d) lâmina P2N08 (XPL, PPL) com estrutura completamente obliterada por separações do plasma resultantes de canais de bioturbação.....120

Figura 55 – a) Lâmina P2N17, fácies Fsm, duas fases sobrepostas, uma de gleização com iluviação de argilãs tingidos por neoferrãs (seta branca) e outra de pseudogleização, que lixivia estes cutãs; b) lâmina P1N01, fácies Fsm, pápulas (seta) e nódulos relíquias (N) de uma fase de gleização por água subterrânea, cutãs e segregações redoximórficas retrabalhadas por pseudogleização representada pelos halos de depleção; c) lâmina P2N13, fácies Fm, halo de depleção causado por pseudogleização, reprecipitação de ferro no entorno da estrutura, setas indicam movimento do ferro do interior para as extremidades da seção da marca de raiz; d) lâmina P2N15, fácies Fm, argilã com forte anisotropia nucleando um halo de depleção, obliterado por um poro planar de agregado, revestido por cutãs de óxidos de Mn. Indica iluviação de argila anterior ao fendilhamento, portanto interpretada como paleopedogenética.....121

Figura 56 – a) Lâmina VN16, em PPL, fácies Fsm, estrutura em rachaduras complexas (craze planes de Brewer, 1964), vazios intrapedais e canais esparsos, estrutura interpretada como relíquia do paleossolo; b) lâmina VN17, em PPL, fácies Fsm com matriz rubificada, interpretada como superfície de ferruginização ligada ao paleonível freático, cortada por poros planares de juntas de contração e expansão; c) lâmina VN18, em PPL, fácies Fsm, processo de gleização por água subterrânea, migração do ferro ferroso (reduzido) do interior dos agregados, para áreas de maior oferta de oxigênio em torno de raízes – Mn mais móvel se precipita após o Fe; d) lâmina VN16 (XPL e PPL), canal intergranular, preenchido por MOA e

Mn, obliterando cristal de K-feldspato pseudomorfizado. Isto indica um processo de deformação do grão pelo canal de atividade biológica, concomitante com neoformação de argilominerais – o processo de neoformação parece ter sido paralisado após o soterramento do material.....125

Figura 57 – a e b) Lâmina VN23, fácies Fm. Apresenta halos de depleção em torno de marcas de raízes e poros planares, indicando condições oxidativas no interior dos agregados pelo gradiente de migração do ferro reduzido. Segregações sesquioxídicas não apresentam relação com poros planares que apenas as obliteram, sendo o fendilhamento posterior à alteração do sedimento (XPL).....126

Figura 58 – Difratoograma da amostra VN05, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Essectitas (S), caulinitas (K), Iilitas (I), Goethita (Gh).....127

Figura 59 – Difratoograma da amostra VN17, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Essectitas (S), caulinitas (K), Iilitas (I), Goethita (Gh).....128

Figura 60 – Difratoograma da amostra P1N09, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Essectitas (S), caulinitas (K), Iilitas (I), interestratificados (IS).....130

Figura 61 – Difratoograma da amostra P2N03, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Essectitas (S), caulinitas (K), Iilitas (I), lepidocrocita (Lp).....130

Figura 62 – Difratoograma da amostra P2N15, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Essectitas (S), caulinitas (K), Iilitas (I), lepidocrocita (Lp).....148

Figura 63 – Modelo de mosqueado e segregações redoximórficas para os sedimentos da Formação Resende.....131

Figura 64 – Bloco diagrama do modelo fluvial e paleopedológico para a Formação Resende.....163

Figura 65 – Modelo deposicional da Formação Resende na bacia de Resende.....164

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Litofácies sedimentares – diagnose, interpretação e descrição.....	51
Tabela 2 – Pedofácies sedimentares – diagnose, interpretação e descrição.....	55
Tabela 3 – Elementos arquiteturais – diagnose, interpretação e descrição.....	57
Tabela 4 - Parâmetros granulométricos das amostras Ponte dos Arcos (mms – muito mal selecionado; ms – mal selecionado; af – assimetria com cauda de finos; aff – assimetria com cauda de finos forte; ps – tendência à simétrica; agf – assimetria com cauda de grossos forte; $\Phi$ – phi; $\sigma$ – desvio padrão; S – assimetria; K - curtose).....	62
Tabela 5 - Parâmetros granulométricos das amostras da Rodovia do Contorno (mms – muito mal selecionado; ms – mal selecionado; af – assimetria com cauda de finos; aff – assimetria com cauda de finos forte; ps – tendência à simétrica; agf – assimetria com cauda de grossos forte; $\Phi$ – phi; $\sigma$ – desvio padrão; S – assimetria; K - curtose).....	71
Tabela 6 – Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Ponte dos Arcos. A fração fina inclui pedocaracteres.....	79
Tabela 7 – Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Rodovia do Contorno. A fração fina inclui pedocaracteres.....	80
Tabela 8 – Análise semiquantitativa de argilominerais dos difratogramas das amostras do perfil Rodovia do Contorno. Legenda: K=caulinita; I=Ilita; S=Esmectita; +++ = predomínio; ++ = media presença; + = pouca presença; tr = traços; _ = não detectado.....	127
Tabela 9 – Análise semiquantitativa de argilominerais dos difratogramas das amostras do perfil Ponte dos Arcos. Legenda: K=caulinita; I=Ilita; S=Esmectita; +++ = predomínio; ++ = media presença; + = pouca presença; tr = traços; _ = não detectado.....	129

# 1 INTRODUÇÃO

Este estudo trata da análise paleopedológica dos depósitos da Formação Resende nas bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda, e suas implicações paleodeposicionais. As bacias de Resende e Volta Redonda fazem parte, em um contexto mais amplo, do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) ou Sistemas de Riftes do Sudeste do Brasil, compondo junto com as bacias de Taubaté e São Paulo, o segmento central desta unidade geotectônica (Ramos, 2003; Riccomini *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

A Formação Resende, desde sua formalização por Amador em 1975, tem sido objeto de diversos estudos (Amador, 1975; Amador & Castro, 1976; Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989; Ramos, 1997, 2003; Sanson, 2006). É a unidade litoestratigráfica mais representativa em volume e área nas duas bacias, caracterizada por sistemas aluviais intercalados localmente a derrames de ankaramito, que a situaram no Eoceno inferior (*cf.* Riccomini, 2004).

A presença de fácies atribuída a paleossolos aluviais já havia sido anteriormente relatada em ambas as bacias (Riccomini, 1983; Ramos, 2003 e Sanson, 2006). Entretanto, apesar da observação precisa quanto à ocorrência de paleossolos e calcretes atribuídos a processos paleopedogenéticos nos sistemas aluviais da Formação Resende, nenhum destes estudos teve a caracterização paleopedogenética como foco principal.

O interesse em paleossolos aluviais tem crescido principalmente devido à sua utilização como ferramenta para o estudo detalhado de sistemas deposicionais fluviais, nas reconstituições paleoambientais e, mais recentemente, na aplicação em estratigrafia de seqüências (Retallack, 1986; Kraus, 1999; Terry, 2001; Sabaou, 2003; Prochnow *et al.*, 2006; Wanas, 2006). Somente na última década, quando estas preciosas informações puderam ser devidamente difundidas e interpretadas, o estado da arte da pesquisa destes depósitos pôde ser atingido (Hamer *et al.*, 2007).



Os paleossolos aluviais são solos sepultados durante os eventos deposicionais de acumulação nesses sistemas deposicionais, representam uma pausa ou a diminuição de processos sedimentares, o que por sua vez, permite alterações pedogenéticas dos sedimentos recém-depositados. Eles são testemunhos da alteração a que foram submetidos os sedimentos na época de sua deposição e, neste caso, podem fornecer informações paleopedológicas, paleoclimáticas, paleo-hidrológicas e paleodeposicionais.

Partindo desta premissa, os objetivos gerais da presente pesquisa são: i) investigar qual a influência dos processos paleopedogenéticos na composição de rochas da Formação Resende nos afloramentos estudados; ii) interpretar os dados extraídos a partir dessa abordagem e utilizá-los para a discussão da evolução paleodeposicional.

Considerando a possível existência de feições paleopedogenéticas outrora negligenciadas em estudos anteriores, através dos resultados obtidos espera-se contribuir para a interpretação dos sistemas aluviais da Formação Resende nas bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda, fornecendo parâmetros comparativos a futuras aplicações, principalmente nas áreas de estratigrafia, sedimentologia e hidrogeologia.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

As bacias sedimentares de Resende e Volta Redonda localizam-se no sul do estado do Rio de Janeiro abrangendo, de leste para oeste, os municípios de Pinheiral, Volta Redonda, Barra Mansa (distrito de Floriano), Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia. A bacia de Resende situa-se entre os paralelos 22° 22' e 22° 35' de latitude S, e 44° 12' e 44° 40' de longitude W, e a bacia de Volta Redonda entre as coordenadas 44° 06' e 44° 10' W, e 22° 28' e 22° 33' S.

O afloramento escolhido na bacia de Resende situa-se no município de Porto Real, com acesso pela rodovia Presidente Dutra (BR-116) ao lado da Ponte dos Arcos (sobre a rede ferroviária) no acesso para Bulhões. Este afloramento foi denominado Ponte dos Arcos (UTM 0569409/7517377; Córrego Alegre; 23K) selecionado devido à possível ocorrência de paleossolos, pela observação de pedofácies reconhecidas após levantamentos de campo em vários pontos das duas bacias. Na bacia de Volta Redonda o afloramento escolhido situa-se na Rodovia do Contorno, atualmente interditada, que deveria servir como rota alternativa ao pesado tráfego de caminhões que acabam passando por Volta Redonda vindos da BR-116 em direção ao pólo industrial da cidade.

O afloramento, denominado Rodovia do Contorno, situa-se a cerca de 2 km de distância do acesso bloqueado à rodovia no município de Pinheiral (UTM 0597652/7509294, 23K, Córrego Alegre). Este afloramento foi selecionado tanto por apresentar pedofácies quanto por ter sido alvo de alguns estudos anteriores, nenhum de caráter paleopedológico.

## 2.2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.2.1 Embasamento

O Sudeste do Brasil é composto por áreas cratônicas (rochas do Arqueano ao Eoproterozóico) envolvidas em um complexo conjunto de cinturões de dobramento que se formaram durante a configuração do Gondwana Ocidental, em torno de 600-500 Ma, no Ciclo Brasileiro. A orientação da linha de costa segue grosseiramente a direção NE-SW, em resposta ao encontro dos crátons São Francisco e Congo no episódio de estrangulamento do Oceano Adamastor (Heilbron *et al.*, 1995; Kuhn *et al.*, 2004).

Datações radiométricas indicam que as rochas dos cinturões Ribeira, Brasília e Araçuaí foram deformadas na Orogenia Brasileira, quando dois pulsos plutônicos sincisionais (591-565 Ma e 555-525 Ma) e um pós colisional (500 Ma) intrudiram o complexo metamórfico, com as suítes de granitóides neoproterozóicos a cambrianos (Kuhn *et al.*, 2004). São zonas de cisalhamento dextrais subverticais e profundas, de comportamento predominantemente dúctil, que registram importante componente transpressional durante a evolução do cinturão (Trouw *et al.*, 2000).

A estruturação geral do segmento central do cinturão ou faixa Ribeira (figura 1), foi compartimentada por Heilbron *et al.* (1995) em três domínios tectônicos alóctones equivalentes aos Terrenos Orientais e Ocidental de Trouw *et al.* (2000), imbricados de SE para NW em direção ao um domínio autóctone, no limite do Cráton de São Francisco. Quatro unidades principais foram individualizadas em todos os compartimentos tectônicos: embasamento pré-1,8 Ga; ortognaisses com posicionamento temporal não definido; cobertura metassedimentar pós-1,8 Ga; e rochas granitóides relacionadas à Orogênese Brasileira.

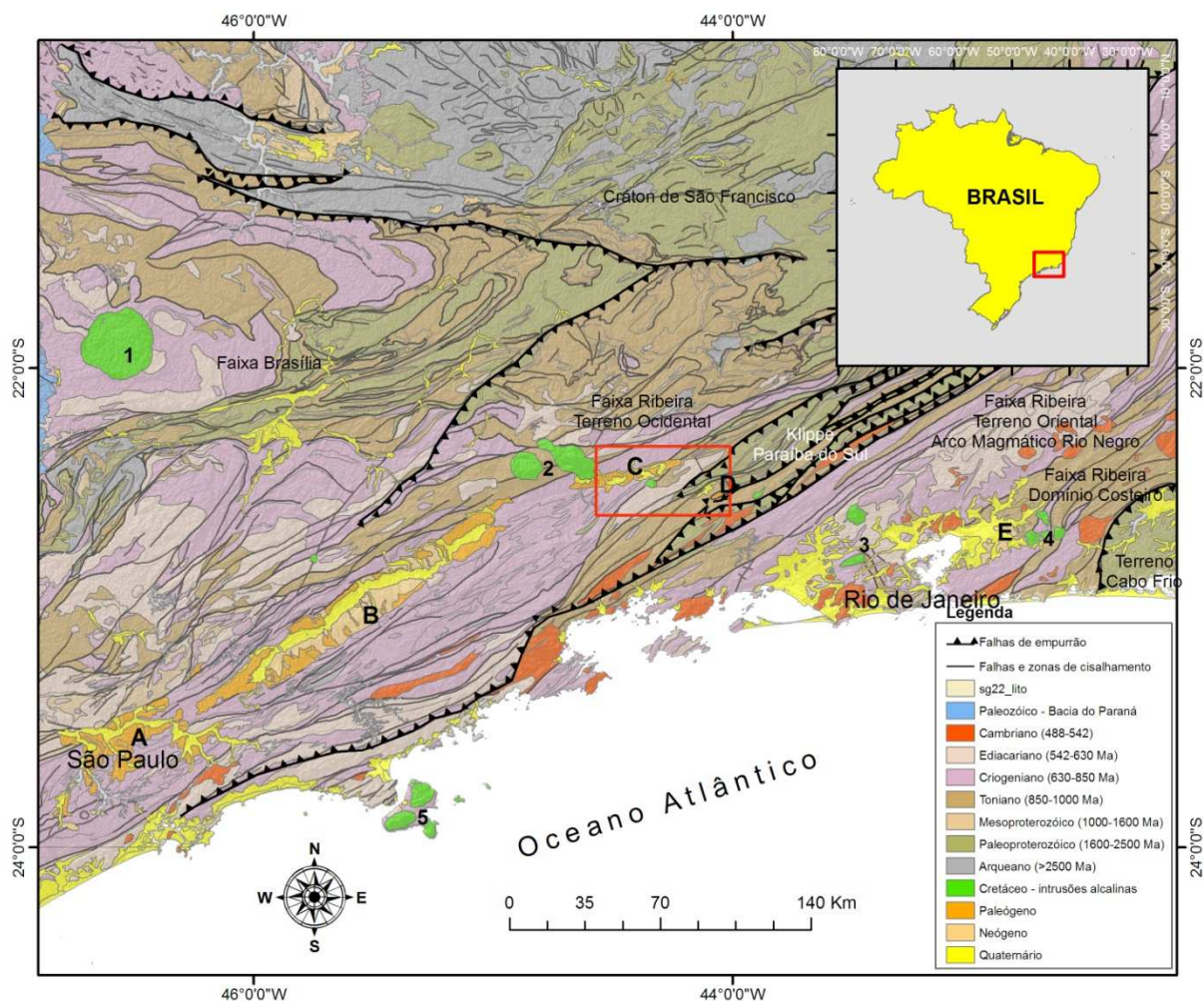


Figura 1 – Mapa geológico entre Rio de Janeiro e São Paulo, com a localização da área de estudo (retângulo vermelho), maciços alcalinos do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (números) e bacias cenozóicas (letras maiúsculas). Maciços alcalinos: 1) Poços de Caldas; 2) Passa Quatro, Itatiaia e Morro Redondo; 3) Tinguá, Mendanha; 4) Soarinho, Tanguá; Rio Bonito 5) Ilha de São Sebastião. Bacias cenozóicas: A) São Paulo; B) Taubaté; C) Resende; D) Volta Redonda; E) Macacu e Itaboraí. Modificado da Folha Rio de Janeiro (SF-23) 1:1.000.000 (Geobank/CPRM).

As bacias de Resende e Volta Redonda situam-se no Terreno Ocidental da Faixa Ribeira (Trouw *et al.*, 2000) ou Domínio Alóctone Médio (Heilbron *et al.*, 1995), em parte sobre a *klippe* do Paraíba do Sul, estrutura sinformal na qual encaixa-se o rio homônimo em Volta Redonda. Este segmento é caracterizado litologicamente por: metassedimentos do Complexo Andrelândia, do Complexo Embu e do Grupo Paraíba do Sul; ortognaisses do Complexo Quirino; ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora; e granitóides sintectônicos brasileiros.

Além de migmatitos, gnaiss-milonitos, ortognaisses, xistos, anfibolitos, granulitos,

quartzitos, granitóides, entre outras, compõem o embasamento das bacias intrusões de rochas alcalinas relacionadas à ruptura do Gondwana e origem do Oceano Atlântico, iniciada no fim do Jurássico, representadas pelo Alinhamento Magmático de Cabo Frio. Trouw *et al.* (2000) apontaram três fases ígneas mais significativas que teriam afetado a parte terrestre. As duas primeiras seriam eventos toleíticos (Jurássico/Eocretáceo). A terceira fase de magmatismo alcalino apresentaria um pulso inicial (82 Ma) e dois episódios mais destacados (70-60 Ma e 55-40 Ma). A esta fase são atribuídos os maciços alcalinos do Alinhamento Magmático de Cabo Frio que apresentam idades geocronológicas decrescentes de oeste para leste.

O embasamento da bacia de Resende (figura 2) compreende: a norte o Complexo Andrelândia (biotita gnaiss bandado) e o maciço alcalino do Itatiaia; e a sul, o Complexo Embu (intercalação de biotita xistos, milonitos e calcissilicáticas), as suítes Rio Turvo, Taquaral e Campo Alegre (granitóides), e o maciço alcalino do Morro Redondo (nefelina sienito). Na bacia de Volta Redonda (figura 2), o substrato apresenta: sillimanita gnaiss bandado do Grupo Paraíba do Sul; a sul afloram leucogranitos (Granito Resgate); a oeste, ortognaisses do Complexo Quirino.



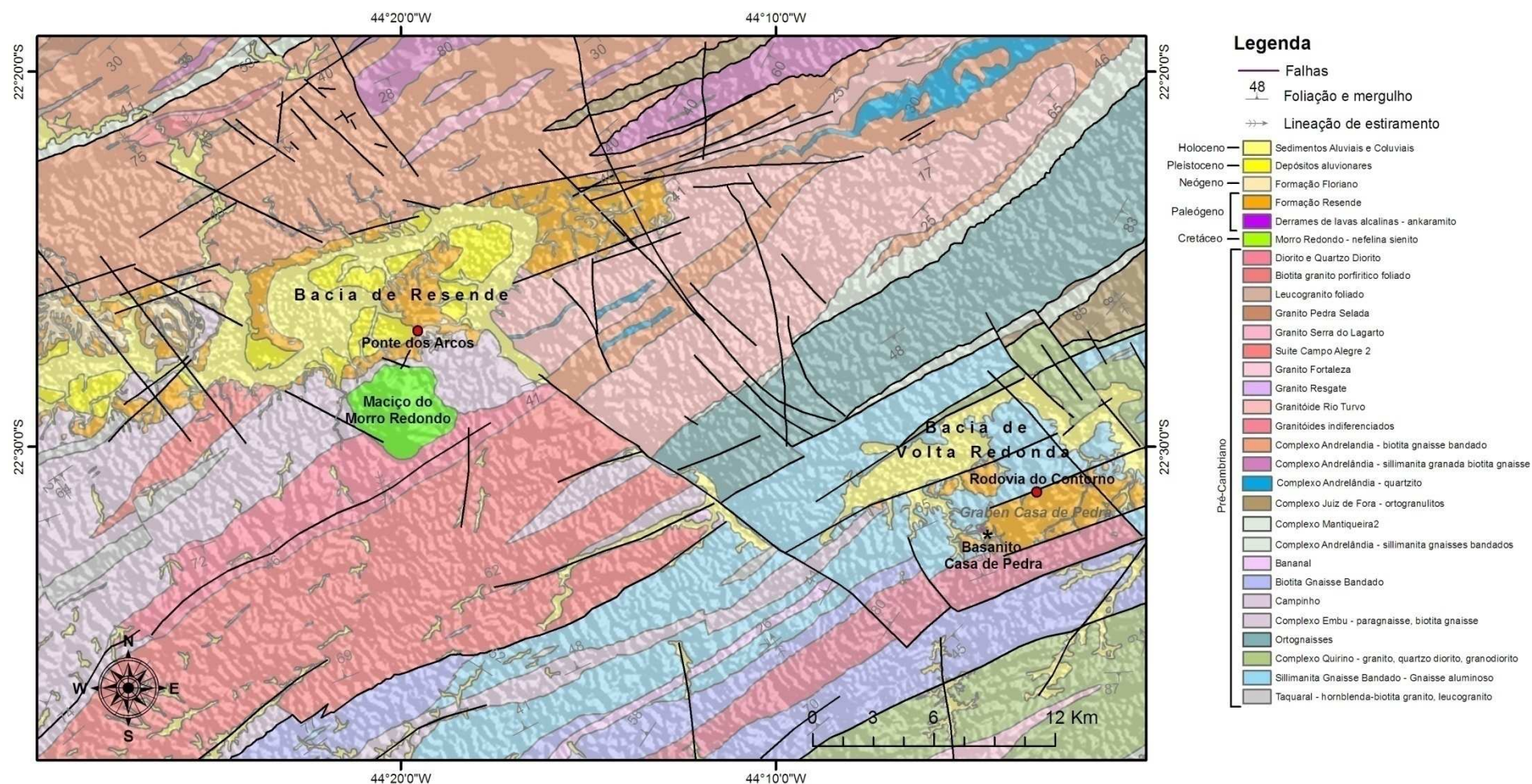


Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo com: localização dos afloramentos (pontos em vermelho); delimitação das coberturas sedimentares nas bacias de Resende e Volta Redonda; e as principais estruturas e litologias do embasamento. Modificado das Folhas Santa Rita de Jacutinga, Barra do Piraí e Volta Redonda 1:100.000 (Geobank/CPRM).

### 2.2.2 Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

O Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), ou Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (Zálan & Oliveira, 2005), compreende as bacias sedimentares cenozóicas desde a bacia de Curitiba até o *graben* Barra de São João, estendendo-se por mais de oitocentos quilômetros em orientação ENE ao longo da linha de costa.

Estes conjuntos de serras, vales tectônicos e bacias sedimentares (figura 3) foram denominados por Almeida (1976) como Sistema de Riftes da Serra do Mar, após observar o vínculo genético entre as depressões tectônicas e as regiões abruptamente soerguidas por falhas. O autor considerou que o sistema de bacias desenvolveu-se sobre o eixo de arqueamento na borda do continente, resultante de uma movimentação vertical ascendente em oposição ao abatimento da bacia de Santos, situada na plataforma continental adjacente.

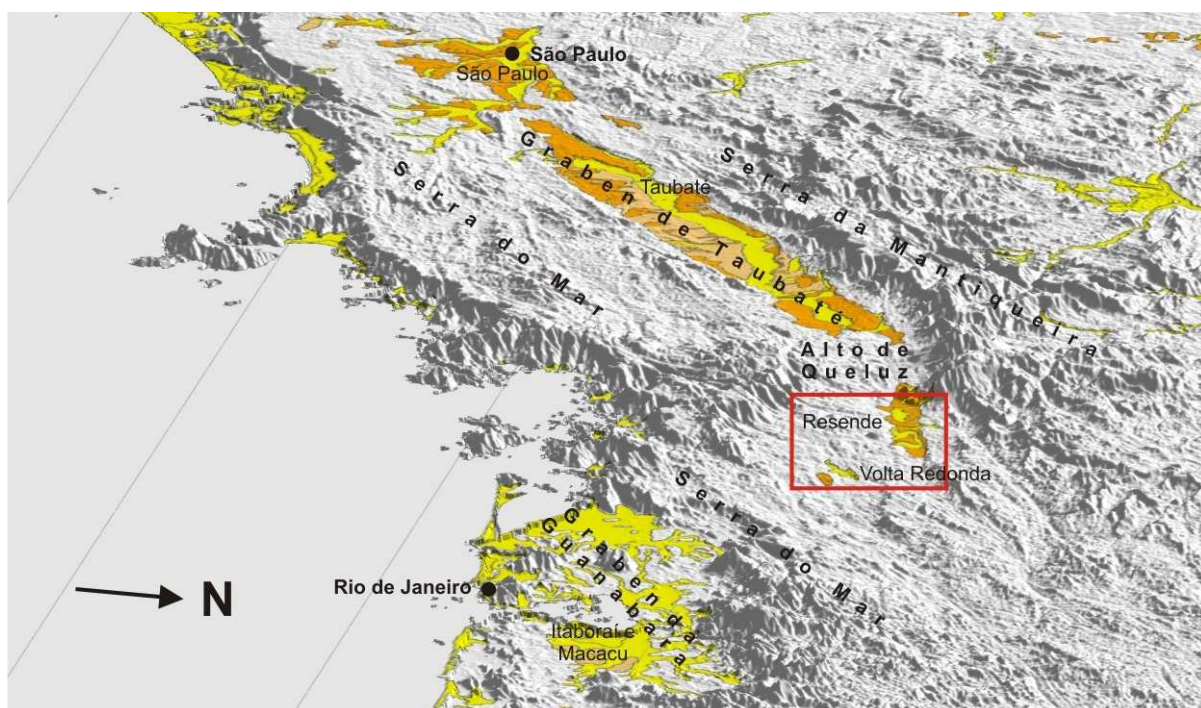


Figura 3 – Modelo digital de elevação (SRTM) do RCSB entre Rio de Janeiro e São Paulo em perspectiva, com a localização da área de estudo (retângulo vermelho). Em evidência as principais áreas soerguidas/abatidas do embasamento, bacias e depósitos sedimentares cenozóicos. Legenda: Paleógeno (laranja), Neógeno (bege) e sedimentos quaternários indiferenciados (amarelo). Exagero vertical aproximado de 2x; iluminação em 315°/30°.

Para Zálan & Oliveira (2005) a “proto-serra do Mar”, gerada durante o início deste processo, teria sido elevada mais intensamente durante a passagem do Cretáceo ao Paleógeno, principalmente entre o neo-Cretáceo (após o Cenomaniano) e o Paleoceno. Estes processos de ascensão, além de terem formado a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, produziram um volume importante de sedimentos detríticos que foram distribuídos para as bacias de Santos e do Paraná, além de terem sido acompanhados de manifestações de vulcanismo alcalino.

Zálan & Oliveira (2005) citam que durante parte do Cenozóico (58-20 Ma), a crosta continental se compartimentou em diversas áreas lineares, formando corredores de *grabens* e *horsts* paralelos à costa.

Melo *et al.* (1985) propuseram um modelo tectônico de evolução regional, relacionando o Sistema de Riftes da Serra do Mar às movimentações horizontais da Placa Sul-Americana durante a tafrogênese. A distensão seria tal que o eixo de estiramento máximo se orientaria para NW-NNW, gerando falhas normais ENE em um sistema de *horsts* e *hemigrabens*, que denominaram como Sistema de Bacias Tafrogênicas do Sudeste do Brasil.

Riccomini (1989) denominou este sistema como Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e Riccomini *et al.* (2004) propuseram a compartimentação deste sistema em três segmentos: oriental, central e ocidental. O autor concentrou seus estudos no segmento central, principalmente na bacia de Taubaté, a mais expressiva bacia do RCSB tanto pela heterogeneidade dos depósitos da Formação Resende como pela sua ampla distribuição e volume sedimentar. Um modelo de evolução das bacias do segmento central foi então proposto (figura 4), onde todas as bacias teriam sido originalmente conectadas, sendo compartimentadas posteriormente ao preenchimento por mecanismos tectônicos deformadores.



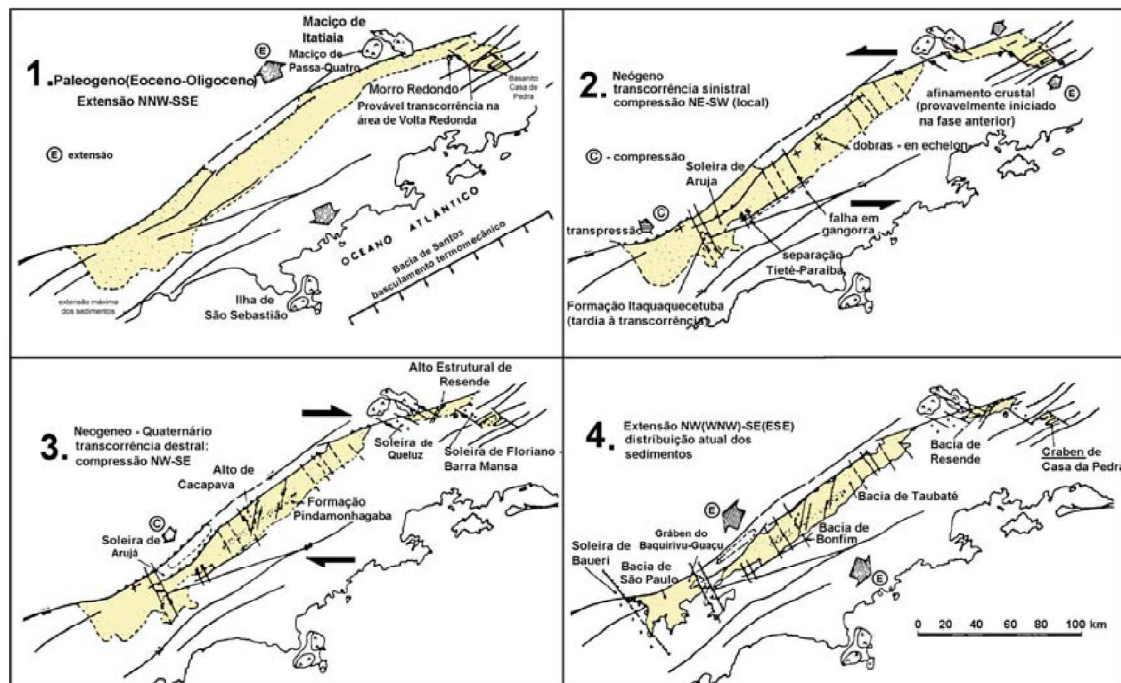


Figura 4 – Fases de evolução tectônica das bacias do segmento central do RCSB (Riccomini, 1989).

Ramos (2003) propõe o preenchimento contemporâneo, porém independente nas bacias de Resende e Volta Redonda, sinalizando a possibilidade de que o mesmo sistema fluvial conectasse as duas bacias, contudo estas já estariam condicionadas aos altos estruturais que as delimitam atualmente.

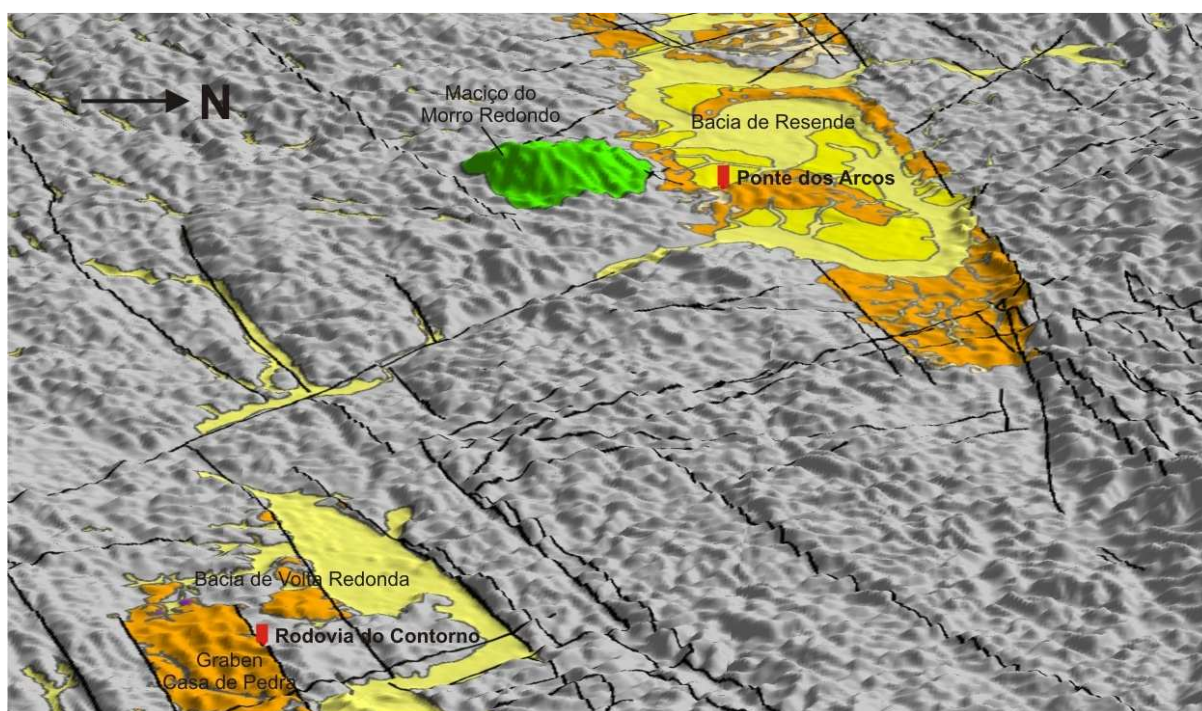
Para Sanson (2006), as bacias seriam separadas por uma zona de transferência, principalmente relacionada à oposição das bordas ativas, na borda norte em Resende e na borda sul em Volta Redonda, e também à alta concentração de lineamentos de direção NW-SE e NNW-SSE dispostos em feixes contínuos na região compreendida entre estas bacias.

### 2.2.3 Estratigrafia e evolução das bacias de Resende e Volta Redonda

As bacias de Resende e Volta Redonda caracterizam-se fisiograficamente por depressões aplainadas e alongadas no eixo NE-SW. O preenchimento sedimentar principal das bacias, de idade paleogênica, está relacionado ao regime tectônico distensivo de orientação NW-SE, denominado de Fase E1 (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004; Sanson, 2006), atribuindo a esta fase tectônica *rift* as principais falhas normais NE-SW responsáveis pela

reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento (figura 5).

Na bacia de Resende o alto estrutural localizado próximo à cidade controlou a deposição sedimentar em dois segmentos principais: um a leste, nos depocentros de Porto Real e Quatis; e outro a oeste, nos depocentros de Itatiaia e Penedo (Ramos, 2003). Riccomini (1989) e Sanson (2006) reconheceram o *graben* Casa de Pedra como principal área de acúmulo sedimentar na bacia de Volta Redonda, delimitando-a com base em falhas de direção NE-SW. Depósitos descontínuos ocorrem ao norte deste *graben* no núcleo urbano.



*Figura 5 – Modelo digital de elevação (SRTM) da área de estudo em perspectiva, evidenciando estruturas tectônicas, bacias sedimentares, unidades litoestratigráficas da cobertura sedimentar e a localização dos afloramentos (vermelho). Legenda: Cretáceo, maciço alcalino do Morro Redondo (verde), Paleógeno (laranja), Neógeno (bege), Pleistoceno (amarelo) e Holoceno (amarelo claro). Exagero vertical aproximado de 2x; iluminação em 315°/30°.*

Considerando a bacia de Resende, Ramos (2003) cita que a presença de fanglomerados e abundantes depósitos de fluxos gravitacionais (lamitos arenosos e arenitos lamosos) ao longo de toda a borda norte da bacia, bem como as maiores espessuras registradas do pacote sedimentar adjacente a este setor, que podem chegar a 300 metros em

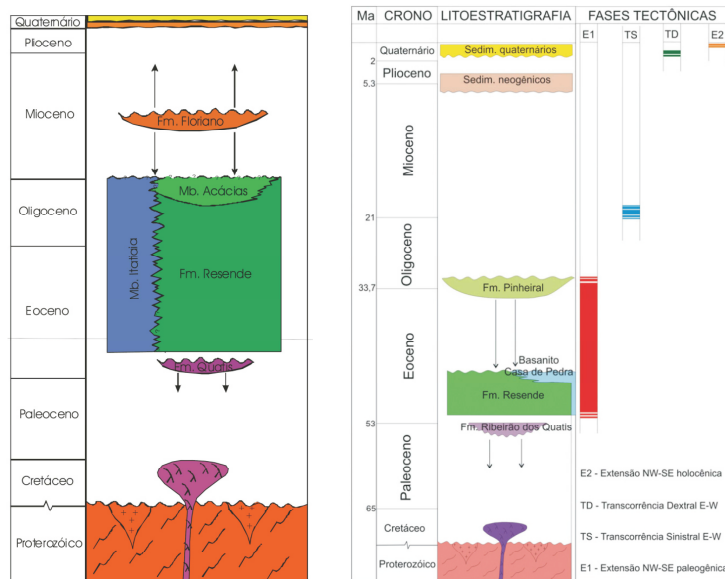
alguns dos principais depocentros, reforçam sua condição de borda ativa deste *hemigraben*.

Na borda sul da bacia de Resende, onde se localiza o afloramento Ponte dos Arcos, a sucessão sedimentar terciária está em *onlap* sobre o embasamento proterozóico, sendo ao longo desta borda registradas as menores espessuras do pacote sedimentar (Ramos, 2003). Segundo este autor a superfície da bacia deveria se prolongar mais para sul, devido ao mapeamento de alguns remanescentes geralmente ocupando o topo de colinas do embasamento neste setor.

No *graben* Casa de Pedra, em Volta Redonda, o afloramento Rodovia do Contorno localiza-se em situação semelhante. Porém, ao contrário da bacia de Resende, a borda norte é oposta à borda ativa que se localiza no limite sul. As maiores espessuras do pacote sedimentar se encontram na borda sul do *graben* (Sanson, 2006), onde foram observados, por este autor e em campo, depósitos fanglomeráticos associados às falhas principais.

## 2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

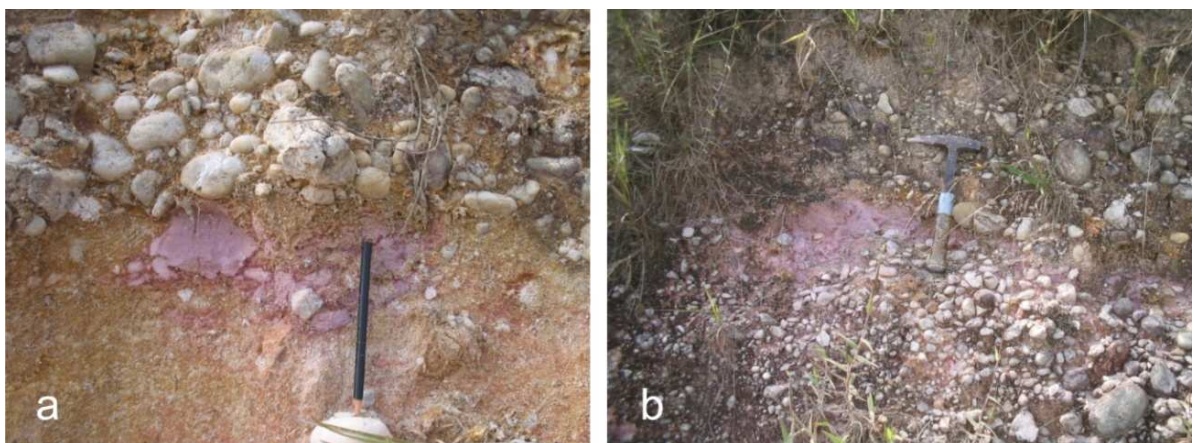
As unidades litoestratigráficas referenciadas neste trabalho são provenientes das recentes revisões de Ramos (2003), na bacia de Resende, e Sanson (2006, na bacia de Volta Redonda (figura 6).



**Figura 6 – Diagramas estratigráficos das bacias de Resende (Ramos, 2003) e Volta Redonda (Sanson, 2006).**

### 2.3.1 Formação Ribeirão dos Quatis

A unidade mais antiga foi reconhecida e definida como Formação Ribeirão dos Quatis (Ramos, 1997), correspondendo, na base, a depósitos conglomeráticos com clastos de quartzo bem arredondados passando, ao topo, a arenitos feldspáticos com estratificações cruzadas, incluindo intraclastos de pelitos, típicos de depósitos de canais fluviais entrelaçados efêmeros (figura 7).



*Figura 7 – Litofácies da Formação Ribeirão dos Quatis: a) arenitos feldspáticos grossos com estratificação plano-paralela e intraclastos pelíticos erodido por ortoconglomerado; b) ortoconglomerado com estratificação cruzada acanalada e brecha intraformacional.*

Esse sistema fluvial estaria restrito ao extremo leste da bacia de Resende (Ramos, 2003) e de maneira descontínua na região entre Volta Redonda e Barra Mansa (Sanson, 2006). Segundo Ramos (2003), essa unidade teria se formado antes do evento principal de formação das duas bacias, durante a fase que denominou como “calha de estiramento”, conforme o modelo de evolução de *rifts* de Rosendahl (1987).

### 2.3.2 Formação Resende

A Formação Resende corresponde à unidade litoestratigráfica mais representativa em volume e abrangência nas duas bacias e também em outras bacias sedimentares do segmento central do RCSB. Foi definido por Amador (1975) como seção-tipo da Formação Resende o afloramento exposto em um corte na rodovia Presidente Dutra (BR-116), em seu km 307,7, sentido Rio-São Paulo (figura 8 e).

Esta unidade caracteriza-se predominantemente por arcósios esverdeados grossos a finos, lamosos, com estratificação cruzada acanalada ou estrutura maciça. A Formação Resende representa a sedimentação da fase *rift*, onde sistemas deposicionais de leques aluviais, restritos principalmente às bordas das falhas principais, estão associados em suas partes intermediárias e distais a sistemas fluviais entrelaçados e planícies de inundação (Ramos *et al.* 2006; Sanson, 2006).

As principais litofácies (figura 8) são: conglomerados polimíticos matriz suportados (leques aluviais proximais); arcósios com estratificação cruzada acanalada, lamitos conglomeráticos (leques intermediários ou canais fluviais entrelaçados); arenitos lamosos de estrutura maciça e argilitos bioturbados (planícies de inundação).





*Figura 8 – Litofácies da Formação Resende: a e b) conglomerado polimítico matriz suportado, depósito de leque aluvial proximal; c) arcósio grosso com estratificação plano-paralela, estruturas de carga na base do depósito de canal fluvial, erodindo argilito bioturbado da planície de inundação; d) arcósio com estratificação cruzada acanalada; e) aspecto do afloramento da seção-tipo, onde observam-se arcósios em geometria de lentes estendidas intercalados a lamitos arenosos bioturbados; f) depósito de arenitos finos lamosos, de estrutura maciça e geometria tabular a lenticular estendida.*

Associados a elementos de planícies de inundação, Ramos (1997) observou calcretes de origem pedogenética, em afloramentos da bacia de Resende. Sanson (2006), em Volta Redonda, atribuiu origem pedogenética a algumas camadas de pelitos da Formação Resende.

Ramos (2003) redefiniu a Formação Itatiaia, individualizando dois membros na Formação Resende: Membro Itatiaia, abrangendo depósitos de leques aluviais e fluviais com grande quantidade de clastos de rochas alcalinas, aflorantes na base dos maciços de Itatiaia e do Morro Redondo; e Membro Acácias, que corresponderia a um sistema fluvial entrelaçado, disposto no topo da Formação Resende. O Membro Acácias apresentaria uma relação de contato caracterizada por uma aparente gradação lateral e vertical com os depósitos típicos da Formação Resende.

A Formação Resende encontra-se em inconformidade ao embasamento, sendo obscuro o contato desta com unidade subjacente, a Formação Ribeirão dos Quatis.

Na bacia de Volta Redonda a Formação Resende assenta-se em inconformidade ao embasamento, limitada no topo em discordância erosiva pela Formação Pinheiral ou por sedimentos do Quaternário. A área que preservou a maior parte do volume sedimentar desta bacia encontra-se a sul da região metropolitana, conhecido como *graben* Casa de Pedra.

### 2.3.3 Basanito Casa de Pedra

Na bacia de Volta Redonda acima da Formação Resende, localmente intercalados, em contato concordante encontram-se derrames de ankaramito (figura 9), manifestações ultramáficas provocadas provavelmente, segundo Riccomini *et al.* (1983), pelo afinamento crustal durante o esforço distensivo da fase *rift*. Estes derrames ocorrem no *graben* Casa de Pedra, intercalados ao topo da Formação Resende, datados em  $43,8 \pm 6,2$  e  $41,7 \pm 5,7$  Ma pelo método K-Ar (Riccomini *et al.*, 1983; 1991), e em  $48,3 \pm 0,5$  e  $47,6 \pm 0,7$  Ma pelo método Ar-Ar (Riccomini *et al.*, 2004). A mineralogia destas rochas, de textura afanítica, é representada basicamente por piroxênio e olivina.



*Figura 9 – Afloramento do Basanito Casa de Pedra, derrames de ankaramito alterado por pedogênese recente, próximo ao Bairro Jardim Tiradentes em Volta Redonda, em contato concordante com a Formação Resende.*

#### 2.3.4 Formação Pinheiral

Na bacia de Volta Redonda, arenitos fluviais feldspáticos e conglomeráticos, sobrepostos em discordância à Formação Resende, foram denominados por Sanson (2006) de Formação Pinheiral (figura 10). Esta unidade é muito representativa na área do afloramento da Rodovia do Contorno em Volta Redonda, observada nos cortes da estrada, onde expressivos depósitos de canais cascalhosos erodem os depósitos lamosos esverdeados da Formação Resende.

A Formação Pinheiral caracteriza-se por depósitos de canais fluviais quase sempre amalgamados, preenchidos por arcósios conglomeráticos e conglomerados clasto suportados com seixos de quartzo leitoso muito bem arredondados. Estes depósitos de canais e barras arenosas e cascalhosas estão associados lateralmente a delgadas camadas lenticulares de pelitos laminados arroxeados, onde foram observados vestígios vegetais de gramíneas em um nível de uma espessa camada pelítica.





*Figura 10 – Litofácies da Formação Pinheiral na bacia de Volta Redonda: a) imbricação de clastos na base de um depósito de ortoconglomerado; b) depósitos de conglomerados com estratificação cruzada acanalada; c) contato erosivo entre argilitos bioturbados (base) com depósitos de canais cascalhosos (topo) da Formação Pinheiral; d) aspecto em planta do assoalho dos depósitos conglomeráticos, compostos por clastos arredondados imbricados de quartzo leitoso. (Fotos: Claudio Marques).*

Para Sanson (2006), os depósitos da Formação Pinheiral jazem em discordância erosiva sobre a Formação Resende. Adicionadas as diferenças litológicas, texturais e faciológicas entre as duas unidades, a Formação Pinheiral foi interpretada como uma mudança nas condições deposicionais causada provavelmente por fatores alocíclicos, como pulsos tectônicos relacionados ao estiramento da bacia durante o Oligoceno.

Nos arredores do afloramento Ponte dos Arcos, município de Porto Real (bacia de Resende), foram observados depósitos cascalhosos do Membro Acácias possivelmente correlacionáveis à Formação Pinheiral (Sanson, 2006).

### 2.3.5 Formação Floriano

Ramos (2003) retomou a designação de Formação Floriano (Amador, 1975) para os depósitos predominantemente pelíticos e bioturbados de planícies de inundação ou de meandros abandonados, com depósitos de barras arenosas sigmoidais de acreção lateral.

Estes depósitos representam um sistema fluvial meandrante (Mioceno?) disposto em suposta discordância sobre os depósitos relacionados à Formação Resende. Corresponderia a uma fase de estabilidade na bacia, podendo ser associado ao que Riccomini (1989) denominou de Formação São Paulo na bacia de Resende. A seção-tipo da Formação Floriano está situada no corte da Via Dutra, sentido SP-Rio, adjacente à entrada para Floriano.

### **3 PALEOPEDOLOGIA**

#### **3.1 CONCEITO**

Paleopedologia é um ramo da Geologia que se ocupa do estudo de paleossolos e processos paleopedogenéticos. Paleossolos são solos literalmente fossilizados ao longo do tempo geológico, desenvolvidos entre períodos de instabilidade e estabilidade sedimentar, tectônica ou climática. Os paleossolos podem estar soterrados no registro geológico por outros solos, fluxos gravitacionais e trativos, escorregamentos, cinzas, derrames magmáticos, ou encontram-se expostos por razão de algum processo erosivo ou de não deposição.

Retallack (2001) aponta três formas principais de ocorrência de paleossolos no registro geológico: os paleossolos encontrados em grandes inconformidades ou discontinuidades estratigráficas, os mais bem difundidos e facilmente reconhecíveis; os paleossolos do Quaternário, cada vez mais utilizados como ferramenta em estudos geomorfológicos e na geologia do Quaternário; e os paleossolos intercalados a seqüências sedimentares, os menos difundidos, porém, os de maior potencial para o estudo sedimentar e estratigráfico em bacias anteriores ao Quaternário.

Serão aprofundados os aspectos relacionados ao objeto de estudo, no caso, paleossolos de seqüências sedimentares, e qualquer menção ao uso do termo paleossolo deve, a partir daqui, ficar restrito a este entendimento.

Diversos problemas afloram no estudo de paleossolos em seqüências sedimentares, entre eles alteração diagenética, obscurecimento de contatos, sobreposição, soldagem e erosão de horizontes adjacentes. Esta pesquisa, portanto, teve de lançar mão das ferramentas utilizadas na Sedimentologia, Estratigrafia e Paleopedologia para alcançar o objetivo da

descrição destes paleossolos. Buscou-se, antes de tudo, a base teórica para a fundamentação das questões relacionadas ao estudo deste tipo de fácies e o resgate de algumas definições muito importantes.

### 3.2 PEDOFÁCIES E PALEOSSOLOS ALUVIAIS

Pela definição, fácies sedimentar é uma massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais (Borghi, 2000). Pedofácies são, desta maneira, litofácies geradas por alterações pedogenéticas sobre depósitos sedimentares, rochas sedimentares ou diretamente sobre rochas ígneas e metamórficas que foram preservadas no registro geológico (Kraus, 1999). Podem ser distinguidas através de atributos macro e micromorfológicos que reconhecem processos de formação de solos.

A Sedimentologia trata de processos, ambientes e produtos de sedimentação enquanto a Paleopedologia trata da formação de solos sobre estes materiais nos intervalos entre episódios de sedimentação (Retallack, 1983). É necessário conhecer profundamente os aspectos sedimentológicos do objeto de estudo, sendo que a maior parte dos paleossolos de seqüências sedimentares situa-se naturalmente nos elementos de planície de inundação dos sistemas aluviais.

A planície de inundação não é apenas ocorrente em um sistema fluvial, seja ele qual for, como também representa a maioria proporcional de todo o volume sedimentar das seqüências deposicionais não-marinhas ou continentais e, portanto, a maior parte do tempo geológico por eles registrado (McCarthy & Plint, 2003).

Mesmo que nos modelos clássicos de Miall (1985) e Selley (2000), entre outros

autores, a planície de inundação não seja mencionada como elemento arquitetural importante na composição de depósitos fluviais com estilo entrelaçado, não se deve rejeitar de forma alguma sua ocorrência neste sistema específico (cf. Bentham *et al.*, 1993). Há de se admitir a tendência natural de estes elementos se preservarem mais facilmente em estilos fluviais meandранtes e anastomosados, mas, por outro lado, informações preciosas podem ter sido negligenciadas durante um longo tempo. Pela Paleopedologia ser uma ciência relativamente recente e seus conceitos teóricos e práticos ainda pouco difundidos, deve-se partir do princípio que estes sistemas devem ser reavaliados segundo abordagem paleopedológica.

A partir desta abordagem é possível observar a ocorrência de paleossolos em diversos afloramentos da Formação Resende, onde os depósitos eram até então atribuídos a processos gravitacionais ou a alterações de diagênese avançada. Estes paleossolos de planícies de inundação estão intimamente associados aos depósitos de canais fluviais, aos quais servem de substrato (figura 11).

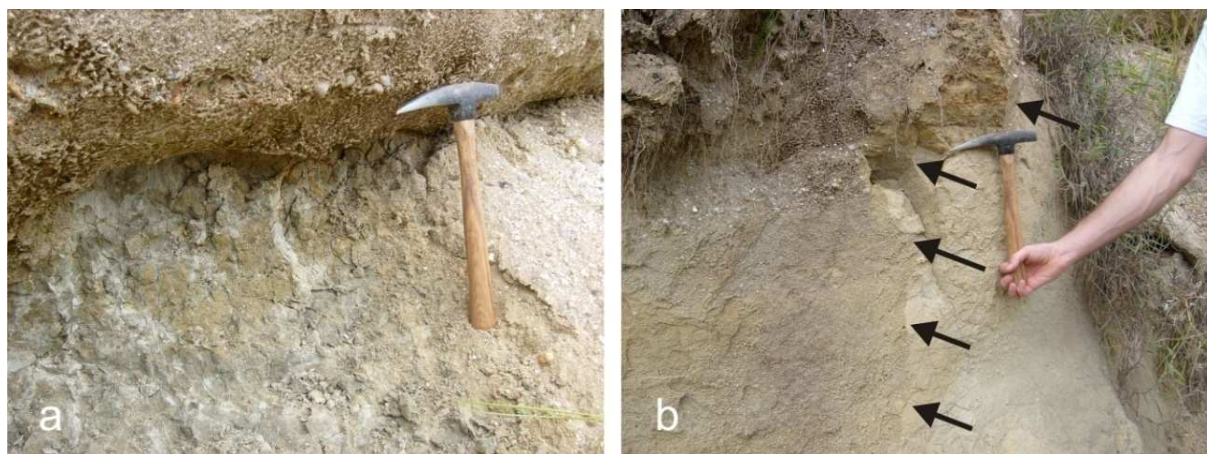


Figura 11 – a) depósito de canal fluvial cascalhoso sobreposto em contato erosivo a um paleossolo desenvolvido sobre o topo de um lamito de planície de inundação; b) aspecto do mesmo depósito de canal composto por arenito médio a grosso, conglomerático, com estratificação plano-paralela erodindo o lamito que se mostra menos bioturbado na base, com destaque ao contato erosivo lateral da escavação do canal no substrato lamoso.

Jenny (1941) definiu os principais fatores que governam a formação de solos: clima, atividade biológica, relevo, geologia do material parental e tempo. Em sistemas fluviais a formação de solos deve estar condicionada antes de tudo às características deposicionais destes sistemas. Schumm (1981) define que um sistema fluvial é função do tempo, relevo topográfico inicial, geologia, vegetação, nível de base, clima, morfologia da encosta, rede de drenagem à montante, distributários e afluentes à jusante, comportamento do canal e padrão deposicional. O nível de base deve por sua vez ser um dos fatores mais importantes no comportamento dos sistemas fluviais (Schumm, 1993).

Paleossolos podem ser utilizados diretamente como referência do nível freático local em ambientes de sedimentação (Pipujol & Buurman, 1994) por características redoximórficas de alteração pedogenética do sedimento e, portanto, podem ser utilizados como indicadores das variações do nível de base em sistemas fluviais. Os paleossolos fornecem informações a respeito de alguns aspectos adicionais que não poderiam ser extraídas somente pelo estudo sedimentológico dos depósitos estritamente sedimentares (Retallack, 1986).

Deve-se salientar que todos os fatores fundamentais de formação de solos devem ser incluídos em qualquer estudo paleopedológico, os quais não ficam restritos apenas a atuação e intensidade de processos sedimentares.

Kraus (1999) aponta que o tipo de paleossolo encontrado no registro sedimentar depende da velocidade de sedimentação, se a sedimentação é constante ou descontínua e, se a pausa ocorre, qual a sua duração. O acúmulo sedimentar varia com o tempo, produzindo vários tipos de paleossolos de baixo para cima em uma sucessão vertical (figura 12). Neste entendimento, verifica-se que um paleossolo aluvial é formado a partir da sobreposição de processos sedimentares e pedológicos.



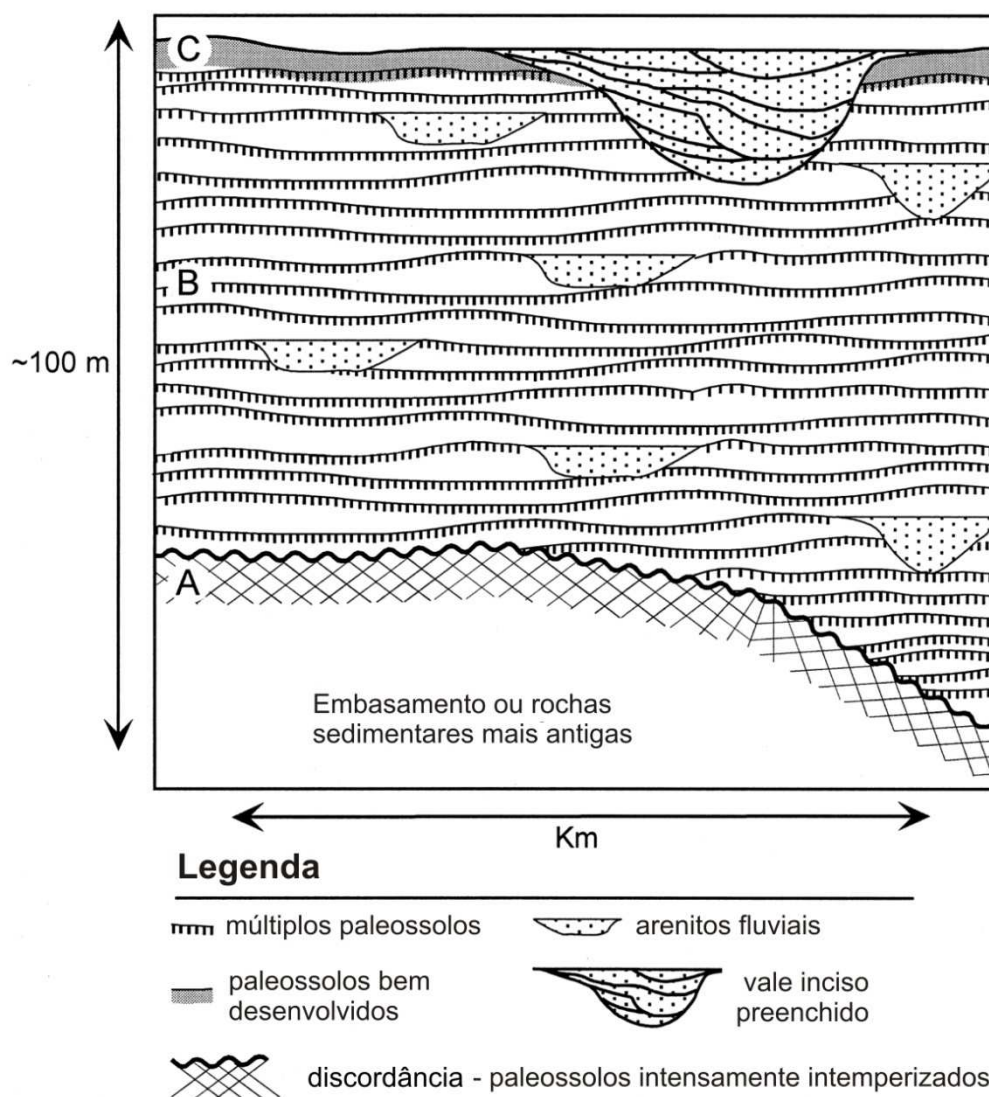


Figura 12 – Diagrama esquemático mostrando o rol de paleossolos que podem se formar numa espessa sucessão vertical, dependendo das taxas de acumulação sedimentar, pausa e sua duração: a) paleossolo intensamente intemperizado formado em superfície de discordância, pelo longo tempo de estabilidade da paisagem e de desenvolvimento do solo; b) sequência espessa de múltiplos paleossolos formados em depósitos de planícies de inundação, pelo fato da erosão ser insignificante e a sedimentação constante; c) uma pausa moderadamente longa na sedimentação relacionada à incisão do vale produziu um paleossolo mais bem desenvolvido que os paleossolos múltiplos, mas não tão intensamente intemperizado como o paleossolo desenvolvido sobre a discordância (Adaptado de Kraus, 1999).

Em um sistema fluvial agradacional, pedofácies podem ser classificadas de acordo com o balanço entre acumulação de sedimento e pedogênese (Kraus, 1999). Com relação à distribuição lateral das pedofácies, estas irão se modificar de acordo com a distância em que se encontram dos canais fluviais, sendo que solos mais desenvolvidos formam-se mais distantes dos canais e solos menos desenvolvidos devem se formar próximos às margens.

Para efeito conceitual, o termo pedofácies deve ser utilizado preferencialmente no lugar de paleossolo no caso de uma descrição prévia, para que sejam definidas e agrupadas características de alteração pedogenética comuns a diversos tipos de substrato. Deste modo, o termo paleossolo deve ficar reservado para tratar com mais propriedade um depósito que resultaria na conjugação de fácies sedimentares e pedofácies associadas.

Os principais atributos diagnósticos utilizados na caracterização paleopedológica estão descritos a seguir:

a) Icnofósseis

Raízes fossilizadas ou traços de seu desenvolvimento no solo (rizólitos) são universalmente aceitos como diagnósticos de paleossolos (Retallack, 1983). Entretanto o reconhecimento deste tipo de bioturbação quase sempre é obscurecido por processos diagenéticos e, portanto, nem todas as raízes encontram-se permineralizadas ou com sua matéria orgânica preservada e algumas delas podem apresentar-se também sob forma de tortuosos preenchimentos de argila com halos descoloridos ou mineralogicamente alterados (Kraus & Hasiotis, 2006; Wanas & Abu El-Hassan, 2006). Os icnofósseis formados pela bioturbação da fauna podem ser distinguidos de marcas de raízes por serem entroncados ou ramificados mais esparsamente, e por serem parcialmente paralelos uns aos outros em comparação aos rizólitos ou marcas de raízes. Outra característica das marcas de raízes é a ocorrência de ramificações com gradual afinamento de cima para baixo.

b) Características redoximórficas (mosqueado)

As características redoximórficas são determinadas pela alteração de cores do sedimento, típico de processos oxidativos da zona vadosa exposta à ação meteórica, biológica e às oscilações do lençol freático. Deve ser descrito de acordo com a escala de cores de



Munsell (1991) para detalhamento de cores de fundo e das manchas, que podem variar de padrões, conhecidos na Pedologia como mosqueado (*mottled*) a variegado (*variegated*). O mosqueado é produzido tanto por bioturbação quanto por processos pedogenéticos, e podem revelar aspectos sobre os tipos de alteração em que foram submetidos os sedimentos logo após sua deposição (*cf.* Pipujol & Buurman, 1994). O mosqueado pode ser facilmente confundido com marcas de raízes e vice-versa (Kraus e Hasiotis, 2006), justamente por ser uma estrutura também gerada pela ação de raízes. O diagnóstico correto acerca destas estruturas pode ser realizado em campo na maioria dos casos.

#### c) Horizontes de solo

Paleossolos possuem horizontes de solo, que diferem da maioria dos acamamentos sedimentares por seus contatos difusos e soldados nas camadas inferiores, geralmente paralelas ao topo truncado abruptamente, com aspectos geralmente maciços e bioturbados (Sabou *et al.*, 2005). Os horizontes desenvolvem-se progressivamente com a obliteração das texturas sedimentares, metamórficas e ígneas do material de origem e são caracterizados por horizontes subsuperficiais enriquecidos com argila ou carbonatos (Retallack, 1983).

#### d) Estruturas pedogenéticas

As estruturas pedogenéticas variam em grau de expressão, substituindo estruturas sedimentares (como laminação cruzada, marcas de ôndulas), estruturas metamórficas (como xistosidade e porfiroblastos) e estruturas ígneas (como configuração cristalina), conforme Retallack (1983). Os paleossolos, como todos os solos, possuem sistemas distintos de fissuras. Este fraturamento vai determinar o tipo de estrutura que o paleossolo vai apresentar, variando entre grumosa, granular, em blocos, colunar e prismática.

### 3.3 PEDOESTRATIGRAFIA

Este item sobre Pedoestratigrafia foi traduzido do Código Norte-Americano de Estratigrafia, o NASC (NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE, 2004). Este código prevê um tipo de unidade que engloba os paleossolos, a unidade pedoestratigráfica.

Uma unidade pedoestratigráfica (geossolo) é um corpo de rocha que consiste em um ou mais horizontes pedológicos desenvolvidos em uma única ou em múltiplas unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas ou litodêmicas, e é sobreposta por uma ou mais unidades litoestratigráficas ou aloestratigráficas formalmente definidas

Segundo o código, a propriedade determinante de uma unidade pedoestratigráfica é a presença de um ou mais horizontes pedológicos distintos, diferenciados. Horizontes pedológicos são produtos do desenvolvimento do solo (pedogênese) que ocorrem subsequentes à formação de unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas ou litodêmicas, sobre as quais o paleossolo (solo enterrado) foi formado; essas unidades são o material parental na qual a pedogênese atuou.

Solos pedológicos podem incluir depósitos orgânicos que sobrepõe ou mudam lateralmente para solos enterrados. Os depósitos orgânicos não são produto da pedogênese, sendo assim horizontes O não são incluídos na unidade pedoestratigráfica; eles devem ser classificados como unidades bioestratigráficas ou litoestratigráficas. Solos pedológicos podem incluir o horizonte C inteiro de um solo. O horizonte C na pedologia não é rigidamente definido; é simplesmente a parte do perfil do solo inferior ao horizonte B. A base do horizonte C em muitos solos é gradativa e não identificável; é comumente determinado de forma arbitrária. Portanto o horizonte C não faz parte da unidade pedoestratigráfica.

Um material derivado de um intemperismo *in situ* (saprolito, bauxita, resíduo) de unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas ou litodêmicas deve ser o material parental no qual os horizontes pedológicos se formam, mas não é um solo pedológico. Uma unidade

pedostratigráfica deve ser baseada sobre horizontes pedológicos de um solo enterrado desenvolvido nos produtos do intemperismo *in situ* como o saprolito. A matriz de tal unidade pedostratigráfica são ambos o saprolito e, indiretamente, a rocha a partir da qual este se formou.

O limite superior de uma unidade pedostratigráfica é o topo do horizonte pedológico mais recente formado pela pedogênese no perfil do solo enterrado. O limite inferior da unidade pedostratigráfica é a interface física definitiva mais inferior do horizonte pedogenético no perfil de um paleossolo. A posição de uma unidade pedostratigráfica é determinada pela sua relação com as unidades estratigráficas sobrejacentes ou subjacentes (figura 13).

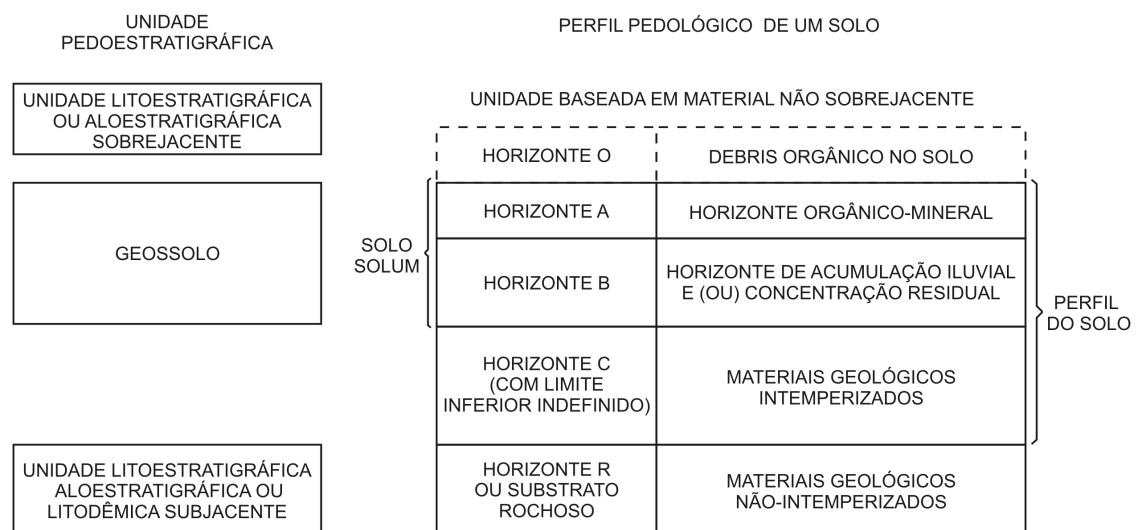


Figura 13 – Diagrama esquemático das relações entre unidades pedostratigráficas e as outras unidades previstas no Código Norte-Americano de Estratigrafia (NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE, 2004).

A facilidade de mapear em subsuperfície o limite superior de um solo enterrado é essencial para o estabelecimento de uma unidade pedostratigráfica. A extensão de uma unidade pedostratigráfica é efetuada pelo mapeamento lateral dos contatos entre um paleossolo e uma unidade litoestratigráfica ou aloestratigráfica formalmente definida sobrejacente, ou entre um solo e duas ou mais unidades estratigráficas correlativas

demonstráveis.

Uma unidade pedoestratigráfica difere de outras unidades estratigráficas já que é um produto da alteração em superfície de uma ou mais unidades materiais por processos específicos (pedogênese). Sua litologia e outras propriedades as diferem acentuadamente daquelas do material(s) de origem, onde uma única unidade pedoestratigráfica pode se formar *in situ* em unidades materiais parentais de diversas composições e idades.

Os limites de uma unidade pedostratigráfica transcendem o tempo. Conceitos de intervalos de tempo, apesar de medidos, não representam importância na definição dos limites de uma unidade pedoestratigráfica. De qualquer forma, evidência de idade, seja baseada em fósseis, idades numéricas, geométricas ou outras relações, deve desempenhar um importante papel na distinção e identificação de unidades pedoestratigráficas não contíguas em localidades distantes das áreas tipo. O nome de uma unidade pedoestratigráfica deve ser escolhido a partir de uma característica geográfica escolhida na área tipo, e não de um intervalo de tempo, acrescido após a denominação “Geossolo”.

### 3.4 MICROMORFOLOGIA

A Micromorfologia se utiliza de conceitos da Petrografia e da Pedologia, além de incorporar e desenvolver novas classificações, nomenclaturas e metodologias (Brewer, 1964). Sua função clássica é o estudo de solos ao microscópio ótico ou, como Kubiena (1932) batizou, Micropedologia. Desde então, a Micromorfologia vem tomando vulto como ciência. Somente após a contribuição de Brewer (1964), que praticamente fundou os alicerces até hoje seguidos por outros autores, como Stoops & Jongerius (1975) e Bullock *et al.* (1985), sua importância foi reconhecida, não apenas para o estudo em ciências do solo, como também de

sedimentos inconsolidados e consolidados, perfis de alteração e rochas sedimentares (Retallack, 1983; Kraus, 1999).

Os parâmetros micromorfológicos analisados, conforme as metodologias de Brewer (1964) e Bullock *et al.* (1985), são: estrutura geral da lâmina, homogênea ou heterogênea, pédica ou apédica; orientação e padrão de distribuição dos componentes; distribuição c/f de grossos e finos (*coarse and fine*); porosidade, tipos de poros, gênese e tamanho; composição mineral; fundo matricial, trama do plasma, anisotropia, birrefringência, cor natural; pedocaracteres texturais, cutãs, neocutãs, quasicutãs, criptocristalinos, pedotúbulos e excrementos.

A unidade estrutural natural de um solo é chamada de *ped*. Para Sabou *et al.* (2005) os *peds* são delimitados por fissuras abertas do solo e por superfícies irregulares que foram alteradas pela plasticidade da argila, pela oxidação de ferro ou por outros tipos de processo por transporte/acumulação, difusão/precipitação.

Denomina-se pédica a estrutura formada pelo desenvolvimento de agregados e apédica quando ausente. Pedalidade é, portanto, um termo utilizado para se referir ao desenvolvimento de estruturas típicas de solos (Brewer, 1964).

Para Brewer (1964) o plasma é a parte capaz de ser ou de ter sido movida, reorganizada, e /ou concentrada por processos de formação do solo. Esqueleto são todos os cristais discerníveis ao microscópio ótico que inclui a fração areia e silte grosso.

A distribuição c/f de grossos e finos, *coarse* e *fine* no termo original (Stoops & Jongerius, 1975), refere-se à relação e distribuição do plasma e dos componentes clásticos do esqueleto.

A distribuição é gefúrica quando os grãos do esqueleto são ligados por pontes de material mais fino (plasma e finos do esqueleto). A distribuição é porfírica simples quando os clastos (esqueleto) permanecem imersos na matriz, suportados por ela. Na distribuição

enaúlica, o esqueleto representa unidades maiores da trama, com agregados representando unidades menores no espaço intersticial. Esses pequenos agregados não preenchem completamente os espaços intersticiais, e as unidades maiores suportam-se ou, como se explica na petrografia, são suportadas pelos clastos (Stoops & Jongerius, 1975).

O fundo matricial ou matriz-S é, como definido por Brewer (1964), o material dentro dos agregados (*peds*), ou composto por material desagregado no qual ocorrem caracteres pedológicos. Inclui o arcabouço e a matriz (material menor que 30 micra) da Petrologia Sedimentar, e consiste essencialmente em grãos esqueléticos, plasma e poros intrapedais; lida com separações do plasma, já que são simplesmente variações na trama ou arranjo.

As tramas do plasma podem ser classificadas como assépicas e sépicas. As tramas assépicas relacionam-se a feições de depósitos detríticos pouco ou nada alterados, enquanto tramas sépicas representam diferentes graus de reorganização dos constituintes mais finos, formadas por processos diagenéticos (Brewer, 1964).

As tramas assépicas são: argilassépica, onde o plasma exibe rara ou nenhuma anisotropia, típica feição de depósitos detríticos pouco alterados de finos por decantação; ou silassépica, onde predomina silte de organização isotrópica de depósitos detríticos (Brewer, 1964).

As tramas sépicas denominam-se: inssépicas, onde as segregações do plasma se encontram em domínios isolados, com anisotropia ou orientação incipiente ou fraca; esquelssépicas, onde as segregações de plasma se relacionam às paredes dos grãos do esqueleto; vossépicas, onde as separações do plasma se associam a poros e vazios; mossépicas, com segregações em forma de mosaicos de anisotropia moderada associados a outras estruturas; massépicas e omnissépicas, que são separações do plasma com anisotropia moderada a forte, de relações complexas ou não associados a outras estruturas (Brewer, 1964; Stoops & Jongerius, 1975; Bullock *et al.*, 1985).

Os caracteres pedológicos encontrados nas lâminas podem ser divididos em texturais (cutãs), de depleção (halos), criptocristalinos ou amorfos, e excrementos (glébulas e pápulas) (Brewer, 1964).

Brewer (1964) define cutã como uma modificação da textura, estrutura ou trama em torno de superfícies naturais dos materiais do solo, devido a concentrações de constituintes particulares ou a modificações do plasma *in situ*. Cutãs podem ser compostos por qualquer substância constituinte do material do solo. Podem ser associados a grãos, agregados, canais, planos e outros poros como cavidades e vesículas.

Cutãs de iluviação são formados por movimento de material cutânico em solução ou suspensão e subsequente deposição (Brewer, 1964). Conforme a composição, podem ser denominados argilãs (de argila), ferriargilãs (de Fe e argila), organomangãs (óxidos de Mn e MOA) e assim por diante.

Cutãs de difusão são concentrações em uma superfície devido à difusão. Estão associados geralmente com concentrações dentro da matriz-S do material do solo que atinge o máximo na superfície cutânica (Brewer, 1964). Podem ser denominados de neocutãs quando adjacentes a superfícies de poros ou agregados, ou quasicutãs quando mais afastados dessas superfícies. Podem ser classificados conforme composição, neoferrãs (óxidos/hidróxidos de Fe), neomangãs (Mn), quasiferrãs, etc.

Cutãs de tensão são modificações *in situ* do plasma devido a forças diferenciais como deformação; não são cutãs verdadeiros (Brewer, 1964). São formados basicamente por expansão e contração.

Halos de depleção são caracteres pedológicos formados por percolação de água superficial (pseudogleização de Pipujol & Buurman, 1994) que provoca a perda de componentes, geralmente por redução de Fe e Mn, em relação à matriz adjacente (Bullock *et al.*, 1985).

Glébulas (nódulos e concreções) são unidades tridimensionais dentro da matriz-S do material do solo, geralmente de forma prolata. São reconhecidas por grandes concentrações de um determinado constituinte/ e ou uma diferença na trama comparada com o material circundante, ou por ter um limite distinto com a matriz do entorno (Brewer, 1964).

Páculas são glébulas que consistem em material predominantemente composto por argilominerais, sem grãos do esqueleto, com trama contínua ou lamelar; têm limites externos nítidos e abruptos. A maior parte apresenta forma prolata a esférica e de alguma forma arredondada (Brewer, 1964).

Pedotúbulo é um caractere pedológico que consiste em material do solo (grãos do esqueleto ou grãos do esqueleto mais plasma) distinto da matriz circundante, de forma tubular, simples ou em sistemas ramificados de tubos; os limites externos são nítidos (Brewer, 1964). O conceito de pedotúbulo também se encaixa no conceito de canais, porém os pedotúbulos são geralmente maiores e preenchidos. Podem ser granotúbulos (preenchidos por grãos e microagregados), estriotúbulos (concêntricos em forma de meniscos), isotúbulos (preenchidos por material fino isotrópico).



## 4 METODOLOGIA

A análise paleopedológica efetuada nesta pesquisa foi concentrada em dois afloramentos associados aos estratos sedimentares da Formação Resende e, portanto, às litofácies que compõem esta unidade litoestratigráfica: o afloramento da Ponte dos Arcos, na bacia de Resende; e o afloramento da Rodovia do Contorno, na bacia de Volta Redonda.

Estes afloramentos foram selecionados devido à possível ocorrência de paleossolos, pela observação das pedofácies reconhecidas após levantamento de campo em vários pontos das duas bacias. A metodologia foi dividida em três etapas: levantamento e descrição detalhada de campo; amostragem; análises de laboratório.

### 4.1 LEVANTAMENTO E DESCRIÇÃO DE CAMPO

Durante a etapa de campo, foram elaborados perfis em escala 1:20 e painéis estratigráficos dos afloramentos. Os perfis verticais detalhados foram elaborados segundo esquema proposto por Selley (1968), incluindo a descrição de forma, espessura das camadas, cor, textura, composição mineralógica, estruturas sedimentares. A técnica utilizada para detalhamento das seções estratigráficas foi a de superposição e decalque a partir de uma cobertura fotográfica do afloramento.

A checagem de campo teve ênfase nos atributos de Miall (1996) e Borghi (2000) para identificação de elementos arquiteturais, tais como: natureza dos contatos, geometria, escala, arranjo interno de litofácies e hierarquização de elementos arquiteturais. As cores dos depósitos foram identificadas utilizando-se tabela de cores (*Munsell's Rock Color Chart*, 1991).

Para o reconhecimento de feições associadas à ocorrência de paleossolos ou pedofácies, foram conjugados ao esquema de Selley (1968), os métodos de Retallack (1983) e Kraus (1999), que utilizam atributos como: evidência de raízes (rizólitos, traços de raízes), mosqueado (características redoximórficas), horizontes de solo, estruturas de solo, icnofósseis (marca de raízes principalmente), nódulos e concreções de Fe e Mn, calcretes, geometria tabular, estruturas de fricção (*slickensides*) e variação vertical de argilominerais e carbonatos.

#### 4.2 AMOSTRAGEM

Com base nos perfis faciológicos elaborados durante a fase de levantamento detalhado de campo, foram coletadas 29 amostras deformadas no afloramento da Ponte dos Arcos, na bacia de Resende, e 23 amostras deformadas no afloramento da Rodovia do Contorno na bacia de Volta Redonda.

Estas amostras deformadas pesavam cerca de 700 a 800 gramas e foram em parte destinadas às análises granulométricas, sendo que 12 amostras (6 ao longo do perfil Ponte dos Arcos e 6 ao longo do perfil Rodovia do Contorno) foram em parte destinadas para análises de mineralogia de argilas e mineralogia de pesados. As amostras foram retiradas tanto de camadas mais argilosas que apresentaram características paleopedológicas, quanto em camadas estritamente sedimentares adjacentes, com poucos sinais de alteração pós-deposicional.

Amostras indeformadas foram coletadas principalmente nos horizontes de paleossolos, em caixas de alumínio de aproximadamente 15x5 centímetros, destinadas às análises petrográficas e micromorfológicas. No perfil Ponte dos Arcos foram retiradas 10 amostras e no perfil Rodovia do Contorno 7 amostras.

## 4.3 ANÁLISES LABORATORIAIS

### 4.3.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica teve como principal objetivo analisar a distribuição de frequência das principais modas texturais utilizadas na classificação sedimentológica dos depósitos estudados. A variação vertical foi utilizada na interpretação e inferências de processos sedimentares e de alteração eodiagenética.

Os ensaios foram efetuados no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia/UFRJ, segundo metodologia apresentada por Folk (1974). O procedimento consistiu no destorroamento cuidadoso e tratamento das amostras para a separação dos sedimentos grossos e finos por via úmida, através de peneiramento em malha de 0,062 mm. Após a secagem dos sedimentos grossos em mufla, eles são separados através de um conjunto de peneiras acopladas cujos intervalos de malha correspondem aos limites da escala granulométrica de Wentworth (1922) *apud* Folk (1974): 4,00 mm (seixo) - 2,00 mm (grânulos) - 1,00 mm (areia muito grossa) - 0,50 mm (areia grossa) - 0,25 mm (areia média) - 0,125 mm (areia fina) - 0,062 mm (areia muito fina). O tratamento dos sedimentos finos (menores que 0,062 mm) foi realizado através do método da pipetagem.

Foi pesada cada fração de sedimento peneirado ou coletado na pipetagem, segundo as classes granulométricas específicas. Posteriormente, os dados foram utilizados, separadamente nos dois afloramentos, para medição dos parâmetros: média, mediana, desvio padrão, assimetria e curtose, segundo metodologia de Folk (1974). A análise destes parâmetros também auxiliou a classificação e interpretação destas rochas. Foram também gerados os histogramas para análise visual das distribuições de frequência. As porcentagens calculadas de cascalho (acima de 2,00 mm), areia (entre 2,00 e 0,062 mm) e lama (menores de

0,062 mm) foram plotadas em diagramas triangulares de classificação de rochas sedimentares, propostos por Folk (1974).

#### 4.3.2 Análise petrográfica

Foram analisadas 17 lâminas delgadas. Como se trata de sedimentos semiconsolidados, foi preciso primeiro impregnar as amostras para a confecção das lâminas delgadas. A técnica consiste na impregnação da amostra indeformada com resina líquida (no caso Araldite) e catalisador em câmara de vácuo.

Foram analisados os seguintes parâmetros petrográficos: composição textural, composição mineralógica, trama, contatos, porosidade, estruturas sedimentares e pós-deposicionais, aspectos diagenéticos. Todos os parâmetros foram discriminados em ficha específica, desenvolvida pelo Professor Leonardo Borghi do Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia/UFRJ.

Para a determinação de outros aspectos texturais foi realizada estimativa por comparação com as tabelas para seleção, grau de arredondamento e esfericidade, segundo Beard & Weyl (1973), para seleção, e de Krumbein & Sloss (1963).

As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/UFRJ e posteriormente analisadas por meio de microscópios de luz transmitida das marcas Olympus modelo BX-41 (Laboratório de Mineralogia do Departamento de Geologia/UFRJ) e Carl ZEISS modelo AXIOPLAN (Laboratório de Geologia Sedimentar do Departamento de Geologia/UFRJ), este último, dotado de câmera para captura de imagens digitais.

A identificação das classes granulométricas em seções delgadas foi efetuada através do reconhecimento visual das dimensões dos grãos, com base nos limites de Wentworth (1922):

4,00 mm; 2,00 mm; 1,00 mm; 0,50 mm; 0,25 mm; 0,125 mm; 0,062 mm; e abaixo de 0,062 mm (classificado como matriz).

Análises quantitativas foram efetuadas para os exames dos componentes detríticos (mineralogia da fração areia) e texturais (fração fina, cimento e poros), através da técnica de contagem de pontos (300 pontos), segundo metodologia de Gazzi-Dickinson (Valloni & Zuffa, 1984). Os componentes detríticos da fração areia discriminados foram: quartzo monocrystalino e policristalino, K-feldspato, plagioclásio, micas, minerais acessórios, fragmentos de rochas e outros minerais primários. Já os componentes texturais discriminados foram: fração fina, pedocaracteres que incluem o cimento, e porosidade.

Para análise petrológica, os valores obtidos através da contagem de pontos foram transformados em percentuais e aqueles relacionados à composição mineralógica (quartzo, feldspato e fragmentos de rocha) foram plotados no diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares segundo Folk (1974).

A matriz e o cimento foram determinados a partir dos critérios de classificação de Dickinson (1970). Os diferentes tipos de matriz são: protomatriz, matriz original/sindeposicional; ortomatriz, resultado da recristalização da matriz original, sendo ainda possível reconhecer a textura clástica relícta; epimatriz, resultado da alteração diagenética de grãos do arcabouço, com infiltração e preenchimento dos poros por material argiloso; pseudomatriz, grãos deformados e esmagados (fragmentos líticos pelíticos) entre os grãos mais competentes (como quartzo).

#### 4.3.3 Análise micromorfológica

Todas as 17 (dezessete) lâminas analisadas do ponto de vista petrográfico foram contempladas na análise micromorfológica. As duas técnicas foram realizadas separadamente para que as análises apresentassem menor tendência na interpretação desses depósitos da

Formação Resende, e, para que todos os aspectos estruturais e conceituais fossem devidamente comparados. Certamente as duas abordagens, utilizadas desta forma, podem contribuir de maneira mais imparcial ao estudo destas rochas sedimentares. Apenas na contagem de pontos da análise petrográfica foi incluído o item *pedocaracteres*, para que fosse quantificada a sua porcentagem com relação aos componentes da lâmina.

Em cada uma das lâminas foram analisados os seguintes parâmetros micromorfológicos: estrutura geral da lâmina, homogênea ou heterogênea, pédica ou apédica; orientação e padrão de distribuição dos componentes; distribuição de grossos e finos (c/f); porosidade-tipos de poros, gênese e tamanho; composição mineral; fundo matricial, trama do plasma, anisotropia, birrefringência, cor natural; pedocaracteres texturais, cutãs, neocutãs, quasicutãs, criptocristalinos, pedotúbulos e excrementos.

Para a devida sistematização dos dados, criou-se uma ficha de descrição (apêndice A) que serviu como base para todas as descrições micromorfológicas. Esta ficha foi estruturada a partir das metodologias consagradas de Brewer (1964) e Bullock *et al.*, (1985), e comparações às traduções e adaptações ao português de Castro (2002).

Neste trabalho a análise micromorfológica foi realizada para auxiliar na interpretação da paragênese e na distinção entre alterações causadas por processos diagenéticos. A nomenclatura e a classificação das estruturas foram baseadas na metodologia dos principais autores acima mencionados.

Por causa de problemas ligados à diagênese, atributos macromorfológicos podem não ser suficientes para a identificação de paleossolos, entretanto estudos micromorfológicos em lâminas petrográficas podem fornecer valiosas informações sobre o reconhecimento de paleossolos (Retallack, 1983; McCarthy *et al.*, 1999; Wanas & Abu El-Hassan, 2006). As características micromorfológicas indicam os processos pedogenéticos que estavam ativos no perfil. Entre elas petrotrama de solos formadas por processos que alteraram a organização

original do corpo sedimentar. Na lâmina petrográfica, as raízes podem ou não mostrar entroncamento, geralmente são circundadas por argila iluviada com desenvolvimento de rizólito (Terry, 2001).

Evidências de iluviação de argila (translocação pedogênica) podem ser diagnosticadas pela alta concentração de argila bem orientada que preenche fraturas irregulares dentro da matriz e também por grãos detríticos tingidos (Wanas & Abu El-Hassan, 2006). A argila iluvial indica desenvolvimento pedogenético e representa a expressão microscópica de estruturas de infiltração mecânica e halos das marcas de raízes típicos da zona vadosa de ambientes terrestres (Kraus, 1999, Pipujol & Buurman, 1994).

Retallack (1990), indica que a microtrama pode ser um bom indicativo de pedogênese. A trama do plasma formada pelo arranjo de partículas coloidais (argilo-minerais, óxidos de ferro, etc.) pode apresentar anisotropia e birrefringência, dependendo destas características podem ser identificadas e associadas a processos pedogenéticos. Com exceção de algumas tramas que podem estar também associadas a processos, é um atributo diagnóstico de paleossolos. Icnofósseis podem ser distinguidos por padrões sem entroncamento, geralmente verticais, preenchidos por material diferente daquele que o cerca (Terry, 2001).

#### 4.3.4 Análise de mineralogia das argilas

A análise de mineralogia das argilas foi realizada para obtenção de dados sobre a gênese de argilominerais da Formação Resende. Foram selecionadas 12 amostras, 6 em cada perfil, com ênfase nos depósitos mais alterados e bioturbados. Foram também incluídos arenitos maciços lamosos, para auxiliar na discussão sobre a gênese destes depósitos.

Foi utilizado o método da difração de raios-X e tanto a preparação das amostras quanto a confecção das lâminas para as análises foram desenvolvidas no Laboratório de Raios-X do Departamento de Geologia/UFRJ. As lâminas foram analisadas no mesmo

laboratório, através de um goniômetro equipado com difratômetro de raios-X da marca Rigaku Geigerflex, em um ângulo de 2° a pouco mais de 30° o que possibilita, segundo a Lei de Bragg, a identificação da maioria dos argilominerais.

O procedimento de preparação das amostras consistiu na separação da fração fina (menor que 0,062 mm) por via úmida. Após a separação do material fino, foi realizado o tratamento com ácido clorídrico, segundo metodologia de Jackson (1975), e posteriormente a fração argilosa (menor que 0,004mm) foi separada por meio de centrifugação. Uma pequena fração do material foi espalhada, com auxílio de uma lamínula, como uma fina película sobre uma lâmina de vidro e, após secagem ao ar, levada para leitura no difratômetro de raios-X.

A identificação dos argilominerais e de alguns hidróxidos de ferro foi feita através da leitura dos diferentes picos registrados nos gráficos emitidos pelo difratômetro. A determinação se dá por comparação com tabelas disponíveis (Thorez, 1976; Santos, 1975), onde são calculadas as distâncias basais dos argilominerais com base no ângulo de reflectância dos principais planos do retículo cristalino (geralmente 001, 002, 003).

As demais leituras, em lâmina tratada com etileno-glicol foram realizadas a partir das mesmas lâminas utilizadas como guia na análise anterior. Estas lâminas são banhadas no etileno-glicol para que argilominerais expansíveis, como vermiculitas, esmectitas e interestratificados, fossem detectados pela variação dos picos. Depois de secas ao ar são novamente rodadas no difratômetro de raios-X para que sejam gerados outros difratogramas utilizados na comparação com os difratogramas das lâminas guia. A partir desta análise foi realizada uma estimativa semiquantitativa dos argilominerais em cada amostra de cada perfil.

#### 4.3.5 Análise de minerais pesados

A análise de minerais pesados foi realizada com o objetivo de subsidiar a identificação mineralógica das análises petrográficas, pelo fato de estas amostras concentradas



apresentarem uma variação mineral maior do que se pôde acessar em lâmina. Estudos de proveniência não foram objeto de inferências nesse trabalho.

Para a análise de minerais pesados, foram selecionadas 12 amostras, 6 em cada afloramento, distribuídas ao longo dos perfis. Foi utilizada a fração areia fina e muito fina misturadas, pois a maior parte dos minerais pesados se concentra até a fração silte grosso. Se fossem retiradas as frações de areia muito fina, seria descartada boa parte destas amostras.

O procedimento realizado no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia/UFRJ consistiu na separação dos minerais densos no bromofórmio (densidade 2,89), a partir de 50 gramas de amostra de areia fina e muito fina, onde os minerais mais densos se concentram no fundo do recipiente. Após esta etapa, os minerais pesados foram submetidos à separação magnética com imã de mão, para separar a magnetita, e também com separador magnético isodinâmico Frantz (nas faixas 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 1,5 e sobra de não magnéticos), recomendado para auxiliar na identificação de minerais com diferentes graus de susceptibilidade magnética, segundo metodologias adaptadas de Parfenoff *et al.* (1970) e Pereira *et al.* (2005).

As diferentes frações obtidas (minerais pesados magnéticos e minerais pesados não magnéticos) foram estudadas com auxílio de lupa binocular da marca Zeiss Germany STEMI SV 11 lupa PLAN S 1,0x, do Setor de Petrografia e Mineralogia do Departamento de Paleontologia e Geologia do Museu Nacional da UFRJ. Foram analisadas as seguintes características mineralógicas: cor, brilho, forma cristalina, hábito, clivagem, fratura e dureza. A identificação dos minerais foi confirmada, quando necessária, com análise de minerais translúcidos ao microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Zeiss, do mesmo laboratório e com base em manuais de mineralogia (Parfenoff *et al.*, 1970 e Pereira *et al.*, 2005).

Após a identificação dos minerais, foi efetuada a contagem de quatro campos visuais,

aleatórios, de cada fração magnética. Como os valores mostraram-se de certa forma muito homogêneos, os minerais pesados foram apenas incluídos como parte dos minerais acessórios, devido à fraca significância amostral e a inutilidade para estudos de proveniência ou dinâmica sedimentar.

## RESULTADOS

### 5.1 PERFIS SEDIMENTOLÓGICOS

#### 5.1.1 Perfil Ponte dos Arcos - bacia de Resende

O perfil escolhido no afloramento da Ponte dos Arcos (figura 14), na borda sul da bacia de Resende, tem cerca de 9 metros de altura. As camadas apresentam mergulho aparente para NW inferior a 5°. O corte muito irregular dificultou a descrição de campo e demandou o fracionamento do perfil ao longo da seção. O sedimento encontra-se semiconsolidado.

Inicia na base com pelito arenoso no nível P1N01, cinza-esverdeado (5Y 7/2), mosqueado de matiz alaranjado (10YR 6/6 a 10YR 5/4), bioturbado, com marcas de raízes e estrutura maciça. A partir daí observa-se a superposição de ciclos de granodecrescência ascendente. Estes ciclos são marcados na base por camadas de arcósios mais grossos pouco alterados que, em direção ao topo, são sobrepostos por camadas bioturbadas com predominância de finos.

O primeiro ciclo se inicia no nível P1N02 em contato erosivo ao pelito, com um intervalo de cerca de um metro de espessura, cor cinza esverdeado (5Y 7/2 a 5Y 8/1), composto por camadas de arcósios finos a médios, com pouca argila e silte. As camadas apresentam entre si contatos planos ou erosivos, laminação horizontal incipiente, concreções de manganês, gradação normal em algumas camadas, e geometria tabular a lenticular estendida. Sobrepostos a este intervalo, em contato plano, ocorrem siltitos a arenitos muito finos em transição difusa, lamosos, com espessura de um metro, cor cinza-esverdeado (5Y 5/2), mosqueado alaranjado (10YR 5/4 a 10YR 6/6), nódulos férricos na base, bioturbados e de geometria tabular. Estas camadas de sedimentos mais finos (nos níveis P1N09 e P1N10), representam o fim do primeiro ciclo de

deposição. Segue, no topo, um contato erosivo com arenitos arcossianos muito finos nos níveis P1N11 e P1N12, que apresentam uma variação lateral aparente na seção, com transição horizontal difusa para um siltito pouco bioturbado, do qual se reiniciou a descrição em outra parte da seção situada a NNW, a 20 metros do ponto inicial.

O contato erosivo na base do nível P1N11, marca o início do segundo ciclo de granodecrescência ascendente, de menor amplitude que o primeiro, que pode representar um pulso sedimentar de menor magnitude. A partir deste ponto, segue um intervalo de aproximadamente 90cm de pelitos arenosos até o nível P2N03. Estes pelitos arenosos apresentam laminação horizontal incipiente, cor de fundo esverdeada (5Y 4/4), lâminas de argila, bioturbado por marcas de raízes e fauna, de cor (10YR 6/2).

Um terceiro ciclo granodecrescente, mais amplo, se inicia no contato erosivo na base da camada do nível P2N04, em um intervalo de arcósios e subarcósios cinza-claro (5Y 7/2), com quase dois metros de espessura, composto por camadas decimétricas em contato nítido a difuso, em padrão “caixote”, com pouca variação granulométrica. São arcósios muito finos a finos, pelíticos, com laminação plano-paralela incipiente e bioturbação ocasional. Sobrepostos, em contatos planos ou gradacionais, estão argilitos bioturbados (níveis P2N13 a P2N15) com estrutura em blocos angulares a esferoidais, limitados por superfícies de fricção. Apresentam geometria tabular, transição difusa entre camadas, horizontes bem evidentes de cor bruno-alaranjada (10YR 5/4), com halos de depleção de matiz cinza esverdeado (5Y 5/2), em forma de marcas de raízes tortuosas abundantes. O topo deste intervalo fica gradativamente mais rico em areia muito fina, fina e silte, com dois níveis de concreções de manganês (reação positiva ao peróxido de hidrogênio) separados por 40cm (níveis P2N16 e P2N17).

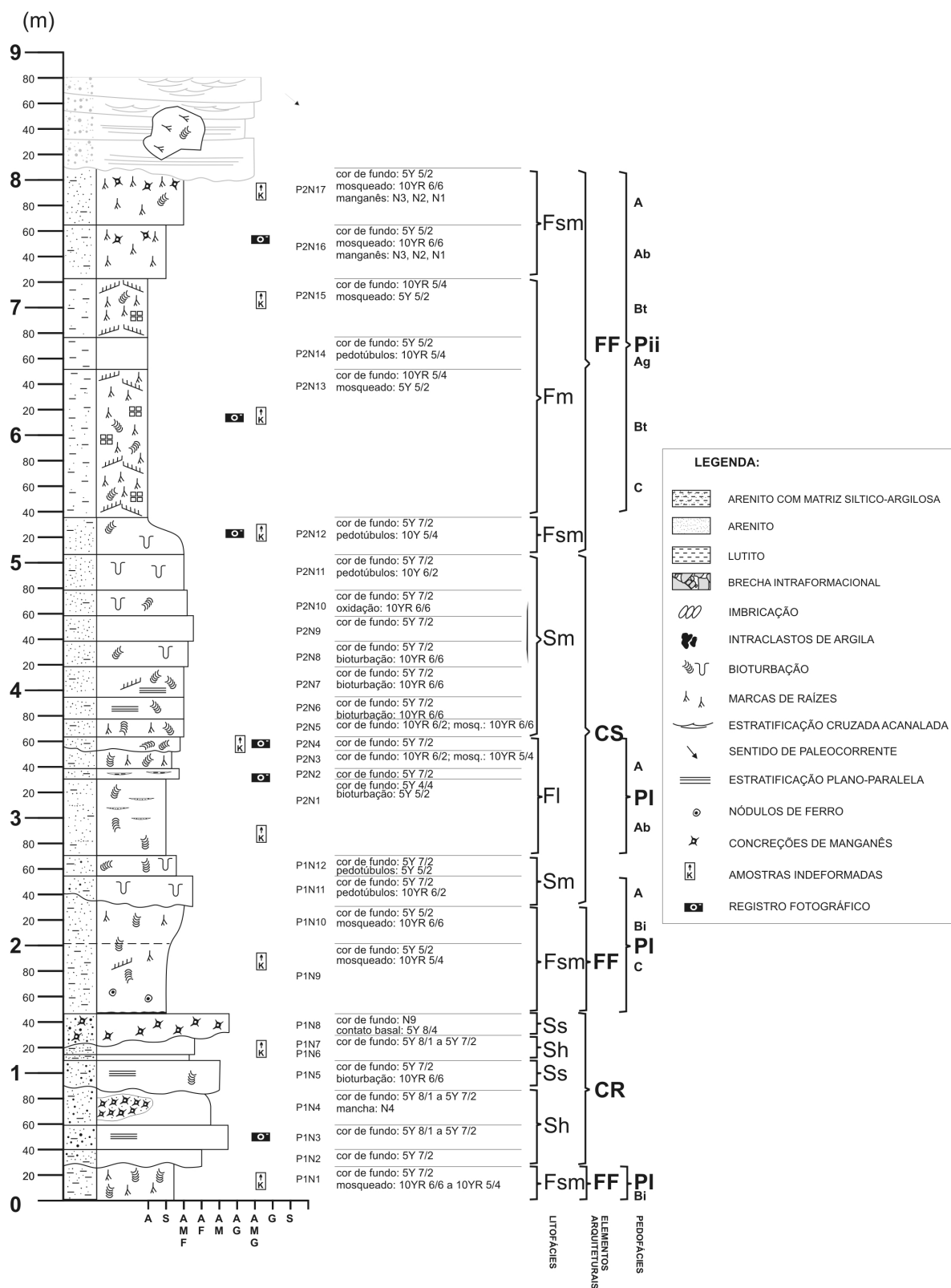


Figura 14 - Perfil sedimentológico do afloramento Ponte dos Arcos na bacia de Resende.

Sobre este terceiro ciclo, em contato erosivo, ocorrem arcósios muito grossos com grânulos, estruturas de estratificação cruzada acanalada de médio porte, geometria de canais entrelaçados em forma de barras frontais, conglomeráticas e arenosas, e brechas intraformacionais, compostas de clastos de argilitos bioturbados da camada subjacente. Este pacote superior não foi objeto de amostragens, devido à sua gênese estar associada a fácies e elementos arquiteturais já conhecidos e definidos em pesquisas anteriores (Ramos, 1997, 2003).

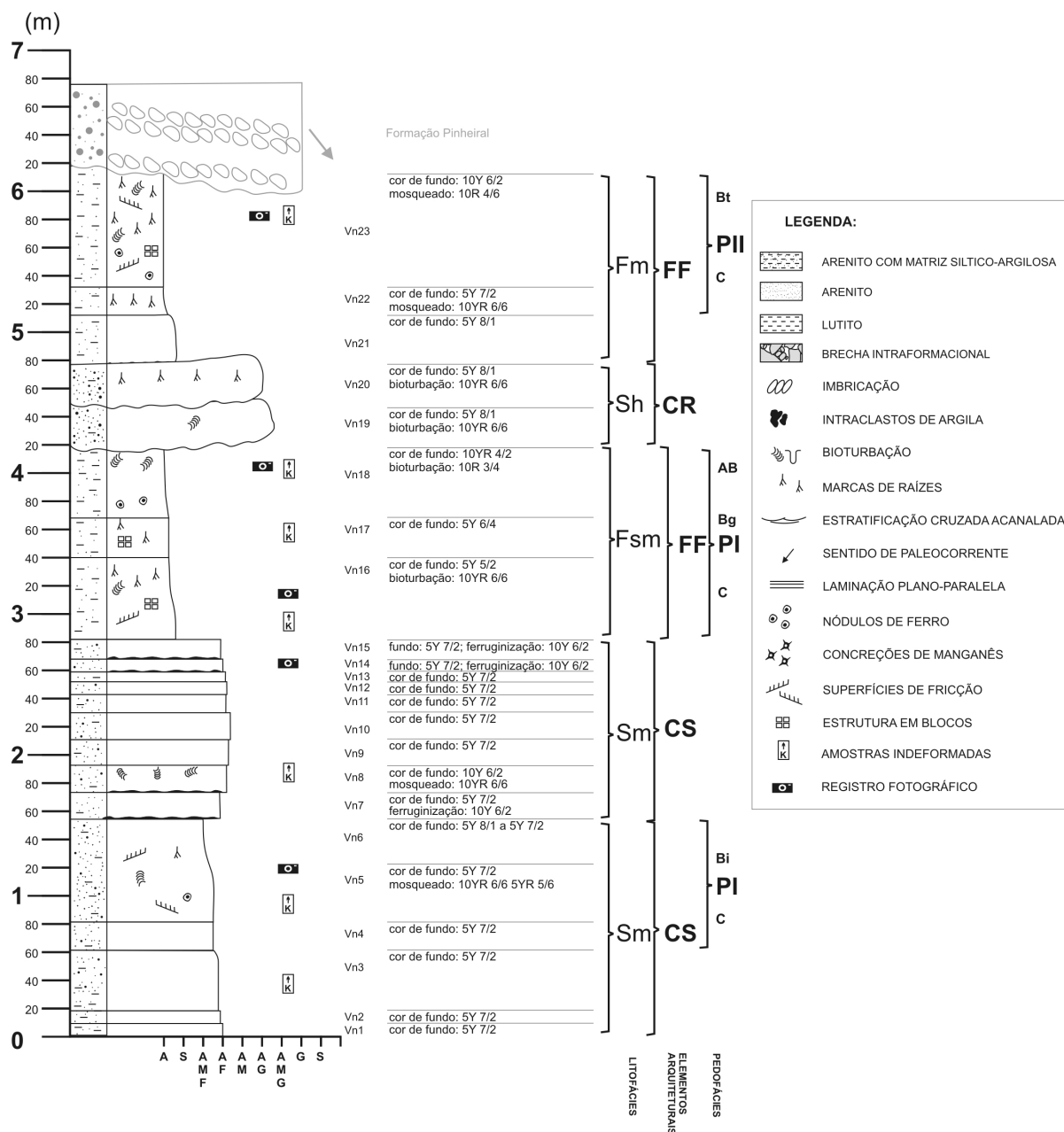
#### 5.1.2 Perfil Rodovia do Contorno – bacia de Volta Redonda, *graben* Casa de Pedra

Na Rodovia do Contorno o perfil tem pouco mais de 6 metros de altura (figura 15), localizado na borda norte do *graben* Casa de Pedra. O corte realizado para a construção da rodovia é bem regular, que possibilitou a descrição da seção escolhida em apenas dois segmentos. Os estratos exibem um mergulho aparente para S de 5° a 10°.

Também foi observada a superposição de ciclos de granodecrescência ascendente neste perfil, da mesma forma que no perfil Ponte dos Arcos. Porém as variações granulométricas entre as camadas são por vezes muito sutis, obscurecendo e dificultando a descrição e interpretação dos mesmos. Foi possível discernir três ciclos iniciados na base por camadas de arcósios com transição em direção ao topo à camadas mais intensamente bioturbadas, de composição pelítica.

Na base do perfil e também aflorando em outros segmentos da seção, encontram-se rochas do embasamento metamórfico da Faixa Ribeira. Sobre o embasamento, assenta-se em inconformidade um intervalo de 1,5m composto por camadas de arenitos finos arcosianos, cinza-esverdeados (5Y 7/2), pelíticos, de estrutura maciça, separadas por contatos planos. O teor de argila aumenta gradativamente em direção ao topo, com gradação normal a arenito muito fino, onde são observadas esparsas bioturbações por fauna e marcas de raízes de cor alaranjada (10YR

6/6) e cinza-esverdeada (5Y 5/6), superfícies de fricção e nódulos sesquioxídicos. Este intervalo entre os níveis VN01 e VN06 representa o primeiro ciclo granodescente na base do perfil.



*Figura 15 - Perfil sedimentológico do afloramento Rodovia do Contorno na bacia de Volta Redonda.*

Sobrejacente a este intervalo da base do perfil, em contato plano, segue um conjunto de camadas de arenitos arcossianos finos, lamosos, cinza-esverdeados (5Y 7/2 a 5Y 8/1), com média

de 20cm de espessura cada camada, em padrão “caixote”, que representam o início da superposição de um segundo ciclo. Estas camadas decimétricas (níveis VN07 a VN15) são separadas entre si por contatos planos, tingidos por superfícies de ferruginização de cor amarelada (10Y 6/2), que marcam de forma mais acentuada a base e o topo deste intervalo. Apresentam estrutura maciça, pontualmente bioturbadas, com geometria lenticular estendida, sem variação lateral aparente ao longo da seção. Separado por superfície de ferruginização, assenta-se um pacote de quase 1,5m composto por pelitos arenosos (níveis VN16 a VN18), separados por contatos planos. Estas camadas apresentam cor cinza-esverdeada (5Y 5/3 a 5Y 6/4), com estruturas em blocos angulares, mosqueado por bioturbação e marcas de raízes de matiz alaranjado (10YR 6/6) e avermelhado (10R3/4).

Este pacote encontra-se erodido no topo por duas camadas (níveis VN19 e VN20), de 30cm cada, compostas por arenitos grossos com argila e pouco silte, estruturas de estratificação cruzada de pequeno porte, quase que totalmente obliteradas por marcas de raízes na camada de cima. Este intervalo de arenitos grossos marca o início do terceiro ciclo de granodecrescência.

Sobrejacente, assentam-se argilitos com pouco silte e areia dispersa entre os níveis VN21 a VN23, perfazendo espessura de cerca de 1,4m. Este intervalo argiloso foi dividido em três camadas: a inferior de cor cinza chumbo (5Y 8/1), sem bioturbação; a camada média, apresentando sinais de marcas de raízes, cor de fundo cinza (5Y 7/2) com mosqueado alaranjado (10YR 6/6); e a última, uma camada fortemente bioturbada de cor amarelada (10Y 6/2) com nódulos férricos na base, com mosqueado vermelho escarlate (10R 4/6). Estes argilitos representam o fim do terceiro ciclo granodecrescente do perfil.

Acima, em discordância erosiva, encontram-se os conglomerados clasto-suportados e arcósios muito grossos da Formação Pinheiral. Possuem geometria lenticular de canais fluviais,



barras cascalhosas e arenosas, com clastos centimétricos de quartzo leitoso bem arredondado, de matriz composta por arenitos grossos arcóseos.

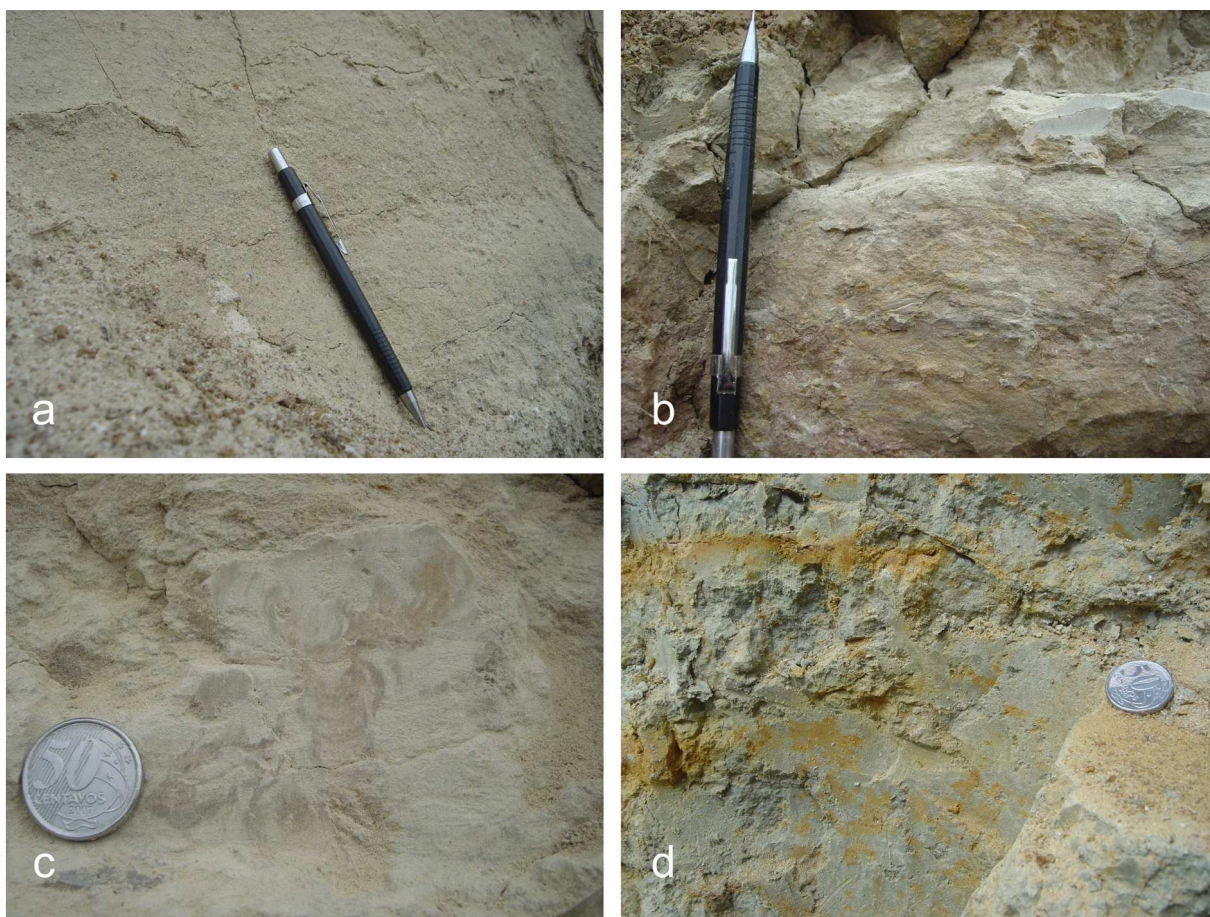
## 5.2 LITOFÁCIES SEDIMENTARES, PEDOFÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL

Para as fácies sedimentares descritas neste trabalho e elementos arquiteturais, optou-se por manter a denominação do código original de Miall (1996). As pedofácies seguem uma nomenclatura distinta, criada para utilização neste trabalho.

As principais fácies sedimentares descritas correspondem a: i) arcóseos e subarcóseos micáceos finos a médios, argilosos, com laminação horizontal incipiente (fácies Sh de Miall, 1996), superfícies erosivas (fácies Ss de Miall, 1996), em camadas tabulares ou lenticulares estendidas, interpretados como fluxos trativos em lençóis não confinados, associados a leques ou canais de extravasamento de canais fluviais (figura 16a); ii) arenitos lamosos feldspáticos e micáceos, maciços, localmente bioturbados (fácies Sm de Miall, 1996) interpretados como fluxos trativos em lençóis não confinados, associados a planícies de inundação (figura 16b); iii) lamitos arenosos bioturbados, com laminação horizontal, interpretados como depósitos proximais de planície de inundação (fácies Fl de Miall, 1996, figura 16c); iv) lamitos maciços (fácies Fsm de Miall, 1996, figura 16d) e argilitos (Fm de Miall, 1996), com estrutura em blocos, superfícies de fricção, bioturbados, interpretados como depósitos de inundação episódica distais aos canais fluviais. A seguir, estão as principais fácies e respectivas descrições e interpretações (Tabela 1).

Tabela 1 – Litofácies sedimentares – diagnose, interpretação e descrição.

Litofácies	Diagnose	Interpretação	Descrição
Ss	ARENITOS COM SUPERFÍCIES EROSIVAS ABUNDANTES	Fluxos hidrodinâmicos trativos torrenciais rasos, erosivos, de regime inferior ou baixa energia. Depósitos arenosos, de canais ou leques de extravazamento não confinados, em planície de inundação ou sobre depósitos de barras arenosas marginais.	Litologia: arcósios a subarcósios finos a médios com quantidade variável de areia grossa, muito grossa com pouco silte e argila. Podem conter <i>debris</i> orgânico. Seleção: pobremente a mal selecionados, grãos angulosos a subangulosos. Estruturas: laminação plano-paralela incipiente a maciça. Contatos erosivos abundantes entre camadas. Geometria: canal lenticular a lenticular estendido.
Sh	ARENITOS COM LAMINAÇÃO HORIZONTAL INCIPIENTE	Fluxos hidrodinâmicos trativos torrenciais rasos de escoamento superficial de regime inferior ou baixa energia. Depósitos de lençóis arenosos, de leques de extravazamento não confinados, em planície de inundação.	Litologia: arcósios a subarcósios finos a médios com quantidade variável de areia grossa, muito grossa com pouco silte e argila. Seleção: pobremente a mal selecionados, grãos angulosos a subangulosos. Estruturas: laminação plano-paralela incipiente a maciça. Contatos nítidos abundantes e erosivos menos freqüentes, entre camadas. Geometria: tabular a lenticular estendido.
Sm	ARENITOS LAMOSOS MACIÇOS	Fluxos trativos de baixa energia. Alteração eodiagenética variável. Depósitos maciços proximais a intermediários de inundação com estruturas sedimentares obliteradas por processos pós-deposicionais.	Litologia: arcósios finos a muito finos com alto teor de matriz lamosa. Seleção: muito mal selecionados, grãos angulosos a subangulosos. Estruturas: maciça, icnofósseis de fauna e raízes em baixa densidade. Contatos nítidos frequentes. Geometria: tabular.
Fl	LAMITOS ARENOSOS LAMINADOS	Fluxos trativos laminares de baixa energia e alternada decantação de finos por suspensão. Alteração eodiagenética presente em grau variável. Interpretação: depósitos heterolíticos intermediários a distais de planície de inundação. Biogênese variável, de fraca a moderada.	Litologia: lamitos com variável quantidade de areia feldspática. Seleção: muito mal selecionados, grãos angulosos a subangulosos. Estruturas: maciça, laminação plano-paralela heterolítica, icnofósseis. Contatos graduais na base e nítidos a erosivos no topo das camadas são frequentes. Geometria: tabular e lateralmente variável.
Fsm	LAMITOS E SILTITOS ARENOSOS MACIÇOS	Predomínio de decantação de finos por suspensão, com alternado transporte de fluxos trativos de baixa energia. Interpretação: depósitos distais aos canais fluviais, biogênese frequente.	Litologia: lamitos com alta porcentagem de silte e quantidade variável areia dispersa. Estruturas: maciça predominante, pode apresentar icnofósseis de fauna e raízes. Contatos graduais entre camadas. Geometria: tabular.
Fm	ARGILITOS MACIÇOS	Decantação de finos por suspensão pela perda abrupta de energia em fluxos hidrodinâmicos desconfinados. Alteração eodiagenética marcante. Interpretação: depósitos distais aos canais fluviais.	Litologia: argilitos com pouco silte e pouca areia dispersa. Estruturas: maciça, em blocos subangulares a arredondados, icnofósseis de fauna e raízes, pedotúbulos, concreções e nódulos de ferro. Contatos graduais entre camadas. Geometria: tabular.



*Figura 16 – a) Litofácies Sh e Ss, apresentando laminação horizontal incipiente, superfícies erosivas e gradação normal; b) litofácies Fl, apresentando laminação horizontal incipiente e icnofósseis; c) litofácies Sm com icnofósseis; d) litofácies Fsm, apresentando superfícies de ferruginização, mosqueado e estrutura maciça.*

As fácies Ss, Sh e Sm estão relacionadas ao início, ou à base, dos ciclos de granodecrescência ascendente enfatizados nos perfis Ponte dos Arcos e Rodovia do Contorno (figuras 17 e 18). Eventos de extravazamento fluvial de maior energia são representados pelas fácies Ss e Sh. A fácies Sm, mais lamosa e muito freqüente nos perfis, deve representar eventos de menor energia, como desconfinamento de fluxos hidrodinâmicos marginais, com intervalo relativo maior de abandono.



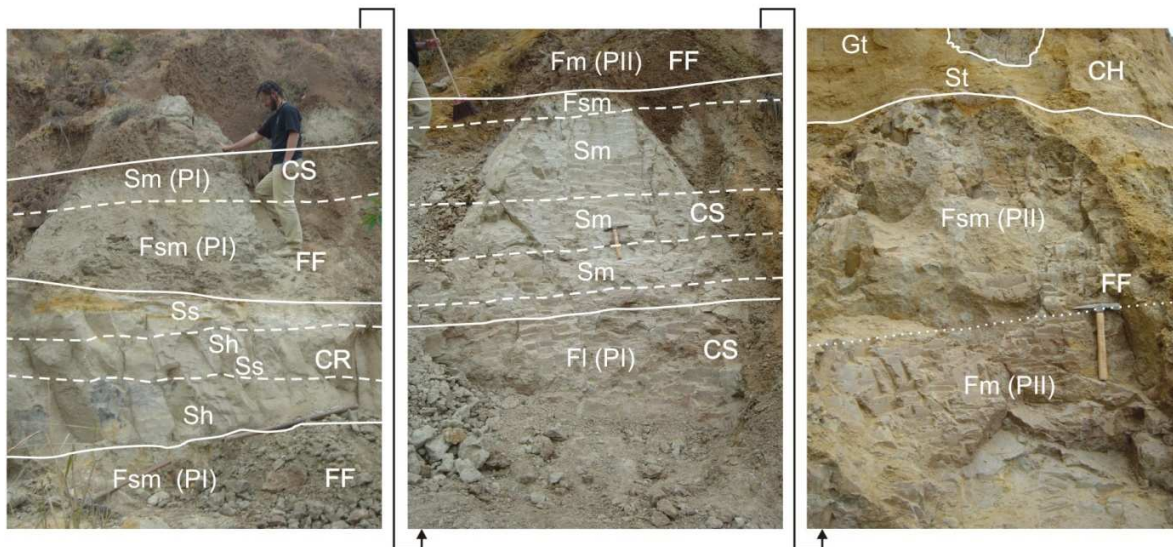


Figura 17 – Litofácies sedimentares Ss, Sh, Sm, Fl, Fsm e Fm (pedofácies PI e PII associadas) e elementos arquiteturais CR, CS, FF do afloramento Ponte dos Arcos. Linha contínua – contato plano ou erosivo; linha tracejada – contato inferido; linha pontilhada – contato gradacional. Códigos conforme tabelas 1, 2, 3.

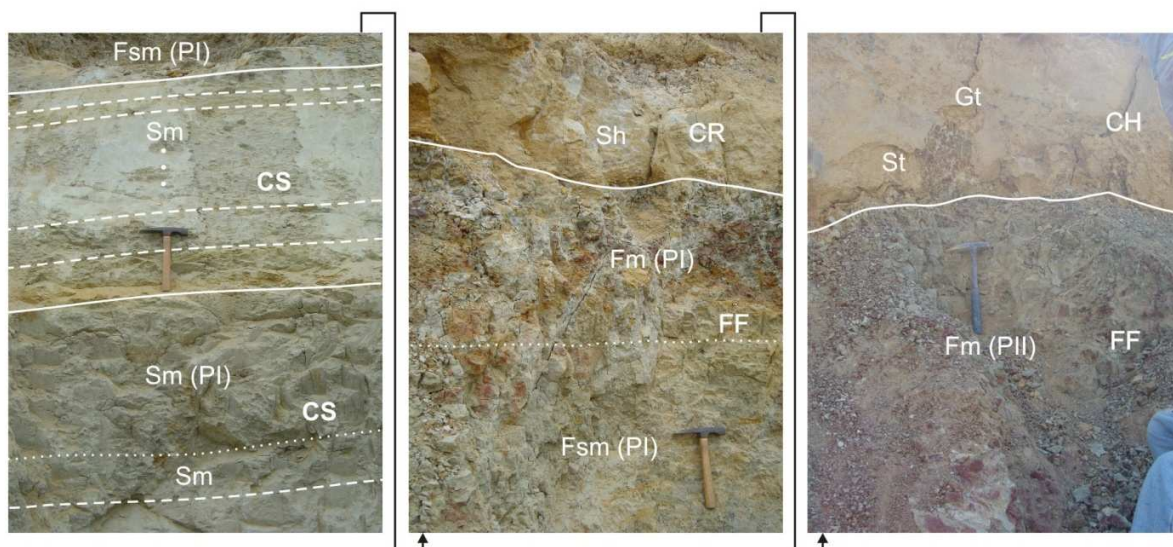


Figura 18 – Litofácies sedimentares Sh, Sm, Fl, Fsm e Fm (pedofácies PI e PII associadas) e elementos arquiteturais CR, CS, FF do afloramento Rodovia do Contorno. Linha contínua – contato plano ou erosivo; linha tracejada – contato inferido; linha pontilhada – contato gradacional. Códigos conforme tabelas 1, 2, 3.

Estes intervalos de abandono deveriam favorecer o obscurecimento de estruturas sedimentares primárias, prejudicando a preservação destas, tanto pelo maior teor de argila

floculada e silte transportado como carga de fundo, como pela sobreposição de processos eodiagenéticos de alteração do sedimento.

As fácies Fsm e Fl encontram-se associadas à diminuição gradual de energia desses eventos deposicionais cíclicos, em segmentos relativamente distantes da drenagem principal. Dessa forma assentam-se em continuidade aos intervalos de maior energia representados pelas fácies Ss, Sh, Sm.

A fácies Fm é diretamente relacionada a intervalos de abandono relativamente longos em áreas distais aos canais fluviais principais. Estão relacionadas ao fim dos ciclos de granodecrescência ascendente observado nos perfis sedimentológicos.

As fácies Fl, Fsm e Fm representam, segundo Miall (1996): uma gradação de tamanho de grãos e de características de acamamento a partir de depósitos proximais à planície de inundação, relativamente grossos, progressivamente a depósitos distais mais finos; sedimentos clásticos finos que são depositados primariamente a partir da carga em suspensão dos rios; sedimentos portanto não compatíveis com deposição em canais ativos; depósitos de lama, silte e areia muito fina que indicam deposição em áreas de planícies de inundação como canais abandonados e áreas abandonadas por canais ativos durante um período sazonal seco.

Associadas às fácies sedimentares ocorrem duas pedofácies interpretadas como decorrentes da alteração desses depósitos. A pedofácies I (figura 19 a e b), caracterizada por cor de fundo cinza, com mosqueado alaranjado (goethita), estrutura em blocos angulares, variado grau de bioturbação, presença ocasional de superfícies de fricção; e a pedofácies II (figura 19 c e d), que caracteriza-se por cor de fundo bruno-avermelhado, com halos de depleção cinza e bordas avermelhadas (hematita), estrutura em blocos angulares a grumosos, elevado grau de bioturbação, abundantes superfícies de fricção, freqüentes nódulos férricos, rizoconcreções de manganês e textura lamosa a argilosa (detalhes, ver descrições Tabela 2).

Tabela 2 – Pedofácies – diagnose, interpretação e descrição.

Pedofácies	Diagnose	Interpretação	Descrição
PI	PREDOMÍNIO DE GLEIZAÇÃO POR ÁGUA SUBTERRÂNEA	A gleização por água subterrânea observada é um processo pedogenético de alteração do sedimento, sob influência do lençol freático, onde predominam condições redutoras ou anóxicas devido à saturação hídrica. A redução do ferro catalizada pela presença de matéria orgânica advinda da atividade biológica (fauna e raízes), mobiliza este elemento na solução do solo. Nestas condições apenas os condutos gerados pela ação biológica permitem a entrada de oxigênio, que acaba atraindo o ferro mobilizado da solução, favorecendo a sua precipitação em torno destes sítios. Este processo produz o mosqueado e variegado, representado na micromorfologia por nódulos convolutos e típicos, que representam separações do plasma favorecidas pela mobilização e precipitação de hidróxidos de ferro (goethita e lepidocrocita mais comumente).	Litologia diversa, mosqueado cor de fundo cinza (original do sedimento) com manchas de oxidação castanhas e alaranjadas, geralmente aumentando de intensidade da base para o topo, em transição difusa.
PII	PREDOMÍNIO DE PROCESSOS DE PSEUDOGLEIZAÇÃO OU GLEIZAÇÃO POR ÁGUA SUPERFICIAL	Na pseudogleização, ou gleização por água superficial, a cor original do sedimento é rubificada devido às condições predominantemente oxidativas. Dessa forma os canais radiculares ou poros da fauna tornam-se condutos da água superficial onde prevalecem condições redutoras, catalisadas pelo consumo microbiano de oxigênio devido à presença de matéria orgânica. A redução do ferro provoca a sua mobilização nestes canais, que dependendo da velocidade do transporte se precipita nas adjacências dos condutos onde a oferta de oxigênio é maior, ou é translocado provocando a sua perda em determinado horizonte. Neste processo se houver quantidade suficiente de oxigênio pode ocorrer neoformação de hematita, caso o contrário se precipitará goethita, lepidocrocita, maghemita ou outro hidróxido de ferro.	Litologia diversa, mosqueado cor de fundo castanho avermelhado (sedimento rubificado) com manchas de depleção cinzas e esbranquiçadas, aumentando de intensidade da base para o topo, em transição difusa, com topo geralmente erodido.



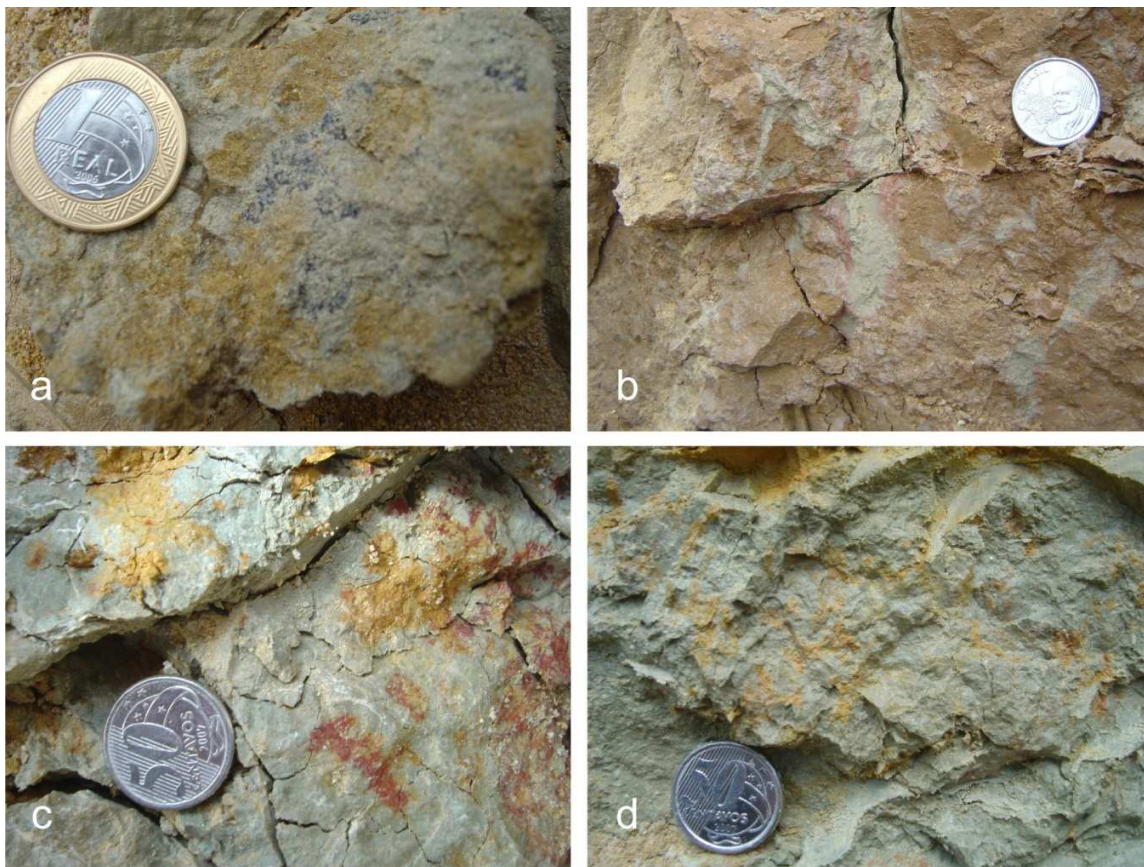


Figura 19 – a) Pseudogleização associada à fácies Fsm, com concreções de óxidos de Mn nucleando halos de depleção de marcas de raízes (rizo-halos); b) pseudogleização sobre fácies Fm, com intensa rubificação da matriz e halos de depleção de marcas de raízes (rizo-halos) com bordas de hematita reprecipitada; c e d) gleização por água subterrânea sobre fácies Fsm, com halos glebulares de precipitação em torno e entre as marcas de raízes, com precipitação de goethita, lepidocrocita e hematita.

Ambas as pedofácies apresentam geometria tabular, e contatos abruptos no topo e graduais na base. Estão associadas, naturalmente, às fácies sedimentares onde predominam sedimentos finos, depositados em áreas que favorecem a alteração pedogenética devido à insignificante erosão e taxas de sedimentação relativamente baixas e constantes. Entretanto, ocorrem localmente associadas às fácies Sm e Sh.

A associação das fácies Sh e Ss, reconhecida no perfil Ponte dos Arcos, foi interpretada como constituinte de elementos arquiteturais (tabela 3) de canais marginais de arrombamento (CR, *crevasse channel deposits* de Miall, 1996). As camadas da fácies Sh no perfil Rodovia do Contorno podem ser interpretadas da mesma forma. Os elementos CR identificados são limitados, segundo a hierarquização de contatos de Miall (1996), por superfícies de acamamento de 3ª ou 4ª ordem, que definem corpos sedimentares como as macroformas de leito (figuras 20 e 21). O topo destes elementos foi interpretado como de 3ª ordem, por representar o início de um ciclo granodecrescente e também por apresentarem alteração muito fraca. Os contatos internos entre camadas foram interpretados como de 2ª ordem, que limitam um evento deposicional.

Tabela 3 – Elementos arquiteturais – diagnose, interpretação e descrição.

Elementos Arquiteturais	Diagnose	Interpretação	Descrição
CR	Depósitos de canais marginais de arrombamento ( <i>crevasse channel deposits</i> )	Associação das fácies Ss e Sh, interpretados como macroformas de leito formadas por eventos deposicionais relacionados ao extravasamento sazonal da drenagem principal. Canais de poder erosivo considerável, parcialmente confinados nas partes proximais, escavando outros elementos arquiteturais.	Intervalos arenosos de espessura métrica, geometria em lentes estendidas, limitados na base por superfície erosiva. Contato entre erosivo entre as fácies frequente.
CS	Depósitos de leques de arrombamento ( <i>crevasse splay deposits</i> )	Associação das fácies Sm, Fl e Fsm, interpretados como macroformas de leito formadas por eventos deposicionais relacionados ao extravasamento sazonal da drenagem principal. Estes leques de menor poder erosivo são formados pelo desconfinamento dos fluxos trativos nos canais de arrombamento, sobre depósitos de planícies de inundação.	Intervalos arenosos de aspecto maciço e homogêneo, com obscurecimento dos contatos nítidos. Geometria tabular a lenticular estendida.
FF	Depósitos de finos de planícies de inundação ( <i>floodplain fines deposits</i> )	Associação das fácies Fsm e Fm, interpretadas como superfícies planas formadas pela deposição episódica de finos por decantação. Estas superfícies são afetadas por processos de alteração eodiagenética de intensidade variável, devido à exposição subaérea.	Intervalos pelíticos com espessura e bioturbação variável, geometria tabular e estrutura maciça.



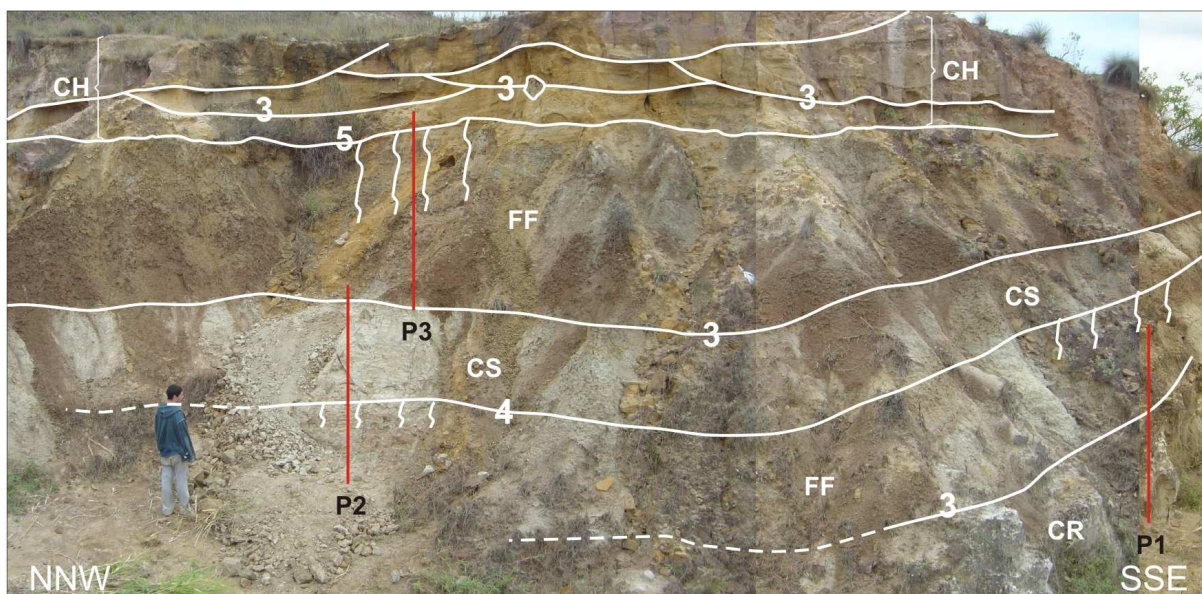


Figura 20 – Fotomosaico com interpretação arquitetural do afloramento Ponte dos Arcos. (CR) canal marginal de arrombamento; (CS) leque de arrombamento; (FF) finos da planície de inundação; (CH) canais fluviais ativos. Números: hierarquia dos contatos. Hachuras: indicam desenvolvimento paleopedogenético.

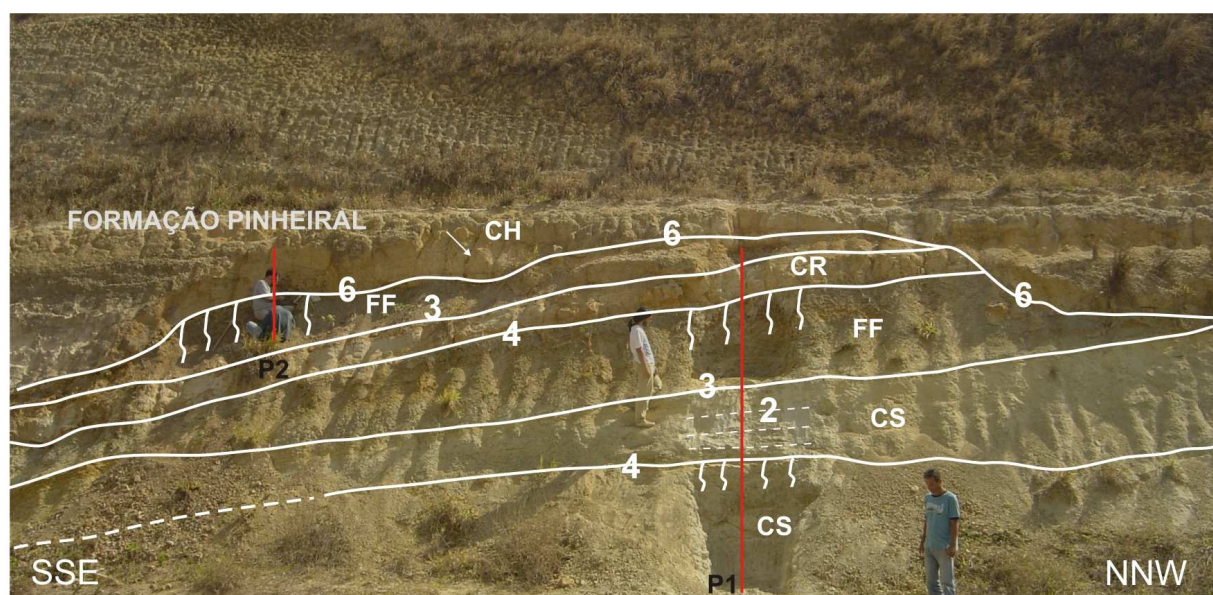


Figura 21 – Fotomosaico com interpretação arquitetural do afloramento Rodovia do Contorno. (CR) canal marginal de arrombamento; (CS) leque de arrombamento; (FF) finos da planície de inundação; (CH) canais fluviais ativos. Números: hierarquia dos contatos. Hachuras indicam desenvolvimento pedogenético nestas superfícies.

A fácies Sm, associada tanto a fácies Fl quanto a Fsm, foi interpretada como componente de elementos arquiteturais de leques de arrombamento (CS, *crevasse splay deposits* de Miall,

1996). Estes elementos são limitados por superfícies de acamamento de 3ª ordem no topo, e internamente as camadas limitam-se por superfícies de 2ª ordem.

A interpretação da associação das fácies Fsm e Fm indica a relação com elementos de depósitos de planície de inundação (FF, *floodplain fines deposits*, de Miall, 1996). Kraus (1999) refere-se às superfícies que limitam estes elementos arquiteturais como de 4ª ordem em relação à hierarquização de Miall (1996). Foram interpretados como limitados por superfícies de 3ª ordem na base, pelo fato de representarem a continuidade de ciclos de granodecrescência e apresentarem pouca alteração do sedimento original nas camadas inferiores.

As superfícies de contato que limitam o topo dos elementos de depósitos de planícies de inundação foram interpretadas como de 4ª, 5ª ou 6ª ordem, dependendo da relação com depósitos sobrejacentes e do tempo envolvido. Estas informações foram refinadas a partir da associação com as pedofácies I e II. A pedofácies I, interpretada como indicadora de superfícies de 4ª ordem, é diagnóstica de condições hidromórficas de alteração e um tempo relativamente menor de desenvolvimento quando comparada a pedofácies II, tanto pela estrutura como pela densidade e tipos de bioturbação. A pedofácies II foi interpretada como indicadora de contatos de 5ª ou 6ª ordem, por requisitar um tempo mais longo para seu desenvolvimento. Representa a predominância de condições oxidativas duradouras acima do paleonível freático, portanto pouco influenciadas por processos redoximórficos ligados à água subterrânea na base da zona vadosa.

A pedofácies I também ocorre associada à fácies Sm, localmente no perfil Rodovia do Contorno, e portanto a elementos CS (*crevasse splay deposits*). Deve indicar um intervalo de relativo abandono desses depósitos, associando os contatos às superfícies de 4ª ordem.

As outras associações observadas no topo dos dois afloramentos, se referem a canais ativos e erosivos de elementos arquiteturais CH (*channel deposits* de Miall, 1996), reconhecidos pelas associações de fácies arenitos com estratificação horizontal e cruzada acanalada (Sh, St), e

arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (Fácies Gt de Miall, 1996), além de brechas intraformacionais.

Os elementos CH são limitados, na base, por superfícies de 5ª ordem na Ponte dos Arcos, interpretado como uma avulsão de canais entrelaçados, e na Rodovia do Contorno, por superfícies provavelmente de 6ª ordem que, segundo Sanson (2006), representariam o início da tectonosequência responsável pelo preenchimento sedimentar da Formação Pinheiral.

As litofácies e pedofácies observadas e descritas no afloramento Ponte dos Arcos são relacionadas à “Associação de Fácies 4” de Ramos (2003), enquanto na Rodovia do Contorno, são relacionadas à “Associação de Fácies 3” de Sanson (2006).

### 5.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

As análises granulométricas foram realizadas com o objetivo de refinar os dados da descrição de campo e possibilitar um maior detalhamento na classificação textural, bem como um tratamento estatístico das amostras. Na classificação textural, optou-se apenas pela aplicação do diagrama ternário de Folk (1974), já que a ausência de sedimentos tamanho cascalho é notável na grande maioria das amostras. Exceção foi uma amostra na Ponte dos Arcos e duas na Rodovia do contorno, que apresentaram quantidades não significativas (menos de 1% de grânulos) para classificação de ruditos através de diagramas ternários.

#### 5.3.1 Ponte dos Arcos

O afloramento da Ponte dos Arcos, na bacia de Resende, apresentou: lamitos arenosos (15 amostras); seguidos por arenitos lamosos (5 amostras), arenitos argilosos (3); argilitos (3

amostras); além de uma amostra de arenito siltoso, uma amostra no campo dos lamitos e uma amostra situada no campo dos lamitos argilosos (tabela 4).

Existe uma relativa concentração de amostras no domínio dos lamitos arenosos e arenitos lamosos, com a maior parte das amostras seguindo uma distribuição principal no eixo de porcentagem de areia relacionada à variação da quantidade de argila. Menor amplitude se verifica na distribuição das amostras ao longo do eixo de silte (figura 22).

É possível verificar dentro das classes texturais maiores que 0,062mm, o predomínio de areia fina e muito fina nas amostras classificadas como lamitos arenosos, e de areia média a fina nos arenitos lamosos (figura 23). Outra característica marcante é a ocorrência de areia muito grossa nos arenitos lamosos e ausência desta classe nos lamitos arenosos.

#### a) Lamitos arenosos

Existe uma grande variação na distribuição das classes texturais entre diferentes amostras classificadas como lamitos arenosos permitindo a divisão em dois grupos: i) os lamitos arenosos com predominância de fração areia; e os lamitos arenosos onde predominam finos (silte e argila).

Tabela 4 - Parâmetros granulométricos das amostras Ponte dos Arcos (mms – muito mal selecionado; ms – mal selecionado; af – assimetria com cauda de finos; aff – assimetria com cauda de finos forte; ps – tendência à simétrica; agf – assimetria com cauda de grossos forte;  $\Phi$  – phi;  $\sigma$  – desvio padrão; S – assimetria; K - curtose).

Amostras	Fácies	Cascalho %	Areia %	Silte %	Argila %	Classe textural (Folk, 1974)	Mediana $\Phi$	Media $\Phi$	$\sigma$	Seleção	S <sup>1</sup>	S <sup>2</sup>	K <sup>1</sup>	K <sup>2</sup>
P1N01	Fsm	0,00	28,79	44,31	26,90	Lamito arenoso	5,54	6,06	2,76	mms	0,23	af	0,76	platicurtica
P1N02	Sh	0,00	71,26	15,14	13,60	Arenito lamoso	2,78	3,98	2,70	mms	0,67	aff	1,49	leptocurtica
P1N03	Sh	0,28	79,31	6,29	14,12	Arenito argiloso	1,96	3,44	3,18	mms	0,68	aff	2,39	muito leptocurtica
P1N04	Sh	0,00	80,85	5,89	13,26	Arenito argiloso	2,26	3,60	2,82	mms	0,73	aff	2,85	muito leptocurtica
P1N05	Ss	0,00	80,11	6,13	13,76	Arenito argiloso	2,07	3,30	2,76	mms	0,75	aff	2,81	muito leptocurtica
P1N06	Sh	0,00	63,45	18,92	17,63	Arenito lamoso	3,38	4,71	2,74	mms	0,68	aff	0,84	platicurtica
P1N07	Sh	0,00	66,51	14,56	18,93	Arenito lamoso	3,08	4,65	2,81	mms	0,75	aff	0,88	platicurtica
P1N08	Ss	0,00	85,74	14,26	0,00	Arenito siltoso	2,72	2,92	1,15	ms	0,45	aff	1,93	muito leptocurtica
P1N09	Fsm	0,00	13,61	50,54	35,85	Lamito arenoso	6,76	6,81	2,43	mms	0,03	ps	0,71	platicurtica
P1N10	Fsm	0,00	43,16	28,54	28,30	Lamito arenoso	4,52	5,46	2,97	mms	0,41	aff	0,64	muito platicurtica
P1N11	Sm	0,00	50,73	27,26	22,01	Lamito arenoso	3,96	5,27	2,99	mms	0,57	aff	0,74	platicurtica
P1N12	Sm	0,00	28,7	34,86	36,44	Lamito arenoso	6,48	6,56	3,02	mms	0,02	ps	0,63	muito platicurtica
P2N01	Fl	0,00	4,03	52,78	43,19	Lamito	7,29	7,43	2,41	mms	0,06	ps	0,61	muito platicurtica
P2N02	Fl	0,00	20,18	42,87	36,95	Lamito arenoso	6,21	6,74	2,74	mms	0,23	af	0,60	muito platicurtica
P2N03	Fl	0,00	15,66	45,78	38,56	Lamito arenoso	6,56	6,93	2,66	mms	0,16	af	0,61	muito platicurtica
P2N04	Fl	0,00	25,5	39,98	34,52	Lamito arenoso	6,34	6,71	2,84	mms	0,15	af	0,61	muito platicurtica
P2N05	Sm	0,00	46,25	28,46	25,29	Lamito arenoso	4,37	5,68	2,81	mms	0,59	aff	0,71	platicurtica
P2N06	Sm	0,00	44,42	33,00	22,58	Lamito arenoso	4,35	5,62	2,73	mms	0,60	aff	0,77	platicurtica
P2N07	Sm	0,00	41,5	26,00	32,50	Lamito arenoso	4,83	5,72	2,72	mms	0,41	aff	0,61	muito platicurtica
P2N08	Sm	0,00	50,15	20,91	28,94	Lamito arenoso	3,99	5,60	3,09	mms	0,64	aff	0,62	muito platicurtica
P2N09	Sm	0,00	40,82	26,64	32,54	Lamito arenoso	4,70	6,05	3,05	mms	0,52	aff	0,58	muito platicurtica
P2N10	Sm	0,00	33,52	33,06	33,42	Lamito arenoso	4,72	6,18	3,03	mms	0,56	aff	0,53	muito platicurtica
P2N11	Sm	0,00	44,09	24,84	31,07	Lamito arenoso	4,44	5,92	3,03	mms	0,58	aff	0,61	muito platicurtica
P2N12	Fsm	0,00	27,49	27,77	44,74	Lamito arenoso	7,20	7,10	2,95	mms	-0,05	ps	0,51	muito platicurtica
P2N13	Fm	0,00	5,69	16,33	77,98	Argilito	10,32	9,37	2,05	mms	-0,78	agf	1,25	leptocurtica
P2N14	Fm	0,00	2,57	14,61	82,82	Argilito	10,38	9,70	1,69	ms	-0,75	agf	1,43	leptocurtica
P2N15	Fm	0,00	1,33	17,01	81,66	Argilito	10,35	9,62	1,67	ms	-0,74	agf	1,22	leptocurtica
P2N16	Fsm	0,00	21,91	21,80	56,29	Lamito arenoso	10,00	8,11	3,09	mms	-0,78	agf	0,54	muito platicurtica
P2N17	Fsm	0,00	32,45	23,64	43,91	Lamito arenoso	6,30	6,69	3,20	mms	0,12	af	0,50	muito platicurtica

<sup>1</sup> numérica; <sup>2</sup> descritiva

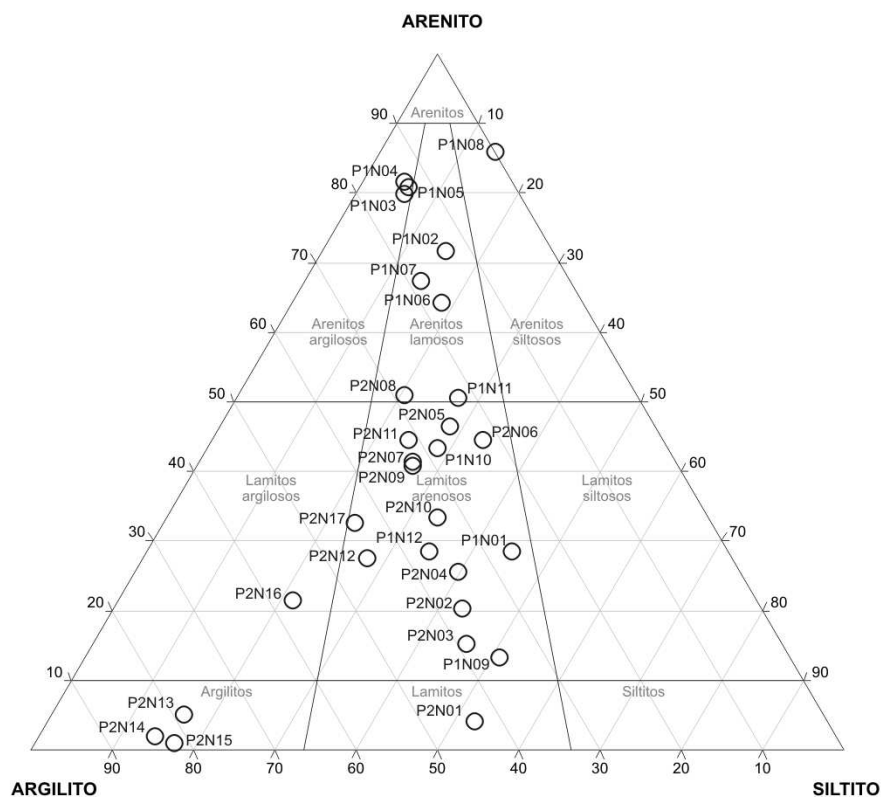


Figura 22 – Diagrama ternário de distribuição textural (Folk, 1974) das amostras do afloramento Ponte dos Arcos.

As amostras deste primeiro grupo (lamitos arenosos com predominância de fração areia) apresentam bimodalidade marcante, predominância nas classes texturais de areia muito fina a fina, com ocorrência de pouco silte e quantidades significativas de argila coloidal menor que 0,001mm. Geralmente situadas mais próximas da interface com arenitos lamosos no gráfico ternário, devido à maior porcentagem de areia.



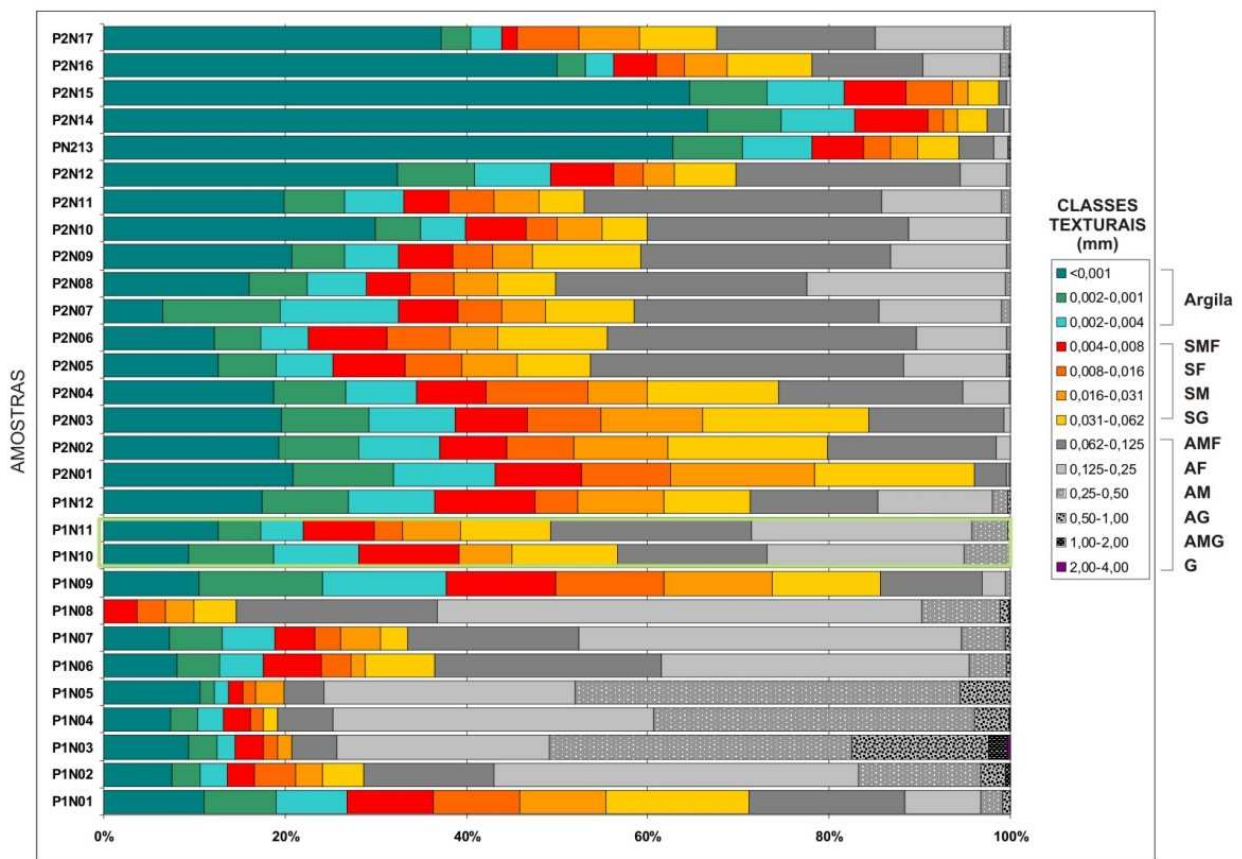
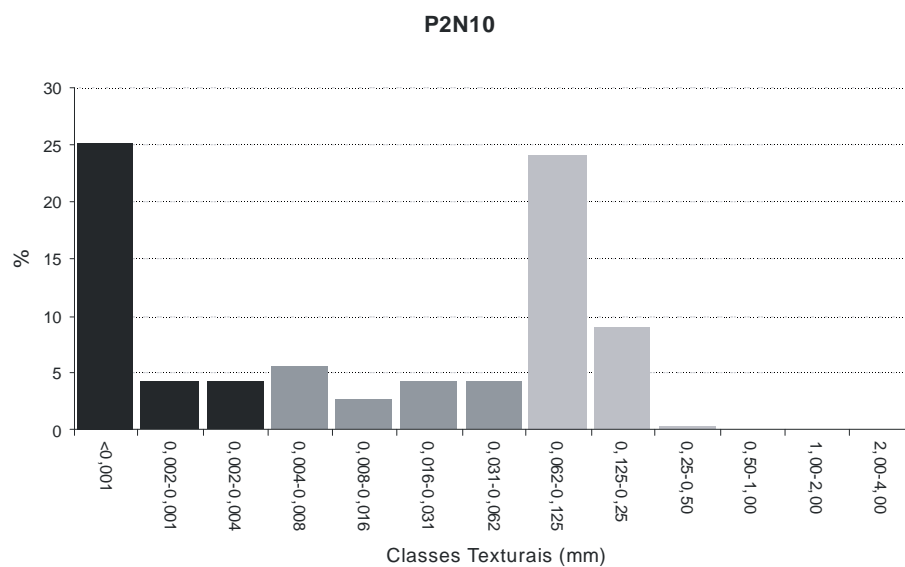
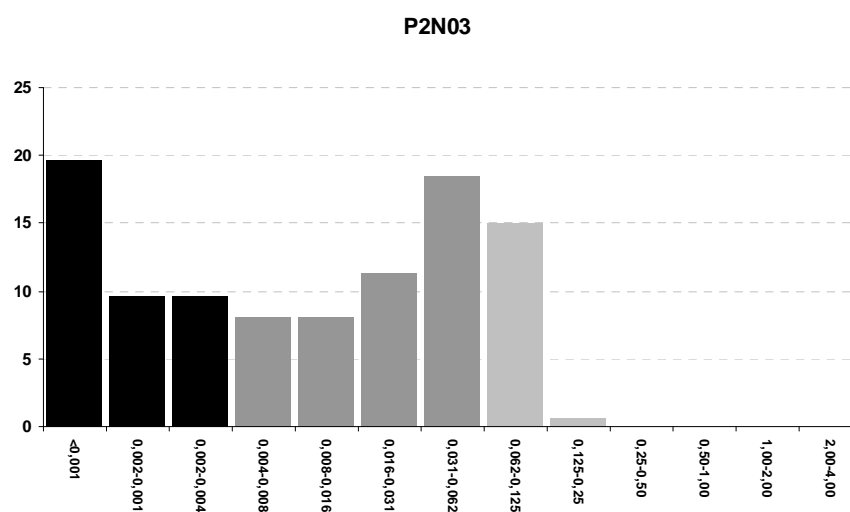


Figura 23 – Distribuição vertical das classes texturais ao longo do perfil Ponte dos Arcos.

O segundo grupo, lamitos arenosos onde predominam finos (figura 25), apresenta uma distribuição bem mais homogênea entre teores de areia fina, muito fina, silte e argila. As amostras estão situadas mais próximas ao campo dos lamitos, devido à menor porcentagem de areia em detrimento de finos. Estas amostras podem apresentar assimetria positiva ou curva próxima à simétrica, sendo que a curtose fornece características muito platicúrticas, fortemente bimodal, a platicúrticas com curva achatada e distribuição bem homogênea, respectivamente.



*Figura 24 – Histograma de uma amostra representativa de lamitos arenosos com predominância de fração areia.*



*Figura 25 – Histograma de uma amostra representativa de lamitos arenosos onde predominam finos.*

Teores elevados de silte são características comuns nestes dois grupos (tabela 4), entretanto observa-se a tendência natural de maiores valores no segundo grupo de lamitos arenosos com predominância de finos.



A quantidade de argila tem uma variação pequena entre os lamitos arenosos, e a quantidade de argila coloidal não segue nenhum tipo de tendência. Os teores de argila coloidal obtidos não respondem a variações dos teores de argila total e também das variações da porcentagem de silte. Aumentos significativos de argila coloidal nos lamitos arenosos próximos ao domínio dos arenitos lamosos não podem ser relacionados a nenhuma variação, nem da própria argila como de outras classes texturais, no caso silte, areia muito fina e fina, principalmente.

Os dois grupos de lamitos arenosos relacionam-se à ocorrência das fácies Sm, Fsm e Fl. O grupo dos lamitos arenosos com predominância de fração areia está associado à fácies Sm. Os lamitos arenosos com predominância de finos associam-se às fácies Fsm e Fl em todos os casos. A análise granulométrica não permitiu a distinção entre às fácies Fsm e Fl, ou seja, apresentam textura muito semelhante, sendo necessários outros atributos para diferenciá-las. Estes depósitos encontram-se associados à pedofácies I predominantemente, com intensidade variável, devido ao ambiente de planícies de inundação favorecer a alteração eodiagenética do sedimento.

Esta transição gradual, entre lamitos arenosos com predominância de fração areia, na base, para os lamitos arenosos onde predominam finos em direção ao topo, indica a diminuição de energia dos eventos deposicionais de formação destes depósitos, confirmando, de certa forma, a teoria da superposição de múltiplos ciclos de granodecrescência ascendente exposta na descrição dos perfis sedimentológicos.

#### b) Arenitos lamosos, argilosos e siltoso

As amostras que se encaixam no domínio dos arenitos, com variações em teores de classes texturais subordinadas, são agrupadas no mesmo conjunto devido ao fato de possuírem

mais semelhanças do que diferenças, além de quase todas se encontrarem associadas em um mesmo intervalo.

Diferente dos lamitos arenosos, predominam as classes texturais areia fina e areia média nestas amostras (figura 26), sendo comum a ocorrência de areia grossa e quantidades pequenas de areia muito grossa e até traços de grânulos, observados apenas em P1N03. Exceções a esta regra são encontradas no meio do referido intervalo nas amostras das camadas P1N06 e P1N07, onde predominam como nos lamitos arenosos, areia fina e muito fina, porém em porcentagens superiores a 60% de fração areia.

As amostras do perfil Ponte dos Arcos classificadas como arenitos estão associadas às fácies Ss e Sh, com exceção das amostras P1N11 e P2N08, próximas ao domínio dos lamitos arenosos, associadas à Fácies Sm.

A curtose indica características de distribuição de frequência muito leptocúrticas para estas amostras de arenitos, exceto P1N06 e P1N07 (tabela 4) que encaixam-se em platicúrticas, por apresentarem curvas mais achatadas, com maiores teores de argila e silte. Isto significa que, na maioria dos arenitos, a parte central da curva, onde situam-se as classes de areia, é melhor selecionada que as extremidades da curva, no caso a cauda de finos, pois a curva não apresenta cauda de grossos.

Todas as amostras apresentaram assimetria fortemente positiva sem exceção, indicando cauda de finos em todos os arenitos. A amostra P1N08, a única classificada como arenito siltoso, apresentou baixos vestígios de argila, que não foram detectados na pipetagem. Todas as outras amostras apresentaram teores relativamente constantes de argila coloidal entre 7 e 10%, e argila total, quase insensíveis às variações da porcentagem de silte. As amostras de arenito argiloso, P1N03, P1N04 e P1N05, têm baixas proporções de finos, com exceção da argila coloidal em quantidades significativas.

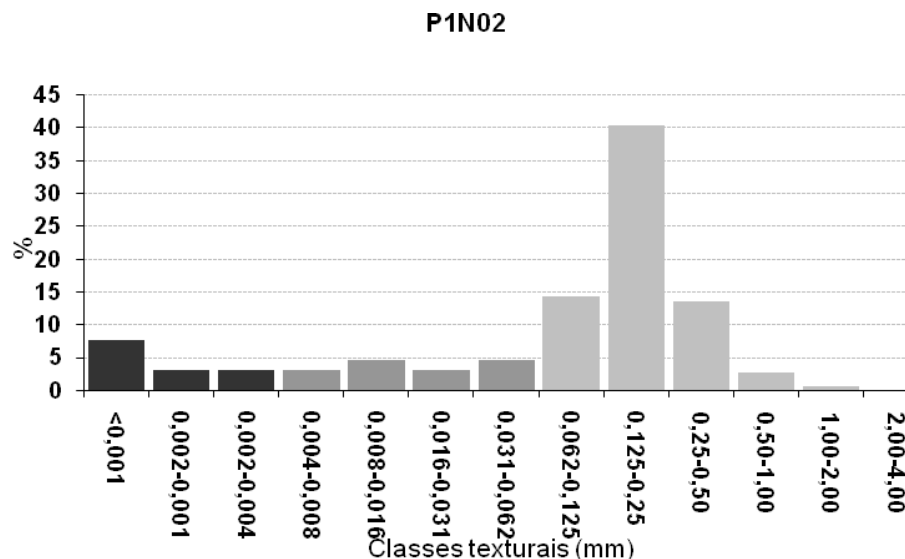
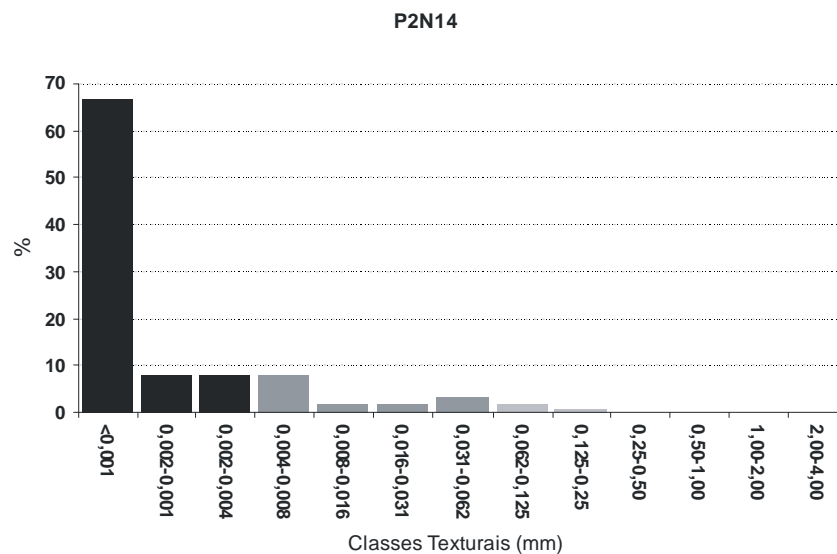


Figura 26 – Histograma de um arenito lamoso evidenciando distribuição de curtose platicúrtica a leptocúrtica, assimetria positiva, com cauda de finos e grau de seleção maior nas classes arenosas de maior frequência.

### c) Argilitos

Os argilitos são representados por 3 amostras que compõem o mesmo intervalo próximo ao topo do perfil, P2N13, P2N14 e P2N15. A quantidade de areia diminuindo da base ao topo em granodecrescência ascendente, aproximadamente 5% a menos de 2%, acentuada principalmente na fração areia muito fina, menos de 20% de silte, aproximadamente 80% de argila, sendo mais de 60% argila coloidal (figura 27). Os argilitos têm assimetria negativa, para a cauda de grossos, e curtose leptocúrtica.

Os argilitos estão associados à fácies Fm. A granulometria confirma, de forma geral, que se tratam de depósitos pouco influenciados por eventos deposicionais, onde episodicamente se depositam finos por decantação.



*Figura 27 – Histograma de um argilito evidenciando distribuição de curtose platicúrtica a leptocúrtica, assimetria negativa, com cauda de grossos.*

#### d) Lamito

Conforme anteriormente comentado, a amostra P2N01 foi classificada como lamito associada à fácies Fl. Esta amostra de lamito tem uma curva de distribuição próxima a simétrica, muito platicúrtica, referente aos dois picos, de silte e argila, e quase 5% de areia.

#### e) Lamito argiloso

A amostra P2N16 classificada como lamito argiloso, apresentou distribuição de frequência com assimetria para cauda de grossos, muito platicúrtica que representa bimodalidade, com 56% de argila sendo 50% argila coloidal, associada à fácies Fsm.

### 5.3.2 Rodovia do Contorno

Das 23 amostras coletadas, 21 foram utilizadas para análise granulométrica na Rodovia do Contorno, bacia de Volta Redonda (figura 28), sendo 11 no campo dos arenitos siltsos, 3 nos lamitos arenosos, 3 nos argilitos, 2 no domínio dos arenitos lamosos, uma classificada como arenito argiloso e outra como lamito siltsoso (tabela 5).

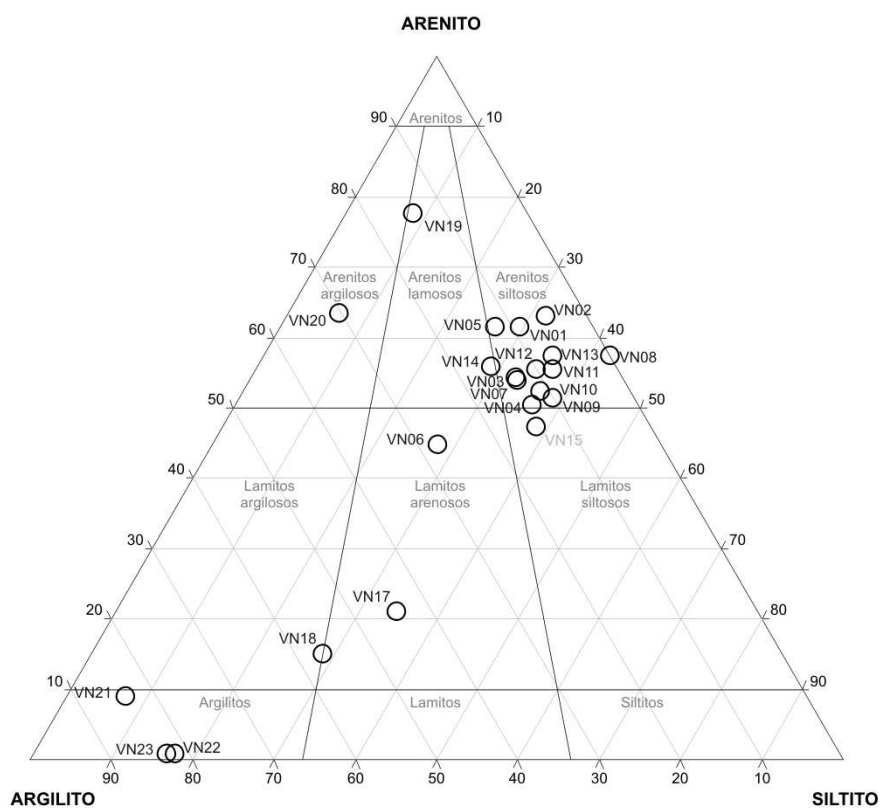


Figura 28 – Diagrama ternário de distribuição textural (Folk, 1974) das amostras do afloramento Rodovia do Contorno.

Tabela 5 - Parâmetros granulométricos das amostras da Rodovia do Contorno (mms – muito mal selecionado; ms – mal selecionado; af – assimetria com cauda de finos; aff – assimetria com cauda de finos forte; ps – tendência à simétrica; agf – assimetria com cauda de grossos forte;  $\Phi$  – phi;  $\sigma$  – desvio padrão; S – assimetria; K – curtose).

Amostras	Fácies	Cascalho %	Areia %	Silte %	Argila %	Classe textural (Folk, 1974)	Mediana $\Phi$	Media $\Phi$	$\sigma$	Seleção	S <sup>1</sup>	S <sup>2</sup>	K <sup>1</sup>	K <sup>2</sup>
VN01	Sm	0,00	61,06	29,79	9,15	Arenito siltoso	3,06	3,94	2,40	mms	0,56	aff	0,95	mesocurtica
VN02	Sm	0,00	62,73	31,63	5,64	Arenito siltoso	2,94	3,80	2,20	mms	0,54	aff	0,78	platicurtica
VN03	Sm	0,00	54,42	32,33	13,25	Arenito siltoso	3,53	4,40	2,61	mms	0,48	aff	0,83	platicurtica
VN04	Sm	0,00	50,82	36,09	13,09	Arenito siltoso	3,93	4,51	2,61	mms	0,35	aff	0,94	mesocurtica
VN05	Sm	0,00	61,78	26,08	12,14	Arenito siltoso	3,03	4,10	2,59	mms	0,58	aff	0,90	mesocurtica
VN06	Sm	0,00	44,42	27,71	27,87	Lamito arenoso	5,17	5,72	3,07	mms	0,24	af	0,64	muito platicurtica
VN07	Sm	0,00	53,99	32,17	13,84	Arenito siltoso	3,63	4,56	2,49	mms	0,59	aff	0,93	mesocurtica
VN09	Sm	0,00	51,74	38,08	10,18	Arenito siltoso	3,85	4,38	2,29	mms	0,43	aff	0,96	mesocurtica
VN10	Sm	0,00	52,32	36,08	11,60	Arenito siltoso	3,80	4,44	2,43	mms	0,47	aff	1,00	mesocurtica
VN11	Sm	0,00	55,76	36,04	8,20	Arenito siltoso	3,42	4,03	2,13	mms	0,49	aff	0,99	mesocurtica
VN12	Sm	0,00	55,74	34,26	10,00	Arenito siltoso	3,43	3,91	2,10	mms	0,46	aff	1,07	mesocurtica
VN13	Sm	0,00	57,28	35,48	7,24	Arenito siltoso	3,21	4,00	2,13	mms	0,56	aff	0,88	platicurtica
VN14	Sm	0,00	55,52	28,88	15,60	Arenito lamoso	3,34	4,52	2,55	mms	0,61	aff	0,79	platicurtica
VN15	Sm	0,00	47,38	38,62	14,00	Lamito siltoso	4,33	4,83	2,63	mms	0,36	aff	0,79	platicurtica
VN17	Fsm	0,00	21,73	34,07	44,20	Lamito arenoso	7,43	7,13	2,95	mms	-0,15	ag	0,61	muito platicurtica
VN18	Fsm	0,00	15,71	28,16	56,13	Lamito arenoso	8,73	7,82	2,90	mms	-0,43	agf	0,65	muito platicurtica
VN19	Sh	0,85	76,38	8,52	14,25	Arenito lamoso	2,24	3,44	3,03	mms	0,63	aff	1,89	muito leptocurtica
VN20	Sh	0,40	63,13	6,11	30,36	Arenito argiloso	2,61	4,81	3,95	mms	0,64	aff	0,50	muito platicurtica
VN21	Fm	0,00	9,45	7,26	83,29	Argilito	10,54	9,46	2,25	mms	-0,86	agf	4,63	ext. leptocurtica
VN22	Fm	0,00	1,39	17,60	81,01	Argilito	10,49	9,60	1,79	ms	-0,81	agf	2,55	muito leptocurtica
VN23	Fm	0,00	1,12	16,20	82,68	Argilito	10,43	9,69	1,55	ms	-0,76	agf	1,38	leptocurtica

<sup>1</sup> numérica; <sup>2</sup> descritiva

As classes texturais maiores que 0,062mm predominantes são areia fina, areia muito fina e areia média. Os lamitos arenosos não apresentaram areia muito grossa, como as amostras da bacia de Resende da Ponte dos Arcos.

A diferença principal entre estes grupos de amostras é a predominância de areia muito fina e maior quantidade de argila em lamitos arenosos, no perfil Ponte dos Arcos, e predominância de areia fina com maior quantidade de silte nas amostras de arenitos siltosos do perfil Rodovia do Contorno (figura 30).

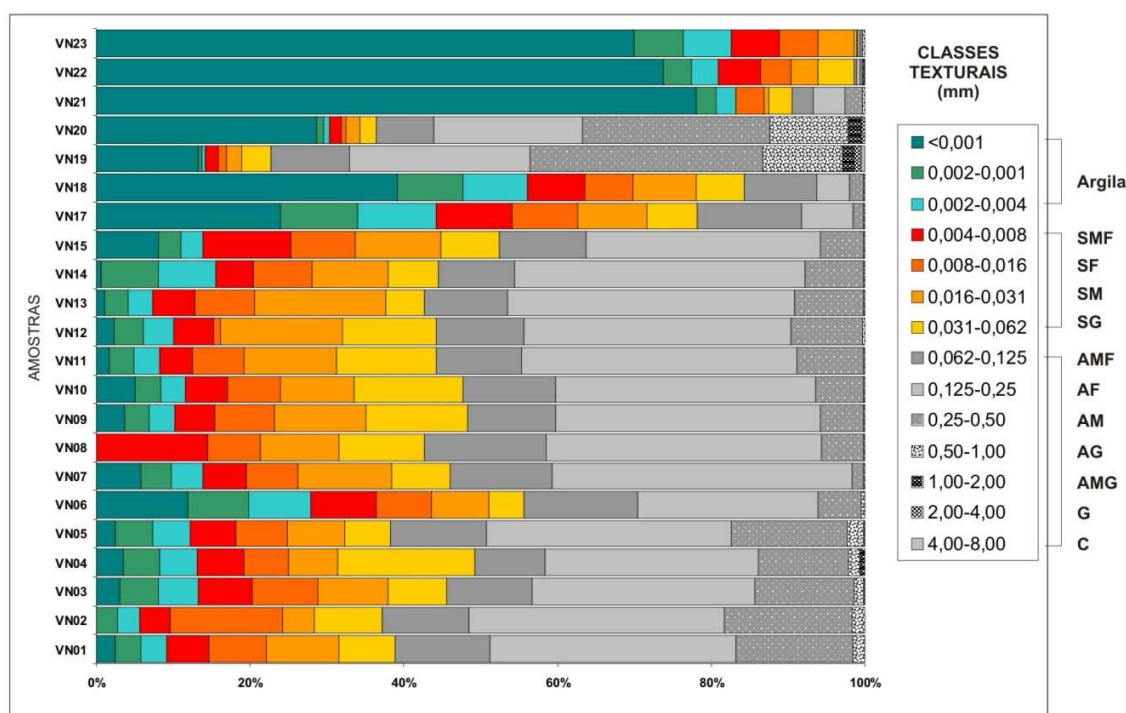
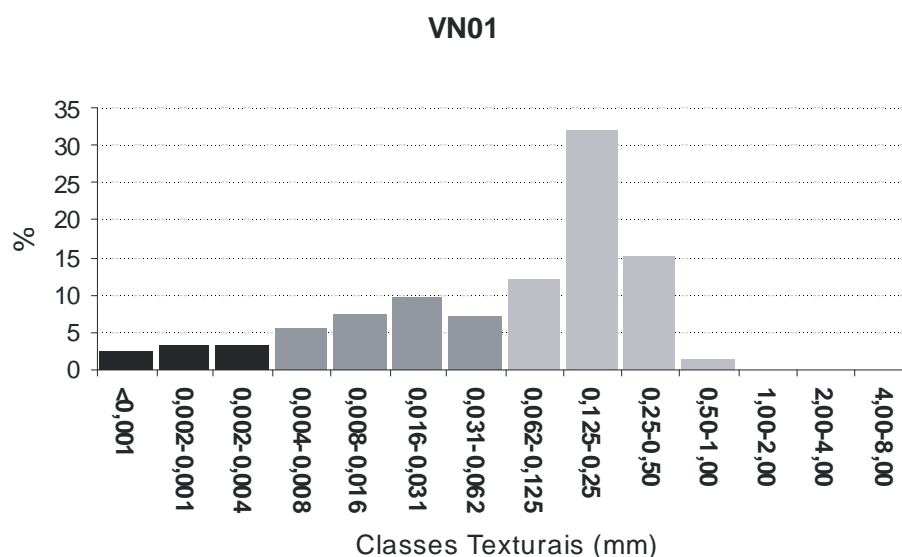


Figura 29 – Distribuição vertical das classes texturais ao longo do perfil Ponte dos Arcos.

#### a) Arenitos siltosos

De VN01 a VN15, verifica-se certa homogeneidade textural nas amostras, predominando claramente os arenitos siltosos (figura 29). Este pacote foi dividido em dois intervalos, com uma quebra marcada por lamitos arenoso, na amostra VN06, delimitando dois ciclos de

granodecrescência ascendente. Porém, de forma geral, o perfil tem um padrão caixote com pouca variação textural aparente em campo, verificada somente através dos ensaios granulométricos.



*Figura 30 – Histograma de um arenito siltoso, evidenciando distribuição de curtose mesocúrtica a platicúrtica, assimetria positiva, com cauda de finos.*

Estes arenitos siltosos têm assimetria positiva, ou seja, histogramas apresentando cauda de finos. Curtose mesocúrtica a platicúrtica, em todas as amostras, indicando uma distribuição de frequência bastante homogênea entre as classes texturais, com curva geralmente achatada. A curtose platicúrtica, por sua vez, também indica que a cauda de finos dos histogramas relacionados é mais bem selecionada do que a porção média do gráfico, representada pelas classes texturais de areia.

Uma característica marcante é a baixa quantidade de argila nas amostras de arenitos siltoso, porcentagem de 10 a 15% na maior parte das amostras, menor que 10% no restante e ausente em apenas uma. A quantidade de silte é praticamente constante nestas amostras, variando entre 25 e 40%. Estas amostras de arenitos siltosos foram associadas à fácies Sm, resguardando



as diferenças granulométricas entre as amostras representativas desta fácies no perfil Ponte dos Arcos, onde foram relacionadas aos lamitos arenosos com predominância de fração areia.

#### b) Lamitos arenosos

As diferenças entre as amostras de lamitos arenosos são semelhantes às encontradas nas amostras da Ponte dos Arcos. A amostra VN06 está mais próxima dos arenitos lamosos apresentando predominância de areia fina e muito fina com assimetria positiva. Da mesma forma que nas amostras do perfil Ponte dos Arcos foi associada à fácies Sm. Enquanto isso as amostras VN17 e VN18 estão mais próximas dos lamitos (figura 31), apresentando predominância de finos e assimetria negativa com cauda de grossos, sendo associadas à fácies Fsm. Todas as amostras de lamitos arenosos apresentaram curtose muito platicúrtica.

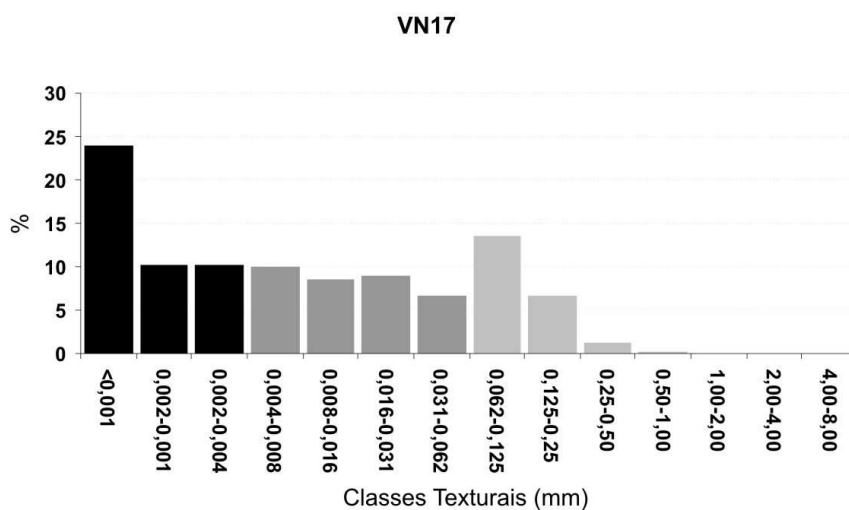


Figura 31 – Histograma de um lamito arenoso evidenciando distribuição de curtose muito platicúrtica.

No nível VN06, a granulometria deve supostamente refletir a diminuição de energia em conjunto à alteração pedogenética da fácies Sm, na associação com pedofácies I descrita no perfil sedimentológico. Nota-se um acréscimo significativo nos teores de argila (de 15% para 30%),

principalmente coloidal. Um intervalo de abandono relativamente mais longo deve ter permitido a alteração eodiagenética inicial com desenvolvimento pedogenético incipiente.

### c) Argilitos

As amostras classificadas como argilitos encontram-se no topo do perfil (figura 32), com quantidade de areia diminuindo gradativamente da base para o topo, de 9 a 1%. A quantidade de argila coloidal também decresce, de acordo com a quantidade de argila total, crescendo sensivelmente a porcentagem de silte da base ao topo.

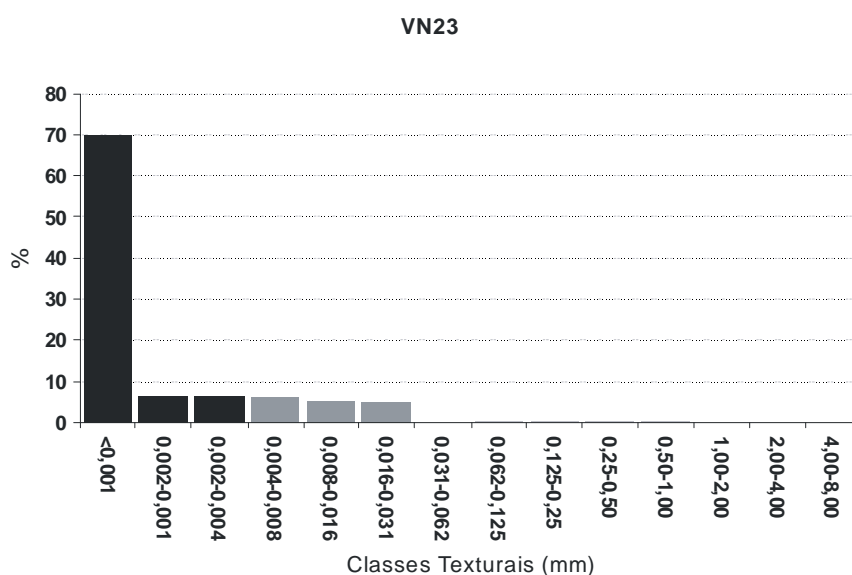


Figura 32 – Histograma de um argilito evidenciando distribuição de curtose extremamente a muito leptocúrtica, assimetria negativa.

As amostras possuem assimetria negativa, com curtose de extremamente a muito leptocúrtica. Estas amostras estão associadas à fácies Fm. Foram interpretadas como depósitos distais aos canais fluviais principais, sujeitos à alteração pedogenética, e eventualmente atingidos por inundações extremas, com deposição de finos por decantação.

#### d) Arenitos lamosos

Duas amostras foram classificadas como arenitos lamosos (VN14 e VN19). A amostra VN14 encontra-se próxima ao domínio dos arenitos siltsos, portanto associada à fácies Sm, com as mesmas características deste grupo, com assimetria positiva e curtose platicúrtica.

A amostra VN19 apresenta baixos teores de silte e argila, com quantidade pequena de grânulos e cascalho fino, assimetria positiva e curtose muito leptocúrtica, não sendo relacionada com o grupo dos arenitos siltsos. Está relacionada com a fácies Sh, devido à granulometria grossa, além de as estruturas indicarem fluxos trativos mais severos (figura 33).

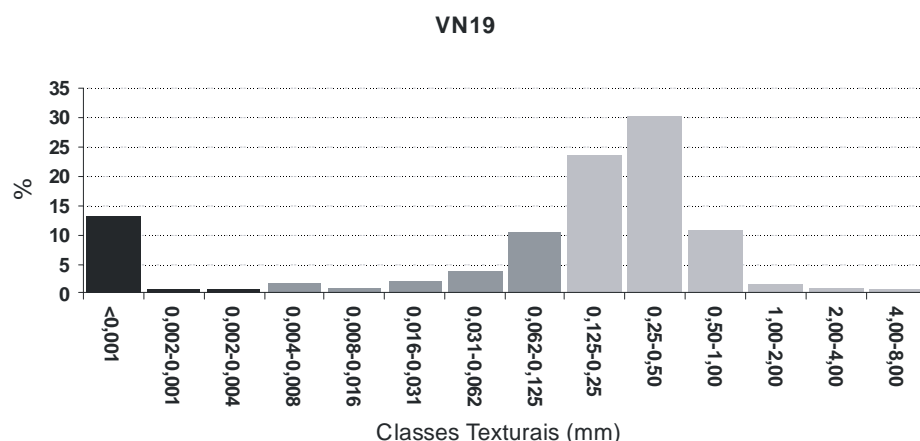


Figura 33 – Histograma de um arenito lamoso, assimetria positiva e curtose platicúrtica.

#### e) Arenito argiloso

A amostra de arenito argiloso (VN19) observada encontra-se associada ao mesmo intervalo que o arenito lamoso levemente conglomerático (VN20) e, como este, apresenta classes granulométricas acima de grânulos em quantidades muito pequenas. A variação entre as duas camadas é devido ao aumento da quantidade de argila, basicamente coloidal, e a diminuição da quantidade e granulometria das frações maiores que 0,062mm. Está associada à fácies Sh, com

incremento de argila com relação ao nível inferior sendo relacionado à alteração do sedimento durante uma pausa na sedimentação.

f) Lamito siltoso

A amostra VN15 tem as mesmas características dos arenitos siltosos por apresentar quantidade um pouco maior de silte e argila coloidal. Associa-se também à fácies Sm.

## 5.4 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi realizada em 17 lâminas, sendo 10 ao longo do perfil da Ponte dos Arcos, na bacia de Resende, e 7 no perfil da Rodovia do Contorno, na bacia de Volta Redonda. A composição mineralógica, a textura, as estruturas e outros aspectos petrográficos permitiram evidenciar diversas semelhanças entre estes dois afloramentos da Formação Resende.

### 5.4.1. Textura e trama

As lâminas petrográficas podem ser separadas em 3 grupos conforme a relação entre constituintes da fração areia, fração fina e porosidade.

No primeiro grupo, predominam grãos maiores que 0,062mm, principalmente de areia fina e média, com o contato entre os grãos do tipo alongado, tangencial e pontual menos frequente, e sinais esparsos de deformação de micas. Exemplos são observados nas lâminas que representam as fácies Sh (P1N06) e Sm (P2N08, VN03, VN05, VN08).

No segundo grupo, predominam grãos menores que 0,062mm, com silte e argila em quantidades razoavelmente semelhantes. Neste caso, a trama apresenta grãos imersos na fração

fina, com contatos pontuais e tangenciais ocasionais, principalmente entre os grãos de silte grosso e médio. Neste grupo, encaixa-se a maior parte das lâminas que representam as fácies Fsm (P1N01, P1N09, P2N01, P2N12, VN16, VN17 e VN18) e Fl (P2N01 e P2N04) , com variação significativa nos parâmetros quantitativos e qualitativos da fração areia.

O terceiro grupo apresentou predomínio de argila em detrimento de silte. O contato entre grãos é raro ou ausente, com grãos de areia e silte dispersos na fração argila. Amostras típicas encontram-se nas lâminas dos níveis P2N13 e P2N15, na Ponte dos Arcos, e VN23, na Rodovia do Contorno, que representam a fácies Fm.

Todas as lâminas analisadas são muito mal selecionadas, com exceção das lâminas com predominância da fração argila que são apenas mal selecionados. Como todas apresentam mais de 5% de argila, geralmente mais que o dobro deste valor, são classificadas como texturalmente imaturas, segundo Folk (1974), reforçado pela alta porcentagem de feldspatos no arcabouço dos arenitos, bem como na fração areia das lâminas onde predominam finos. A porosidade e os aspectos mais aprofundados de distribuição dos componentes grossos, finos e estruturas estão contemplados no item de análise micromorfológica.

#### 5.4.2 Fração areia

Através da identificação mineralógica e contagem de pontos foi possível observar certa homogeneidade composicional na fração areia das lâminas de ambos os afloramentos estudados. Os minerais mais representativos são: quartzo monocristalino; feldspatos potássicos, como microclina e ortoclásio; plagioclásio; muscovita; biotita; quartzo policristalino; opacos; e litoclastos de metamórficas. Os minerais acessórios observados incluem turmalina, zircão, sillimanita, anfibólios e ortopiroxênio. As tabelas 6 e 7 apresentam os dados da análise

petrográfica realizada nas lâminas, quantificando os constituintes da fração areia, fração fina, poros e outras estruturas.

*Tabela 6 – Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Ponte dos Arcos. A fração fina inclui pedocaracteres.*

<b>Fração areia</b>	<b>P1N01</b>	<b>P1N06</b>	<b>P1N09</b>	<b>P2N01</b>	<b>P2N04</b>	<b>P2N08</b>	<b>P2N12</b>	<b>P2N13</b>	<b>P2N15</b>	<b>P2N17</b>
Quartzo mono	9,6	19,6	7,3	4,3	13,3	23,6	21,3	4,6	2	20
Quartzo poli	0,3	3,3	Tr	Tr	0,3	3,3	1,3	Tr	Tr	1,3
K-feldspato	4,3	15,6	2,3	1,6	3,3	16,6	3,6	Tr	Tr	7,6
Plagioclásio	3,6	8	3,3	Tr	1,3	3,3	0,6	Tr	Tr	4,3
Muscovita	4	6,3	3,3	Tr	1,3	5,6	1	Tr	Tr	3
Biotita			Tr	3,3	6	3	Tr			Tr
Turmalina	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr	Tr	Tr
Zircão	Tr	Tr				Tr		Tr		
Anfibólio		Tr				Tr				Tr
Piroxênio		Tr				Tr				
Litoclastos	Tr	2,6	Tr	Tr	Tr	1,3	Tr			0,3
Opacos	0,6	1	0,9	3,6	0,3	0,4	0,6	0,5	0,3	0,6
<b>Fração fina</b>	<b>42</b>	<b>31,3</b>	<b>45,3</b>	<b>66,3</b>	<b>53</b>	<b>29,3</b>	<b>40</b>	<b>39</b>	<b>26,7</b>	<b>27,3</b>
<b>Pedocaracteres*</b>	<b>(20,3)</b>	<b>(2,3)</b>	<b>(28,3)</b>	<b>(9,6)</b>	<b>(12,6)</b>	<b>(1,3)</b>	<b>(21)</b>	<b>(42,3)</b>	<b>(55)</b>	<b>(24)</b>
<b>Poros</b>	<b>15,3</b>	<b>10</b>	<b>9,3</b>	<b>11,3</b>	<b>8,6</b>	<b>12,3</b>	<b>10,6</b>	<b>13,6</b>	<b>16</b>	<b>11,6</b>
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

#### a) Quartzo

O quartzo é o principal mineral de ocorrência em todas as lâminas, em quantidades variáveis. Constitui a base do arcabouço ou da fração areia, além de também compor a maior parte da fração silte. A variedade mais comum é o quartzo monocrystalino (figura 34), com extinção reta, por vezes ondulante, geralmente sem inclusões, poucos exemplares apresentando vacúolos, podendo apresentar também alguns cristais raros com micrólitos, com dimensões inacessíveis à resolução do microscópio ótico para identificação do mineral.

*Tabela 7 – Análise petrográfica quantitativa por contagem de pontos das amostras estudadas no afloramento Rodovia do Contorno. A fração fina inclui pedocaracteres.*

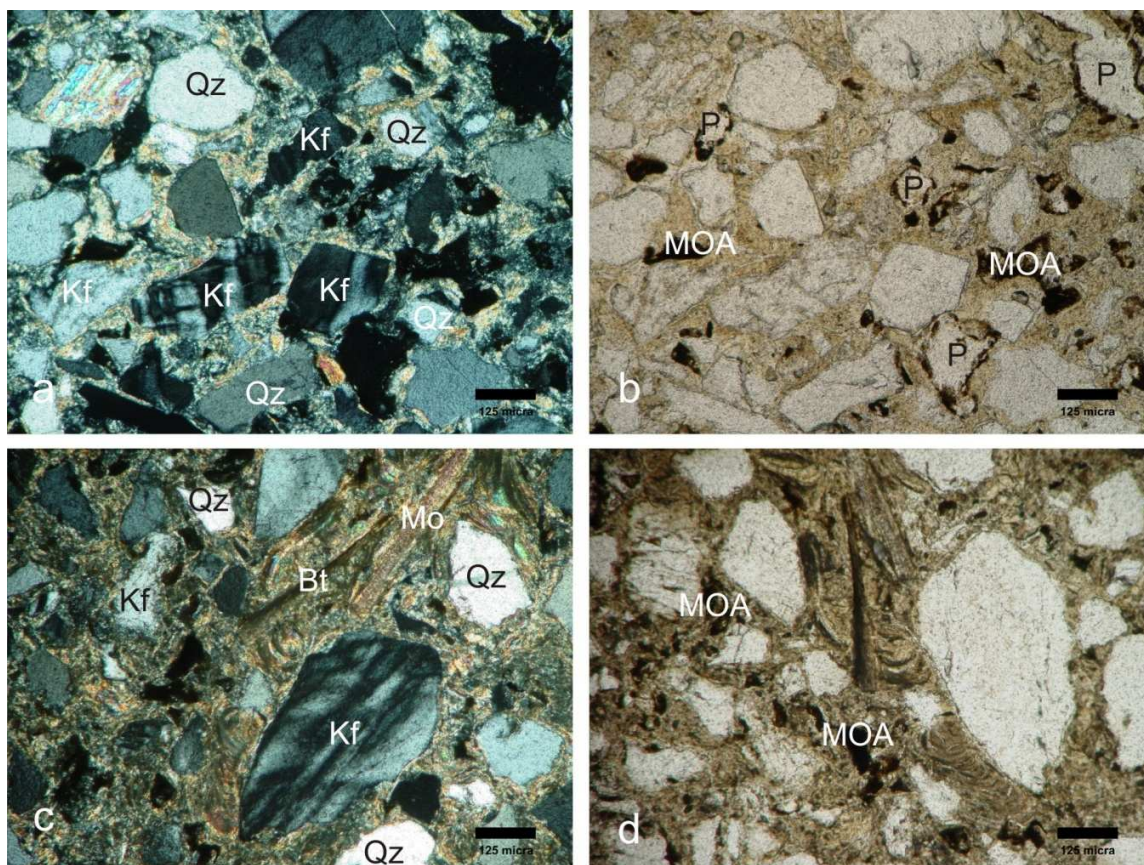
<b>Fração areia</b>	<b>VN03</b>	<b>VN05</b>	<b>VN08</b>	<b>VN16</b>	<b>VN17</b>	<b>VN18</b>	<b>VN23</b>
Quartzo mono	30,7	28	28	11	13	14,2	1,3
Quartzo poli	1,3	1,6	1,3	0,6	0,4	Tr	Tr
K-feldspato	14	3,3	9	3	3,6	4,3	Tr
Plagioclásio	4	2,3	3,3	1,3	2	Tr	
Muscovita	2,6	1,6	2,6	2,3	1,6	1	Tr
Biotita	Tr		Tr	Tr	Tr		
Turmalina	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	
Zircão	Tr	Tr		Tr		Tr	
Anfibólio	0,3	Tr	Tr				
Piroxênio			Tr				
Sillimanita	Tr	Tr					
Litoclastos	4,6	3	2,6	Tr	Tr	0,3	
Opacos	0,6	0,9	1,3	1,7	0,9	0,6	
<b>Fração fina</b>	<b>32</b>	<b>41,3</b>	<b>41,6</b>	<b>55</b>	<b>44</b>	<b>29,3</b>	<b>31,5</b>
<b>Pedocaracteres</b>	<b>(3,3)</b>	<b>(7)</b>	<b>(3)</b>	<b>(14)</b>	<b>(23)</b>	<b>(39)</b>	<b>(57,2)</b>
<b>Poros</b>	<b>6,6</b>	<b>11</b>	<b>7,3</b>	<b>11,1</b>	<b>11,5</b>	<b>11,3</b>	<b>10</b>
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

Os grãos de quartzo são ocasionalmente fraturados, sendo estes mais frequentemente observados na Rodovia do Contorno. Apresentam forma subesférica a subalongada, angulares a subarredondados, geralmente em cristais anédricos, exibindo limites côncavo-convexos conchoidais ou rugosos.

São identificados através das cores de interferência do cinza ao amarelo de primeira ordem em XPL, ausência de planos de clivagem, baixo relevo, aspecto límpido e incolor em PPL, sem pleocroísmo, com figura de interferência uniaxial positiva em cristais cortados perpendiculares ao eixo ótico (seção circular).

Outra variedade de quartzo observada é o quartzo policristalino. Esta variedade apresenta geralmente contatos suturados no interior dos grãos, com indícios de deformação e extinção

ondulante frequente. Fissuras e fraturas são ocasionais. O quartzo microcristalino foi encontrado em amostras isoladas.



*Figura 34 – Mineralogia do arcabouço e aspectos texturais. a) Lâmina PIN06 observam-se cristais subédricos e anédricos parcialmente alterados de microclina e ortoclásio (Kf) em XPL com cristais de quartzo monocristalino; b) mesma foto em PPL evidenciando os poros (P) de empacotamento complexo, revestidos por sesquióxidos e matéria orgânica amorfa (MOA); c) lâmina VN03 com feldspatos alcalinos (Kf), quartzo (Qz), biotita (Bt) e muscovita (Mo) em XPL e a forte anisotropia da epimatriz; mesma foto em PPL, onde observa-se microagregados de MOA e Mn provavelmente. d) mesma lâmina em PPL, exibindo microagregados de MOA e argila iluvial (cutãs) entre os cristais do arcabouço (epimatriz).*

## b) Feldspatos

Os feldspatos compõem o segundo grupo mineral de maior ocorrência nas lâminas analisadas (figura 35). A proporção de feldspatos parece fortemente relacionada com a textura (Folk, 1974), de modo que lâminas de textura mais fina, com pouca areia fina e muito fina,



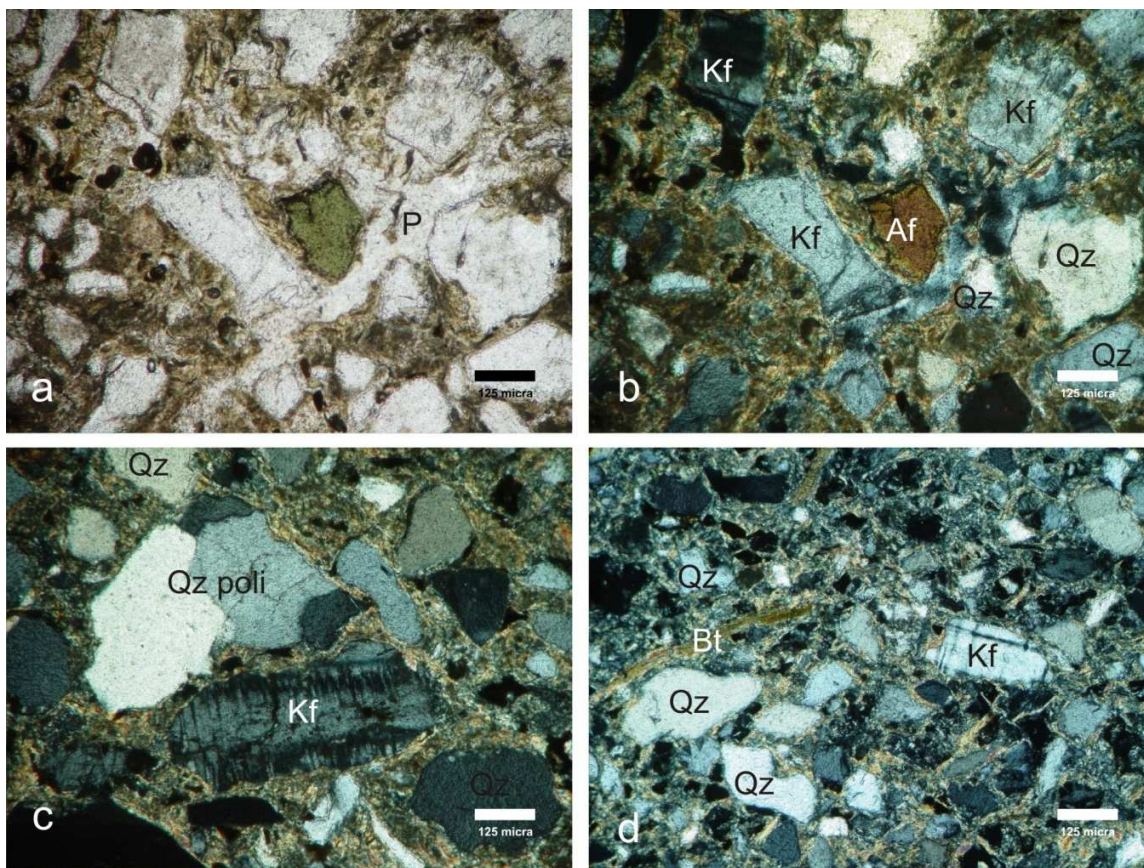
dominadas por silte e argila, apresentaram naturalmente uma porcentagem bem menor deste grupo mineral.

As lâminas de textura dominadas por frações superiores a 0,062mm apresentaram proporções significativas de feldspatos, com diferentes tipos e sendo observados variáveis graus de alteração. Nestas lâminas, os feldspatos ocupam geralmente frações mais grossas. Podem apresentar grãos aparentemente inalterados como também grãos alterados por dissolução, ou submetidos à fragmentação mecânica. Os cristais apresentam-se subédricos a anédricos em sua maioria, subarredondados a subangulares, subalongados a subesféricos, rugosos a ondulados, com raros cristais euédricos, prismáticos e alongados, mais polidos.

Ortoclásio e microclina são os feldspatos alcalinos mais abundantes, junto a plagioclásio, com ocorrência de pertita. Ocorrem em cristais euédricos, prismáticos e inalterados, a anédricos, corróidos, rugosos e polidos, parcial a totalmente pseudomorfizados.

As características óticas destes feldspatos incluem: na microclina geminação tartan (figura 35), em cristais cortados aproximadamente paralelos ao plano 001 em XPL; no ortoclásio cores de interferência máxima cinza a cinza claro em XPL, com aspecto manchado e corróido apresentando dois traços de clivagem formando ângulo reto (seções cortadas perpendicularmente ao eixo x) em PPL; na pertita, por lamelas paralelas de intercrescimento de feldspatos sódicos (mais claros) e potássicos (mais escuros) em XPL; no plagioclásio, geminação lamelar simples (Carlsbad) ou múltipla (albita) em XPL.

Ao conoscópio, os feldspatos apresentam figura de interferência biaxial de bissetriz aguda ou obtusa, dependendo do sinal positivo ou negativo, em seções circulares cortadas paralelas ao eixo Y. No caso de figuras de interferência, o tamanho do mineral é um fator limitante a essa técnica, principalmente quando se tratam de cristais nas frações areia muito fina e fina.



*Figura 35 – Mineralogia do arcabouço e aspectos texturais. a) Lâmina VN08, anfibólio de cor esverdeada e cristais de quartzo e ortoclásio anédricos parcialmente alterados em PPL; b) mesma foto em XPL evidenciando as cores de interferência de terceira ordem; c) lâmina VN03 com feldspatos alcalinos (Kf), quartzo policristalino (Qz poli) em XPL; d) lâmina P2N8, cristal de microclina (Kf) com geminação tartan, com quartzo monocristalino e biotita.*

Os feldspatos apresentam variáveis graus e tipos de alteração e pseudomorfismo, sendo que os minerais neoformados nestes processos não puderam ser analisados em ampla resolução, devendo ser consultado o item da mineralogia de argilas para possíveis inferências. São frequentes as alterações do tipo pelicular, ao redor dos grãos, e bandada por entre os planos principais de clivagem.

Estas alterações ocorrem de forma contínua com o material fino adjacente, por vezes obliteradas, fragmentadas e deslocadas por canais, poros e bioturbações. Foram raras as exceções

de dissolução diagenética, nas quais não foram observadas alterações que obliteram tais estruturas anteriormente comentadas.

### c) Micas

A muscovita é a mica mais abundante na maior parte das amostras. Já a biotita, predomina em algumas lâminas da Ponte dos Arcos (P2N04), enquanto apenas traços dela foram identificados na Rodovia do Contorno. Ainda assim, estes dois minerais têm uma ocorrência muito peculiar, ocupando principalmente as frações areia muito fina e silte, com exemplares de maior envergadura menos frequentes.

As micas ocorrem em cristais alongados, subédricos, ocasionalmente alterados por esfoliação ou deformados no espaço intersticial entre outros grãos do arcabouço. São identificadas através do hábito lamelar alongado, clivagem em 001, cores de interferência altas, padrões de mosqueado próximos à posição de extinção. No caso da muscovita, ela apresenta-se transparente, sem pleocroísmo em PPL, e a biotita é pleocróica do transparente ao marrom esverdeado em PPL. Em XPL, a biotita apresenta geralmente cores de interferência de terceira ordem, enquanto a muscovita apresenta cores de interferência principalmente de segunda ordem.

De modo geral, a biotita apresenta-se sempre mais alterada que a muscovita. Em alguns casos, a biotita é substituída totalmente por sesquióxidos ou argilominerais associados. A muscovita apresenta esporadicamente esfoliação lamelar, que pode favorecer o acúmulo de finos fragmentos na fração silte da matriz, como é observado na lâmina VN3. As micas, por possuírem forma alongada, são bons indicadores de anisotropia para o reconhecimento de estruturas sedimentares de acamamento e laminação, e também testemunhas das reorganizações sofridas por bioturbação.

#### d) Litoclastos

Os litoclastos de ocorrência mais abundante são fragmentos de rochas metamórficas, como gnaiss, quartzito e, ocasionalmente, fragmentos de filitos e xistos. A granulometria destes fragmentos é semelhante à do quartzo, sendo os minerais facilmente discernidos e identificados devido à granulação destas rochas. Estes fragmentos segundo Folk (1974), deveriam ser somados aos fragmentos de feldspatos para composição do diagrama ternário composicional. Neste trabalho, estas frações foram separadas, ou seja, os fragmentos de rochas metamórficas permaneceram no campo dos litoclastos, devido à fraca ocorrência destes componentes nas lâminas analisadas.

As lâminas da Rodovia do Contorno apresentam porcentagem de litoclastos maior do que as lâminas da Ponte dos Arcos, com algumas amostras chegando próximas à faixa de 10% de litoclastos, quando se consideram somente apenas os componentes da fração areia.

#### e) Opacos

A porcentagem de opacos é, na maior parte das lâminas, inferior a 1%, sendo que algumas lâminas apresentam valores superiores, relacionada com aumento da densidade de estruturas de alteração e do consequente pseudomorfismo.

#### f) Minerais acessórios e minerais pesados

Para o estudo mais detalhado dos minerais opacos, também foram separados os minerais gravimetricamente mais densos.

Dentre os minerais acessórios observados nas lâminas, foram identificados turmalina, zircão, hornblenda, ortopiroxênio e sillimanita. A análise de minerais pesados foi realizada com o intuito de fornecer mais informações.

Dentre os minerais pesados separados gravimetricamente ocorrem em todas as amostras em ordem decrescente de abundância: ilmenita, turmalina, monazita, zircão e leucoxênio. Dentre os minerais menos abundantes em ordem decrescente estão: magnetita e limonita; titanita e hornblenda; micas (muscovita e biotita); e aluminossilicatos (sillimanita e cianita).

#### 5.4.3 Fração fina

As lâminas com predomínio da fração areia (P1N06, P2N08, VN03, VN05 e VN08) apresentam características peculiares de matriz infiltrada de coloração cinza transparente em PPL, posteriormente à deposição, classificadas na maioria das vezes como epimatriz, e com domínios de argila detrítica (mais opacos) variáveis, classificadas, em alguns casos, como protomatriz. A epimatriz é geralmente associada a filmes de argila de variável anisotropia contínua em torno dos grãos, ocupando espaços intersticiais. Neste caso, exibe cores de interferência do cinza de 1ª ordem ao violeta de 2ª ordem. A epimatriz é resultado de processos diagenéticos, termo que inclui eodiagênese no conceito, portanto inclui alterações do sedimento imediatamente após a sua deposição. A protomatriz é argila detrítica trapeada junto ao sedimento mais grosso, como silte grosso e areia fina, como partículas floculadas em carga de fundo.

As lâminas que apresentam predomínio de finos (figura 36) na maior parte das vezes apresentam material fino detrítico recristalizado, composto por argila e silte, com variáveis graus de anisotropia, de coloração cinza a tons bruno-amarelados ou avermelhados em PPL, com menor participação de infiltração de finos em forma de filmes de argila. As ocorrências pronunciadas de retrabalhamento estão frequentemente associadas à ação de estruturas formadas por bioturbação e poros.



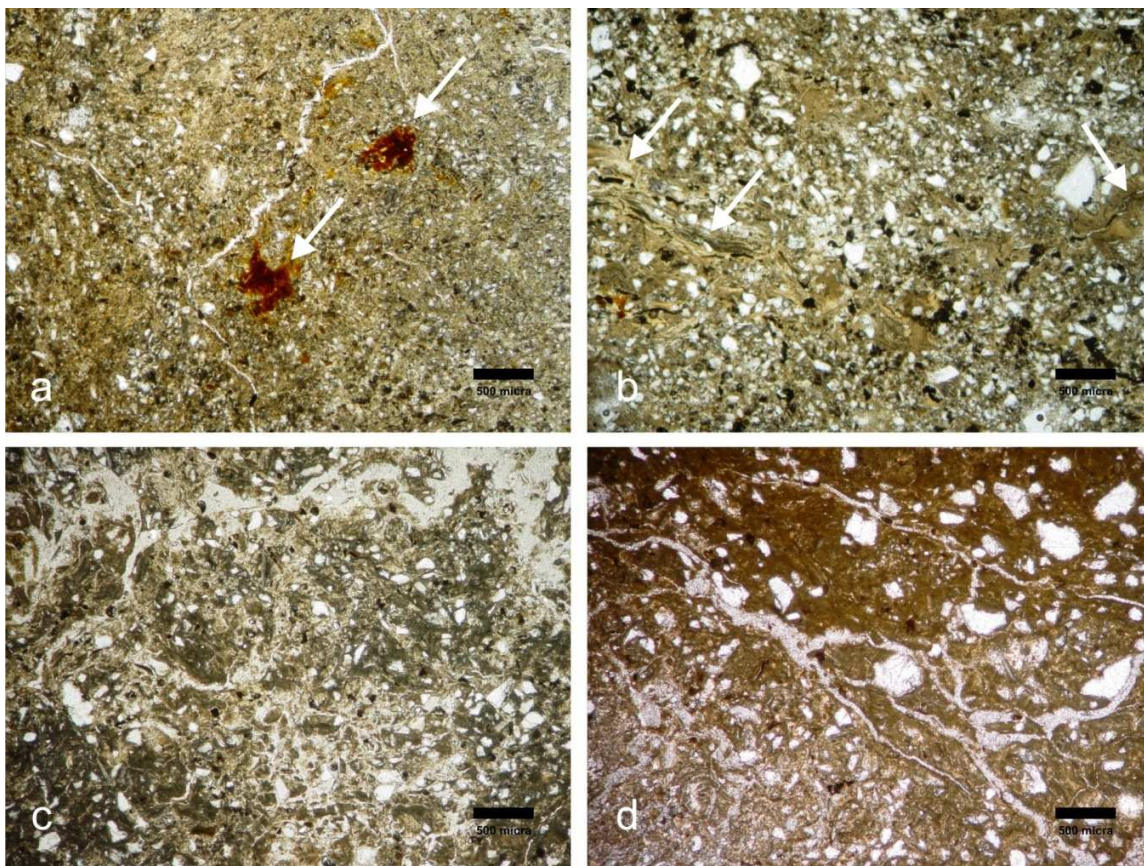


Figura 36 – a) Lâmina PIN09, fração fina síltica com ocasionais cimentações (setas) por óxidos de ferro (bioturbação), em PPL; b) fração fina introduzida sob forma de cutãs de iluviação de argila (setas) que acompanham delgadas marcas de raízes, na lâmina P2N12 (PPL); c) microagregados subesferoidais de estrutura complexa retrabalhando silte e argila detrítica flocculada (domínios mais opacos), na lâmina VN16, em PPL; d) lâmina VN17, em PPL, fração fina xantificada com alinhamento de clastos, com desenvolvimento de poros de contração e expansão sub-horizontais.

A anisotropia causada por infiltração de argila tende a ser contínua à medida que se afasta da parede do grãos. Dessa forma, é possível nestas lâminas, diferenciar orientação de argila causada por iluviação de orientação causada por contração e expansão. A orientação causada por expansão e contração também ocorre, mas ela fica restrita aos domínios em torno da parede dos grãos, ou dos blocos, e perde intensidade ao se afastar, geralmente não possuindo orientação contínua (*c.f.* Brewer, 1964).

#### 5.4.4 Cimento

As precipitações sesquioxídicas apontam para a ocorrência, na maioria das camadas, de cimento formado por hidróxidos e óxidos de ferro, goethita ou lepidocrocita e hematita respectivamente. Este cimento ocorre sob forma de impregnações indistintamente sobre fração areia e finos, criando acumulações amorfas e difusas ou nódulos imersos na fração fina não relacionados a nenhuma estrutura, ou então associado a poros, percolando canais e tingindo grãos.

Os óxidos e hidróxidos de ferro constituem-se nos últimos produtos do intemperismo. Estão relacionados à alteração de argilominerais ou minerais primários ferromagnesianos, como a biotita. A redistribuição e segregação destes componentes criptocristalinos por hidromorfismo é de extrema importância para reconstruções paleoambiental e paleo-hidrológica. Dessa maneira, no caso das lâminas em questão, a densidade e o tipo de ocorrência de cimento estão associados às pedofácies que se desenvolvem sobre as litofácies sedimentares.

Nos arenitos o cimento de composição filossilicática pode ser confundido, segundo Dickinson (1970), com a matriz; além do cimento composto por precipitados químicos como, por exemplo, sílica e óxidos/hidróxidos de ferro. O cimento filossilicático referido pelo autor deve ser formado por infiltração mecânica de argila, o que segundo Pipujol & Buurman (1998) só pode ser associado a processos pedogenéticos em ambientes terrestres como os da Formação Resende. A mobilização de argila em zonas freáticas é desconhecida em solos atuais (Pipujol & Buurman, 1998).

#### 5.4.5 Estruturas

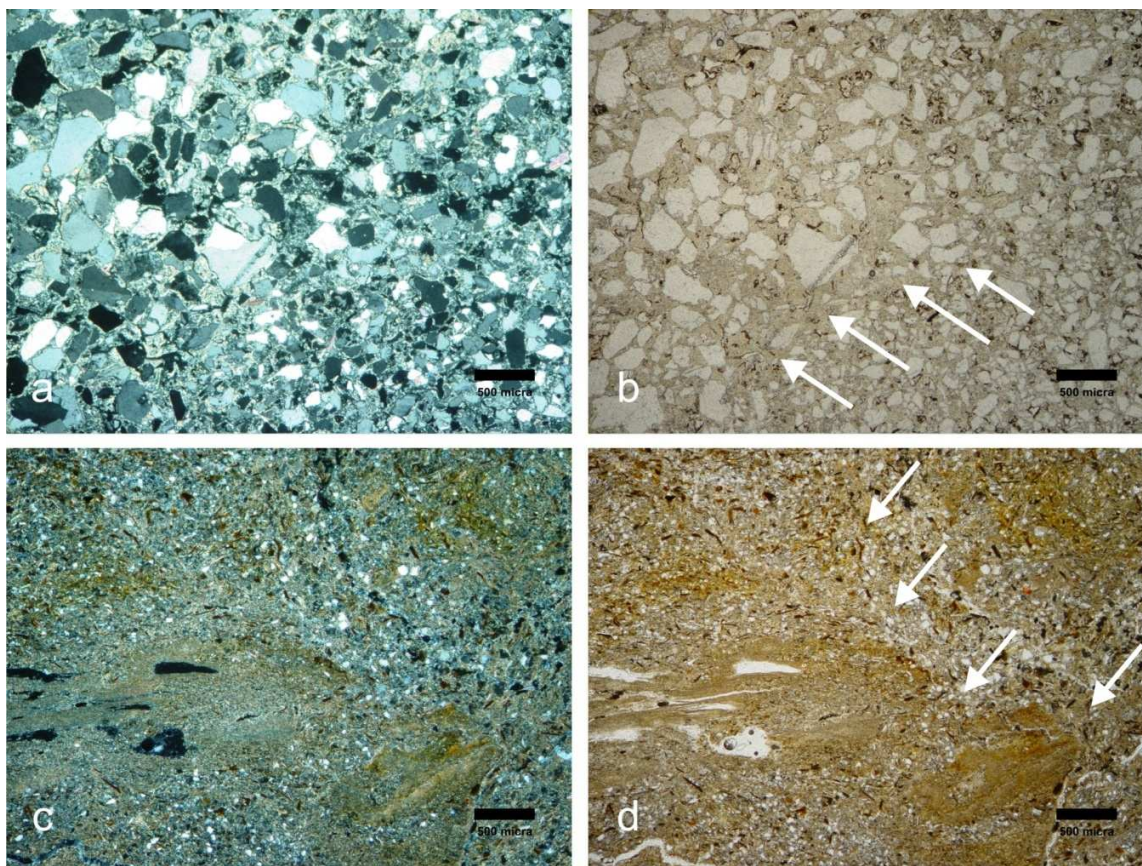
As lâminas com predomínio da fração areia (P1N06, P2N08, VN03, VN05 e VN08) apresentam: laminação horizontal incipiente; bandamento; estrutura maciça; orientação

preferencial de micas ao longo do eixo de acamamento horizontal; filmes delgados de argila orientada; obliteração de estruturas e bioturbação esparsa por icnofósseis de fauna e por marcas de raízes; e pseudomorfismo de minerais facilmente intemperizáveis (figura 37 a e b). Estas lâminas relacionam-se às fácies Sh (P1N06) e Sm (P2N08, VN03, VN05 e VN08), complementando a descrição de estruturas macroscópicas incipientes observadas em campo. A ocorrência mesmo que esparsa de filmes de argila, principalmente os de maior tamanho (até 500 micra) associados a canais radiculares, indicam processos de redistribuição de finos por alteração paleopedogenética..

As lâminas que apresentam predomínio de finos apresentam: laminação horizontal de silte e argila alternada; obliteração de estruturas por icnofósseis de fauna; bioturbação radial por relictos de marcas de raízes; microagregados e concreções de MOA e Mn; estruturas em blocos angulares; superfícies de fricção por contração e expansão; nódulos e concreções sesquioxídicas; superfícies de ferruginização; pseudomorfismo de minerais facilmente intemperizáveis; e filmes de argila milimétricos. As estruturas sedimentares encontram-se muito mal preservadas, exceção das lâminas da fácies Fl (P2N1 e P2N4), onde foi observado um acamamento horizontal de lâminas milimétricas com gradação normal de componentes finos, obliteradas por meniscos de icnofósseis (figura 37 c e d).

A maioria das lâminas descritas representam a fácies Fsm. Nestas lâminas, é freqüente a ocorrência de estrutura maciça ou em blocos pouco desenvolvida, nódulos de Fe e Mn, superfícies de contração/expansão, além de bioturbação com intensidade fraca a moderada. Na lâmina VN17 foi também verificado o alinhamento de clastos de areia mais grossa imerso em material argiloso.





*Figura 37 – a) Lâmina P1N06, anisotropia da matriz em torno dos grãos do arcabouço, em XPL; b) lâmina P1N06, em PPL, setas indicando o contato erosivo provavelmente da camada P1N08 de estrutura bandada, com trama de contatos alongados a tangenciais e epimatriz introduzida em espaços intersticiais soldando o contato; c) lâmina P2N4, em XPL, contraste entre a fraca anisotropia da laminação horizontal e de domínios bem orientados em torno do icnofóssil; d) lâmina P2N4, em PPL, microlaminação horizontal de silte e argila com gradação normal, obliterada por menisco de icnofóssil (setas).*

Nas lâminas predominantemente argilosas (P2N13, P2N15 e VN23), o grau de bioturbação, principalmente por marcas de raízes, é intenso. A estrutura nessas lâminas apresenta-se em blocos de geometria complexa, num intrincado padrão de fissuramento limitado por múltiplas superfícies de fricção ou de expansão e contração do material.

As estruturas formadas por bioturbação (icnofósseis de raízes e fauna), que obliteraram as estruturas sedimentares junto a outros processos, são amplamente observadas na maior parte das

lâminas dos dois afloramentos. A maior densidade de ocorrência foi nas lâminas da Ponte dos Arcos, no entanto várias lâminas da Rodovia do Contorno apresentaram porcentagens elevadas.

Estes icnofósseis, observados em campo e em amostras de mão, revelam-se ainda mais complexos em lâmina, permitindo a interpretação de processos biológicos e redoximórficos interpolados à ação mecânica de superfícies de expansão e contração e fricção. Os icnofósseis de fauna apresentam-se em forma de tubos ou canais alongados com preenchimentos diversos, às vezes fortemente aderidos à matriz em padrões complexos, tingidos ou não por óxidos e hidróxidos de Fe.

As marcas de raízes (figura 38) podem ser facilmente confundidas com poros planares que delimitam estruturas de agregados. O conteúdo orgânico, no interior dos canais, encontra-se decaído a óxidos de Fe e Mn, ou ausente. Porém, diferente dos poros planares, as marcas de raízes apresentam padrões mais tortuosos (Krauss, 2006), ou sob forma de nuvens de agregados alongados ou radiais (Sabou *et al.*, 2005), com mais variação na espessura ou mais descontínuas no comprimento.

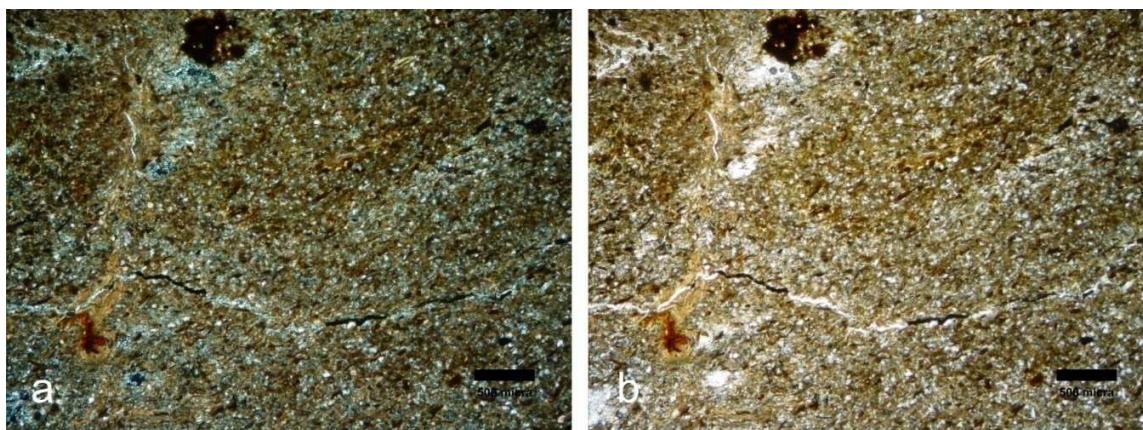


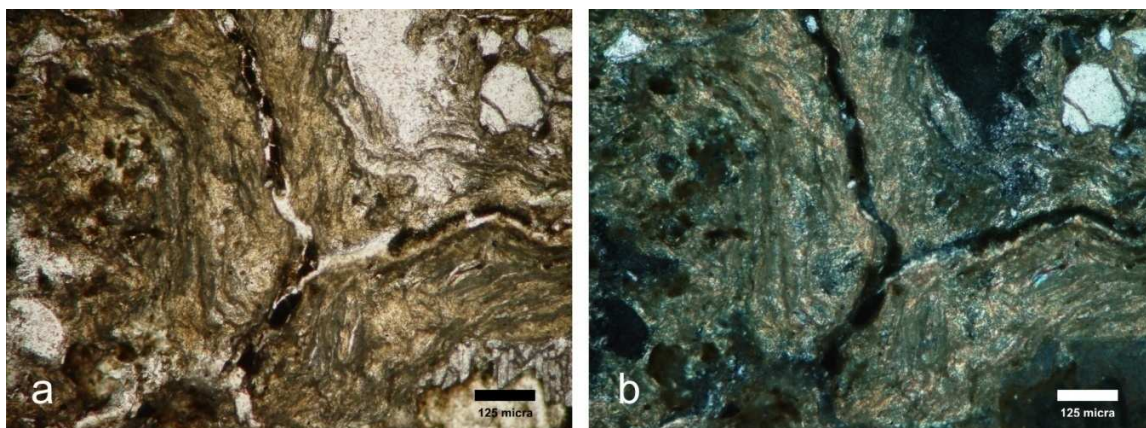
Figura 38 – a e b) Lâmina P2N01, estrutura sedimentar marcada pela orientação de biotita na fração silte, obliterada por uma marca de raiz circular representada por um nódulo, alongada em um grande canal preenchido por argila iluvial e hematita. Poro planar que delimita agregado corta o filme de argila, este poro é revestido por cutãs de agregados. Nota-se a forte orientação da argila em XPL.

Outra forma de discernir estas estruturas é na associação que as marcas de raízes apresentam com acumulações sesquioxídicas e filmes de iluviação de argila, sugerindo redistribuição de constituintes por deposição ou difusão, provocados por ação hídrica e biológica. Nos poros planares, esta associação é de menor amplitude, rara ou ausente. As estruturas de bioturbação estão quase sempre acompanhadas, ocasionalmente testemunhadas, por precipitações sesquioxídicas, geralmente em forma de nódulos, quase sempre obliteradas por estruturas de contração e expansão, portanto posteriores à acumulação de ferro. Ao longo de um estrato, a densidade destes caracteres aumenta gradativamente da base ao topo, ou pode apresentar níveis abruptos de intensa atividade biológica.

As superfícies de contração e expansão, incluindo superfícies de fricção, têm maior ocorrência em intervalos mais argilosos e estão representadas, em ambos afloramentos, em menor expressão pelas lâminas P1N09, P2N01, P2N12, VN16, VN17 e VN18 ( fácies Fsm) e de forma mais intensa nas lâminas P2N13, P2N15 e VN23 ( fácies Fm). Foram observadas, esporadicamente, em intervalos mais arenosos, como por exemplo na lâmina VN05 (figura 39) da Rodovia do Contorno relacionada à fácies Sm, provavelmente devido à presença de argilominerais expansivos.

Em lâmina, estas estruturas obliteram todas as outras e obliteram-se entre si, de forma simples a complexa. Apresentam anisotropia de moderada a forte em torno da parede dos poros, desenvolvida após sucessivos ciclos de encharcamento e ressecção (*c.f.* Brewer, 1964). Devem ser interpretadas como um dos últimos eventos de alteração dos depósitos sedimentares, muito provavelmente anterior ao soterramento, o que torna improvável a gênese por processos telodiagénéticos de todas as estruturas cortadas por superfícies de expansão e contração e a maior parte das superfícies de fricção. Mais detalhes destas estruturas são apresentados no item 5.6. de Análise Micromorfológica.





*Figura 39 – Superfícies de contração e expansão na lâmina VN05 representadas por agila orientada, que separam agregados de desenvolvimento pedológico. Nota-se o revestimento de agregados por cutãs (organomangãs), preenchendo o interior dos poros planares.*

## 5.5 CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA

Para a classificação composicional das lâminas de arenitos e lamitos arenosos, utilizou-se o diagrama ternário de quartzo, feldspato e litoclastos, utilizado usualmente na classificação de arenitos e vaques (Folk, 1974). Mesmo que pareça inadequada a utilização deste diagrama para a classificação de lamitos arenosos, algumas informações puderam ser obtidas a partir dessa classificação. A relação quartzo/feldspato, que fornece dados sobre o grau de intemperismo, é particularmente útil na análise paleopedológica, onde é necessária a comparação entre alteração de diferentes fácies sedimentares (figuras 40 e 41).

As porcentagens destes minerais foram calculadas em relação ao total da fração areia e plotadas no diagrama. Através da comparação dos diagramas ternários e das tabelas de petrografia, é possível agrupar as lâminas basicamente em arcósios lamosos, lamitos arcosianos e

lamitos subarcosianos. Nem sempre os teores elevados de frações maiores que 0,062mm são diretamente relacionados com amostras que apresentam porcentagens maiores de feldspatos.

Comparando separadamente as lâminas P1N06, P2N08 e P2N12, e as lâminas VN03, VN05 e VN08, verifica-se que mesmo com texturas e teores semelhantes de fração areia, ocorrem variações expressivas em relação à porcentagem de feldspatos. Os lamitos arcosianos têm proporções de areia e grãos identificáveis muito menores. As lâminas com textura mais fina (P1N01, P1N09, P2N17, VN16, VN17 e VN18) apresentaram teores de feldspatos compatíveis, em alguns casos, com as lâminas de textura mais grossa.

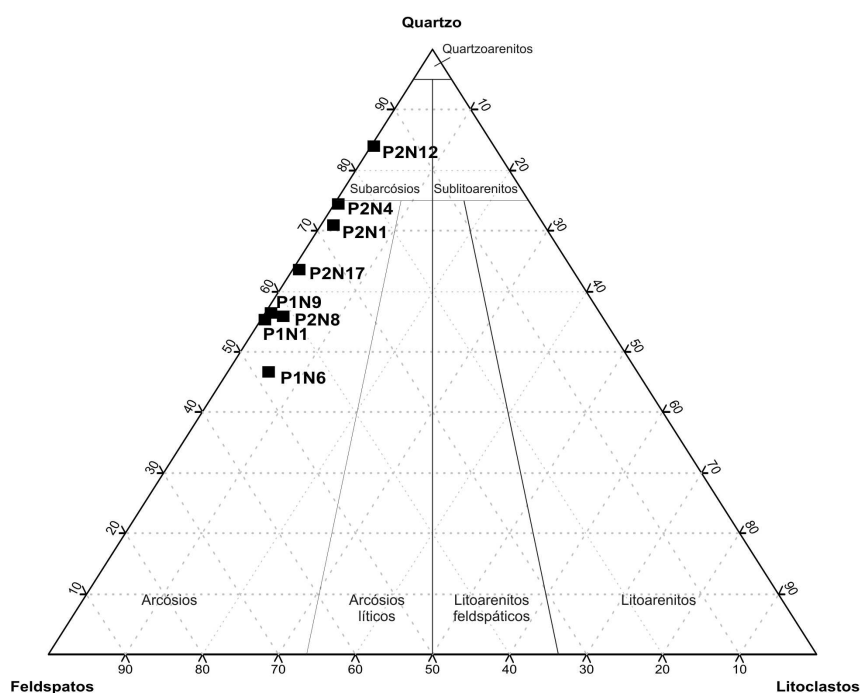


Figura 40 – Diagrama ternário composicional das lâminas da Ponte dos Arcos.

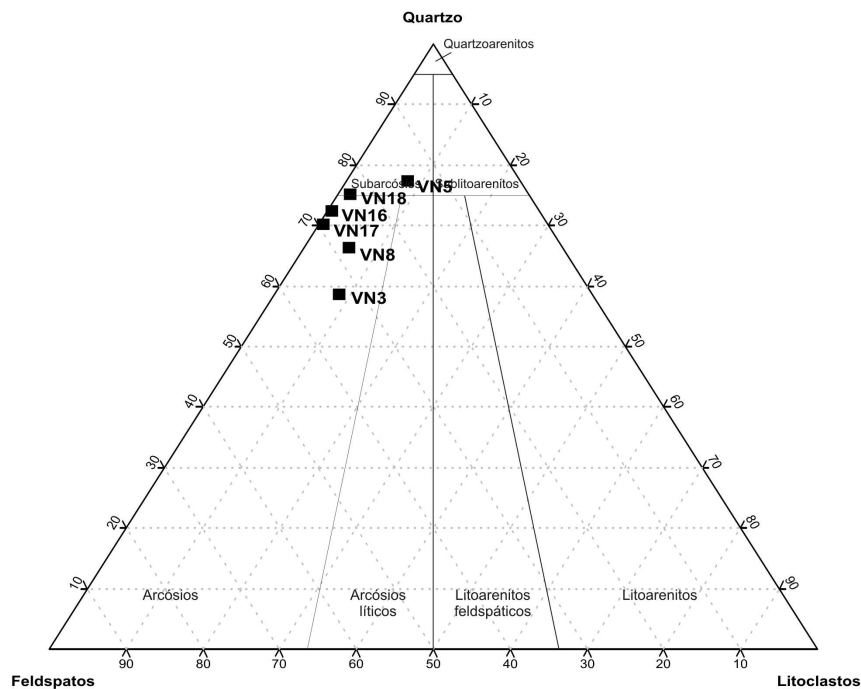


Figura 41 – Diagrama ternário composicional das lâminas da Rodovia do Contorno.

Nota-se que a queda ascendente nas porcentagens de feldspatos é acompanhada por um incremento na fração fina, principalmente em argila, acompanhada pela queda da porcentagem de fração areia. Supõe-se que parte da matriz, ou fração fina, tenha origem autigênica, pela neoformação de argilominerais a partir da alteração de minerais primários mais instáveis ao intemperismo. Este processo de alteração é particularmente bem representado na lâmina VN05, associada à fácies Sm, que apresenta um aumento acentuado na relação quartzo/feldspatos com relação à lâmina VN3. Apesar disso as porcentagens de líticos são praticamente constantes, o que pode estar associado ao maior tamanho dos fragmentos líticos em relação aos feldspatos. As partículas maiores de litoclastos são teoricamente menos suscetíveis ao intemperismo, devido à área superficial de contato ser menor do que em grãos mais finos de feldspatos, que devem responder mais rapidamente aos processos de alteração eodiagenética.

Comparando a composição das lâminas dos perfis da Ponte dos Arcos e Rodovia do Contorno nota-se uma maior homogeneidade e menor variação composicional nas lâminas do afloramento da bacia de Volta Redonda, que apresentam menores teores relativos de feldspatos (de 15% a pouco mais de 30%). Estes valores no perfil Ponte dos Arcos situam-se entre 15% e 50% de feldspatos. Outra diferença marcante é a porcentagem de litoclastos, que nas lâminas da fácies Sm (VN3, VN5 e VN8) do perfil Rodovia do Contorno, atingem valores próximos a 10% nos arcósios, enquanto no afloramento da bacia de Resende uma única lâmina, da fácies Sh (P1N06), apresentou teores mais significativos (pouco mais de 5%).

O contexto geotectônico similar nos dois afloramentos, cada qual situado oposto às falhas principais dos *hemigrabens* das bacias de Resende e Volta Redonda (*graben* Casa de Pedra), permite uma inferência: as diferenças de poderiam assinalar uma proximidade maior das áreas-fonte neste setor do *hemigraben* na bacia de Resende, devido principalmente a menores maturidades textural e composicional das lâminas do afloramento Ponte dos Arcos.

## 5.6 ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA

### 5.6.1 Estrutura e microestrutura

A estrutura varia de homogênea a heterogênea. As lâminas com textura predominantemente arenosas, relacionadas às fácies Sh e Sm (P1N06, P2N08, VN03 e VN08), com exceção da lâmina VN05, apresentam estrutura muito homogênea (figura 42) de coloração acinzentada. O restante das lâminas (fácies Fsm, Fl, Fm e a lâmina VN05 da fácies Sm) apresenta estrutura heterogênea, com variação entre domínios pedais e apedais, ou seja, afetados



ou não pelo desenvolvimento, de fraco a forte, de agregados ou *peds*, tingidos ou não por óxidos de Fe.

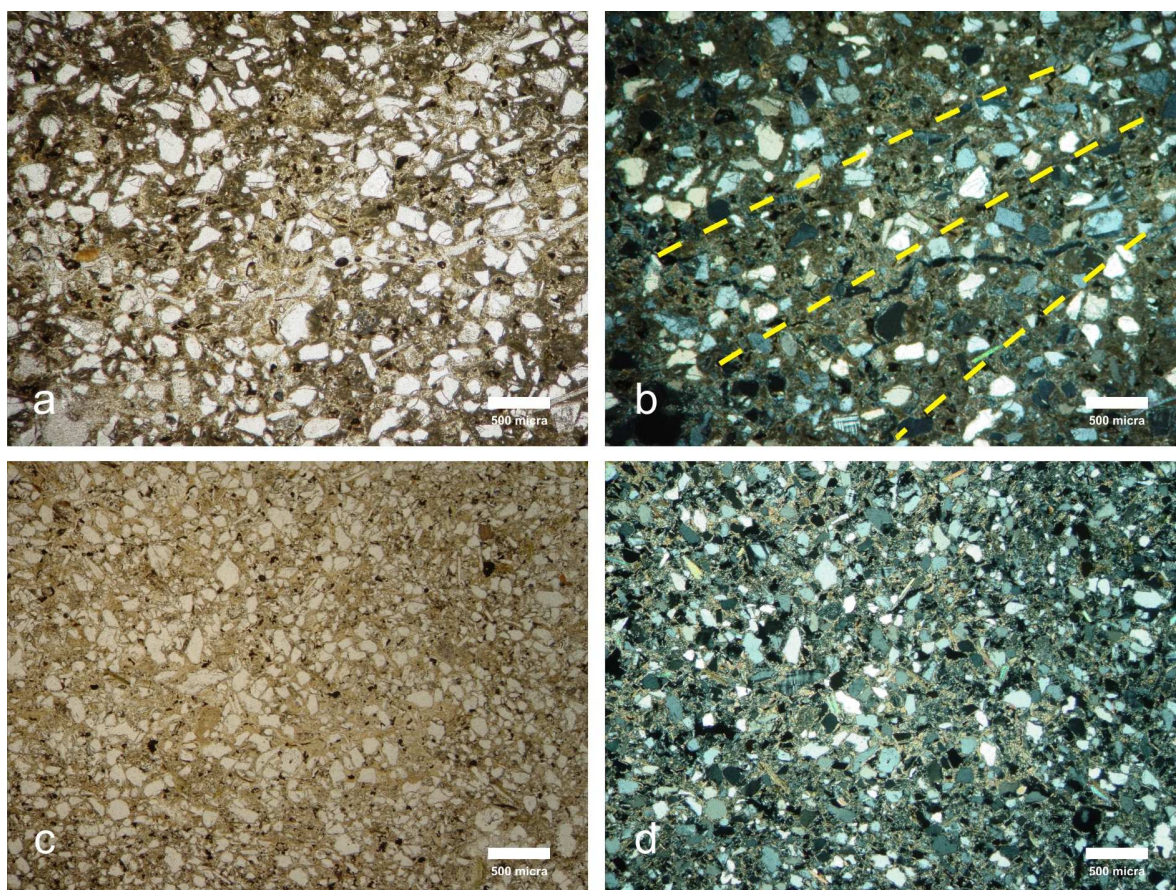


Figura 42 – a) Lâmina VN08, em PPL; e b) Lâmina VN08, em XPL, apresentando estrutura homogênea, padrão de distribuição bandado (tracejado) a aleatório com orientação moderada dos cristais alongados. Poro planar que limita agregados corta o bandamento; c) lâmina P2N08, em PPL; e d) lâmina P2N08, em XPL, com estrutura homogênea e padrões de distribuição e orientação aleatória. As duas lâminas apresentam distribuição c/f gefúrica e trama do plasma inssépica, com domínios de orientação “salpicada”, isolados em ilhas, e composição arcossiana.

Estes agregados (*peds*), quando bem desenvolvidos, variam de submilimétricos a centimétricos e, em determinados casos, decimétricos. Foram interpretados como estrutura relictica indicadora de desenvolvimento paleopedogenético, devido à sua complexidade e aos cutãs que limitam os agregados, incompatíveis a qualquer outro tipo de estrutura formada por planos de juntas ou superfícies de fricção. A olho nu, analisando a lâmina a contra-luz, observam-se estes



agregados claramente limitados por poros planares preenchidos por cutãs, com estrutura em blocos angulares a hexagonais, limitados por superfícies rugosas.

Apenas duas lâminas na Rodovia do Contorno (VN05 e VN16) apresentaram estrutura homogênea e heterogênea associadas, diferentes texturalmente, sendo a primeira mais arenosa e a segunda mais lamosa. O grau de acomodação entre os agregados é avançado, observado nas lâminas com desenvolvimento de estruturas em blocos de fraca a forte.

#### 5.6.2 Orientação e padrão de distribuição de base

Quanto à orientação e padrão de distribuição de base mais frequentes, foram observados padrões aleatórios a bandados (figura 42) de orientação unidirecional nas lâminas mais arenosas (P1N06, P2N08, VN03 e VN08) e também em algumas lamosas (P2N01, P2N04, VN17). Outros padrões de distribuição de base agrupados a paralelos e orientações concêntricas são observados associados a estruturas de bioturbação ou pedoturbação que favorecem separações do plasma. Estes padrões apresentam-se muitas vezes permutando gradativamente a tramas caóticas e aleatórias. As ocorrências detalhadas podem ser consultadas pormenorizadamente no apêndice B de descrição petrográfica e micromorfológica.

#### 5.6.3 Distribuição c/f

As distribuições c/f observadas nas lâminas são basicamente gefúricas (intertêxtica, *intertextic* de Brewer, 1964) ou porfíricas (porfiroesquélica, *porphyroskelic* de Brewer, 1964), com exceção de domínios isolados em algumas lâminas e do preenchimento de alguns pedotúbulos (P1N01 e P2N04), que têm características de distribuição c/f enáulica (aglomeroplásmica, *agglomeroplasmic* de Brewer, 1964).

As lâminas das fácies Sh e Sm (P1N06, P2N08, VN03 e VN08) apresentam este tipo de distribuição gefúrica, formada por alteração pedogenética inicial, tipicamente observada em solos arenosos incipientes (fluvissolos) de alúvios atuais.

A lâmina VN05, da fácies Sm, apresenta-se como exceção, com distribuição porfírica simples, onde os clastos permanecem imersos na matriz suportados por ela, indicando processos mais intensos de alteração e reorganização do material fino (plasma), por ação biológica e desenvolvimento pedogenético, confirmando as observações do levantamento de campo e as análises petrográficas. Todas as outras lâminas apresentam distribuição c/f porfírica (figura 43) podendo ser porfírica simples, dupla ou aberta, dependendo do espaço existente em média entre as partículas mais grossas. Foram observadas estruturas de preenchimento de cavidades formadas pela ação biológica de fauna e raízes, de distribuição c/f enáulica

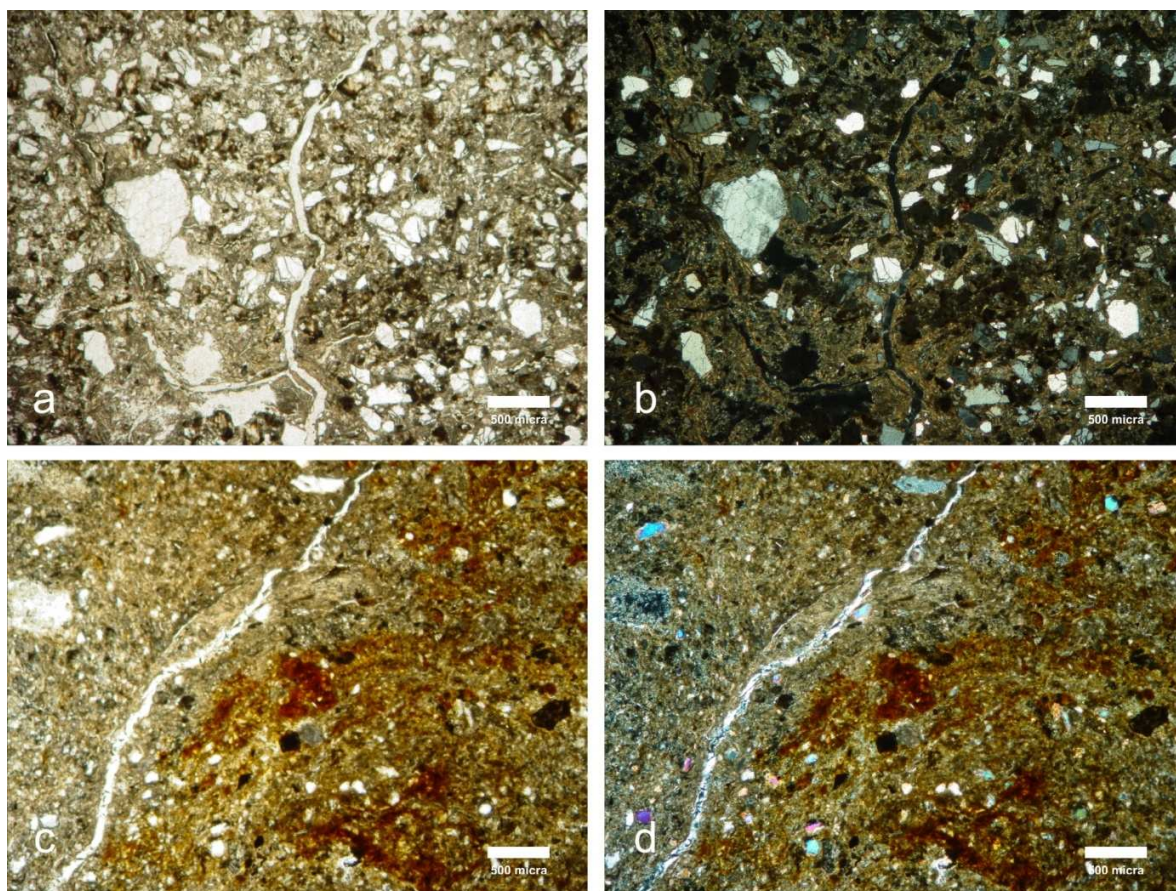
#### 5.6.4 Porosidade

A porosidade média das lâminas é de aproximadamente 10%, com porcentagens mais constantes na Rodovia do Contorno e mais variáveis na Ponte dos Arcos, sendo os valores de porcentagem sensivelmente maiores no segundo afloramento.

Lâminas de textura muito argilosa, como das amostras VN23, P2N13, P2N15, são extremamente sensíveis à laminação e polimento. Além da fragilidade natural destes argilitos semiconsolidados, foram enfrentados diversos problemas durante a fase de impregnação destas amostras indeformadas.

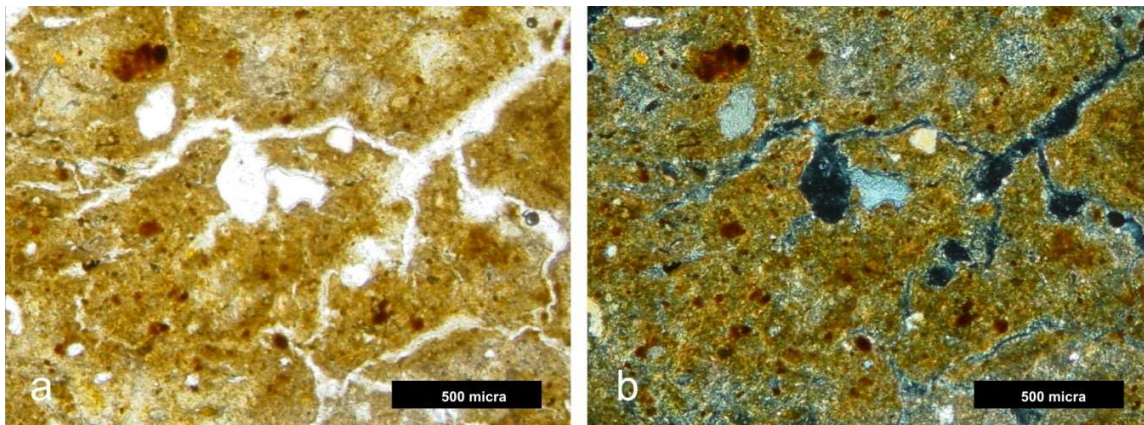
Segundo a classificação morfológica de Brewer (1964), foram classificados vazios, poros planares (figura 44), cavidades (figura 44), canais (figura 45), de empacotamento composto e complexo. Os tipos de poros variam conforme a estrutura e a textura das lâminas, como observado durante as análises: poros de empacotamento composto e complexo, com a presença

de canais intergranulares, predominam nas lâminas de textura mais arenosa (P1N06, P2N08, VN03 e VN08). Na medida que se observam lâminas com quantidades gradativamente maiores de finos, vai crescendo a quantidade de canais intergranulares, vazios, cavidades e, por fim, poros planares nas lâminas com quantidade razoável de argila, de pedalidade mais desenvolvida.

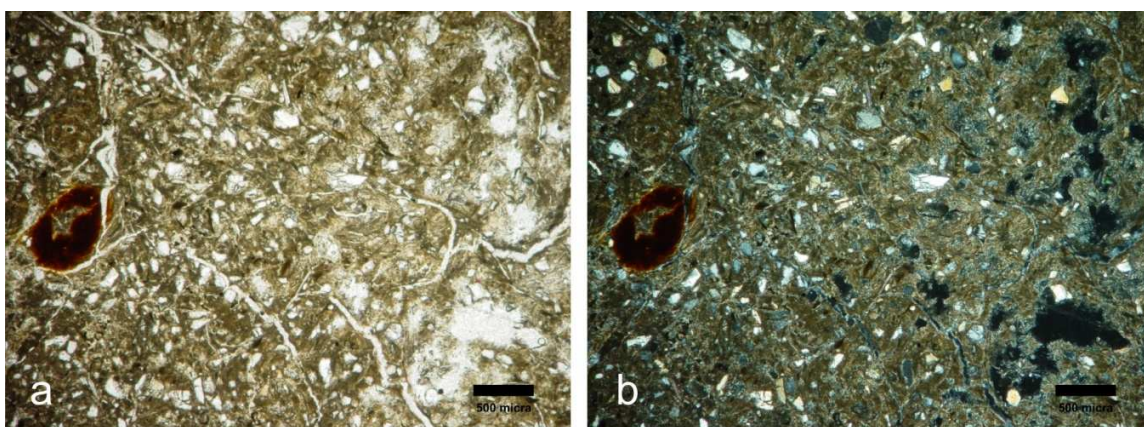


*Figura 43 – a) distribuição c/f gefúrica a porfírica na lâmina VN05, desenvolvimento de poros planares que delimitam agregados (PPL). b) mesma foto em XPL, nota-se a moderada orientação do plasma em torno dos poros de contração e expansão. c e d) lâmina P1N09, distribuição c/f porfírica aberta, trama do plasma silassépica com domínios inssépicas a mossépicas, com desenvolvimento de estrutura pedogenética incipiente representada por poros planares.*





*Figura 44 – a) lâmina P2N13, em PPL, com cavidade interconectada a canais. São observadas outras câmaras ao longo da trama dendrítica destes poros; b) em XPL é possível observar a trama do plasma orientada em domínios complexos de microagregados e nódulos sesquioxídicos.*



*Figura 45 – a) lâmina VN16 em PPL; b) mesma lâmina em XPL, canais com entrocamentos complexos, nota-se a seção radial interpretada como marca de raiz, preenchida por hidróxidos e óxidos de ferro.*

Quanto ao tamanho, foram encontrados macroporos ( $>75$  micra) em densidade menor geralmente na forma de vazios, cavidades e canais complexos, mesoporos (entre 75 e 30 micra) de canais tortuosos ou poros planares com essa espessura e microporos (entre 30 e 5 micra) de vazios. Quanto à gênese podem ser classificados como litoporos, pedoporos e bioporos. O encadeamento destas estruturas e suas relações complexas, puderam revelar diversos aspectos de alteração, como a sobreposição de intemperismo, processos biológicos e paleopedogenéticos.

Dentre os tipos genéticos de poros encontrados, pedoporos e bioporos são de certa forma, de ocorrência restrita à zona vadosa, tratando-se desses sistemas continentais terrestres. A atividade biológica é mais tolerante em áreas com grande oferta de oxigênio, improváveis abaixo do nível freático. Litoporos, frequentes nas lâminas da fácies Sh e Sm, podem ser apenas relacionados aos poros de empacotamento e com limitações a vazios, formados pelo empilhamento de sedimento em processos sedimentares relacionados a fluxos trativos arenosos, conjugados ou não com agregados de argila detrítica floculada possivelmente transportados como carga de fundo (*cf.* Brewer, 1964), ou intercalados à decantação de finos por diminuição na velocidade dos fluxos.

Os poros planares são formados por processos de expansão e contração, portanto indicadores de desenvolvimento pedogenético relacionados à ocorrência das pedofácies I e II. Delimitam estruturas em rachaduras, individualizando blocos de agregados angulares a subangulares (*craze planes* de Brewer, 1964), ou representam superfícies de fricção (*joint planes* de Brewer, 1964). Os poros planares mais frequentes são poros planares com complexa estrutura em rachaduras (*craze planes* de Brewer, 1964), causada por sucessivos ciclos de encharcamento (expansão) e ressecção (contração), aliados à alta concentração de ácidos húmicos (*cf.* Brewer, 1964). Estes poros são frequentemente observados nas lâminas com maior teor de matriz argilosa, nas fácies Fsm, Fm e lâmina VN05 (fácies Sm).

Para o desenvolvimento dessas intrincadas estruturas de expansão e contração, demanda-se um tempo na ordem de dezenas a centenas de anos, dependendo da textura, quantidade de argila e estrutura do sedimento. Deve-se ressaltar que o sedimento deve estar próximo à superfície, ou seja, as estruturas formadas por estes poros planares são típicas de desenvolvimento de pedalidade, portanto relacionadas a alterações na zona vadosa. Constantemente ocorrem obliterando outras estruturas pedogenéticas, como marcas de raízes,

sendo portanto, posteriores a estas. Dessa forma, indicam pela intensidade de ocorrência, o grau de desenvolvimento pedogenético. As lâminas das fácies Fsm e Fl e lâmina VN05 (fácies Sm) apresentaram a ocorrência fraca a moderada dessas rachaduras planares complexas, confirmando a associação destas litofácies sedimentares à pedofácies I, de menor grau de desenvolvimento paleopedogenético. As lâminas da fácies Fm apresentaram abundância dessas estruturas, confirmando o maior grau de desenvolvimento da pedofácies II.

#### 5.6.5 Componentes

Os componentes minerais do esqueleto (fração areia e silte) foram descritos no item 5.4 de análise petrográfica. Os componentes finos incluem argilominerais, óxidos e hidróxidos de Fe, que são discutidos no item de Argilominerais. Os componentes orgânicos foram identificados nas lâminas como sendo MOA misturada a óxidos de Mn e Fe.

#### 5.6.6 Fundo matricial (matriz-S)

Brewer (1964) utilizou a trama do plasma no estudo de rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados. Pela análise deste autor, sedimentos inconsolidados geralmente apresentam tramas assépicas (argilassépica e silassépica) em detrimento de sépicas, ou seja, tramas formadas pela deposição do material de origem detrítica. Porém Brewer (1964) observou que rochas sedimentares consolidadas também apresentam tramas sépicas, entretanto estas tramas estão associadas a padrões que devem atingir de forma homogênea um determinado depósito, formadas a partir da pressão unidirecional do soterramento por diagênese avançada. No caso da Formação Resende, estes padrões não podem ser definidos como homogêneos, pois não apresentam estas estruturas anisotrópicas formadas por soterramento. Pelo contrário, apresentam grandes variações, com depósitos lamosos (que seriam os mais propícios a estas alterações diagenéticas)

apresentando ora tramas assépicas típicas de depósitos inalterados, ora sépicas com padrões complexos.

Quanto às estruturas plásmicas observadas, as lâminas de distribuição c/f gefúrica (P1N06, P2N08, VN03 e VN08) têm tramas de plasma frequentemente esquelssépicas, com orientação do plasma em torno dos grãos do esqueleto, com trama inssépica pouco desenvolvida nos agregados intergranulares, e vossépica em torno de poros, ocasionalmente revestindo canais de iluviação esporádicos (figura 46).

Estas estruturas apresentam geralmente anisotropia contínua, moderada a forte, baixa birrefringência em cores de interferência do cinza de 1ª ordem ao violeta de 2ª ordem. Estas separações do plasma foram interpretadas como desenvolvidas logo após a deposição, por processos de transporte e difusão de argila iluvial em sedimentos arenosos, causados por alteração incipiente, típicos de solos aluviais.

As lâminas da fácies Fsm e Fl, de distribuição c/f porfírica, apresenta, em maior ou menor proporção, tramas do plasma argilassépicas (nas mais argilosas como VN16, VN17, P2N12) e silassépicas (nas mais siltosas como P1N09, P2N01), sempre associadas a tramas inssépicas, mossépicas e vossépicas (figura 46).

As tramas assépicas (argilassépica e silassépica) são indicadoras de depósitos sedimentares inalterados, formados por processos deposicionais nos quais a decantação de finos ou a deposição de argila floculada não promove a anisotropia dos cristalitos da fração argila (plasma) e silte. Porém estes padrões ocorrem associados a tramas mais complexas, como inssépicas (em domínios isolados), mossépicas (em mosaicos) e vossépicas (em torno de bioporos e pedoporos), que indicam processos de reorganização do material fino causados pela atividade biológica e alteração pedogenética.



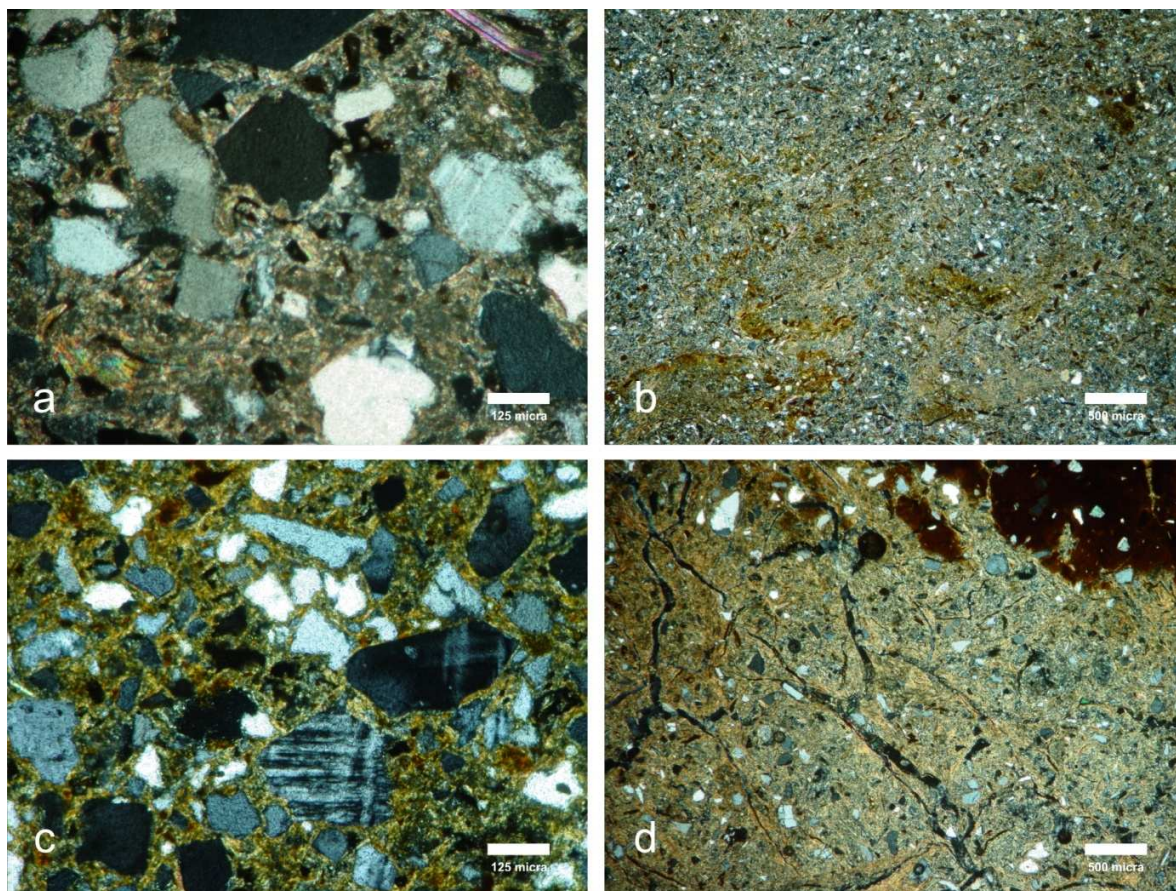


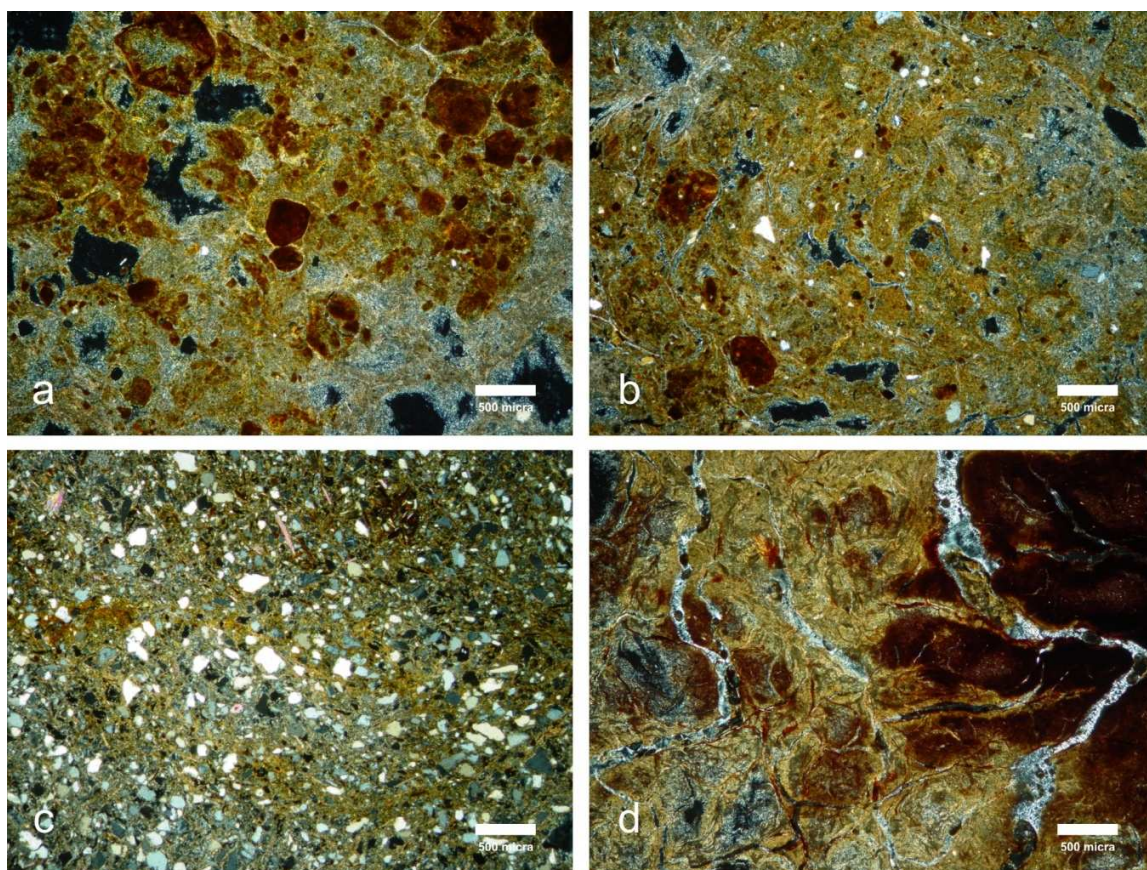
Figura 46 – a) Lâmina VN03 apresentando trama plásmica inssépica, com domínios esquelssépicos, notáveis em torno dos cristais em posição de extinção (XPL); b) lâmina P2N04, com trama do plasma mossépica a omnissépica com domínios inalterados silassépicos (XPL); c) lâmina P1N01, lamito arcosiano com trama esquelssépica em torno dos cristais do esqueleto, geminação tartan de microclina e fragmentos menores de quartzo em cores de interferência esbranquiçadas (XPL); d) lâmina VN18, apresentando trama vossépica em torno de poros planares com superfícies de fricção e canais dendríticos ramificados (XPL).

As lâminas que apresentam a transição entre tramas do plasma associadas simplesmente a processos de deposição sedimentar (argilassépicas e silassépicas) e tramas indicadoras de processos de reorganização causada por pedogênese (inssépicas, mossépicas e vossépicas) se relacionam com a pedofácies I, de menor grau de desenvolvimento pedogenético.

Nas lâminas mais argilosas da fácies Fm (P2N13, P2N15, VN18, VN23), apresentadas na figura 47, assim como em menor intensidade nas lâminas P1N01 e P2N17 da fácies Fsm, os



padrões de trama do plasma revelaram-se mais complexos e intrincados, variando entre padrões massépicos, omniissépicos, vossépicos.



*Figura 47 – a) Lâmina P2N15, em XPL, argilito exibindo trama do plasma complexa em torno de microagregados e nódulos de ferro recobertos por finos cutãs de iluviação de argila. b) P2N13, padrão mossépico a omniissépic no argilito de estrutura em blocos (XPL); c) lâmina P2N17, textura siltosa com segregações de plasma de forte anisotropia (XPL); d) lâmina VN23, microagregados obliterados por poros planares, que exibem uma trama de pequenas marcas de raízes preenchidas por hematita. Trama omniissépic (XPL).*

A origem destas separações complexas e abundantes de plasma foi atribuída a processos de pedogênese mais acentuada em intervalos relativamente longos de estabilidade, quando a taxa de sedimentação se tornava pequena, permitindo uma alteração marcante no sedimento. Estas tramas indicam um maior grau de desenvolvimento pedogenético relacionadas à pedofácies II,

com exceção da lâmina P1N01 interpretada como pedofácies I, devido à menor intensidade de ocorrência desse indicador e também por atributos redoximórficos.

Segundo a hipótese desse trabalho, os processos pedogenéticos foram instaurados imediatamente e progressivamente após a deposição dos sucessivos depósitos sedimentares, ao longo de períodos de quiescência. Dessa maneira, paleossolos encontram-se intercalados a camadas e estratos com padrões de trama mais simples, de sedimentos pouco alterados.

#### 5.6.7 Caracteres pedológicos (pedocaracteres)

Os caracteres pedológicos encontrados nas lâminas podem ser divididos em texturais, de depleção, criptocristalinos ou amorfos, e excrementos. Para que fossem quantificados, estes caracteres foram contabilizados durante a contagem de pontos na análise petrográfica (figuras 48 e 49).

A ocorrência destes pedocaracteres não está associada a nenhum tipo específico de sedimento, ou seja, não tem relação com a granulometria do material parental sedimentar que os contêm, porém a distribuição das maiores porcentagens tende a ser associada a lâminas de granulometria mais fina. Isto se deve apenas ao fato de que os ambientes de menor energia, onde se depositam sedimentos de granulometria mais fina, são os lugares naturalmente mais propícios à formação de solos. Os pedocaracteres podem virtualmente ocupar qualquer tipo de material parental nesta sequência sedimentar, dos mais grossos e conglomeráticos aos mais finos.

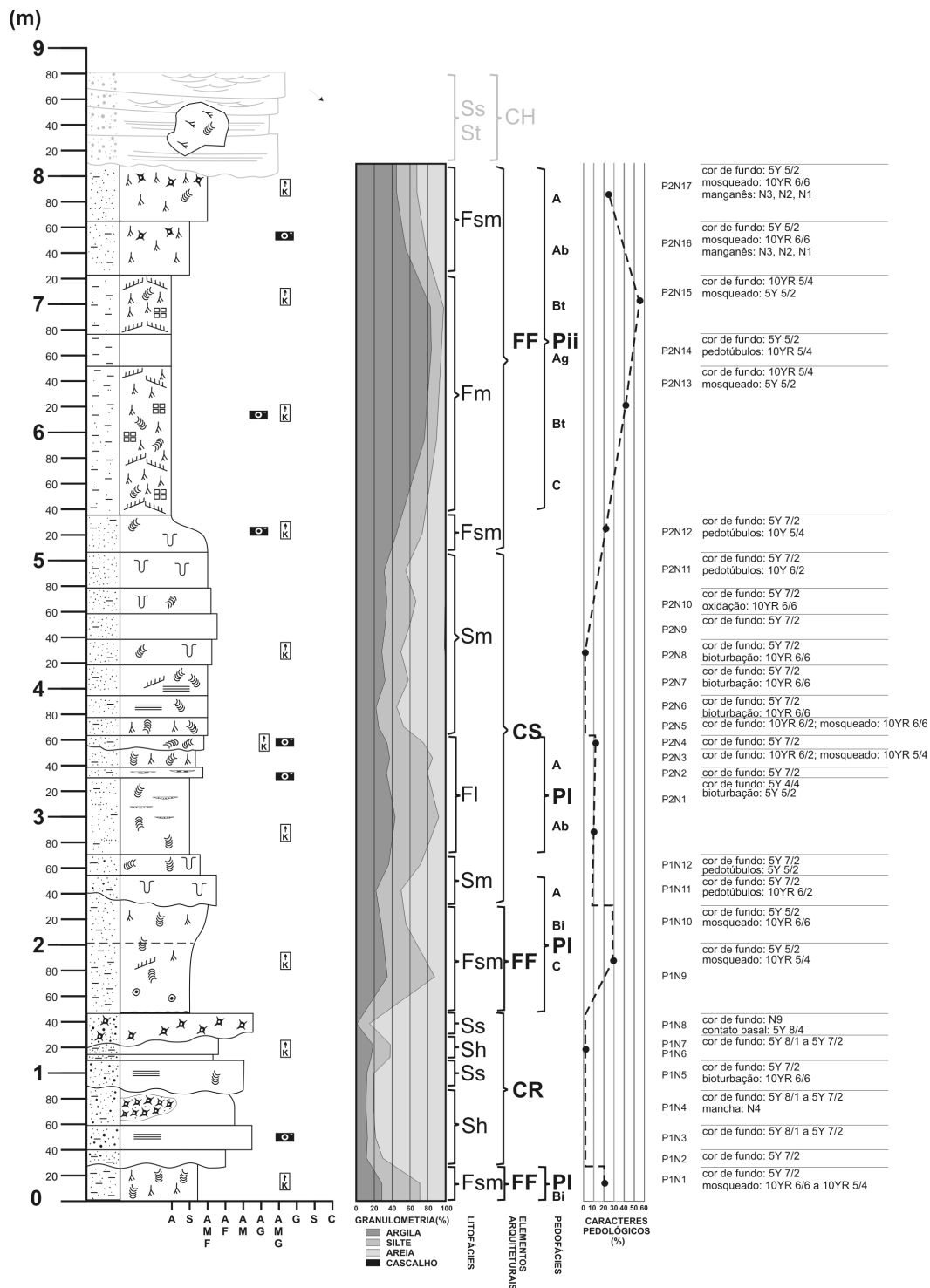


Figura 48 – Perfil sedimentológico Ponte dos Arcos com perfil com granulometria, litofácies, pedofácies e porcentagem de pedocaracteres.

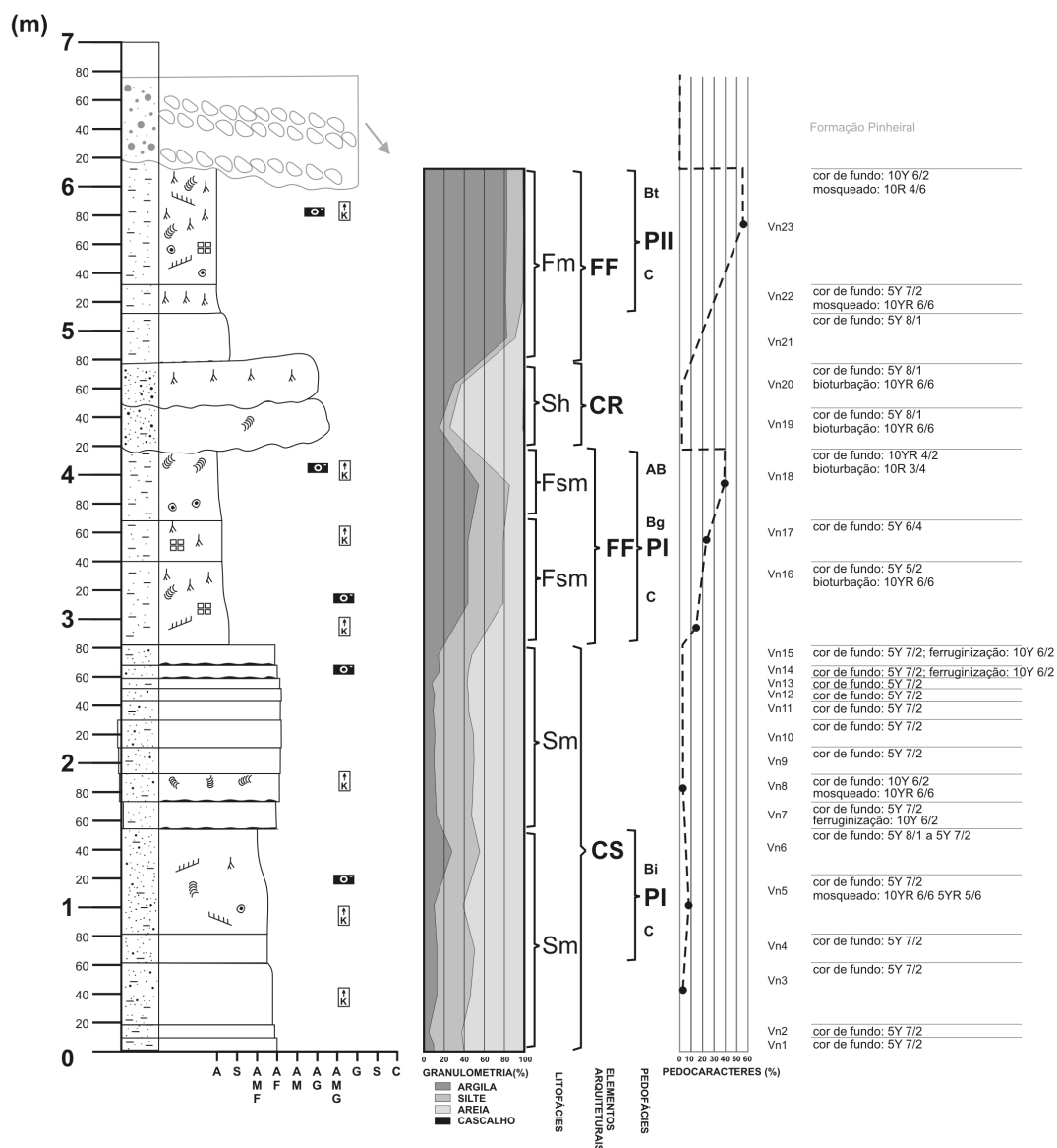


Figura 49 – Perfil sedimentológico Rodovia do Contorno com perfil com granulometria, litofácies, pedofácies e porcentagem de pedocaracteres.

O aumento das porcentagens de pedocaracteres, ao longo dos dois perfis de estudo, auxiliou na definição das quebras na sobreposição dos ciclos de granodecrescência ascendente, apresentando uma relação inversa à diminuição de energia destes ambientes de sedimentação. Dessa forma, as maiores porcentagens de pedocaracteres, que são indicadoras da pedofácies II, encontram-se nas lâminas de textura argilosa das fácies Fm (P2N13, P2N15 e VN23). As lâminas

de textura equilibrada entre areia e finos, classificadas como fácies Fsm e Fl, e algumas com textura mais arenosa (VN05 e P1N12) apresentaram menores valores de pedocaracteres, relacionados ao menor grau de desenvolvimento pedogenético da pedofácies I.

#### a) Cutãs

Os cutãs formados por iluviação (figura 50) ou infiltração mecânica do plasma são filmes de argila pura ou tingida por sesquióxidos, com diferentes graus de anisotropia. Estão sempre relacionadas a condutos de poros, revestindo-os parcialmente ou preenchendo-os completamente, e são classificados conforme a composição e estrutura.

Os mais frequentes são argilãs (cutãs de argila pura) e ferriargilãs (cutãs de argila e óxidos ou hidróxidos de ferro), observados em todas as lâminas. A ocorrência mesmo que esporádica desta estrutura pode ser considerada como indício de processos de iluviação (*cf.* Brewer, 1964).

A ocorrência de cutãs de iluviação nas lâminas mais arenosas reforça a confirmação de que estes depósitos sedimentares estavam, logo após a deposição, sujeitos a alterações pedogenéticas, mesmo que iniciais ou incipientes.

Os cutãs de difusão, neocutãs e quasicutãs (neoferrãs e quasiferrãs), apresentam-se em forma de revestimentos adjacentes às estruturas ou superfícies, formados por difusão e precipitação, associados ou não a canais e poros planares. A redistribuição de óxidos de Fe, no caso das lâminas analisadas, é governada por processos redoximófico através da interação da água superficial ou meteórica e da água subterrânea, típicos da zona vadosa.

Os cutãs podem ser também obliterados, fissurados ou fragmentados por deformação mecânica, cortadas por poros planares de expansão e contração ou por bioturbação. Neste caso, testemunham a sobreposição de processos relacionados ao desenvolvimento de pedalidade.



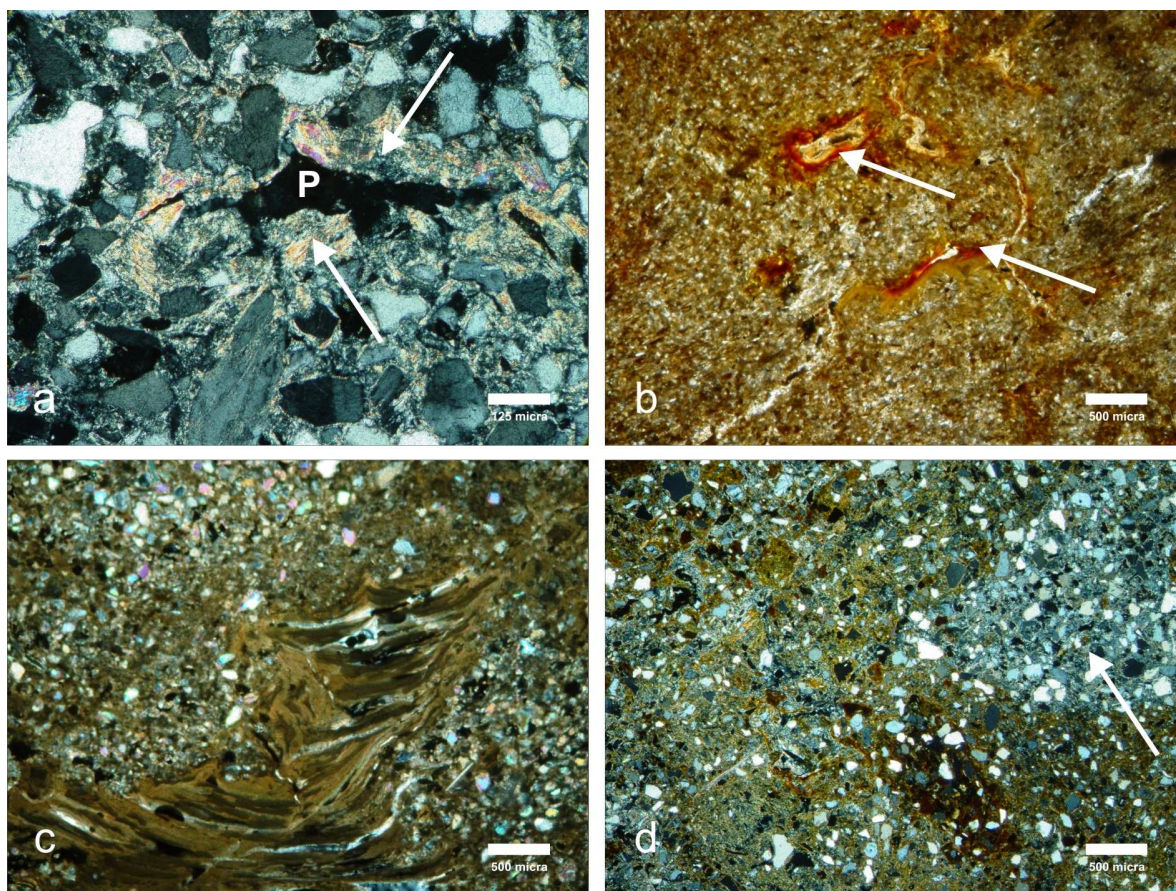


Figura 50 – a) Lâmina P1N06, em XPL, apresentando cutã de iluviação de argila (setas) revestindo poro de canal intergranular (P). Note as cores de interferência do amarelo de 1ª ordem ao violeta de 2; b) lâmina P2N01, cutãs de iluviação preenchendo canais radiculares (setas), revestidos ainda por neocutãs de hematita e goethita (XPL); c) lâmina P2N12, em XPL, exibindo cutã complexo (organomangãs e argilãs intercalados) de infiltração mecânica de argila (iluviação); d) halo de depleção na lâmina P1N01(neoalbã, indicado pela seta) de lixiviação de óxidos e hidróxidos de ferro, enriquecido com cristais de maior granulometria pela migração vertical do material mais fino (XPL).

Nas lâminas, a maior concentração destas estruturas ocorre adjacente a canais, poros planares, superfícies de fricção e grãos do esqueleto (neomangãs e neoferrãs geralmente). Preenchimento de organomangãs (cutãs de Mn e MOA) e sesquãs (cutãs de transporte ou difusão de sesquióxidos) em cavidades, canais, poros planares ou imersos na matriz tem diversas interpretações que serão devidamente retomadas na discussão.

Os cutãs de tensão associados a poros planares (lâminas P2N12, P2N13, P2N15, VN05, VN18 e VN23) foram formados em sucessivos ciclos de umedecimento e ressecção do material,

que delimitam agregados (*peds*) ou superfícies de fricção. Os cutãs de tensão representados por orientações do plasma adjacentes às superfícies dos cristais ou grãos do esqueleto, comuns em lâminas das fácies Sh e Sm (P1N06, P2N08, VN03 e VN08), têm menor expressão e foram interpretados como sendo formados por um processo menos intenso e duradouro de ressecção simples, anterior ao rápido sepultamento do sedimento pouco alterado. O processo de formação destas estruturas foi anteriormente discutido no item de porosidade. Estas estruturas são observadas geralmente obliterando todas as outras, portanto devem ser tratadas *a priori* como representativas do último evento de transformação paleopedogenética.

#### b) Depleção

Os halos de depleção são estruturas úteis, junto aos halos glebulares, para o entendimento dos processos redoximórficos e paleo-hidrológicos atuantes neste sistema deposicional fluvial, presentes nas lâminas P1N01 (figura 50d), P2N13, P2N15, P2N17, VN23.

Os halos de depleção podem ocorrer como seções circulares concêntricas, ou alongadas, de cor cinza transparente, onde todo ferro foi reduzido, migrando lateralmente e verticalmente. Algumas dessas seções assemelham-se claramente a córtices radiais de raízes que sofreram decaimento e foram preenchidas por areia muito fina. Outras aparecem em seções alongadas e ramificadas em padrões dendríticos complexos.

Em todos os casos, a precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, em forma de nódulos convolutos (figura 51) ou halos glebulares, acontece a alguma distância dos canais, por vezes finos e tortuosos, conforme Pipujol & Buurman (1994) e Kraus (2006).

#### c) Amorfo e criptocristalino (Glébulas)

Os caracteres amorfo e criptocristalino mais observados são: nódulos convolutos (figura 51) ou circulares, interpretados como halos glebulares (lâminas P2N01, P1N9, VN18, VN23, VN16, VN23), nucleados ou interpolados ocasionalmente por finas rizoconcreções de goethita, hematita e óxidos de manganês; nódulos férricos, ameboidais a circulares, de composição sesquioxídica (P1N01, P2N13, P2N15, VN18); acumulações manganésíferas no interior de halos de depleção radiais (P2N17); microagregados de MOA e Mn, imersos no fundo matricial (matriz-S) ou em contato com grãos do esqueleto (lâminas P1N06, P2N08, VN03 e VN08). Não foram encontradas concreções *stricto sensu* nas lâminas analisadas, por não possuírem estrutura concêntrica.

Estas estruturas confirmaram as observações macroscópicas, da existência de diferentes regimes paleo-hidrológicos concomitantes à alteração dos depósitos. Somadas a outros atributos, auxiliaram na classificação das pedofácies I e II. Estes processos encontram-se detalhados nas discussões desse trabalho.

#### d) Pápulas

As pápulas representam o retrabalhamento do material cutânico e de pseudomorfo indicando, por sobreposição, mais de uma fase de alteração. Por esse fato associam-se, com exceção da lâmina P1N01, à pedofácies II, de maior grau de desenvolvimento pedogenético.

Estas estruturas podem ser encontradas em algumas lâminas, interpretadas ora como fragmentos de cutãs (argilãs ou ferriargilãs), ora como minerais primários pseudomorfizados a argilominerais e óxidos ou hidróxidos de ferro, observados nas lâminas P1N01, P2N13 P2N15.



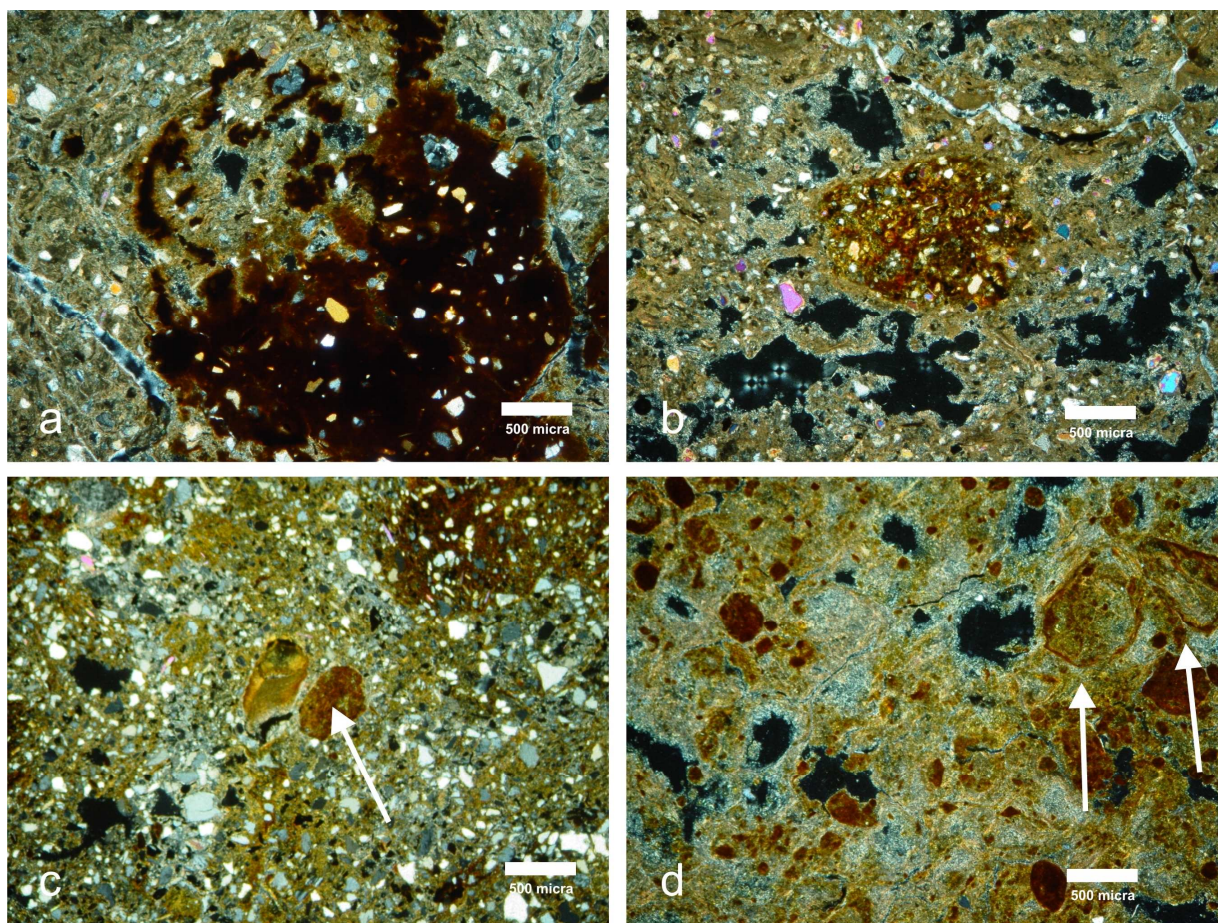


Figura 51 – a) Nódulo convoluto de goethita provavelmente representando a seção radial de uma marca de bioturbação ou raiz, lâmina VN18 (XPL). b) lâmina P2N12, em XPL, nódulo típico no interior de um agregado (limitado pelo poro planar logo acima), indicando vários ciclos de segregação de ferro de dentro para fora dos peds; c) lâmina P1N01, em XPL, seta indicando pápulas por retrabalhamento de cutã com argila orientada e nódulo retrabalhado; d) pápulas de pseudomorfo (setas) na lâmina P2N15, circundados por óxidos de ferro.

#### e) Pedotúbulos

Os pedotúbulos (figura 52) foram encontrados nas lâminas P1N01 (granotúbulo, preenchido por grãos), P2N4 (estriotúbulo, em forma de meniscos concêntricos) e VN5 (isotúbulo, preenchido com plasma ou material fino isotrópico), milimétricos a submilimétricos, preenchidos por material advindo de camadas sobrejacentes.



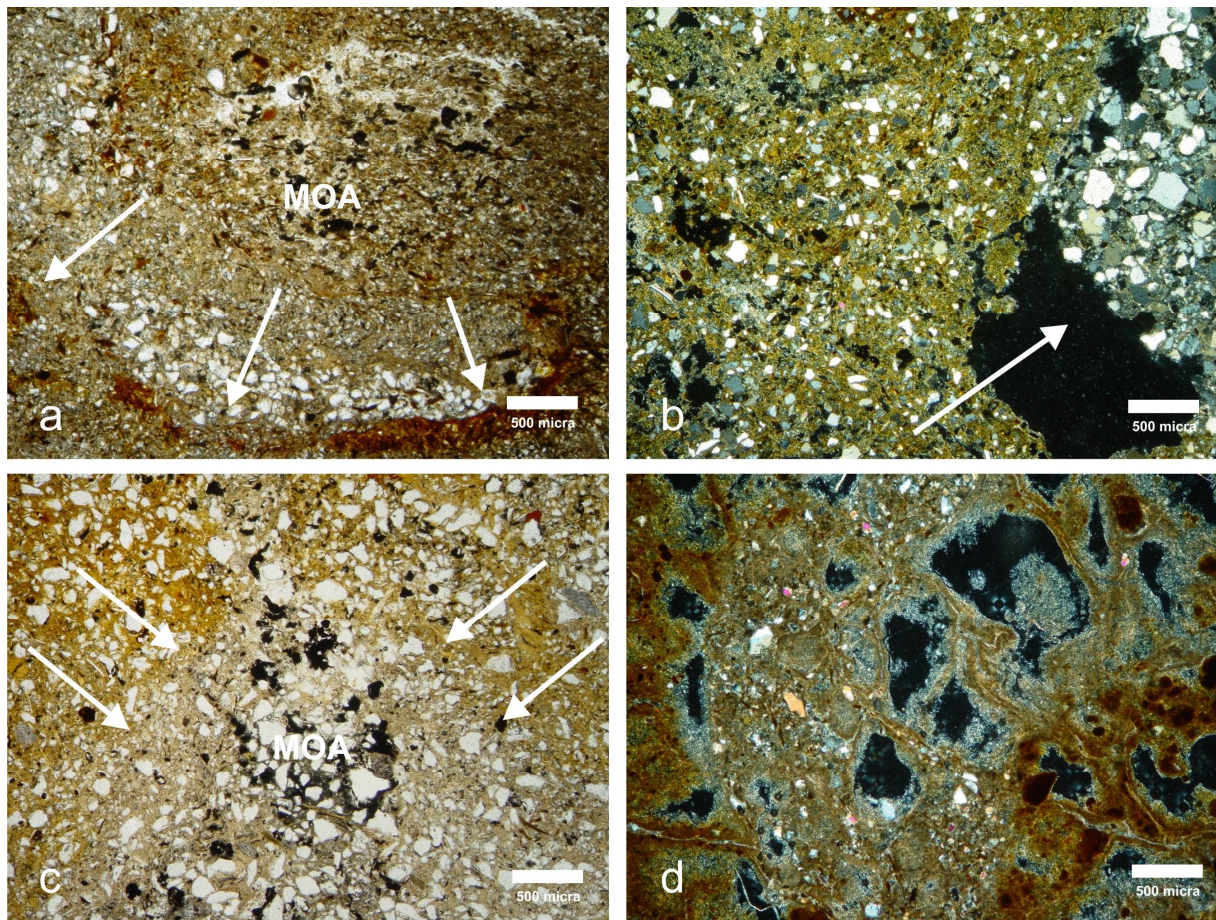


Figura 52 – a) Lâmina P2N04, estriótubo, representado por menisco de icnofóssil revestido por neoferrãs, ou quasiferrãs de goethita e hematita, grande concentração de MOA nucleando a estrutura; b) granotúbulo na lâmina P1N01, obliterando a matriz original indicando processos de oxidação anteriores à bioturbação; c) halo de depleção na lâmina P2N17 interpretado como marca de raiz com rizoconcreção de MOA preservada no interior do conduto (PPL); d) lâmina P2N13, halo de depleção radial preenchida por cristais mais grossos, contrastando com a matriz fina do entorno.

A ocorrência macroscópica de pedotúbulos estende-se a outros níveis, principalmente relacionados à pedofácies II, porém não foram encontrados nas lâminas representativas (P2N13, P2N15, VN23).

Estas estruturas representam icnofósseis de fauna e mais raramente de raízes, também observados macroscopicamente. Obliteram a trama original das lâminas e outras estruturas de bioturbação, e associam-se geralmente a impregnações sesquioxídicas.

#### 5.6.8 Aspectos micromorfológicos das fácies Sh e Sm

A única amostra indeformada da fácies Sh foi retirada da camada P1N06 na bacia de Resende, já amostras indeformadas da fácies Sm são representadas pelas lâminas P2N08, VN03, VN05 e VN08.

Os caracteres pedogenéticos, encontrados em baixa proporção nestas fácies, são basicamente cutãs de iluviação de argila (figura 53), argilãs em sua maior parte, e neoferrãs revestindo cavidades, clastos e canais tortuosos, interpretados como esparsas marcas de raízes (às vezes, sob forma de microagregados de MOA e Mn). Os poros planares são encontrados raramente, apenas na lâmina VN05. Sinais de oxidação raros e superfícies de ferruginização, observados em campo e da mesma forma nas lâminas e nos difratogramas de raios-X (traços de goethita e lepidocrocita), indicam, provavelmente, que o nível freático acompanhava relativamente a rápida deposição nestas fácies. A matriz argilosa foi interpretada como epimatriz, dada a trama esquelssépica contínua, na maior parte dessas lâminas, com participação pequena de protomatriz, neste caso agregados de argila floculada transportados junto com areia por tração como carga de fundo (Brewer, 1964).

A contagem de pontos da análise petrográfica demonstra que entre VN03 e VN05 há um aumento na porcentagem de matriz associado ao aumento da relação Q/F, e o aumento significativo dos pedocaracteres. A lâmina VN05 (figura 53 a e b) apresenta pedotúbulo, rizoconcreções e fornece evidências de que estas alterações pedogenéticas foram também obliteradas pelo desenvolvimento de uma estrutura em blocos angulares, limitadas por planos em rachaduras complexas, resultado da expansão e contração do solo de composição esmetctítica (*c.f.* Brewer, 1964). Estas complexas rachaduras de tensão são limitadas por superfícies cutânicas (óxidos de Mn e Fe no caso das lâminas), primordiais ao reconhecimento dos *peds* ou agregados (Retallack, 2001).



A formação destas estruturas (*peds*) deve ser atribuída a condições desconfinadas próximas à superfície (Sabou, 2005), influenciadas pela proporção de esmectita no sedimento, sendo interpretadas como indicadoras ou relíquias do paleossolo incipiente formado sobre um depósito de leque de arrombamento da fácies Sm. Não foram observados vestígios de recristalização de minerais e de porosidade secundárias devido à diagênese avançada, nem sinais da obliteração das estruturas pedogenéticas, da matriz ou dos clastos do arcabouço (*cf.* Retallack, 1991).

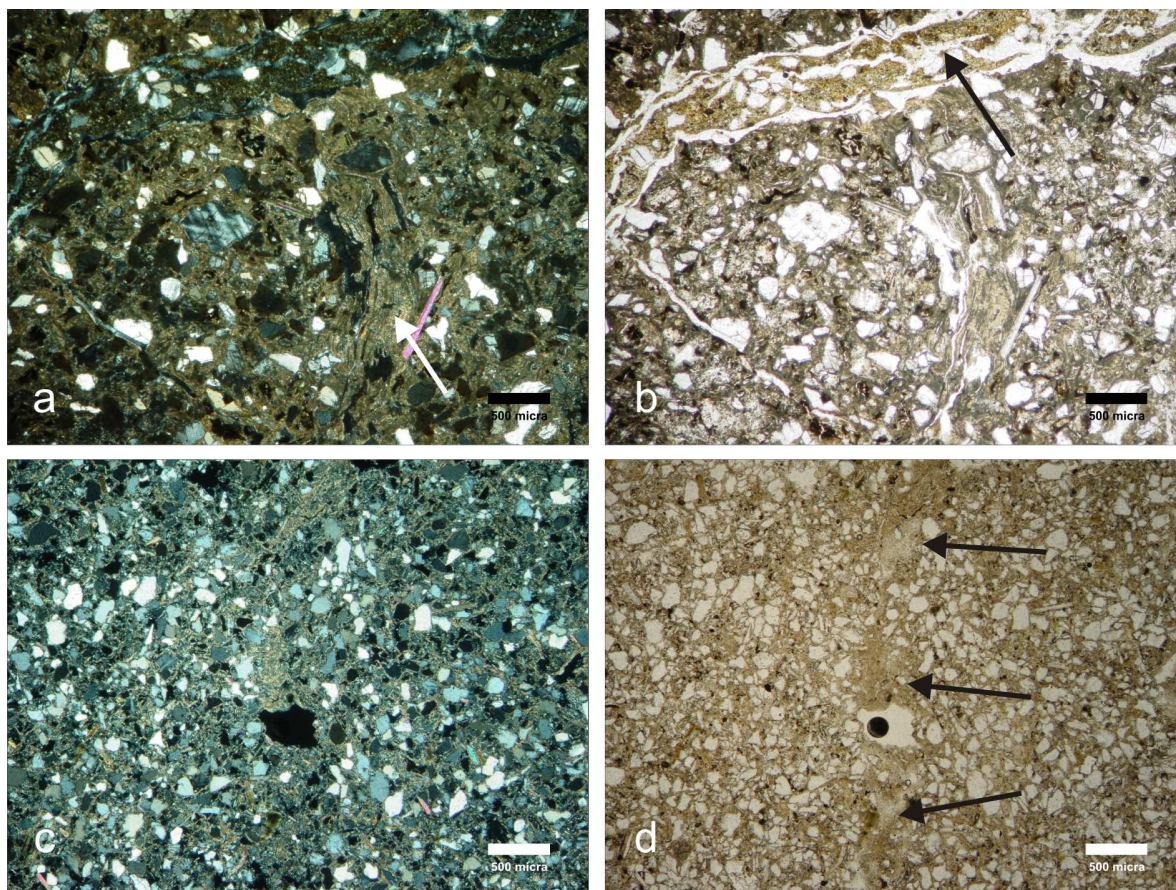


Figura 53 – a) Lâmina VN05, em XPL, cutãs de argila iluvial apresentando forte anisotropia no centro próximo ao cristal alongado de muscovita, com poro planar de delimitação de agregado cortando a estrutura da matriz; b) mesma foto em PPL evidenciando um pedotúbulo (isotúbulo) com alguma segregação de hidróxidos de Fe, obliterando a estrutura da lâmina, comprovando alteração e processos de iluviação anterior à bioturbação; c e d) lâmina P2N08 (XPL, PPL) com estrutura completamente obliterada por separações do plasma resultantes de canais de bioturbação.

Os poros dos solos são geralmente alterados nas margens com halos de oxidação ou filmes de argila, como observados nas lâminas. As rachaduras de tensão (*craze planes*) são interpretadas como último evento de alteração nestas fácies.

E, ainda, a maior parte dos pseudomorfos apresenta alteração, ou neomorfismo contínuo, com trama plásmica da matriz circundante, e em alguns casos é possível verificar se a alteração foi concomitante às pedoturbações, através da fragmentação, poros e canais, e cristais de feldspatos que já estavam parcialmente alterados (*c.f.* Retallack, 1991).

#### 5.6.9 Aspectos micromorfológicos das fácies Fl, Fsm e Fm

A fácies Fl é representada pelas lâminas P2N01 e P2N04. As lâminas P1N01, P1N09, P2N12, VN16 e VN17 estão associadas à fácies Fsm. Os argilitos da fácies Fm compreendem as seções delgadas P2N13, P2N15, VN18, VN16. Em geral as lâminas da Ponte dos Arcos são mais complexas em termos de padrões de segregação de ferro, enquanto a sobreposição de processos na Rodovia do Contorno é praticamente ausente.

##### a) Ponte dos Arcos

Nas lâminas P2N01 e P2N04 (figura 54 a e b), fácies Fl da Ponte dos Arcos, são observadas evidências de iluviação de argila e obliteração das estruturas sedimentares por estriotúbulos. São abundantes as marcas de raízes e agregados de Mn e MOA. A precipitação de hematita associada à goethita, junto à características da matriz-S parcialmente rubificada, indica condições paleo-hidrológicas logo acima do lençol freático, idéia reforçada pela alta densidade de bioturbação (*c.f.* Retallack, 2001) nestes níveis, verificada no campo como também nas lâminas.

Neoferrãs de difusão imediatamente em torno das raízes e dos icnofósseis apontam para associação com pedofácies I (gleização por água subterrânea), com leve depleção difusa da

matriz, o que seria o início de uma sobreposição por pseudogleização (Pipujol & Buurman, 1994). Pelo conjunto de características, as fácies Fl devem ser as mais proximais à rede de drenagem perene.

Dentre as lâminas das fácies Fsm, observam-se caracteres pedológicos e redoximórficos distintos. As lâminas P1N09 e P2N12 (figura 54 c e d), menos complexas em termos de estruturas, apresentam: rubificação parcial da matriz; iluviação de argila na forma de cutãs compostos; gleização por água subterrânea; desenvolvimento de nódulos convolutos de halos glebulares ou quasicutãs em torno de finas raízes parcialmente preservadas. O gradiente Fe-Mn indica um movimento do interior para a superfície dos agregados; e nódulos típicos formados por vários ciclos de umedecimento e ressecção causados pelo paleonível de oscilação do lençol freático.

Há o desenvolvimento incipiente de *peds* ou agregados, limitados por cutãs de óxidos de manganês ou mangãs, que obliteram as estruturas previamente descritas. A trama do plasma indica um desenvolvimento de segregações anisotrópicas complexas, com domínios de trama mossépica a omniépica causadas por bioturbação de raízes e icnofósseis encontrados em campo e amostras de mão.

Estas estruturas permitiram interpretar esta fácies como tendo sido sujeita a alterações um pouco mais duradouras, quando comparadas à fácies Fl. Para permitir a formação destes elementos tanto em superfície quanto em subsuperfície, muito provavelmente estas alterações permaneceram por alguns ciclos sazonais.



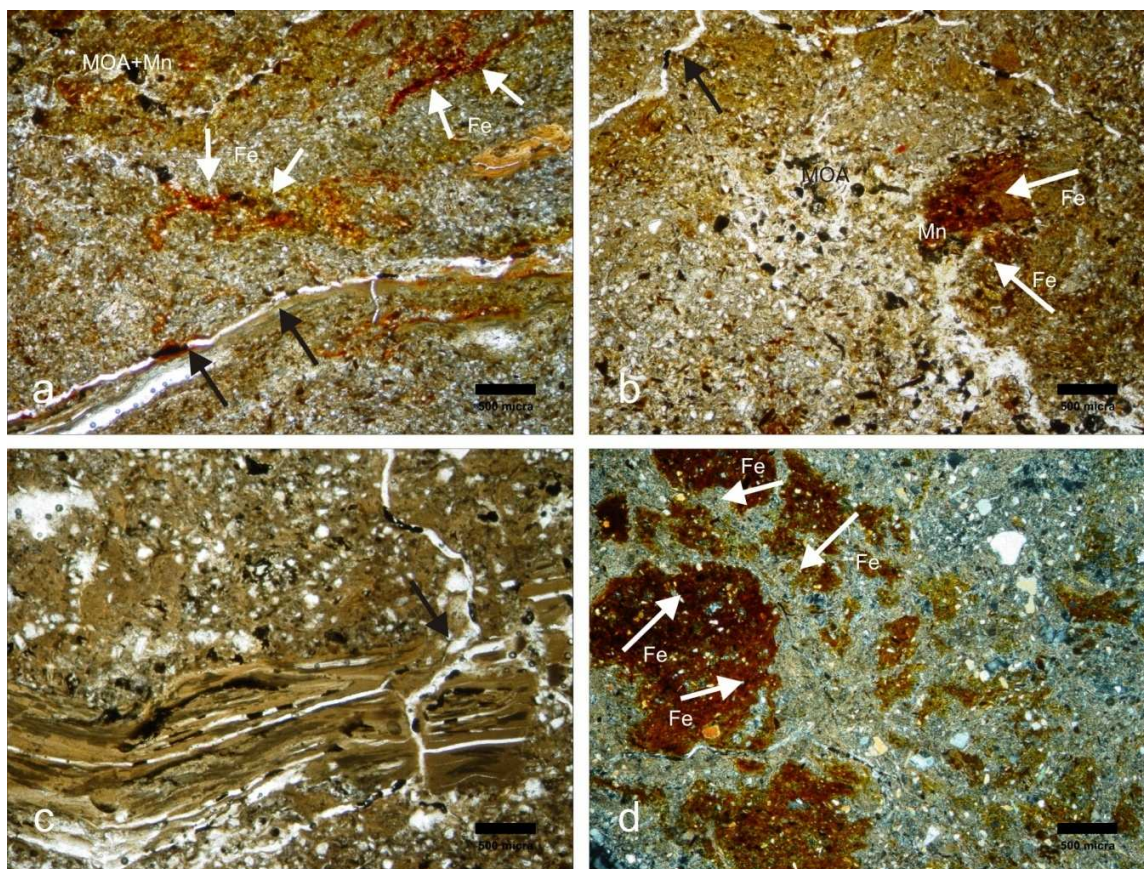


Figura 54 – a) Lâmina P1N01, fácies Fl, orientação horizontal provavelmente preservada de biotita alterada, setas brancas indicando movimento do ferro reduzido na matriz em direção a canais tortuosos de raízes com MOA e Mn, revestidos por neoferrãs de hematita, setas pretas indicam poro planar de agregado revestido por cutã e quasiferrãs de hematita (PPL); b) lâmina P2N04, bioturbação no interior do agregado (MOA no centro da imagem) com as setas brancas indicando movimento do Fe e Mn e setas pretas apontando para poros planares que delimitam agregados (PPL); c) lâmina P2N12, na base, um cutã complexo de iluviação obliterado por poro planar (seta preta) de desenvolvimento de agregados (PPL); d) lâmina P1N09, ocorrência de nódulos convolutos formados pela ação de canais tortuosos de raízes com setas brancas indicando o movimento de Fe do interior para as extremidades dos agregados pobremente desenvolvidos (XPL).

Nas lâminas P1N01 e P2N17 (figura 55 a e b), os caracteres pedológicos são mais complexos, com ciclos de gleização (pedofácies I) sobreposto por pseudogleização (pedofácies II). Entre estes caracteres, ocorrem nódulos e segregações de goethita não relacionados a poros ou agregados, interpretados como formados em uma fase de gleização anterior, provavelmente causada pela saturação de água superficial rica em matéria orgânica promovendo redução do Fe e Mn rápida do sedimento. Com a volta das condições hídricas normais, estes nódulos são afetados



pelo retrabalhamento e pela lixiação de água meteórica ocasional, com rubificação ou xantificação parcial da matriz do entorno.

Outros caracteres importantes das lâminas P1N01 e P2N17 (figura 55 a e b), que sustentam a inferência da superposição de pedofácies II sobre pedofácies I, são cutãs de iluviação de argila e lepidocrocita com fortes halos de depleção, indicando lixiviação de ferro posterior à infiltração mecânica.

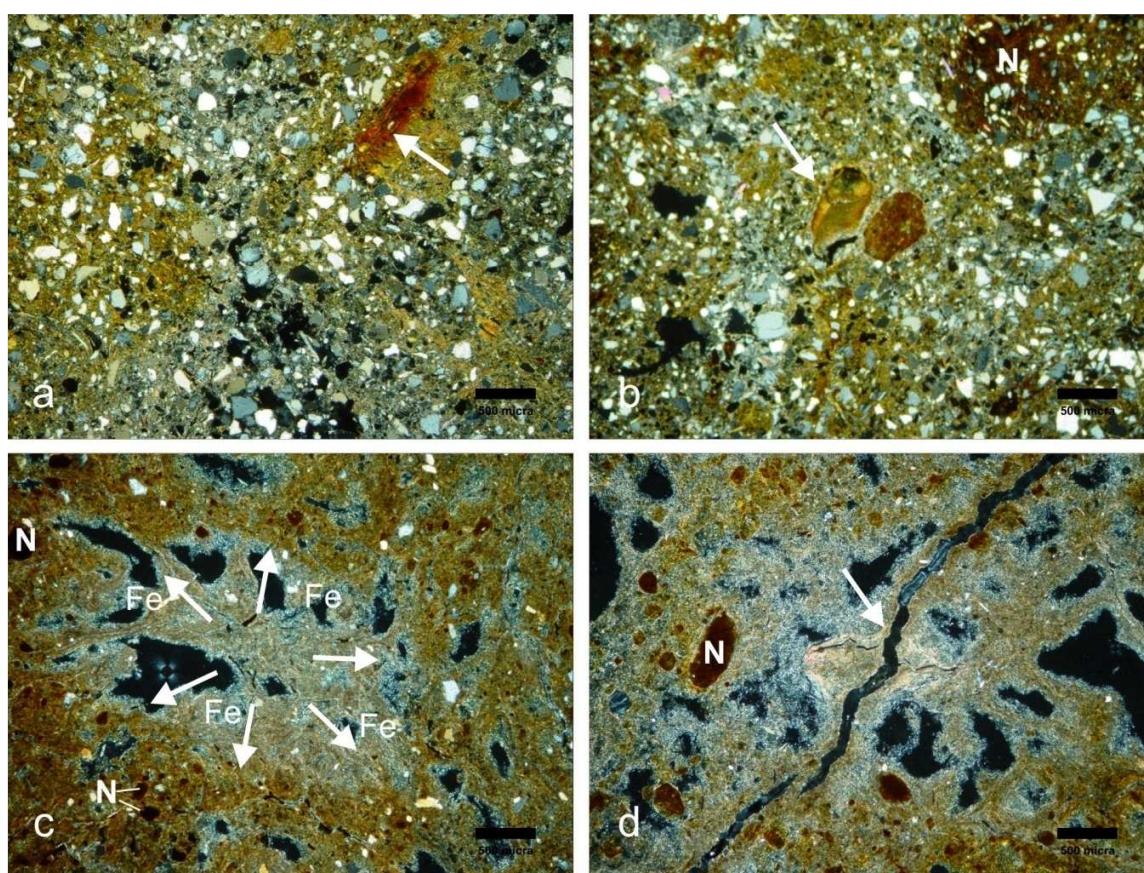


Figura 55 – a) Lâmina P2N17, fácies Fsm, duas fases sobrepostas, uma de gleização com iluviação de argilões tingidos por neoferrãs (seta branca) e outra de pseudogleização, que lixivia estes cutãs; b) lâmina P1N01, fácies Fsm, pápulas (seta) e nódulos relíquias (N) de uma fase de gleização por água subterrânea, cutãs e segregações redoximórficas retrabalhadas por pseudogleização representada pelos halos de depleção; c) lâmina P2N13, fácies Fm, halo de depleção causado por pseudogleização, reprecipitação de ferro no entorno da estrutura, setas indicam movimento do ferro do interior para as extremidades da seção da marca de raiz; d) lâmina P2N15, fácies Fm, argilã com forte anisotropia nucleando um halo de depleção, obliterado por um poro planar de agregado, revestido por cutãs de óxidos de Mn. Indica iluviação de argila anterior ao fendilhamento, portanto interpretada como paleopedogenética.

Os halos de depleção são nucleados por agregados e nuvens de óxidos de Mn e MOA e clastos de maior granulometria tingidos. São interpretados como antigos condutos de raízes e não como segregações redoximórficas, já que sob condições redutoras o Mn seria reduzido antes do Fe e lixiviado. Também não estão associados a óxidos de Fe, que sob estas condições redutoras seriam induzidos a precipitar antes do Mn. Foram interpretados como paleo-horizontes A (Kraus, 1999), devido às características da coloração amarelada provocadas pela saturação sazonal de água superficial, e maior porcentagem de areia devido à influência de processos trativos e à iluviação de argila.

Caracteres que apontam condições muito semelhantes são observados nas lâminas P2N13 e P2N15 (figura 55 c e d), porém com halos de depleção e estrutura em blocos mais desenvolvidos, e matriz rubificada por processos oxidativos. Foram interpretadas como paleo-horizontes Bt, com incremento de argila em subsuperfície herdado dos depósitos sedimentares detríticos da fácies Fm.

Entre estas duas camadas (P2N13 e P2N15), foram encontradas as marcas de raízes em forma de rizo-halos ou halos de depleção de cor cinza mais bem preservadas, exibindo nítidos neoferrãs macroscópicos de hematita que se precipitaram a milímetros de distância do conduto radicular. São processos claramente atribuídos à pseudogleização em estágio avançado, onde facilmente observa-se a densidade e a nitidez das estruturas de ramificação ou entrocamento. Em lâmina, são verificados neoalbãs (figura 55 c e d) lixiviando domínios com diversos nódulos de ferro e manganês entre estrutura em microagregados.

Estes nódulos das lâminas P2N13 e P2N15 foram interpretados parte como formados *in situ*, a partir da segregação de sesquióxidos ou fragmentos de retrabalhamento de cutãs (pápulas), e pequena proporção de nódulos transportados. Alguns apresentam gradiente Fe-Mn indicando movimento destes elementos do interior à superfície dos agregados, sendo muitos revestidos por

delgados cutãs de iluviação. Estes nódulos foram formados a partir de condições um pouco diferentes das que formaram os halos de depleção, durante vários ciclos sazonais entre períodos de seca e de precipitação intensa, sem influência do paleonível freático.

Os halos de depleção, ou rizo-halos (Retallack, 2001; Kraus & Hasiotis, 2006), devem ter sido formados depois dos processos de nodulização, contribuindo à intensificação desta pelo fornecimento de água na superfície dos agregados.

#### b) Rodovia do Contorno

Na Rodovia do Contorno, a sequência formada pelas lâminas VN16, VN17 e VN18 é composta por camadas fácies Fsm e Fm (figura 56). Estas estão afetadas por processos interpretados como de gleização por água subterrânea, com aumento de intensidade das características redoximórficas da base para o topo. A base apresenta matriz cinza, cutãs de iluviação, e nódulos sesquioxídicos esparsos associados a canais radiais de pequenas raízes, preservadas também sob forma de pequenos canais tortuosos preenchidos por organomangãs. O hidromorfismo favorece a preservação parcial *in situ* destas estruturas após o decaimento parcial da matéria orgânica causado por diagênese (Kraus, 2006). A lâmina VN17 apresenta uma superfície rubificada interpretada como uma delgada superfície de ferruginização, provavelmente logo acima do nível de oscilação freática.

Na lâmina VN18 (figura 56), foi observado um padrão de gleização influenciado pela presença de água subterrânea, classificado como pedofácies I. A presença de hematita em conjunto com a goethita denuncia condições de ressecção sazonal, com formação de halos glebulares em torno de marcas de raízes, sugerindo uma oxigenação maior no interior dos agregados.

Estas características indicam uma transição para condições um pouco mais oxidativas, talvez mais distais e menos afetadas pela dinâmica e ritmo deposicional dos depósitos de leques de arrombamento e canais fluviais (*c.f.* Kraus, 1999). Em contato erosivo, ocorre um canal marginal de arrombamento composto por duas camadas da fácies Sh, exibindo marcas de raízes em campo e grande quantidade de argila coloidal no topo do intervalo.

Processos de pseudogleização (pedofácies II) por zona de saturação (*c.f.* Bullock *et al.* 1985) são evidentes na lâmina VN23 (figura 57). Estão relacionados ao rebaixamento abrupto do nível freático e não da ação de água superficial, que deveria conferir à matriz do sedimento um aspecto mais oxidado e não a cor cinza original como foi constatado. Apresenta uma estrutura em rachaduras complexas (*craze planes*, de Brewer, 1964) obliterada por superfícies de fricção; marcas de raízes são observadas, preenchidas posteriormente por clastos de feldspatos, observados em amostras de mão.

Em lâmina, marcas de raízes encontram-se preservadas no interior de canais ou apenas com seu contramolde impresso como halos glebulares (*rizosphere* ou rizosfera conforme Vepraskas, 2001; *glebular halos* de Brewer, 1964) convolutos de hematita com grau de impregnação muito forte. As segregações de ferro preservam finos fragmentos de raízes substituídos por hematita. A trama do plasma orientada em torno dos agregados indica um intenso retrabalhamento por processos de contração e expansão, com a formação de cutãs de tensão e microagregados (*micropeds*, Brewer, 1964).



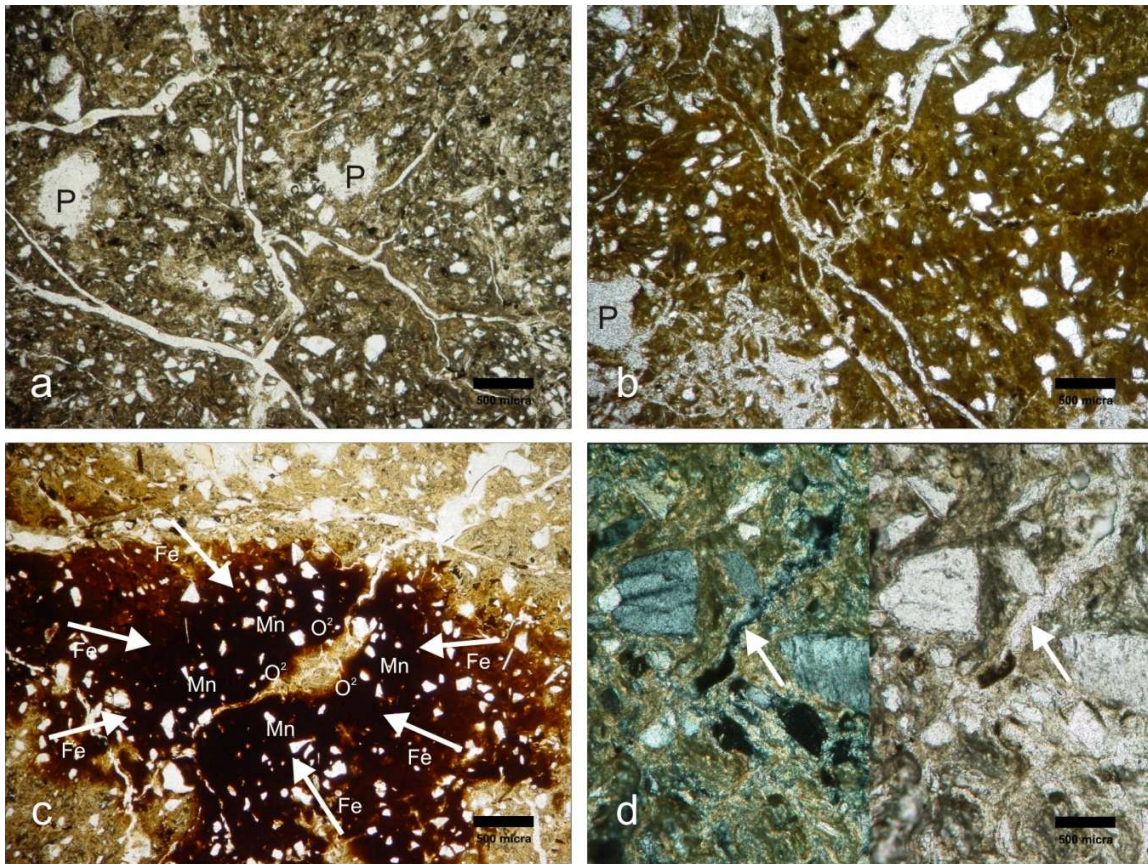
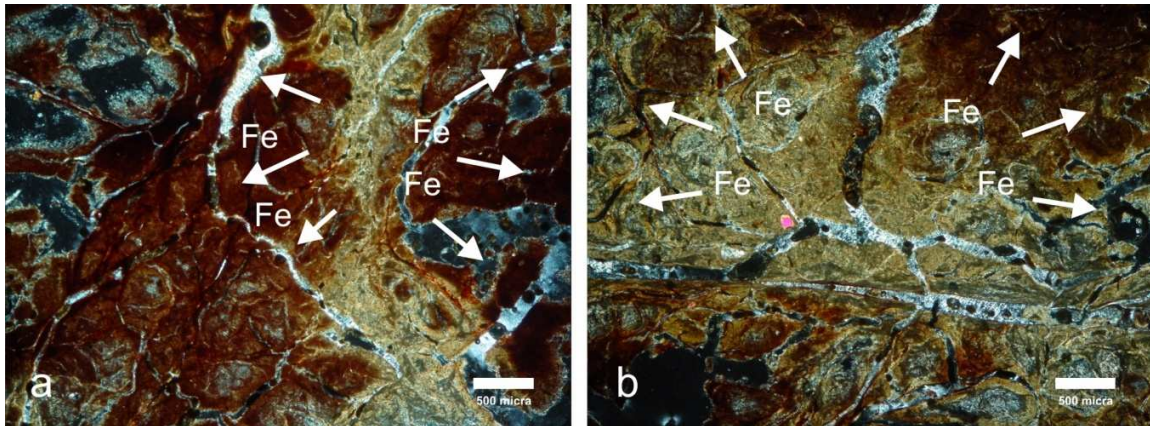


Figura 56 – a) Lâmina VN16, em PPL, fácies Fsm, estrutura em rachaduras complexas (craze planes de Brewer, 1964), vazios intrapedais e canais esparsos, estrutura interpretada como relíquia do paleossolo; b) lâmina VN17, em PPL, fácies Fsm com matriz rubificada, interpretada como superfície de ferruginização ligada ao paleonível freático, cortada por poros planares de juntas de contração e expansão; c) lâmina VN18, em PPL, fácies Fsm, processo de gleização por água subterrânea, migração do ferro ferroso (reduzido) do interior dos agregados, para áreas de maior oferta de oxigênio em torno de raízes – Mn mais móvel se precipita após o Fe; d) lâmina VN16 (XPL e PPL), canal intergranular, preenchido por MOA e Mn, obliterando cristal de K-feldspato pseudomorfizado. Isto indica um processo de deformação do grão pelo canal de atividade biológica, concomitante com neoformação de argilominerais – o processo de neoformação parece ter sido paralisado após o soterramento do material.

Estas estruturas obliteram os halos glebulares (figura 57) responsáveis pelo mosqueado e também são obliteradas por superfícies de fricção representadas por poros planares muito lisos, revestidos por quasiferrãs com isso testemunhando a redistribuição de ferro posterior à formação dos halos de hematita.



*Figura 57 – a e b) Lâmina VN23, fácies Fm. Apresenta halos de depleção em torno de marcas de raízes e poros planares, indicando condições oxidativas no interior dos agregados pelo gradiente de migração do ferro reduzido. Segregações sesquioxídicas não apresentam relação com poros planares que apenas as obliteram, sendo o fendilhamento posterior à alteração do sedimento (XPL).*

## 5.7 ANÁLISE DE ARGILOMINERAIS

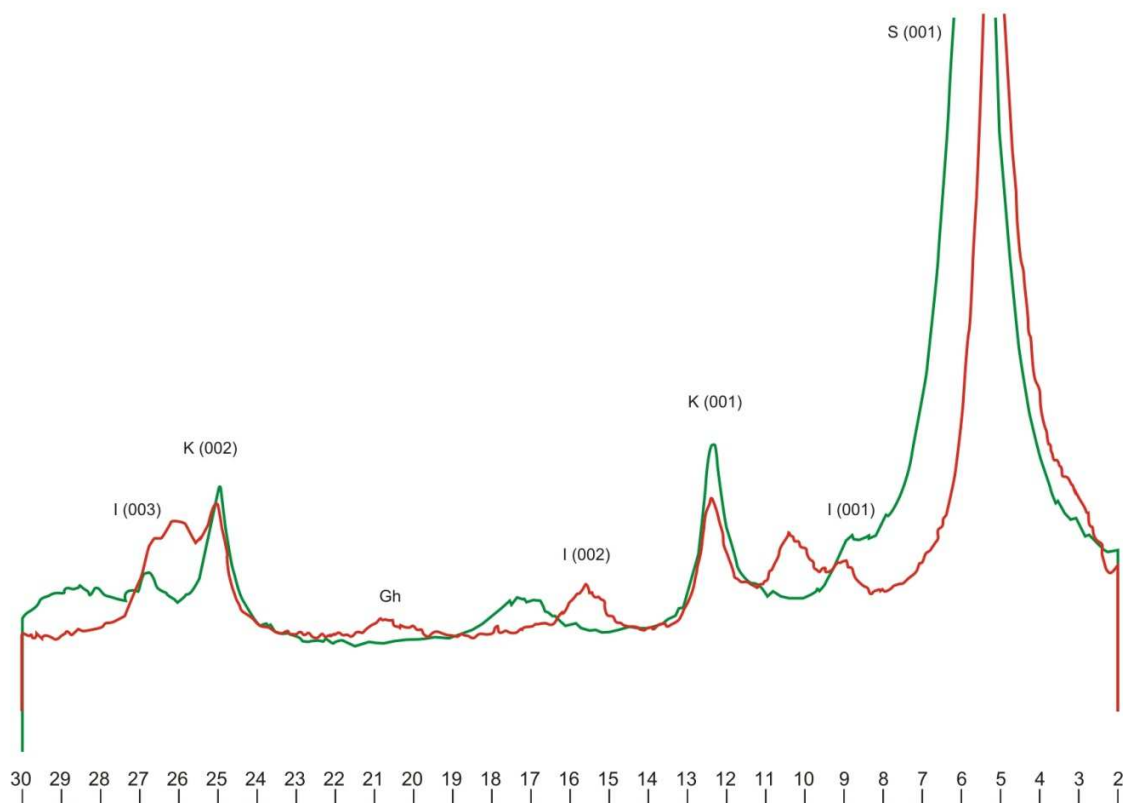
### 5.7.1 Rodovia do Contorno

Os picos de maior intensidade estão concentrados entre as distâncias interlamelares em torno de 15 angstroms, o que indica, ao longo de todo perfil, a predominância de argilominerais 2:1, do grupo das esmectitas (montmorilonita provavelmente), como pode ser visto na tabela 8.

O processo de glicolagem propicia a expansão destes argilominerais, detectada nos difratogramas (figuras 58 e 59) pelo aumento das distâncias basais para 17 angstroms entre os planos cristalográficos 001 perpendiculares ao eixo cristalográfico.

*Tabela 8 – Análise semiquantitativa de argilominerais dos difratogramas das amostras do perfil Rodovia do Contorno. Legenda: K=caulinita; I=Ilita; S=Esmectita; +++ = predominio; ++ = media presença; + = pouca presença; tr = traços; \_ = não detectado.*

<b>Amostras</b>	<b>K</b>	<b>I</b>	<b>S</b>
VN23	++	Tr	+++
VN18	++	Tr	+++
VN17	++	Tr	+++
VN16	++	Tr	+++
VN05	++	Tr	+++
VN03	++	+	+++



*Figura 58 – Difratograma da amostra VN05. Em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Esmectitas (S), caulinitas (K), Ilitas (I), Goethita (Gh).*

A caulinita é o segundo argilomineral mais abundante, presente em todas as amostras, porém em menores proporções, de acordo com a análise semi-quantitativa. Os picos de



intensidade média comportam-se de certa forma homogêneos desde a base até a porção média do perfil. O segmento superior é marcado por um aumento significativo de intensidade nos picos da caulinita, caracterizados por distância basal de 7,25 angstroms no plano cristalográfico 001, com picos secundários a 3,5 angstroms (002). Devido à baixa atividade da caulinita, os picos do difratograma não sofrem deslocamento com a glicolagem, ou seja, não existe expansão na estrutura destes filossilicatos.

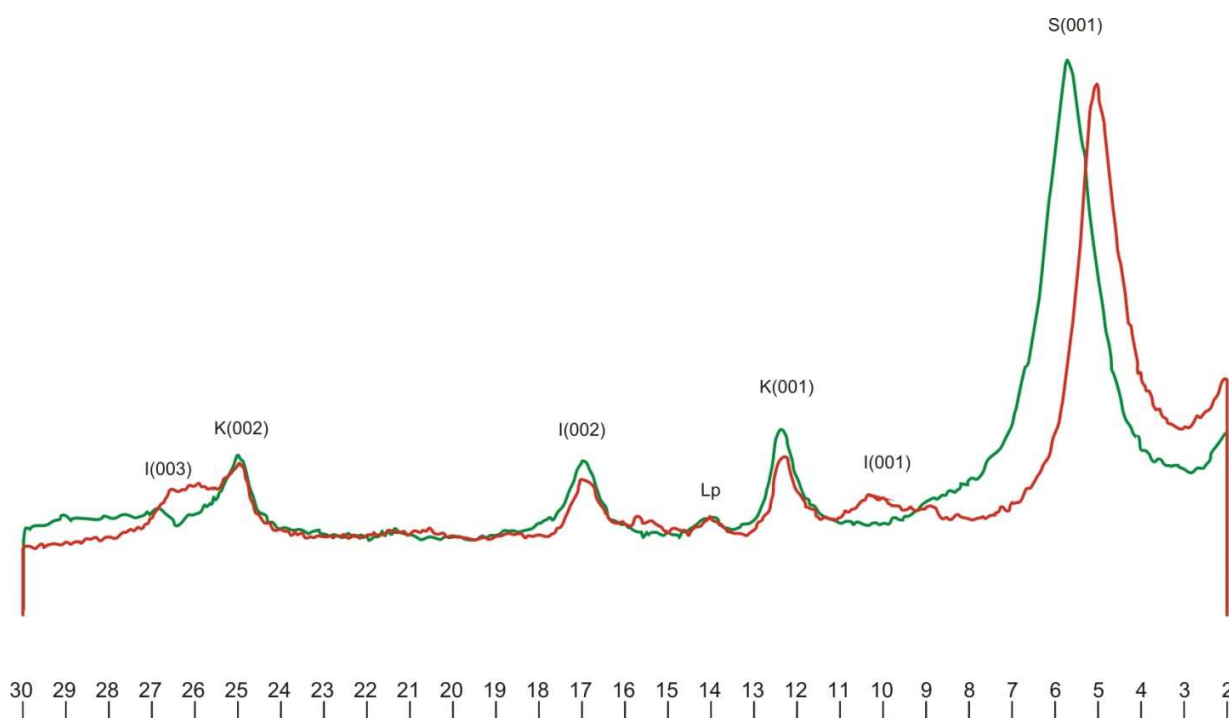


Figura 59 – Difratograma da amostra VN17. Em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Esmectitas (S), caulinitas (K), Ilitas (I), Goethita (Gh).

De acordo com a análise semi-quantitativa, a ilita ocorre em quantidades traço constantes ao longo do perfil, com picos de intensidade bastante homogêneos com exceção da base. A ilita caracteriza-se por apresentar distância interlamelar em torno de 10 angstroms no plano cristalográfico 001 e em torno de 5,2 angstroms no plano 002, que pode apresentar uma pequena

expansão, quando glicolada, para 5,7 angstrons em algumas amostras. O pico do plano cristalográfico 003 pode ser facilmente confundido com o plano 010 do quartzo, com distância basal muito semelhante.

Os hidróxidos de Fe estão representados em picos de intensidade fraca ou traços ao longo de todo perfil, sendo que a goethita apresenta maior representatividade nas amostras retiradas dos níveis VN16, VN17 e VN18. Os óxidos e hidróxidos de Fe, apesar de não terem sido detectados na maioria dos difratogramas, têm ocorrência abundante nas lâminas petrográficas. A lepidocrocita aparece com pico de intensidade fraca na amostra VN17, apesar da suspeita de sua ocorrência em outras amostras, de acordo com as lâminas, juntamente com a hematita que não foi detectada em nenhum difratograma analisado.

#### 5.7.2 Ponte dos Arcos

Os difratogramas nas amostras da Ponte dos Arcos, apresentam padrões de certa forma mais heterogêneos, com predominância de caulinita sobre a esmectita (tabela 9 e figuras 60 e 61).

*Tabela 9 – Análise semiquantitativa de argilominerais dos difratogramas das amostras do perfil Ponte dos Arcos. Legenda: K=caulinita; I=Ilita; S=Esmectita; +++ = predominio; ++ = media presença; + = pouca presença; tr = traços; \_ = não detectado.*

<b>Amostras</b>	<b>K</b>	<b>I</b>	<b>S</b>
P2N15	+++	+	+
P2N03	+++	+	+
P2N01	+++	+	++
P1N12	+++	Tr	_
P1N09	+++	+	++
P1N01	+++	Tr	++

As menores proporções de 2:1 na Ponte dos Arcos poderiam estar relacionadas aos teores significativos de argilominerais interestratificados (figura 60), identificados nas camadas que apresentaram, na descrição de campo, concreções de manganês ou matéria orgânica (figura 61). Esta ocorrência de interestratificados pode indicar uma possível interação e neoformação entre esmectitas, Mn (identificados em campo por reação positiva ao peróxido de hidrogênio) e matéria orgânica em decaimento, favorecendo o decréscimo relativo de esmectitas não estratificadas nas amostras analisadas.

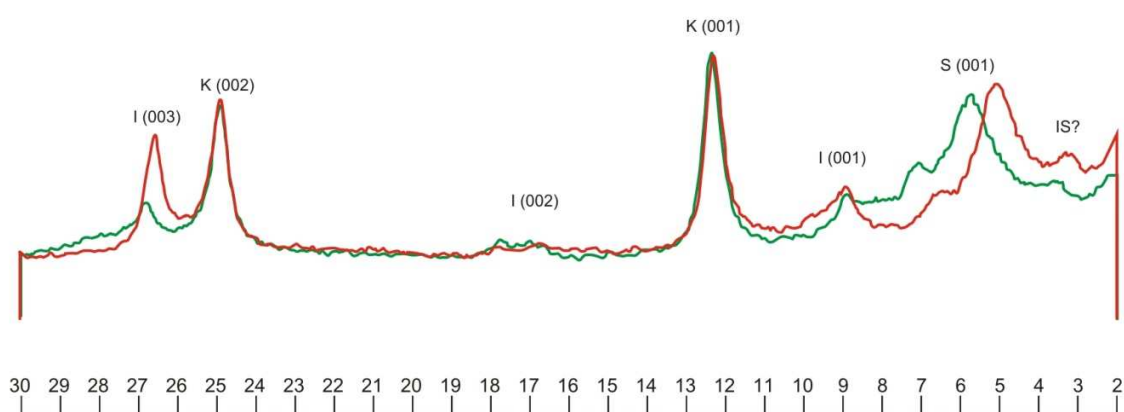


Figura 60 – Difratoograma da amostra P1N09. Em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Esmectitas (S), caulinitas (K), ilitas (I), interestratificados (IS).

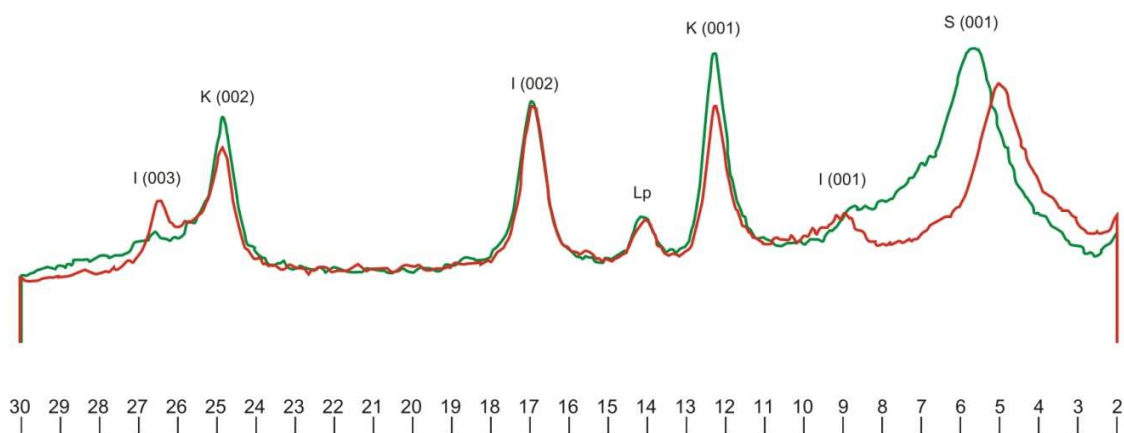


Figura 61 – Difratoograma da amostra P2N03, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Esmectitas (S), caulinitas (K), ilitas (I), lepidocrocita (Lp).

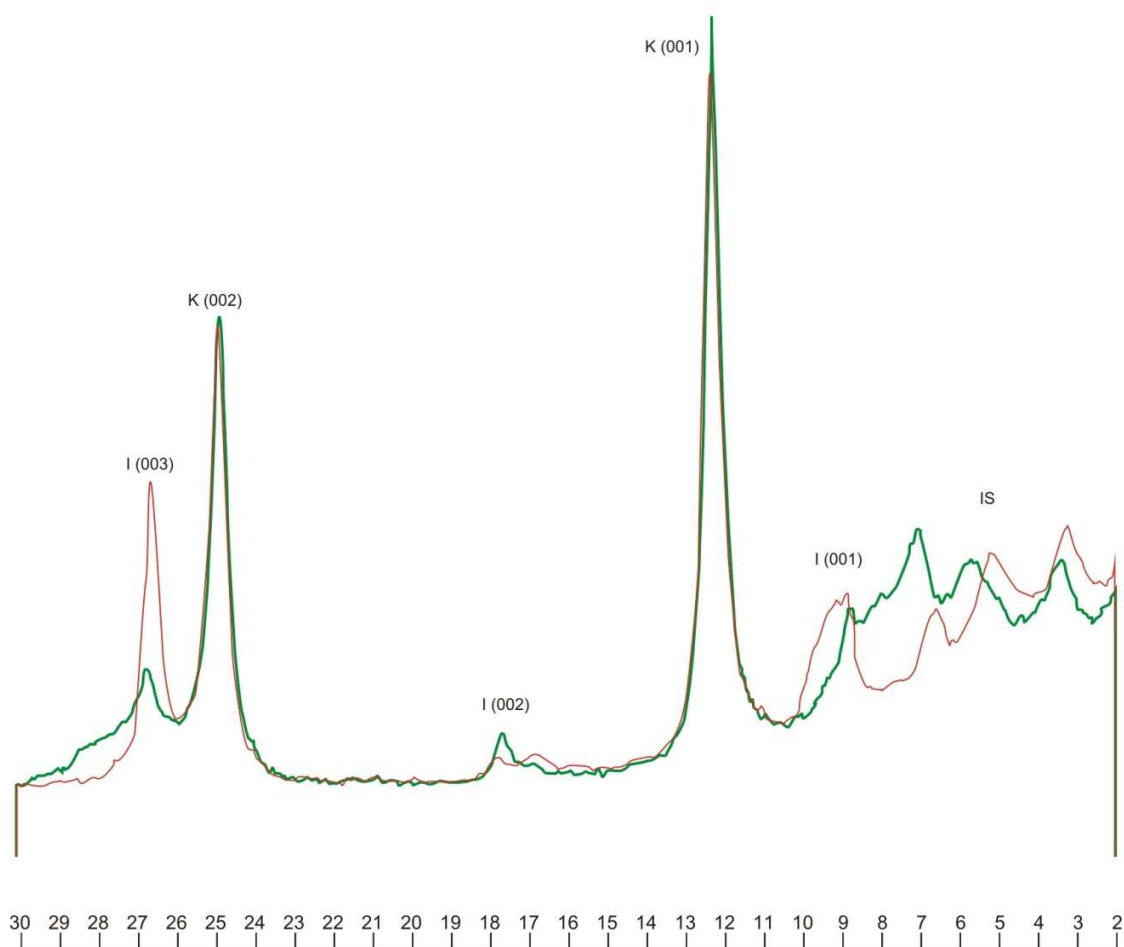


Figura 62 – Difratoograma da amostra P2N15, em verde a lâmina guia e, em vermelho, a glicolada. Esmectitas (S), caulinitas (K), ilitas (I), lepidocrocita (Lp).

A maior proporção de caulinita em relação às esmectitas sugere condições de drenagem menos restritas quando comparadas à Rodovia do Contorno. No entanto, no topo do perfil, a proporção de caulinita é muito maior (figura 62), o que indicaria, neste caso, a transição no regime paleo-hidrológico de condições mais saturadas, com níveis freáticos próximo ao topo da zona vadosa na base do perfil, para condições oxidantes em direção ao topo do perfil. Embora a interferência de processos intempéricos atuais não possa ser descartada, os teores semelhantes de ilita com relação às camadas subjacentes não permitiram relacionar estas alterações ao

intemperismo atual, já que este processo também provocaria a alteração deste argilomineral (ilita) à caulinita provocando uma diminuição na sua proporção, o que não é observado nos difratogramas. Ademais, os picos incisivos de caulinita, apresentados pelos difratogramas, apontam para uma recristalização deste argilomineral nas amostras analisadas, indicando a presença de processos diagenéticos de alteração da estrutura cristalina (mesodiagênese inicial) relacionados ao soterramento, portanto inalterados por intemperismo recente.

Em comparação à Rodovia do Contorno, os teores de ilita foram maiores. Os hidróxidos de Fe estão representados por fracos picos e traços de lepidocrocita e goethita, mesmo que a micromorfologia aponte, inclusive, para teores significativos de óxidos (hematita) em algumas camadas principalmente em direção ao topo do perfil, não detectados nos difratogramas.

## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 AS CORES E OS INDÍCIOS DE PALEOPEDOGÊNESE DOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO RESENDE

Uma das características mais preponderantes dos depósitos da Formação Resende é a sua cor cinza em matizes esverdeados de saturação baixa relatada por unanimidade em pesquisas anteriores, inclusive no presente trabalho. Estas cores referem-se quase sempre aos depósitos arcossianos com estratificação cruzada acanalada, típicos dos depósitos de canais fluviais, e aos arenitos lamosos e lamitos arenosos maciços, ora interpretados como fluxos gravitacionais ora como planícies de inundação (*c.f.* Ricommini, 1989; Ramos, 1997, 2003; Sanson, 2006).

Para a reconstrução de paleossolos pelo estudo de lâminas, a cor dos mais antigos remanescentes, que aparentemente não é afetada por processos subsequentes, é a cor mais próxima da original (Pipujol & Buurman, 1994). Apesar de não ser possível provar que estes matizes cinza-esverdeados típicos representam as cores originais dos sedimentos da Formação Resende, assume-se neste trabalho que este é o caso.

Outras cores foram interpretadas como resultado da alteração e da redistribuição de constituintes orgânicos e inorgânicos, provocadas por processos paleopedogenéticos, ou seja, processos pedogenéticos instaurados progressivamente e concomitante ao empilhamento de sedimentos da Formação Resende.

Estas interpretações foram calcadas principalmente nas evidências de pedogênese e pelo fato de essas redistribuições estarem confinadas a delgados horizontes intercalados a estratos com pouca ou nenhuma precipitação de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn. Processos telodiagenéticos ou



de diagênese por soterramento (*burial diagenesis*) alterariam de forma homogênea e similar todos compostos de Fe e Mn, preferencialmente os mais arenosos onde se detectam poucas alterações e raras segregações de sesquióxidos. Estes estratos pouco alterados mais arenosos seriam, ainda, mais propícios a processos freáticos ou hidrogeológicos de alteração por possuírem porosidade e condutividade hidráulica maiores. Fernandes *et al.* (1992) já assinalavam a ocorrência de icnofósseis na seção-tipo da Formação Resende restrita aos estratos lamosos, que segundo estes autores conferiam um padrão mosqueado às cores originalmente acinzentadas destes depósitos, atribuídos a ação de artrópodes em supostas planícies de inundação. Segundo Pipujol & Buurman (1994), na ausência de alta pressão e temperatura, caracteres formados durante o desenvolvimento pedogenético, com exceção de porosidade e estrutura, tendem a persistir em paleossolos enterrados. Isto é especialmente verdadeiro para segregações de Fe e Mn, essenciais no reconhecimento dos efeitos paleo-hidrológicos.

Os estratos mais argilosos, e alguns nem tanto, possuem estrutura em blocos angulares limitados por complexos planos de rachaduras (*craze planes*, de Brewer, 1964) revestidos por cutãs manganésíferos (mangãs). A diagênese incipiente não comprometeu a preservação destas estruturas, típicas de desenvolvimento pedogenético, formadas por expansão e contração do material, associadas a ácidos húmicos. Apresentam padrões incompatíveis com os gerados por planos de juntas ou falhas e, portanto, são interpretadas como estrutura original do paleossolo.

Em campo foi também verificada a ocorrência de brechas intraformacionais nos canais que erodem paleossolos situados no topo dos perfis. Estas brechas preservam perfeitamente as estruturas de mosqueado e halos de depleção de raízes da camada subjacente, ou seja, são brechas de paleossolos. Deve-se, a partir desses pressupostos, avançar na discussão dos aspectos mais aprofundados e complexos da alteração destes sedimentos, que fornecem pistas acerca da evolução paleodeposicional. Sendo assim, com base nas observações de campo e laboratório

durante a pesquisa, e com base nos modelos redoximórficos físico-químicos de Pipujol & Buurman (1994), Kraus (1999, 2006) e Richardson & Vepraskas (2001) desenvolveu-se um modelo simplificado de gleização e pseudogleização para os depósitos da Formação Resende (figura 63). No intervalo de oscilação do nível freático, frequentemente ocorre sobreposição de processos de gleização e pseudogleização. No entanto, se predominarem processos oxidativos em detrimento de redutores, a matriz do sedimento se tornará enriquecida com óxidos e hidróxidos de ferro, devido à precipitação constante destes minerais em razão da presença de oxigênio. Neste caso, a matriz do sedimento alterado, dependendo da cor original do sedimento, irá ser tingida de tons avermelhados, castanhos e alaranjados, provenientes das cores destes óxidos. Os processos de pigmentação em tons avermelhados e amarelados do sedimento são conhecidos como rubificação e xantificação respectivamente.

#### 6.1.1 Gleização

A gleização por água subterrânea é um processo pedogenético de alteração do sedimento, sob influência do lençol freático, onde predominam condições redutoras ou anóxicas devido à saturação hídrica. A redução do ferro e do manganês, catalisada pela presença de matéria orgânica advinda da atividade biológica (fauna e raízes), mobiliza estes elementos na solução do sedimento ou do material do solo. Nestas condições, apenas os condutos gerados pela ação biológica permitem a entrada de oxigênio, que acaba atraindo o Fe e o Mn mobilizados da solução, favorecendo a precipitação em torno destes sítios principalmente de Fe, pois em condições redutoras o manganês é facilmente lixiviado. Este processo produz o mosqueado e variegado de cor alaranjada em fundo cinza esverdeado (tido como original do sedimento), representado na micromorfologia por nódulos convolutos e típicos, que representam separações do plasma favorecidas pela mobilização e precipitação de hidróxidos de ferro e manganês.



Figura 63 – Modelo de mosqueado e segregações redoximórficas para os sedimentos da Formação Resende.

### 6.1.2 Pseudogleização

A depleção é causada por processos de pseudogleização, ou gleização por água superficial, onde o fundo matricial foi anteriormente rubificado devido às condições predominantemente oxidativas. Dessa forma, os canais radiculares tornam-se condutos da água superficial onde prevalecem condições redutoras, catalisadas pelo consumo microbiano de oxigênio devido à presença de matéria orgânica. A redução do ferro e manganês provoca a mobilização destes elementos nestes canais e, dependendo da velocidade do transporte, se precipitam nas adjacências dos condutos, onde a oferta de oxigênio é maior, ou são translocados verticalmente ao longo do perfil. Neste processo, se houver quantidade suficiente de oxigênio, pode ocorrer neoformação de hematita, caso contrário se precipitará goethita, lepidocrocita, maghemita ou outro hidróxido de ferro.

## 6.2 GÊNESE DE LITOFÁCIES E PEDOFÁCIES ASSOCIADAS

### 6.2.1 Fácies Sh e Sm

As fácies Sh (arcósios argilosos com laminação horizontal incipiente) e Sm (arcósios lamosos a lamitos arcosianos maciços) são características dos estratos que compõem a maior parte dos perfis estudados na Ponte dos Arcos e na Rodovia do Contorno.

A gênese e interpretação completa destas fácies formadas a partir dos mesmos processos podem ser assim sintetizadas: i) rápida deposição de variável energia com oscilações entre períodos de relativo abandono quando estes estratos permaneceriam expostos em superfície; ii) ocasionalmente seriam recobertos por camadas de depósitos mais finos, representando o

abandono ou fim destes ciclos com menor energia (Miall, 1996); iii) situados na zona vadosa, ficariam sujeitos às alterações pedogenéticas sob forte influência de água subterrânea, como soldagem de contatos, obliteração de estruturas sedimentares primárias e ocasionalmente desenvolvimento de *peds*; iv) após o sepultamento, os processos diagêneticos de soterramento provocariam o decaimento de MO e acomodação avançada, percebida principalmente na porosidade entre os agregados de esmectita e caulinita; v) a cor original do sedimento inalterado estaria satisfatoriamente preservada devido às condições predominantemente hidromórficas de alteração, com fraca alteração de minerais primários devido à inibição de condições anóxicas (c.f. Retallack, 2001).

A interpretação paleopedogenética para estas fácies encontra, de fato, alguns problemas conceituais. Qual o limite de alteração, intempérica ou pedogenética, estabelecido para que um depósito de sedimento inconsolidado continue sendo considerado como um depósito estritamente sedimentar? A partir de que grau de desenvolvimento pedogenético este depósito poderá ser chamado de solo?

Se considerarmos o correspondente atual para estes tipos de ambientes terrestres e solos relacionados, poderiam ser classificados como fluvissois (*entisols* e *inceptisols* conforme a classificação da FAO) de desenvolvimento incipiente, provavelmente de caráter hidromórfico sob influência de água subterrânea, que apresentam estruturas sedimentares parcialmente preservadas a mal preservadas (Retallack, 2001). Assim, o aspecto maciço da fácies Sm nos afloramentos estudados apresenta gênese relacionada à alteração paleopedogenética destes depósitos.

#### 6.2.2 Fácies Fl, Fsm e Fm

A gênese simplificada das fácies Fl, Fm e Fsm pode ser resumida em: deposição de sedimentos finos em suspensão, intercalada a processos trativos em planícies de inundação; e

alteração dos sedimentos por processos pedogenéticos (migração de raízes e bioturbação por fauna) em diferentes intensidades, típicos de ambientes terrestres hidromórficos.

Somente após a interpretação dos caracteres redoximórficos das seções delgadas foi possível discernir qual o tipo e a intensidade dos processos de alteração que atuariam nos diferentes depósitos sedimentares. Desse jeito, foi possível reconstruir uma sequência de processos que podem situar espacialmente de forma mais precisa o paleoambiente terrestre de cada fácies sedimentar, de acordo com os indícios das diferentes segregações de óxidos e hidróxidos de Fe que acompanham a bioturbação e pedoturbação.

A pedofácies I, gleização por água subterrânea de intensidade fraca a moderada, está associada predominantemente às fácies Fl e Fsm indicando a influência do lençol freático e a relativa proximidade destes ambientes com os canais marginais, principais, ou leques de extravasamento.

A fácies Fm associa-se com a pedofácies II, pseudogleização, sobreposta ou não a pedofácies I, sendo interpretada como distal aos canais ou situada acima do paleonível freático.

As estruturas de segregação redoximórfica são soterradas, onde sofrem alterações diagenéticas, como o decaimento de matéria orgânica (Retallack, 1991) e acomodação avançada entre os agregados, com possível desenvolvimento de juntas e fraturas que não obliteraram as estruturas originais dos paleossolos. Sem a matéria orgânica e sem a presença de bactérias redutoras, as segregações de ferro estabilizaram-se devido à ausência das condições fundamentais para a mobilização desses elementos e constituintes (Pipujol & Buurman, 1994; Richardson & Vepraskas, 2001). Foram preservadas desde então, de certa forma imunes a processos telodiagenéticos ou hidrogeológicos, condizente ao que Retallack (1991) comenta referente à preservação de segregações redoximórficas.

A ocorrência da pedofácies II é indicadora do rebaixamento do paleonível freático. Sugere-se que, pelo desenvolvimento e características paleopedogenéticas acentuadas, a pedofácies II esteja associada a um controle alocíclico. A pedofácies I, de menor expressão paleopedogenética, é mais freqüente, formada por controle da própria dinâmica fluvial, autocíclico, onde se associa às quebras dos ciclos de granodecrescência ascendente.

Supõe-se nesse trabalho que a pedofácies II desenvolveu-se sobre terraços de acumulação, governados pela queda do nível de base e incisão fluvial provocados por causas climáticas ou tectônicas. A pedofácies I desenvolveu-se sobre os depósitos de planícies de inundação mais proximais aos canais fluviais, em áreas encharcadas e mais suscetíveis à influência do paleonível freático.

Quanto à classificação destes paleossolos, pode-se separar em: “paleogleissolos”, englobando as camadas VN16 (horizonte C), VN17 (horizonte Bg) e VN18 (horizonte A?) na Rodovia do Contorno e as lâminas P1N09 (horizonte B), P2N01 (horizonte Bg), na Ponte dos Arcos. As lâminas VN23, P2N13 (horizonte Bt2), P2N15 (horizonte Bt1), P2N17 (horizonte A) apresentam características muito semelhantes a “paleovertissolos” de planícies aluviais. O tempo para a formação de vertissolos sobre sedimentos inconsolidados ricos em argila é relativamente curto, na ordem de centenas a poucos milhares de anos, dependendo do regime hídrico (Retallack, 2001). Nos gleissolos atuais, podem ser verificados que são solos mais jovens, geralmente formados em pouco tempo (dezenas a centenas de anos), adjacentes e sujeitos à dinâmica sedimentar das planícies de inundação. Recebem constante renovação de argilominerais por carga em suspensão de extravazamentos de canais marginais.



### 6.3 ARGILOMINERAIS DA FORMAÇÃO RESENDE

Discussões acerca da origem detrítica ou autigênica dos argilominerais devem levar em conta aspectos micromorfológicos. Considera-se, como pressuposto, que ao menos parte dos argilominerais tem origem autigênica, de acordo com as evidências micromorfológicas e pelos difratogramas.

Riccomini *et al.* (1996) cita que as esmectitas diagenéticas cresceram intimamente associadas aos níveis de calcrete ou aos carbonatos disseminados na matriz dos sedimentos das formações Resende e Tremembé. Estes autores vincularam a origem destas esmectitas autigênicas à liberação da sílica pelo ataque superficial de grãos de quartzo por águas carbonatadas, reagindo com a esmectita detrítica e formando arranjo neoformado (“pé-de alface”), com posterior precipitação de calcita cristalina intersticial.

De outra forma, devido à ausência de carbonatos nos intervalos dos afloramentos estudados, deve-se buscar outra hipótese. A neoformação desses argilominerais 2:1, como esmectitas, deve representar condições de drenagem restrita e, como não foram detectados carbonatos em nenhuma das amostras, com pluviosidade relativamente alta ou sazonal. A caulinita em teores próximos (Ponte dos Arcos) ou subordinada à esmectita (Rodovia do Contorno) reforça as condições predominantemente saturadas, impedindo a lixiviação excessiva de sílica durante a intemperização dos minerais primários oriundos dos depósitos sedimentares, o que permitiria o processo de bissialitização. Em direção ao topo perfil Ponte dos Arcos, é observado um aumento significativo dos teores de caulinita nas amostras, indicando que durante a deposição existiu uma transição das condições de drenagem restrita, na base, para um pouco mais efetiva nas camadas suprajacentes. Na Rodovia do Contorno este processo parece ter sido abrupto, pois os argilominerais, predominantemente do grupo das esmectitas, alteraram-se

diretamente a óxidos de ferro, observado pelas características redoximórficas da lâmina VN23, submetida a processos de pseudogleização.

As áreas elevadas do complexo metamórfico no entorno das bacias devem ter uma contribuição restrita ao fornecimento de argilominerais 2:1. Nestes locais, onde os mantos de intemperismo tendem a serem espessos, os perfis de alteração desenvolvem-se sobre rochas metamórficas de relevo acidentado sem restrição de drenagem, que permite a perda de sílica por lixiviação num clima relativamente úmido, favorecendo a predominância de argilominerais 1:1, como a caulinita, em conjunto a óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (McKinley *et al.*, 2003). Em terrenos mal drenados, por sua vez, a lixiviação é restrita e devido a isto a perda de sílica é muito menor, permitindo processos de bissialitização e neoformação de argilominerais 2:1. Estes terrenos são coincidentemente os segmentos de maior deposição e maior potencial de preservação dos sedimentos de uma determinada bacia.

Sugere-se que a proveniência das esmectitas da Formação Resende, além da origem detrítica a partir de mantos de intemperismo, esteja também relacionada a processos eodiagenéticos, ou seja, argilominerais neoformados no interior da bacia em condições hidromórficas, submetidos ou não ao retrabalhamento causado pela dinâmica fluvial intrínseca destes sistemas ou por causas tectônicas e climáticas, redepositados ou redistribuídos em outras regiões ao longo da bacia, próximos ou não de sua área fonte.

Os dois afloramentos analisados apresentam uma predominância de hidróxidos de Fe (goethita e lepidocrocita) nas camadas da base (representados nos difratogramas), com tendência a diminuição de hidróxidos em detrimento de óxidos, como hematita, em direção ao topo dos dois perfis (detectados nas lâminas petrográficas). A neoformação de goethita também é indicativa de processos de alteração subaérea de minerais primários ou neoformados, sob condições de hidromorfismo ou saturação hídrica. A lepidocrocita, por sua vez, indica condições hidromórficas

na alteração como a goethita, porém fornece a informação de que o ambiente de deposição tinha um pH ácido devido a sua ocorrência estar restrita a estas condições. Estas observações reforçam o caráter hidromórfico na alteração eodiagenética destes sedimentos, contribuindo positivamente para a hipótese da neoformação dos argilominerais 2:1 nos depósitos da Formação Resende.

As diferenças nos teores de illita suscitam algumas hipóteses acerca de sua gênese e interação com outros argilominerais. As amostras da Ponte dos Arcos apresentaram maiores teores de illita quando comparadas às amostras da Rodovia do Contorno. Uma alternativa indicaria uma possível interação das maiores proporções de illita favorecendo uma associação com as esmectitas (em conjunto ao Mn e matéria orgânica) na neoformação de argilominerais interestratificados observados na Ponte dos Arcos.

Outra hipótese, relacionaria as maiores proporções de illita na Ponte dos Arcos como indicativo de processos diagenéticos mais intensos, pela transformação de esmectitas em illitas, na substituição de sítios interlamelares hidratados por íons de potássio. Porém as proporções de illita são pequenas, permitindo a interpretação que estes depósitos sofreram fraca diagênese (Retallack, 1983).

No perfil da Ponte dos Arcos foi observada uma amostra no topo (P2N13) com proporções de caulinita muito superiores aos de esmectitas, o que sugere condições propícias para a neoformação de argilominerais 1:1 e também a própria alteração das esmectitas em caulinita, óxidos e hidróxidos de Fe. O fato de não terem sido encontrados níveis carbonáticos e as proporções de esmectita associada à caulinita, principalmente nos níveis relacionados às pedofácies, sugerem clima úmido, ou ao menos sazonal, nos intervalos abordados neste estudo. Esta observação não descarta a variação paleoclimática e, portanto, a possibilidade da ocorrência de registro de clima árido (calcretes, por exemplo) em outros intervalos de deposição ou outras áreas estudadas por outros autores (Riccomini, 1989; Ramos, 1997).

#### 6.4 MODELO PALEODEPOSICIONAL

A partir da análise arquitetural dos dois afloramentos, foi possível identificar os elementos que compõem a planície de inundação nos depósitos da Formação Resende. Estes dados foram associados com a ocorrência de pedofácies, para a proposição do modelo deposicional.

O bloco diagrama (figura 64) ilustra a hipótese da formação de terraços que seriam afetados por profunda pseudogleização (pedofácies II), formados pela incisão fluvial por controles alocíclicos (climáticos/tectônicos). Nas áreas não mais sujeitas a inundações episódicas, o sedimento era alterado e submetido a diversos ciclos de encharcamento e ressecção, transformando-se num solo com características expansivas devido à textura argilosa e a composição dos argilominerais neoformados.

A formação de terraços fluviais é controlada pela incisão (degradação), definida por Schumm (2005) como o rebaixamento do leito fluvial por erosão. Ao contrário de representar um nível de escavação local, Schumm (2005) considera a formação de terraços como um ajuste fluvial em larga escala, governado por controles externos, tais como: geológicos, soerguimento, subsidência, falhamento, basculamento de blocos (*lateral tilt*); geomórficos, capturas de drenagem, queda no nível de base, abandono de meandros, avulsão, migração lateral, movimentos de massa, erosão por água subterrânea; e climáticos.

Estes paleossolos maduros são equivalentes ao que Miall (1996) classifica como superfícies de 5ª a 6ª ordem, relacionadas a processos geomórficos de longa duração, como avulsão de canais ( $10^3$ - $10^4$ a) e resposta ao pulso de uma falha ativa ( $10^4$ - $10^5$ a), respectivamente. Portanto, na formação da pedofácies II, é de se esperar um controle alocíclico como alterações climáticas ou atividades tectônicas.

A pedofácies I se relaciona aos solos imaturos de Miall (1996) associada à migração de canais e inundações seculares ( $10^2$ - $10^3$ a), eventos ligados naturalmente a processos autocíclicos inerentes ao sistema deposicional.

A respeito do bloco diagrama da figura 65, buscou-se inspiração nos modelos desenvolvidos por Melo *et al.* (1985), Riccomini (1989), Ramos (1997), Ramos (2003) e Sanson (2006)*et al.* (2008), com base em informações coletadas nas duas bacias por estes autores. É proposto, por esse modelo, o desenvolvimento de planícies de inundação extensas adjacentes aos sistemas fluviais entrelaçados axiais, conforme Bentham *et al.* (1994). Miall (1996), também definiu um estilo fluvial semelhante, caracterizado por um sistema fluvial entrelaçado com margens estáveis.

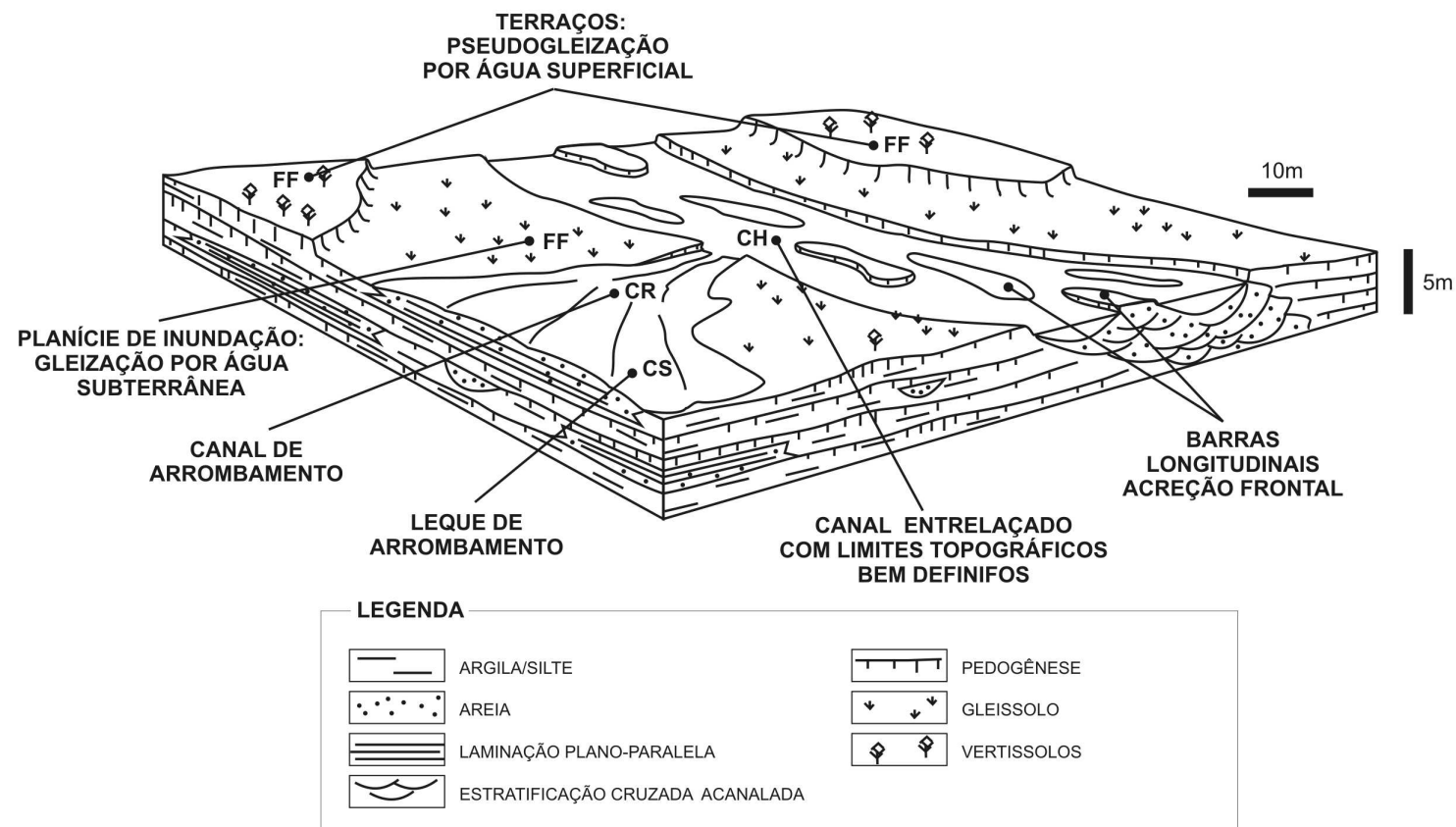


Figura 64 – Bloco diagrama do modelo fluvial e paleopedológico para a Formação Resende.

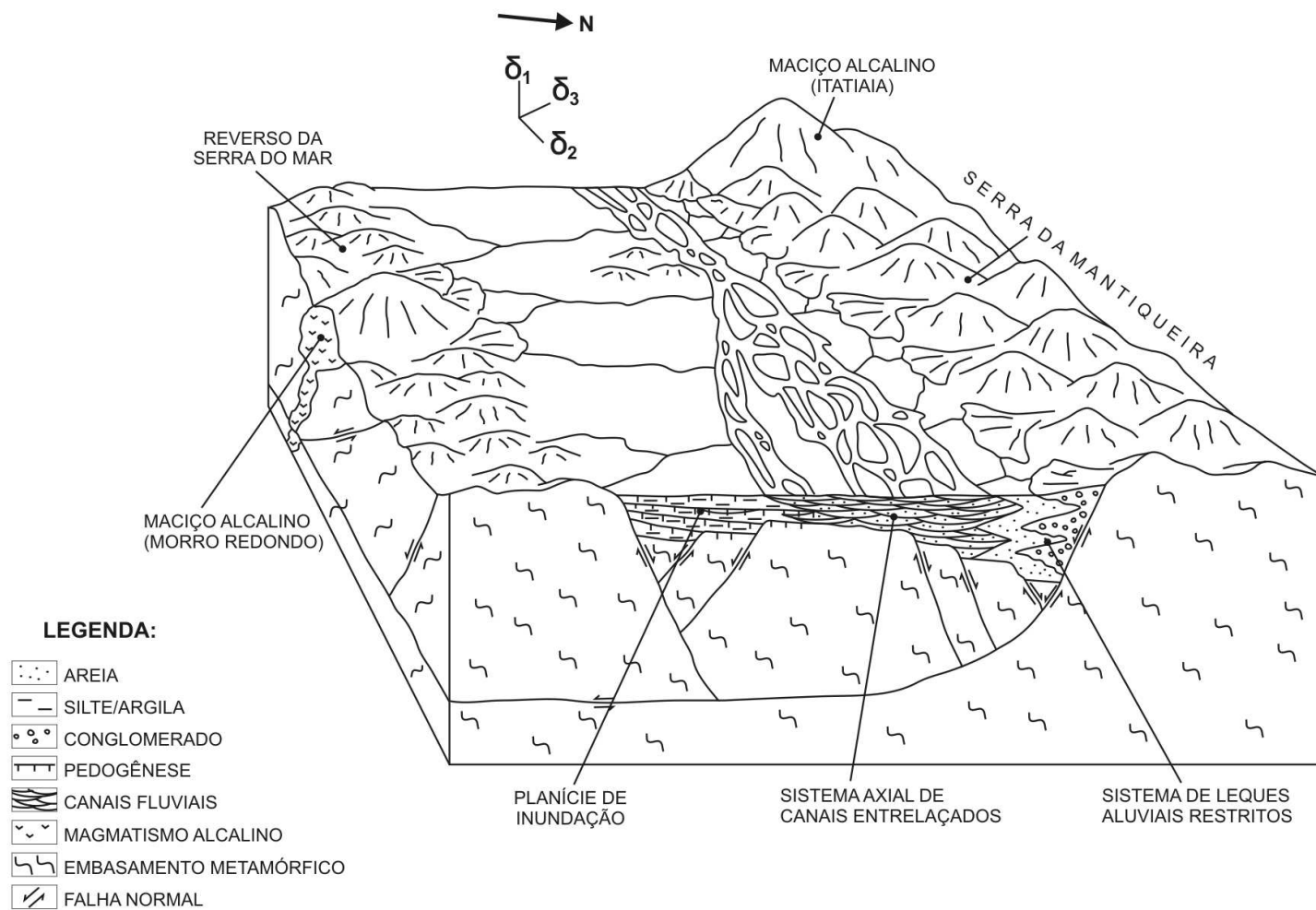


Figura 65 – Modelo deposicional da Formação Resende na bacia de Resende.



## 7. CONCLUSÃO

Com base na abordagem paleopedológica utilizada nesta pesquisa dos depósitos da Formação Resende, pôde-se concluir que:

- 1) a análise paleopedológica permitiu a caracterização de paleossolos aluviais associados aos depósitos sedimentares da Formação Resende;
- 2) estes paleossolos encontram-se associados principalmente aos elementos de planícies de inundação;
- 3) o aspecto maciço dos arenitos lamosos deve-se à alteração paleopedogenética incipiente a qual estes depósitos de fluxos hidrodinâmicos trativos eram submetidos;
- 4) os paleossolos encontrados relacionam-se a diferentes processos paleopedogenéticos, que devem refletir controles deposicionais distintos;
- 5) a esses processos paleopedogenéticos, deve-se a neoformação e variação da proporção de argilominerais ao longo dos perfis, que sugerem um clima úmido nos intervalos de deposição estudados;
- 6) os paleossolos menos desenvolvidos representam intervalos relativamente curtos entre eventos deposicionais, relacionados a controles autocíclicos, ou seja, inerentes ao próprio sistema fluvial;

7) os paleossolos mais desenvolvidos representam maiores intervalos de quiescência deposicional, devendo ser relacionados a controles alocíclicos, como climáticos ou tectônicos;

8) com base nessas informações, a abordagem paleopedológica foi utilizada na elaboração de modelos paleodeposicionais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro**, **48**:15-26.

AMADOR, E.S. 1975. Estratigrafia e sedimentação na Bacia de Resende - RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento)**, **47**:181-223.

AMADOR, E. S. & CASTRO, M.I.B. 1976. Depósitos neoceno-zóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais Congresso Brasileiro de Geologia**, **1**: 307-327.

BEARD, D. C, AND P. K. WEYL, 1973, Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. **American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin**, **57**: 349-369.

BENTHAM, P.A.; TALLING, P.J. & DOUGLAS, W.B. 1993. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees. In: BEST, J.L. & BRISTOL, C.S. (eds). **Braided Rivers. Geological Society Special Publication**, **75**:177-194.

BORGHI, L. 2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional. Nova Série Geologia. Rio de Janeiro**, **53**: 26 p.

BREWER, R. 1964. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York, NY: Krieger, 482 p.

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

DUCHAUFOR, P. 1982. **Pedology**. Allen and Unwin, London, 448 p.

FERNANDES, A.C.S.; BORGHI, L.F. & CARVALHO, I.S. 1992. Icnofósseis de artrópodes na Formação Resende (Bacia de Resende, RJ). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **63**(1): 96-97.

FOLK, R.L. 1974. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Texas, Hemphill Publishing, 184 p.

HAMER, J.M.M.; SHELDON, N.D.; NICHOLS, G.J. & COLLINSON, M.M. 2007. Late Oligocene-Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** **247**: 220-235.

HEILBRON, M.; VALERIANO, M.C.; VALLADARES, S.C. & MACHADO, N. 1995. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **25** (4): 249–266.

JEFFRIES, C. D. & JACKSON, M. L. 1949. Mineralogical analysis of soils. **Soil Science**, **68**: 57-73.

JENNY, H. 1941. **Factors of Soil Formation**. McGraw-Hill, New York. 281 p.

KRASILNIKOV, P. & CALDERON, NEG. 2006. A WRB-based buried paleosol classification. **Quaternary International**, **156-157**:176-188.

KRAUS, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications: **Earth Science Reviews** **47**: 41-70.

KRAUS, M.J. & HASIOTIS, S.T. 2006. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpret paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Journal of Sedimentary Research** **76**: 633-646.

KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN, F.J. 1938. **Manual of Sedimentary Petrography**. New York, Appleton Center. 549 p.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. 1963. **Stratigraphy and Sedimentation**. 2nd edition, Freeman, San Francisco. 550 p.

KUBIENA, W. L. 1938. **Micropedology**. Collegiate Press, Inv. Ames, Iowa. 242 p.

KUHN, A.; STUWE, K. & TROUW, R.A. J. 2004. Metamorphic Evolution of the Ribeira Belt: Evidence from Outcrops in the Rio de Janeiro Area, Brazil. **Journal of Petrology**, **43** (11): 2303-2323.

MARSHALL & JEFFRIES, C. D. 1945. Mineralogical methods in soil research. Part 1. The correlation of soil types and parent materials, with supplementary information on weathering processes. **Soil Science Society of Amostr al Proceedings**, **10**: 397-405.

McCARTHY, P.J.; MARTINI, I.P. & LECKIE, D.A. 1999. Pedogenic and diagenetic influences on compound void coating formation in Lower Cretaceous paleosols from the Mill Creek Formation, southwestern Alberta, Canada. **Geoderma** **87**: 209-237.

McCARTHY, P.J. & PLINT, A.G. 2003. Spatial variability of palaeosols across Cretaceous interfluv es in the Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: palaeohydrological, palaeogeomorphological and stratigraphic implications. **Sedimentology**, **50**: 1187-1220.

MCKINLEY J. M.; WORDEN, R. H. & RUFFELL, A. H. 2003. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. *In*: WORDEN, R. H. & MORGAN, S, (eds). **Clay mineral cement in sandstones**. International Association of Sedimentologists, p. 109-128.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de & COIMBRA, A. A. M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **15**: 193-201.

MIALL, A.D. 1985. Architectural elements analysis: a new method on facies analysis appllied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, **22**(4):261-308.

MIALL, A. D. 1996. **The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**. Springer Verlag, 582 p.

MUNSELL COLOR COMPANY, INC. 1991. **Munsell Rock Color Charts**. Baltimore, MD (Munsell).

NETTLETON, W.; OLSON, C. & WYSOCKI, D. 2000. Paleosol classification: Problem and solutions. **Catena**, **41**:61-92.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. 2005. **NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE**. AAPG Bulletin, 89 (11): 1547–1591.

PARFENOFF, A.; POMEROL, C. & TOURENQ, J. 1970. **Les minéraux en grains**, 578p.

PEREIRA, R. M.; ÁVILA, C. A. & LIMA, P. R. A. S. 2005. **Minerais em grãos: técnicas de coleta, preparação e identificação**. São Paulo: Oficina de Textos, 128 p.

PIPUJOL, M.D. & BUURMAN, P. 1994. The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro Basin, Catalonia NE Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **110** (1-2): 103-113.

PIPUJOL, M.D. & BUURMAN, P. 1998. Clay Illuviation and Mechanical Clay Infiltration - Is there a Difference?. **Quaternary International**; **51/52**, p. 66-69.

PROCHNOW, S.; NORDT, L.; ATCHLEY, S.; & HUDEC, M. 2006. Multi-proxy paleosol evidence for middle and late Triassic climate trends in eastern Utah. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, **232**: 53-72.

RAMOS, R.R.C. 1997. **Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com Ênfase na Caracterização das Litofácies, Ciclicidade e Paleocorrentes**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 208 p.

RAMOS, R.R.C. 2003. **Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 221 p.

RETALLACK, G.J. 1983. A palopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. **Geological Society of America Bulletin**, **94**: 823-840.

RETALLACK, G.J. 1986. Fossil soils as grounds for interpreting long term controls on ancient rivers: **Journal of Sedimentary Petrology**, **56**: 1-18.

RETALLACK, G.J. & WRIGHT, V.P. 1990. Micromorphology of lithified paleosols. In, Douglas, L.A. (editor), **Soil micromorphology: a basic and applied science**. Elsevier, Amsterdam, p. 641-652.

RETALLACK, G.J. 1991. Untangling the effects of *burial alteration* and ancient soil formation. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, **19**: 183-206.

RETALLACK, G.J. 2001, **Soils of the Past**. 2ª ed. New York, Blackwell Science, 404 p.

RICCOMINI, C. 1989. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 256 p.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G. & FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ CARNEIRO, C. & BRITO NEVES, B.B.(orgs.) **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, 383-405 p.

RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A. & HASUI, Y. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *In*: Simpósio Regional de Geologia, 4, Rio de Janeiro, 1993. **SBG, Boletim de Resumos**, 1:23-24.

RICCOMINI, C.; MELO, M.S. & COUTINHO, J.M.V. 1991. Late cretaceous-early tertiary metabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências. IG-USP, Publicação Especial**, 10:77-84.

RICCOMINI, C. & COIMBRA, Armando Márcio; SANT'ANNA, L. G. et al. 1996. Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). **Revista Brasileira de Geociências** 26: 167-180.

RICHARDSON, J.L.; VEPRASKAS M.J. 2001. **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and classification**. Boca Raton: CRC Press, 417 p.

ROSENDAHL, B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. **Annual Revision of Earth Planet Science Letters**, 15:445-503.

SABAOU, N.; LAWTON, D.E.; TURNER, P. & PILLING, D. 2005. Floodplain deposits and soil classification assisting with the prediction of channel sand distribution within the Triassic Argilo-Gresieux Inferieur (TAG-I), of the Berkine basin, Algeria. **Journal of Petroleum Geology** 28: 3-20.

SANSON, M.S.R. 2006. **Sistemas Depositionais Aluviais e Tectônica Ráptil Cenozóica da Região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 142 p.

SANTOS, P. S. 1975. **Tecnologia de Argilas**. Editora Edgard Blücher Ltda e Editora da Universidade de São Paulo, 340 p..



SELLEY, R.C. 1968. Facies profiles and other new methods of graphic data presentation: application in a quantitative study of Lybian Tertiary shorelines deposits. **Journal of Sedimentary Petrology**, **38** (2): 363-372.

SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system: sedimentologic implications. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication**, **31**: 19-29.

SCHUMM, S.A. 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, **101**: 279-294.

SCHUMM, S. A. 2005. **River Variability and Complexity**. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 234 p.

STOOPS, G. & JONGERIUS, A. 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A Classification of related distribution of coarse and fine particles. **Geoderma**, **13**:189-200.

TERRY, D. O., JR. 2001. Paleopedology of the Chadron Formation of northwestern Nebraska: implications for paleoclimatic in the North American mid-continent across the Eocene-Oligocene boundary. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, **168**: 1-39.

THOREZ, J. 1976. **Practical identification of clay minerals: a handbook for teachers and students in clay mineralogy**. G. Lelotte, Belgique, 90 p.

TROUW, R. A. J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P. & HEILBRON, M. L. 2000. **Inteferece between the Neoproterozoic Brasília and Ribeira Belts, with special emphasis on high pressure granulites**. In: 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro. **1**: 45.

VALLONI, R. & ZUFFA, G. G. 1984. Provenance changes for arenaceous formations of northern Apennines, Italy. **Geological Society of America Bulletin**, **95**, 1035-1039.


WANAS, H. A. & ABU EL-HASSAN, M. M. 2006. Paleosols of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation in the northeastern portion of the Eastern Desert, Egypt: Their recognition and geological significance. **Sedimentary Geology**, **183**: 243-259.

WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, **30**:377–392.

ZALÁN, P.V. & OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **13** (2): 269-300.

## **APÊNDICE A – Ficha de descrição micromorfológica**

## Ficha de descrição micromorfológica

<b>Informações gerais:</b> Nome do pesquisador: _____ Lâmina: _____ Localidade: _____ Bacia: _____ UTM _____ / _____ Unidade: _____ Data: ____/____/____	
<b>1. Estrutura geral da lâmina</b> <input type="checkbox"/> Homogênea <input type="checkbox"/> Heterogênea Se heterogênea - tipo de transição entre zonas <input type="checkbox"/> Nítida <input type="checkbox"/> Difusa <input type="checkbox"/> Gradual <input type="checkbox"/> Outra Se outra, descrição: _____	Esboço 1:1 
<b>2. Orientação - padrões</b> Base: <input type="checkbox"/> Aleatório <input type="checkbox"/> Paralelo Grau de orientação: <input type="checkbox"/> Forte <input type="checkbox"/> Moderado <input type="checkbox"/> Localizado <input type="checkbox"/> Aleatório Padrão Relacionado: <input type="checkbox"/> Não-relacionado <input type="checkbox"/> Perpendicular <input type="checkbox"/> Paralelo <input type="checkbox"/> Inclinado	
<b>3. Distribuição - padrões</b> Base: <input type="checkbox"/> Aleatório <input type="checkbox"/> Agrupado <input type="checkbox"/> Linear <input type="checkbox"/> Bandado <input type="checkbox"/> Leque <input type="checkbox"/> Interpolado Referida: <input type="checkbox"/> Indefinido <input type="checkbox"/> Perpendicular <input type="checkbox"/> Paralelo <input type="checkbox"/> Inclinado <input type="checkbox"/> Radial <input type="checkbox"/> Concêntrico Distribuição Relativa (c/f): <input type="checkbox"/> Mônica <input type="checkbox"/> Gefúrica <input type="checkbox"/> Quitônica <input type="checkbox"/> Enáulica <input type="checkbox"/> Porfírica Obs: _____	
<b>4. Microestrutura <input type="checkbox"/> Apédica <input type="checkbox"/> Pédica</b> Agregados (Peds): <input type="checkbox"/> Esferoidais <input type="checkbox"/> Blocos <input type="checkbox"/> Placas <input type="checkbox"/> Prismas <input type="checkbox"/> Outro _____ Nuvens e fragmentos: <input type="checkbox"/> Presente <input type="checkbox"/> Ausente Pedalidade: <input type="checkbox"/> Bem desenvolvida <input type="checkbox"/> Moderadamente desenvolvida <input type="checkbox"/> Fracamente desenvolvida Abundância, forma, tamanho e rugosidade dos agregados: _____ Acomodação: <input type="checkbox"/> Acomodado <input type="checkbox"/> Parcialmente acomodado <input type="checkbox"/> Não acomodado <input type="checkbox"/> Outro _____ Obs: _____	
<b>5. Poros - <input type="checkbox"/> Empacotamento <input type="checkbox"/> Interagregados <input type="checkbox"/> Cavidades <input type="checkbox"/> Canais <input type="checkbox"/> Planares <input type="checkbox"/> Vesículas</b> Tamanho: <input type="checkbox"/> Microporos 5-30 micra <input type="checkbox"/> Mesoporos 30-75 micra <input type="checkbox"/> Macroporos >75 micra Seleção: <input type="checkbox"/> Muito boa <input type="checkbox"/> Boa <input type="checkbox"/> Moderada <input type="checkbox"/> Ruim <input type="checkbox"/> Muito ruim Porosidade visual: _____% Gênese: <input type="checkbox"/> Litoporos <input type="checkbox"/> Pedoporos <input type="checkbox"/> Bioporos Classe de alisamento: <input type="checkbox"/> Ortoporos <input type="checkbox"/> Metaporos Obs: _____	
<b>6. Esqueleto - <input type="checkbox"/> AMG 2-1 <input type="checkbox"/> AG 1-.5 <input type="checkbox"/> AM .5-.25 <input type="checkbox"/> AF .25-.125 <input type="checkbox"/> AMF .125-.062 <input type="checkbox"/> Silte&lt;.062mm</b> Mineralogia: _____ Morfologia: <input type="checkbox"/> Idiomorfo <input type="checkbox"/> Hipidiomorfo <input type="checkbox"/> Pseudomorfo <input type="checkbox"/> Katamorfo Morfoscopia: <input type="checkbox"/> Fragmentado <input type="checkbox"/> Picotado <input type="checkbox"/> Rugoso <input type="checkbox"/> Polido <input type="checkbox"/> Cariado <input type="checkbox"/> Ferruginizado Arredondamento: <input type="checkbox"/> Arredondado <input type="checkbox"/> Subarredondado <input type="checkbox"/> Subangular <input type="checkbox"/> Angular Esfericidade: <input type="checkbox"/> Esférico <input type="checkbox"/> Subesférico <input type="checkbox"/> Subalongado <input type="checkbox"/> Alongado Trama/contatos: _____ Alteração: _____ Obs: _____	
<b>7. Plasma - <input type="checkbox"/> Microcristalino &lt;2 micra <input type="checkbox"/> Macrocristalino &gt;5 micra</b> Cor: _____ Composição: _____ Anisotropia: <input type="checkbox"/> Forte <input type="checkbox"/> Moderada <input type="checkbox"/> Fraca <input type="checkbox"/> Não resolvível <input type="checkbox"/> Não orientada <input type="checkbox"/> Isotrópico Natureza da orientação: <input type="checkbox"/> Manchada <input type="checkbox"/> Estriada <input type="checkbox"/> Contínua Orientação referida: <input type="checkbox"/> Parede de fenda <input type="checkbox"/> Parede de poro <input type="checkbox"/> Parede de grão Orientação relativa - Asépico: <input type="checkbox"/> Argilassépico <input type="checkbox"/> Silassépico - Sépico: <input type="checkbox"/> Insépico <input type="checkbox"/> Mossépico <input type="checkbox"/> Vossépico <input type="checkbox"/> Esquelssépico <input type="checkbox"/> Massépico <input type="checkbox"/> Ominissépico <input type="checkbox"/> Crístico <input type="checkbox"/> Undúlico <input type="checkbox"/> Isótico Obs: _____	
<b>8. Componentes orgânicos</b> <input type="checkbox"/> Excremento <input type="checkbox"/> Bioclasto <input type="checkbox"/> MOA <input type="checkbox"/> Fitólito <input type="checkbox"/> Carvão <input type="checkbox"/> Raízes <input type="checkbox"/> Outro _____ Obs: _____	

Elaborado por: Lucas Balsini Garcia

Bibliografia: BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G., TURSINA, T. and BABEL, U. Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publications, 152 p. 1985.  
 BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soils. New York. John Wiley & Sons. 1964. CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgas. Goiânia/Campinas: UFG/UNICAMP/FUNAPE, setembro, 2002.

Frente

## Ficha de descrição micromorfológica

### 9. Pedocaracteres

9.1 Cutãs - Tipos: ( ) de agregados ( ) de poros ( ) de grãos livres ( ) de grãos englobados  
 Forma: ( ) Típico ( ) Crescente ( ) Capeamento ( ) Pendente ( ) Ligação ( ) Micropan ( ) Crosta  
 Textura: ( ) Argila límpida ( ) Argila Turva ( ) Argila impura ( ) Silte ( ) Silte e Areia ( ) Areia  
 Orientação: ( ) Nitida ( ) Difusa ( ) Ausente  
 Laminação: ( ) Não laminado ( ) Microlaminado ( ) Laminado ( ) Acamado ( ) Acamado composto  
 Composição: ( ) Cutãs simples ( ) Cutãs complexos  
 Natureza: ( ) Argilãs ( ) Organo-argilãs ( ) Ferri-argilãs ( ) Sesquãs ( ) Ferrãs ( ) Mangãs ( ) Gibbsãs  
 ( ) Silãs ( ) Soluãs ( ) Calcãs ( ) Esqueletãs  
 Gênese: ( ) Iluviação ( ) Difusão ( ) Contração ou tensão  
 Obs: \_\_\_\_\_  
 Subcutãs: ( ) Neocutãs ou hipocutãs ( ) Quasicutãs  
 Forma: ( ) Típico ( ) Crescente ( ) Capeamento ( ) Pendente ( ) Ligação ( ) Micropan ( ) Crosta  
 Textura: ( ) Argila límpida ( ) Argila Turva ( ) Argila impura ( ) Silte ( ) Silte e Areia ( ) Areia  
 Orientação: ( ) Nitida ( ) Difusa ( ) Ausente  
 Laminação: ( ) Não laminado ( ) Microlaminado ( ) Laminado ( ) Acamado ( ) Acamado composto

### 9.2 Pedotúbulos

Preenchimento: ( ) Denso completo ( ) Denso incompleto ( ) Solto contínuo ( ) Solto descontínuo  
 Tipos: ( ) Granotúbulos ( ) Agrotúbulos ( ) Estriotúbulos ( ) Isotúbulos  
 Origem do preenchimento: ( ) Ortotúbulos ( ) Metatúbulos ( ) Paratúbulos  
 Plasma interno: ( ) Orgânico ( ) Sesquioxídico ( ) Silicoso ( ) Outro \_\_\_\_\_  
 Obs: \_\_\_\_\_

### 9.3 Glébulas

Grau de impregnação: ( ) Puro ( ) Forte ( ) Moderado ( ) Fraco  
 Formas: ( ) Ameboidal ( ) Digitada ( ) Disjuntiva ( ) Agregada ( ) Composta  
 Trama interna: ( ) Indiferenciada ( ) Concêntrica ( ) Radial concêntrica ( ) Central ( ) Difusa  
 ( ) Lateral ( ) Contínua  
 Tipos: ( ) Nódulo ( ) Concreção ( ) Septária ( ) Geóidico ( ) Halo glebular ( ) Pápula/pseudomorfo  
 Composição: ( ) Orgânico ( ) Sesquioxídico ( ) Silicoso ( ) Manganês ( ) Calcítico Outro \_\_\_\_\_  
 Obs: \_\_\_\_\_

### 9.4 Cristalárias - ( ) Equigranular ( ) Inequigranular

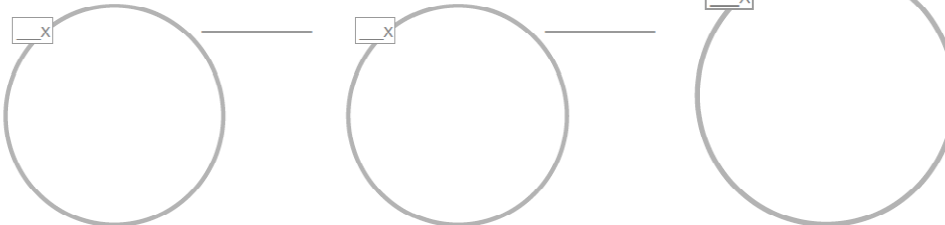
Gênese: ( ) Típicas ( ) Pseudomórficas ( ) Biogênicas ( ) Impregnativas  
 Composição: ( ) Ox. Fe ( ) Sesquioxídico ( ) Silicoso ( ) Ox. Mn ( ) Calcita ( ) Gibbsita ( ) Halita  
 ( ) Gipsita ( ) Barita ( ) Outro \_\_\_\_\_ Obs: \_\_\_\_\_

### 9.5 Excrementos - ( ) Recentes ( ) Antigos

Tipos: ( ) Coalescidos ( ) Desintegrados  
 Trama: ( ) Muito porosa ( ) Porosa ( ) Densa ( ) Muito densa  
 Obs: \_\_\_\_\_

### 10. Estruturas do material parental - ( ) Preservadas ( ) Não preservadas

Litologia: ( ) Ígnea ( ) Pegmatítica ( ) Metamórfica ( ) Xistosa ( ) Sedimentar ( ) Sed. inconsolidado  
 Grau de alteração: ( ) Avançado ( ) Moderado ( ) Inicial ( ) Ausente  
 Classificação: \_\_\_\_\_



Elaborado por: Lucas Balsini Garçhido

Bibliografia: BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G., TURSINA, T. and BABEL, U. Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publications, 152 p. 1985.  
 BREWER, R. Fabric and mineral analysis of soils. New York. John Wiley & Sons. 1964. CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos: bases para descrição de lâminas delgas. Goiânia/Campinas: UFG/UNICAMP/FUNAPE, setembro, 2002.

Verso

## **APÊNDICE B – Descrição petrográfica e micromorfológica**

## P1N1

**Fácies sedimentar: Fsm (pelito maciço)**

**Pedofácies: Pg (paleossolo gley)**

### *Petrografia*

Esta lâmina na base do perfil apresenta textura siltica argilo-arenosa, muito mal selecionada, com grãos subesféricos a alongados, subangulares e ondulados. A trama da lâmina apresenta contato entre grãos tangencial a pontual, com poros planares, canais e de empacotamento complexo, com seleção ruim. As estruturas mais observadas são os nódulos sesquioxídicos, canais preenchidos por argila iluvial (cutãs), microagregados de matéria orgânica amorfa (MOA) e manganês (Mn), pápulas, pedotúbulos e halos de depleção por hidromorfismo. Os poros planares delimitam agregados com estruturação fraca a moderada.

A fração areia perfaz 22,4% da área observada, representado principalmente por quartzo monocrystalino cristais subeuédricos a anédricos, subangulares a angulares, ondulados com extinção reta, predominando a fração silte, com quartzo policristalino em baixa proporção. A microclina, ortoclásio micropertítico e plagioclásio apresentam cristais subprismáticos de baixa esfericidade, com alteração variável a argilominerais ou diretamente a óxidos de ferro. A moscovita é observada com maior proporção na fração silte, orientada aleatoriamente ou em contato alongado com outros cristais maiores. Presença de traços de biotita na fração silte. Outros componentes observados foram os opacos, traços de turmalina, zircão e litoclastos.

A fração fina é composta por silte fino e argila impura tingida por hidróxidos de ferro, goethita ou lepidocrocita, somando 42% da lâmina. Separações de plasma são comuns com orientação dos argilominerais (anisotropia) em torno de estruturas pedogenéticas. A



cimentação pode ser observada nos pedocaracteres. Nódulos férricos abundantes, apresentando trama diferente da matriz circundante. Os microagregados de MOA e Mn estão sempre relacionados às zonas de precipitação de goethita, com pápulas indicando o retrabalhamento pontual de cutãs (ferriargilãs). Quanto à gênese deve ser classificada como ortomatriz, um tipo de matriz que consiste em argila detrítica recristalizada.

Indícios de compactação pelo grau de acomodação dos agregados e entre os grãos do esqueleto demonstra processo diagenético inicial. Eodiagênese observada na maior parte da lâmina por ação de raízes e fauna que causaram alteração do sedimento anterior ao sepultamento.

### *Micromorfologia*

Apresenta estrutura heterogênea, maior parte apedal com algumas regiões com agregação fraca, microagregados de MOA e Mn, cor de fundo cinza com mosqueado castanho-alaranjado. A orientação ocorre localmente concêntrica, com orientação moderada do plasma e padrão básico de distribuição agrupado, onde os indivíduos concentram-se em grupos. A distribuição c/f é gefúrica, onde os grãos são ligados por pontes de plasma, a porfírica simples, onde os grãos encontram-se imersos no plasma.

Os poros representaram 15,3% na contagem de pontos, apresentam-se em vazios, canais, cavidades e poros planares de tamanho variado, maiores com 1 mm e a maior parte menor que 100 micra. Alguns poros planares de tamanho maior em poucas regiões da lâmina.

Os componentes minerais do esqueleto são: quartzo, microclina, ortoclásio, plagioclásio, moscovita, turmalina, zircão, litoclastos e opacos. Argilominerais e hidróxidos de ferro compõem os finos. Os componentes orgânicos são MOA e Mn associados e

microagregados, concentrados principalmente nas regiões dos pedotúbulos ou próximas aos canais, na forma de pequenas pontuações.

O fundo matricial apresenta uma trama complexa, estriada a salpicada, esquelssépica (granoestriada), vossépica (poroestriada) e mossépica; em algumas zonas silassépica. Os pedocarateres somaram 20,3% da seção micromorfológica.

Os principais caracteres texturais são os revestimentos microlaminados a indiferenciados de argila impura misturada a hidróxidos de ferro, com orientação fraca a moderada, na forma de ferriargilãs e neoferrãs. São observados na lâmina zonas de depleção de ferro, indicando a sobreposição em algumas zonas de processos de gleização e pseudogleização. Os caracteres criptocristalinos e amorfos apontam para nódulos convolutos (ou mosqueado) e nódulos típicos sob forma estruturas impregnativas com limites difusos de composição sesquioxídica.

Os pedotúbulos apresentam tamanhos de até 2mm de espessura, preenchidos por minerais de maiores classes granulométricas, com alta proporção de minerais primários facilmente intemperizáveis. O contato entre os grãos no interior do pedotúbulo é alongado, tangencial e côncavo-convexo, com pouco plasma e geralmente acompanhado de microagregados de MOA-Mn de até 10 micra. A distribuição c/f é mônica, com poros de empacotamento simples, limites nítidos bem definidos, com orientação ocasionalmente concêntrica dos meniscos de icnofóssies faunísticos.

## **P1N6**

**Fácies sedimentar: Sh (arenitos lamosos com laminação horizontal incipiente)**

**Pedofácies: não definida**

## *Petrografia*

A textura geral da lâmina é areno-argilosa predominando areia fina e muito fina, com seleção ruim, grãos com forma subesférica, subalongada ou prismática, ondulados, angulares a subarredondados. A trama apresenta contato tangencial ou alongado entre os grãos, poros em canais, simples ou de empacotamento simples, com porosidade intergranular acentuada. As principais estruturas observadas são bandas subhorizontais de areia muito fina alternadas com silte representando vestígios de laminação horizontal, e um contato erosivo nítido com a camada superior, com grãos bem maiores cortando o topo da lâmina (foto). O pseudomorfismo é freqüente com caulinização de feldspatos e filmes de argila micácea revestindo a maioria dos grãos do arcabouço. Microagregados de MOA e Mn encontram-se dispersos na extensão da lâmina.

Os principais componentes minerais do arcabouço, que somam 56,4% da lâmina, são representados por cristais subeudrais a anedrais de quartzo, sendo o quartzo monocristalino de extinção reta mais abundante com variedades policristalinas de extinção ondulante ou em forma de litoclastos menos freqüentes. A microclina apresenta-se quase sempre em cristais menores e um pouco mais esféricos, enquanto plagioclásio e ortoclásio ocorrem em cristais maiores e quase sempre prismáticos e subangulares, com alteração pelicular ou bandada. A quantidade de feldspatos nesta lâmina situa a amostra no campo dos arcósios. A moscovita é abundante na fração silte e areia muito fina orientada ou em contato alongado com cristais maiores. Litoclastos estão representados por cristais compostos na maioria das vezes por moscovita e quartzo monocristalino, também observados opacos e traços de turmalina, anfíbólios e piroxênios.

A argila iluvial representa quase toda a matriz observada na lâmina, cerca de 31,3%, de composição pura e cor transparente, revestindo os grãos do arcabouço (argilãs) com anisotropia moderada em torno das paredes dos cristais. Exibem cores de interferência, sob

luz polarizada cruzada, em cores do amarelo ao violeta de 1ª ordem. Desse modo trata-se de uma epimatriz, composta por argilominerais de composição heterogênea. Este material fino ocupou os espaços intersticiais por iluviação, subsequente à deposição dos grãos de areia. A cimentação por óxidos e hidróxidos de Fe é pontual ou rara.

A eodiagênese é incipiente, representada pelo pseudomorfismo de componentes minerais como microclina e plagioclásio com alteração linear de cristais maiores de moscovita e iluviação de argila. A moscovita orientada em torno dos cristais maiores sugere um grau de acomodação avançado, provavelmente resultado de diagênese inicial.

### *Micromorfologia*

A microestrutura da lâmina é homogênea, apedal com raros canais de iluviação. Estrutura maciça a bandada com dominância alternada de areia fina, muito fina e silte. A orientação apresenta-se concentrada em alguns segmentos inclinados próximos a 45°, onde os eixos mais longos dos cristais tendem a se acomodar. O padrão básico de distribuição é aleatório ou bandado, com distribuição c/f gefúrica a enáulica, com grãos esqueléticos unidos por pontes de plasma e silte ou com microagregados entre grãos clasto suportados. Microagregados de até 10 micra são encontrados por toda a lâmina.

A porosidade é representada por 10% da área observada, apresenta poros de empacotamento composto e complexos. Canais e cavidades menos frequentes. É comum o revestimento dos poros por MOA e Mn, assim como a ocorrência de sobreposição de caracteres pedogenéticos no interior dos poros.

O esqueleto é representado pelos componentes minerais quartzo mono e policristalino, microclina (com alteração pontual), plagioclásio, ortoclásio micropertítico, hornblenda, moscovita (fração silte), opacos e litoclastos. A moscovita apresenta duas orientações

principais a 45° da normal à orientação vertical da lâmina. Os finos são basicamente argilominerais puros. Os microagregados e impregnações em torno de poros e grãos esqueléticos são compostos por MOA e Mn.

A trama birrefringente mais freqüente é esquelssépica, com anisotropia moderada dos cristalitos do plasma em torno dos grãos. Outra trama encontrada no fundo matricial é vossépica, orientação em torno dos poros, principalmente canais. No restante da lâmina é comum um trama salpicada e estriada (latissépica-insépica) em duas direções principais inclinadas a 45° do eixo vertical.

Os caracteres pedogenéticos somam apenas 2,3% da lâmina, apesar de quase toda matriz ser iluvial, ou na concepção petrográfica, epimatriz. Os caracteres texturais são argilãs de revestimento granular, microlaminados ou não laminados. São encontrados cutãs compostos com sobreposição de organomangãs sobre argilãs de revestimento de canais, e também organomangãs revestindo grãos do esqueleto.

## **P1N9**

**Fácies sedimentar: Fsm (pelito maciço)**

**Pedofácies: Pg (paleossolo gley)**

### *Petrografia*

A fração argila representa praticamente metade da área da lâmina com areia e silte dispersos. A seleção é muito ruim com grãos subalongados, subesféricos e prismáticos angulares. O contato entre os cristais é raro ou ausente, imersos na matriz argilosa, apresenta poros planares, canais e de empacotamento complexo, organizados em torno de nódulos e agregados principalmente. Os blocos são subangulares, subcentimétricos, com nódulos

intrapedais de goethita, e finas marcas de raízes com MOA preservada são as principais estruturas observadas.

Os componentes minerais da fração areia somam 17,1%, representados quase que totalmente por cristais de quartzo monocristalino parcialmente corroídos com outros componentes subjugados em menor proporção. A moscovita é observada na fração silte na forma de cristais subeuédricos, os feldspatos encontram-se quase sempre com alteração pelicular ou totalmente alterados, na forma de cristais anédricos.

A composição da fração fina (45,3% do total) é argila impura tingida por goethita ou lepidocrocita. Separações de plasma esparsas de anisotropia fraca com freqüente cimentação de nódulos férricos de 2mm e MOA preservada em canais como finas marcas de raízes.

Eodiagênese representada por separações do plasma sob influência de água subterrânea em alteração subaérea do sedimento. É notável a acomodação entre os agregados. Orientação dos cristais de moscovita em contato lateral em torno dos cristais de quartzo ou feldspato alterado é rara.

### *Micromorfologia*

A microestrutura observada é heterogênea, maior parte da lâmina é apedal com pedalidade moderada nos segmentos pedais, com estruturas em blocos angulares. O grau de acomodação é avançado, com MOA e Mn imerso na matriz. Cor de fundo cinza com separações de plasma abundante em forma de mosqueado castanho-alaranjado. Não apresenta orientação preferencial, com agregados de argila orientados aleatoriamente a fracamente orientados. Orientação local em torno de nódulos típicos, com padrão básico de distribuição

agrupado onde os indivíduos concentram-se em diferentes domínios. A distribuição c/f é porfírica com espaçamento duplo ou triplo, onde os grãos do esqueleto estão imersos em matriz mais fina.

A porosidade perfaz 9,3%, é representada por canais abundantes e poros planares, tamanhos de 50 a 500 micra de forma geral. Microporosidade acentuada com microporos menores que 10 micra.

Os grãos esqueléticos são representados por quartzo predominantemente, com microclina, plagioclásio, ortoclásio, moscovita e outros componentes em baixa proporção. A alteração de feldspatos é pelicular e zonada, observam-se traços de minerais pesados. Os finos são basicamente argilominerais com silte micáceo tingidos ocasionalmente por hidróxidos de ferro. São observadas pontuações de MOA e Mn preservadas entre canais ou imersos na matriz em forma de pequenas nuvens e fragmentos pigmentadas por impregnação.

O fundo matricial apresenta domínios com trama silassépica a insépica em boa parte da lâmina, trama mossépica salpicada, com padrões birrefringentes de argila orientada distribuída ao redor dos agregados e também vossépica menos freqüente em torno de poros. Localmente apresenta trama mossépica salpicada, com padrões birrefringentes de argila orientada distribuída ao redor dos agregados. Os pedocaracteres somaram 28,3% na contagem de pontos.

Os caracteres pedogenéticos texturais mais observados foram hiporrevestimentos de hidróxidos de ferro (neoferrãs), sem orientação definida, revestindo poros planares, com gênese relacionada à contração e expansão do sedimento. Organomangãs devem representar raízes decaídas preservadas no interior dos poros planares e canais estreitos. Dentre os caracteres criptocristalinos e amorfos foram identificados nódulos férricos convolutos de até 2mm, com limites difusos a graduais, sem estrutura interna aparente, por vezes isotrópicos.



## **P2N1**

**Fácies sedimentar: Fl (pelito laminado)**

**Pedofácies: indefinida**

### *Petrografia*

Esta amostra apresenta uma textura argilo-siltosa com areia dispersa em baixa proporção. Grãos subesféricos a alongados com forma prismática ou lamelar, com seleção muito ruim. O contato entre os grãos são pontuais, raros ou ausentes, os poros observados são planares, de empacotamento complexo ou canais. A trama apresenta também uma organização das micas perpendicular a normal da orientação da lâmina, ou reorganizada paralela aos poros. As estruturas principais observadas incluem a laminação incipiente composta por bandas siltosas sobrepostas com lâminas de argila impura ocasionalmente obliteradas provavelmente por bioturbação de raízes. Nódulos e separações de plasma presentes, junto a cutãs e neocutãs de argila, óxidos e hidróxidos de ferro.

A composição da fração areia é representada basicamente por quartzo monocristalino com biotita e feldspato quase sempre pseudomorfizados, perfizeram na contagem 12,6% da lâmina. A granulometria é silte e areia muito fina e a proporção de opacos é alta devido a pseudomorfos e pápulas do retrabalhamento destes minerais primários intemperizados.

A fração fina perfaz a maior parte da lâmina (66,3%), com coloração cinza transparente ou tingida localmente por goethita como também por hematita. A cimentação por hematita e goethita é freqüente, na forma de argilãs, ferriargilãs e neoferrãs presentes sob forma de várias estruturas de iluviação e impregnativas.

Processos eodiagenéticos comuns na lâmina como alteração de minerais primários facilmente intemperizáveis, como feldspatos. Grau avançado na orientação em torno de poros planares que por vezes obliteram filmes de argila.

### *Micromorfologia*

De forma geral a microestrutura é heterogênea, com domínios pedal e apedal. Na porção pedal a pedalidade é fraca a moderada, com estrutura em placas subhorizontais, com grau de acomodação avançado. A transição é aparente, a parte inferior da lâmina predominam tons de cinza, na parte superior onde a bioturbação é bem mais intensa a cor é castanho-alaranjada. A orientação é horizontal ou plano-paralela incipiente, com orientação de cristais alongados de mica alterada. Paralela a canais, cutãs e poros planares. O padrão básico de distribuição é bandado e agrupado, onde os indivíduos concentram-se em grupos com distribuição paralela aos principais caracteres, e a distribuição c/f porfírica simples, dupla e tripla ou aberta, caracterizada por grãos dispersos, imersos no plasma.

A porosidade (11,3%) é composta por poros planares e canais abundantes, com espessuras em torno de 50 micra, interconectividade alta e microporosidade acentuada. Algumas cavidades esparsas completamente preenchidas por argila de forte anisotropia.

Os componentes minerais do esqueleto são representados quase que totalmente por quartzo na fração silte, seguido por micas, feldspatos e opacos em estágio avançado de alteração, junto a opacos e pseudomorfos dispersos no plasma. Os finos são compostos por argila impura de trama salpicada com intensidades variáveis de impregnação por hidróxidos e óxidos de ferro. Os componentes orgânicos são basicamente MOA e Mn preservados em canais e poros planares ou dispersos como nuvens e fragmentos no plasma.

O fundo matricial pode ser dividido em dois domínios, o inferior com predomínio de trama silassépica e argilassépica e o superior com forte influência de tramas vossépica e mossépica. Anisotropia do plasma moderada a forte em torno dos canais sugerindo iluviação.

Os caracteres pedogenéticos texturais observados incluem: ferriargilãs microlaminados, por vezes crescentes ou em forma de preenchimentos, associados a cavidades com espessuras entre 100 e 200 micra; neoferrãs e quasiferrãs compostos por hematita associados às paredes de canais ou poros planares; organomangãs preenchendo canais e poros planares ou adjacentes a estes. Os caracteres criptocristalinos e amorfos são representados por mosqueado (nódulos convolutos) de goethita, concentrados principalmente na parte superior da lâmina. Somaram 9,6% do total observado nesta lâmina.

#### **P2N4**

**Fácies sedimentar: Fl (pelito laminado)**

**Pedofácies: indefinida**

#### *Petrografia*

A textura predominante nesta lâmina é argilosa, com silte e areia subordinados, dispersos na matriz, muito mal selecionada. A forma dos grãos são predominantemente subesféricos, com formas prismáticas e lamelares menos freqüentes, angulares a subangulares, em contato pontual raro ou ausente. Os poros são planares ou canais, com alguns poros de empacotamento complexo, a trama pode apresentar orientação preferencial horizontal ou concêntrica. As estruturas principais observadas incluem laminação plano-paralela com micas orientadas paralelas às estruturas, obliteradas ocasionalmente por meniscos concêntricos preenchidos por cristais de fração granulométrica mais grossa menos alterados, provindos

provavelmente de camadas adjacentes. São também freqüentes os microagregados de MOA e Mn.

Os minerais da fração areia perfizeram 25,8%, foram identificados quartzo monocrystalino com baixa quantidade de variedades policristalinas, seguido de micas alteradas e feldspatos alterados, com zonas de cristais menos alterados de microclina, ortoclásio e plagioclásio. Os cristais apresentam-se subeuédricos a anédricos dependendo do grau de alteração. O quartzo apresenta extinção reta na maioria das vezes com quartzo ondulante subjugado. As micas são biotita e moscovita subjugada pela ocorrência de exemplares na fração silte grosso por toda a lâmina.

A fração fina é tingida por óxidos e hidróxidos de ferro, e representa um total de 53% da área da lâmina. A composição é de argila impura com impregnação variável de goethita, por cimentação ao redor de bioturbações.

Em boa parte da lâmina a eodiagênese se apresenta sob forma de marcas de raízes preenchendo poros planares ou canais (MOA preservada) e meniscos de icnofósseis por bioturbação faunística. Segregação sesquioxídica aponta para processos de hidromorfismo por água subterrânea.

### *Micromorfologia*

A estrutura é heterogênea, com domínios pédicos e apédicos, em agregados hexagonais centimétricos, com pedalidade fracamente desenvolvida. A orientação é em geral aleatória e localmente paralela ou inclinada a estruturas pedogenéticas ou sedimentares. O padrão de distribuição básico é linear, agrupado ou bandado, com alguns domínios aleatórios

também, e a distribuição c/f é porfírica com segmentos de trama gefúrica a mônica no interior de pedotúbulos. Grau de acomodação avançado, pela estrutura e encaixe dos agregados.

Canais, cavidades e poros planares compõem a porosidade que representa 8,6% da lâmina, com gênese relacionada principalmente a bioporos, pedoporos e raros litoporos herdados das estruturas sedimentares ainda preservadas.

O esqueleto é composto por quartzo mono e policristalino, plagioclásio, microclina, moscovita, ortoclásio e traços de turmalina, zircão e biotita. Alteração pelicular, zonada e pontual em feldspatos, sendo que a maior parte das micas estão alteradas. Os componentes finos são compostos por argilominerais mesclados a hidróxidos de ferro, localmente impregnados com componentes orgânicos de MOA e Mn, que podem ocorrer em forma de microagregados.

As principais tramas do plasma observadas no fundo matricial são insépica, mossépica, vossépica, silassépica e argilassépica. As tramas silassépica e argilassépica estão associadas a estruturas sedimentares parcialmente preservadas, obliteradas por pedotúbulos, que apresentam em domínios de transição tramas insépicas e mossépicas, em torno das bioturbações. A anisotropia do plasma é fraca a moderada.

Dentre os caracteres pedogenéticos texturais destacam-se os neoferrãs e quasiferrãs (Brewer, 1964), ou hiporevestimentos e quasirevestimentos (Bullock *et al.*, 1985) de hidróxidos de ferro, sendo raros os cutãs de iluviação. Estes neoferrãs estão associados geralmente a paredes de poros planares ou de pedotúbulos. O mosqueado (nódulos convolutos) é disseminado na maior parte da extensão da lâmina, em forma de impregnações sesquioxídicas. Predominam na gênese destes pedocaracteres, processos de gleização por água subterrânea, que perfazem 12,6% da seção.

Os pedotúbulos observados são estriotúbulos, submilimétricos a milimétricos, ocasionalmente capeados ou preenchidos por esqueletãs, com organomangãs nucleando estas

estruturas lunadas. Estes estriotúbulos são provavelmente produzidos pela bioturbação de fauna.

## **P2N8**

**Fácies sedimentar: Sm (arenito lamoso maciço)**

**Pedofácies: indefinida**

### *Petrografia*

As classes texturais predominantes são areia fina, areia muito fina e silte grosso, com argilosidade moderada. Texturalmente muito mal selecionado, com grãos de forma alongada a subesférica, subarredondados a subangulares, em contato pontual a tangencial freqüente. Os poros são de empacotamento simples ou cavitários, com interconectividade aparentemente baixa. A estrutura geral da lâmina é maciça com domínios de frações mais grossas e finas se alternando. Apresenta estruturas de deformação de micas, com cristais de moscovitas e biotitas entre grãos maiores.

De forma geral a mineralogia é representada por quartzo monocristalino de extinção reta por vezes ondulante, com quantidade significativa de policristalino. A proporção alta de feldspatos alcalinos somada a de calco-sódicos situam a amostra no campo dos arcósios. Os plagioclásios apresentam alteração variável ao longo da extensão da lâmina, porém quase sempre mais alterados que os feldspatos potássicos (microclina e ortoclásio micropertítico). Quantidade razoável de biotita por toda lâmina. Litoclastos e opacos são observados em

quantidades apreciáveis, os minerais acessórios observados são turmalina, zircão e traços de granada. O arcabouço perfaz 57,1% da seção.

A matriz (29,3%) é representada por argila pura, cinza transparente, sem impregnação por óxidos ou hidróxidos de ferro. Argilominerais frequentemente orientados em torno de grãos do arcabouço com anisotropia moderada, cimentação rara ou ausente por óxidos e hidróxidos de Fe e frequente por óxidos de Mn.

Os aspectos eodiagenéticos são representados pela orientação da matriz em torno de cristais maiores. A orientação de micas deve ocorrer provavelmente devido à acomodação avançada e compactação do depósito sedimentar. Pedocaracteres em raros domínios isolados da lâmina. Grande quantidade de minerais facilmente intemperizáveis, indicando alteração diagenética incipiente ou inicial pela pequena quantidade de alteromorfos.

### *Micromorfologia*

Estrutura homogênea, com raros domínios heterogêneos isolados. Microestrutura apedal maciça com alternância de domínios granulométricos mais grossos e finos. A orientação e o padrão básico de distribuição são aleatórios ou isotrópicos, com distribuição c/f gefúrica, com grãos esqueléticos unidos por pontes de material mais fino, com domínios enáulicos. Isoladamente a distribuição c/f é porfírica simples. São observados freqüentes microagregados de matéria orgânica amorfa (MOA) e manganês (Mn) dispersos no arcabouço, ora como estruturas impregnativas, ora como elementos destacados.

A porosidade é representada por 12,3%, apresenta poros de empacotamento composto e cavitários. Quanto a gênese foram interpretados como litoporos (empacotamento sedimentar) e pedoporos (cavidades), relacionados à alteração pedogenética do sedimento.



O esqueleto é composto por quartzo mono e policristalino, microclina, plagioclásio, ortoclásio micropertítico, anfibólio, moscovita, opacos e litoclastos. Os componentes finos são argilominerais puros pontualmente impregnados com MOA e Mn, que formam impregnações em torno de poros e grãos esqueléticos ocasionalmente.

A trama apresenta anisotropia fraca a moderada, esquelética, com orientação dos cristalitos do plasma em torno de grãos. Localmente e raramente apresenta trama vosséica, com orientação em torno dos poros cavitários.

Os principais caracteres pedogenéticos texturais são argilões de revestimento granular, microlaminados ou não laminados. Indica alteração inicial do sedimento e iluviação de finos. Quase toda matriz é introduzida, ou seja, é argila iluvial, no entanto os pedocaracteres foram contados em 1,3%, apesar de serem representados em boa parte da matriz. São frequentes organomangões revestindo grãos ou poros.

## **P2N12**

**Fácies sedimentar: Fsm (pelito maciço)**

**Pedofácies: indefinida**

### *Petrografia*

A textura é argilosa, com silte e areia subordinados, muito mal selecionada. Os grãos são predominantemente subalongados, com formas prismáticas e lamelares, angulares a subangulares, rugosos ou corroídos, em contato pontual raro ou ausente. Os poros são planares, em cavidades ou canais, com alguns poros de empacotamento complexo, a trama apresenta orientação preferencial em torno de pedocaracteres. As estruturas principais são

cutãs (ferriargilãs) de iluviação, com forte orientação dos cristalitos, nódulos de goethita e MOA preenchendo poros planares tortuosos.

Os componentes minerais perfazem 28,4% e são representados por quartzo monocristalino, feldspato alcalino e biotita em baixa proporção com alteração variável, moscovita presente principalmente na fração silte. Traços de zircão e turmalina na fração silte.

A coloração castanho amarelada da matriz (40%) denuncia a presença de hidróxidos de ferro misturados na argila. Forte orientação de argilas por processos de iluviação ou translocação vertical. Separações do plasma são freqüentes em toda a extensão da lâmina com cimentação por goethita sob forma de nódulos ameboidais.

Poros planares e estruturas de expansão e contração orientadas paralelas aos poros indicam um grau de acomodação avançado. A eodiagênese está representada por processos pedogenéticos na alteração do sedimento, dentro destes processos de iluviação de finos.

### *Micromorfologia*

Esta lâmina apresenta estrutura heterogênea, com domínios muito orientados por pedoturbação. A microestrutura é pédica em toda a extensão, com pedalidade moderada, agregados abundantes, subesféricos, ondulados e rugosos, de 2 a 3 cm. A acomodação avançada é notada pela forte agregação dos pedos fundamentais. A orientação é aleatória ou paralela em torno dos pedocaracteres, com grau de orientação moderado a forte. O padrão de distribuição base é agrupado, bandado ou concêntrico, distribuição c/f porfírica com raros domínios com distribuição gefúrica.

Os poros são planares e canais com cavidades esparsas, de tamanhos entre 30 até 100 micra, com alguns maiores. Quanto à gênese predominam pedoporos e bioporos, de maneira geral ortoporos no caso de canais e cavidades e metaporos no caso dos planares. A variação

dos poros e a interconectividade tende a ser alta sob análise em duas dimensões, somam 10,6% da seção.

Os componentes minerais principais desta lâmina são representados por quartzo predominante, com pequena quantidade de microclina, ortoclásio, plagioclásio, moscovita, traços de biotita e minerais acessórios. Pseudomorfismo é freqüente com alteração avançada de minerais primários facilmente intemperizáveis. Os componentes finos observados são argilominerais rubificados por hidróxidos de ferro de tons castanhos-amarelados, sendo os componentes orgânicos representados por MOA associada a óxidos de Mn imersos na matriz ou em forma de revestimentos.

A trama predominante no fundo matricial é mossépica, com domínios insépicos, silassépicos e argilassépicos. A trama vossépica está presente em torno de poros planares principalmente. A birrefringência do fundo matricial é fraca, porém a espessura da lâmina pode ter prejudicado estas observações.

Os caracteres pedogenéticos representam 21%. Dentre os texturais foram observados cutãs complexos com sobreposição múltipla de ferriargilãs e organomangãs, com anisotropia forte a moderada, ocasionalmente microlaminados, típicos e crescentes. Espessuras de até 2 mm caracterizam estas estruturas como cutãs de iluviação, provavelmente mecânica, de argila. Estas estruturas encontram-se por vezes fraturadas por poros planares, que deslocam mecanicamente os cutãs em diferentes segmentos antes contíguos. São observados também neocutãs de óxidos de ferro e argila revestindo poros planares (hiporrevestimentos), provavelmente relacionados a contração e expansão do sedimento. Dentre os criptocristalinos e amorfos, são observados nódulos esparsos intrapedais de composição sesquioxídica, de trama indefinida ou isotrópica.

## **P2N13**

**Fácies sedimentar: Fm (pelito maciço)**

**Pedofácies: Pv (paleovertissolo)**

### *Petrografia*

Argila é a fração predominante nesta amostra, silte e areia fina e muito fina dispersa, resultando em uma maturidade textural muito baixa. Os grãos dispersos apresentam forma alongada ou subalongada, por vezes subesféricos, angularidade moderada ou subarredondados, com trama porfirítica, contato entre grãos raro ou ausente. Os tipos de poros mais freqüentes são canais, cavidades e planares, com porosidade acentuada em torno de nódulos. Baixa porosidade primária, com porosidade secundária muito marcante devido à processos de bioturbação. As estruturas de depleção por hidromorfismo são freqüentes, com nódulos de goethita/hematita, apresenta estrutura em blocos angulares, icnofósseis em forma de seções transversais de marcas de raízes com núcleos alvícos devido à depleção de Fe. Superfícies de fricção inclinadas ao eixo da normal à orientação da lâminas são observadas, com aparente orientação de cristalitos de argila paralela a estas estruturas.

A fração areia perfaz menos de 5% da área total da lâmina. Apresenta uma mineralogia composta por quartzo monocristalino sem inclusões, por vezes tingido por óxidos de Fe e de extinção ondulante. Outros minerais primários ocorrem como traços. Microclina alterando para argilominerais neoformados por dissolução e também cristais não alterados, assim como ortoclásio micropertítico. Alguns desses cristais nucleiam nódulos sesquioxídicos.

A fração fina apresenta cor de fundo castanho-amarelada, devido a condições predominantemente oxidativas na alteração do sedimento, com halos de depleção por

hidromorfismo. A composição provável é de argilominerais em conjunto a hidróxidos de ferro, com cimentação freqüente por micronódulos e nódulos sequioxídicos. Ocupa 39% da área da lâmina.

Diagênese incipiente, observável pelo grau de acomodação dos agregados e orientação do plasma em torno dos poros planares. Processos pedogenéticos anteriores ao sepultamento (paleopedogenéticos) estão significativamente representados em toda a extensão da lâmina.

### *Micromorfologia*

Estrutura heterogênea com transições difusas entre domínios, com microestrutura pédica, microagregados angulosos a esferoidais, rugosos a polidos. A pedalidade é bem desenvolvida, grau de acomodação avançado pela forte compactação entre os agregados (peds). A orientação é aleatória por vezes paralela, com padrões de distribuição base agrupado a radial, e distribuição relativa c/f porfírica dupla, tripla ou aberta.

Os canais associados a cavidades são os poros mais freqüentes seguidos por poros planares bem desenvolvidos, perfazendo 13,6%. Tamanhos entre 30 e 100 micra são mais abundantes, porém a microporosidade é acentuada. Quanto à gênese, são atribuídos à atividade biológica ou desenvolvimento pedogenético, sendo desta forma classificados como pedoporos e bioporos.

Os minerais do esqueleto representam em torno de 5% da área total da lâmina. Foram identificados quartzo, microclina, ortoclásio, moscovita, traços de turmalina e zircão. Os feldspatos encontram-se quase totalmente pseudomorfizados, a moscovita é rara aparece. Fora o quartzo outros minerais primários ocorrem em baixíssima proporção. Os componentes finos

são representados por argilominerais totalmente rubificados por sesquióxidos que tingem a matriz de castanho-alaranjado. Os orgânicos são MOA e óxidos de Mn.

O fundo matricial apresenta tramas plásmicas inssépica, mossépica e vossépica que se intercalam conforme diferentes domínios e caracteres pedogenéticos associados. A trama vossépica é observada entre poros planares e superfícies de fricção; a trama mossépica é associada aos domínios vossépicos adjacentes; e a trama inssépica é encontrada nos domínios excluídos dos dois casos anteriores.

Os pedocaracteres texturais mais observados foram neocutãs compostos por óxidos e hidróxidos de ferro (neoferrãs) revestindo poros planares (contração e expansão), organomangãs preenchendo canais e poros planares, e argilãs de iluviação. Os caracteres de depleção são representados por albãs empobrecidos por óxidos de ferro, associados a canais radiais radiculares. Nódulos típicos intrapedais são abundantes, com organização interna isotrópica. As superfícies de fricção inclinadas são revestidas por neocutãs de composição sesquioxídica. Estes pedocarateres somam 42,3% da seção.

## **P2N15**

**Fácies sedimentar: Fm (pelito maciço)**

**Pedofácies: Pv (paleovertissolo)**

### *Petrografia*

Textura argilosa com silte e areia fina e muito fina esparsa, muito mal selecionada. Os raros grãos do arcabouço apresentam-se subalongados a esféricos, subarredondados ou parcialmente alterados, o contato entre os grãos é ausente. Os poros planares, cavitários e canais são os mais freqüentes, com microporosidade presente. A estrutura em blocos esferoidais e subangulares é marcante e bem desenvolvida, as vezes limitadas por superfícies de fricção. Icnofósseis de canais radiculares preenchidos com sedimento advindo de outras camadas, nódulos abundantes, halos de depleção e fragmentação de pseudomorfos no topo da lâmina são outras estruturas que foram observadas.

Os componentes minerais visíveis à resolução de microscópio petrográfico correspondem a apenas 2% da extensão da lâmina, com quartzo monocristalino perfazendo quase que a totalidade dessa fatia. Traços de microclina, ortoclásio, plagioclásio, turmalina, moscovita também foram identificados. Feldspatos ocorrem com cristais maiores, pouco alterados a totalmente pseudomorfizados. Cristais com revestimento de óxidos de Fe, ocasionalmente corroídos nas bordas.

A fração fina é composta por argilominerais, rubificada por óxidos e hidróxidos de Fe, apesar dos pedocaracteres também ocuparem boa parte da fração fina. Segregações do plasma são muito abundantes, cristalitos com anisotropia moderada a forte, de organização complexa. A cor da matriz é castanho-amarelada, com orientação geral inclinada à normal da orientação da lâmina. Cimentação abundante por goethita e pontualmente hematita. Foram observados processos eodiagenéticos de contração e expansão, principalmente com orientação do plasma em torno de poros planares que limitam os agregados.

#### *Micromorfologia*

A estrutura da lâmina é heterogênea, com limites difusos entre domínios. A microestrutura pédica é bem desenvolvida, em blocos esferoidais a hexagonais subangulares, rugosos a ondulados. A acomodação é avançada dada a forte agregação entre os pedis e orientação do plasma em torno dos poros planares. Orientação aleatória e localmente paralela, de intensidade moderada, com padrões de distribuição básica agrupado ou aleatório, e distribuição relativa c/f porfírica aberta na matriz a dupla ou simples nas zonas de depleção.

A porosidade é composta basicamente por fraturas planares, com menor participação de canais e cavidades. A dimensão destes poros planares é de no máximo 100 micra de espessura e comprimento centimétrico, com alta interconectividade.

O esqueleto representa apenas 2% da área total da lâmina, os componentes minerais são representados por quartzo predominantemente, com a ocorrência esporádica de microclina, ortoclásio, plagioclásio, pouca moscovita e traços de turmalina. Os feldspatos encontram-se por vezes parcialmente alterados para goethita e argila, com pseudomorfismo abundante em toda lâmina e presença de pápulas fragmentadas. Os finos apresentam-se como argilominerais rubificados por óxidos e hidróxidos de ferro, e os orgânicos como MOA associado a óxidos de Mn.

O fundo matricial é constituído por trama vossépica e mossépica, com alternância difusa entre os domínios. Domínios massépicos são encontrados isoladamente na lâmina. A anisotropia do plasma é moderada, com observação dificultada pela impregnação do plasma por óxidos e hidróxidos de ferro.

Os caracteres pedogenéticos perfizeram 55%, sendo os texturais representados por argilãs isolados, neoferrãs e quasiferrãs revestindo poros planares e canais, organomangãs preenchendo poros. Os caracteres de depleção são albãs enriquecidos com areia devido translocação de finos, com limites difusos, de estrutura radial, interpretados como canais radiculares que apresentam organomangãs preservados no interior dos poros. Como



criptocristalinos e amorfos observaram-se nódulos típicos de diversos tamanhos, abundantes por toda a extensão, geralmente organizados concentricamente em torno de halos de depleção.

## **P2N17**

**Fácies sedimentar: Sm (arenito lamoso maciço)**

**Pedofácies: indefinida**

### *Petrografia*

As frações granulométricas predominantes são as classes areia fina, média e muito fina, com teores significativos de silte e argila. A maturidade textural é baixa com grãos alongados a subesféricos, angulares a subarredondados, de forma prismática, lamelar ou indefinida. O contato entre os grãos é alongado, pontual ou tangencial, e a porosidade é representada por fissuras planares, canais e cavidades. As principais estruturas observadas são concreções manganíferas nucleando halos de depleção de geometria ameboidal, cutãs de iluviação e impregnação, com pápulas menos freqüentes.

Na fração areia ocorre predomínio de quartzo monocristalino, com variedade policristalina em proporção significativa. A quantidade de feldspato permite situar a amostra no campo dos subarcósios, com moscovita freqüente. São observados também litoclastos, opacos, traços de biotita e turmalina. A fração areia perfaz 37,1% da seção.

A fração fina apresenta cor castanho-amarelada com limites difusos a zonas cinza-transparentes, devido a alternância de condições predominantemente oxidativas e redutoras na alteração do sedimento, com halos de depleção por hidromorfismo e neoferrãs am torno de

poros. A composição é de argilominerais em conjunto a hidróxidos de ferro. Quanto à gênese, é predominantemente protomatriz, onde é provável o transporte de partículas de argila floculadas traçadas junto ao transporte dos grãos de areia. Poros planares e estruturas de expansão e contração orientadas paralelas aos poros indicam um grau de acomodação avançado.

### *Micromorfologia*

Apresenta estrutura complexa, heterogênea, com domínios em transição difusa ou gradual, microestrutura apédica na maior parte com alguns domínios pédicos de pedalidade fracamente desenvolvida. Microagregados de matéria orgânica abundantes, raros agregados (peds) megascópicos com estrutura em blocos subangulares rugosos. A acomodação é avançada dada agregação muito compactada entre os peds. A orientação é aleatória ou localizadamente paralela, com orientação moderada a forte. Os padrões de distribuição base são indefinidos, agrupado ou bandado em alguns segmentos. Distribuição relativa c/f geofúrica com transição difusa para porfírica simples dupla, tripla ou aberta.

A porosidade é representada majoritariamente por canais e cavidades, menor proporção de poros planares. Quanto à gênese, são pedoporos e bioporos predominantes, sendo praticamente ausente os litoporos devido o estágio avançado de alteração do sedimento originalmente depositado. A classe de alisamento classifica-os como ortoporos. A porosidade representa 11,6%.

A mineralogia do esqueleto é composta por quartzo monocristalino e policristalino, microclina, ortoclásio, moscovita, biotita, litoclastos e traços de anfibólio e turmalina. Pseudomorfismo presente, com alteração de feldspatos para argilominerais neoformados. Os

componentes finos são representados por argilominerais, óxidos e hidróxidos de ferro. Os orgânicos são representados por MOA e óxidos de Mn sob forma de microagregados, nuvens e fragmentos.

A trama predominante no fundo matricial é esquelsépica, em transição difusa com domínios inssépicos, vossépicos e mossépicos. Anisotropia do plasma em torno dos poros e grãos do esqueleto é forte, com orientação salpicada moderada a fraca no restante dos domínios.

Os pedocaracteres somam 24% da lâmina. Pedocaracteres texturais observados incluem ferriargilãs, nódulos convolutos (mosqueado) com sobreposição de halos de depleção (albãs), nucleados por organomangãs e neomangãs revestindo canais grosseiramente radiais alongados. Os ferriargilãs encontram-se associados a poros ou como impregnações e acumulações na matriz, desassociados a quaisquer estruturas.

Estruturas semelhantes a estriotúbulos podem ser observadas em alguns segmentos, em amostra de mão estas estruturas estão bem delimitadas e facilmente observáveis. Estes estriotúbulos tem geometria lunada, com predominância frações granulométricas mais grossas no preenchimento destas estruturas, assim como os albãs (halos de depleção) que devido à translocação de argila ficam parcialmente enriquecidos por classes texturais superiores.

### **VN3**

**Fácies sedimentar: Sm (arenito lamoso maciço)**

**Pedofácies: indefinida**

### *Petrografia*

A textura predominante é de areia fina e areia muito fina, com argilosidade moderada, muito mal selecionada, com grãos de forma alongada a subesférica, subarredondados a subangulares, em contato pontual a tangencial freqüente. Os poros são de empacotamento simples ou cavitários. A estrutura geral da lâmina é maciça com organização aparentemente caótica. Apresenta estruturas de deformação de micas, com cristais de moscovitas e biotitas entre grãos maiores.

O arcabouço perfaz 58,1% da seção. A mineralogia é representada principalmente por quartzo monocrystalino de extinção reta por vezes ondulante, quase sempre fraturado, com quantidade significativa de quartzo policristalino. A proporção de feldspatos alcalinos e de calco-sódicos situam o espécime no campo dos arcósios, com presença de hornblenda indicando um grau inicial de alteração. As micas são representadas por moscovita e traços de biotita. Litoclastos e opacos são observados em quantidades apreciáveis, os minerais acessórios observados são turmalina e sillimanita.

A matriz representa 32% da área da lâmina, composta por argila pura, cinza transparente, sem impregnação por óxidos ou hidróxidos de ferro. Cristalitos de argilominerais frequentemente orientados em torno de grãos do arcabouço com anisotropia moderada apresentando birrefringência sob luz polarizada, cimentação rara ou ausente por óxidos e hidróxidos de Fe e frequente por óxidos de Mn.

Orientação da matriz em torno dos grãos do arcabouço sugere processos eodiagenéticos iniciais. Pseudomorfismo frequente entre grãos de ortoclásio e microclina, grande parte da matriz deve-se à dissolução geoquímica destes minerais, neoformação e translocação de filossilicatos. Apesar disso a alta quantidade de minerais facilmente intemperizáveis indica alteração eodiagenética incipiente ou inicial. Pedocaracteres em raros domínios isolados da lâmina, apesar de quase toda matriz ter sido introduzida posteriormente, geneticamente classificada provavelmente como epimatriz.

### *Micromorfologia*

A estrutura geral da lâmina é homogênea, com domínios heterogêneos raros e isolados. Microestrutura apedal maciça com organização aparentemente caótica. A orientação e o padrão básico de distribuição são aleatórios ou isotrópicos, com distribuição c/f gefúrica, com grãos esqueléticos unidos por pontes de material mais fino e domínios enáulicos, onde microagregados menores encontram-se por entre grãos em unidades maiores clasto-suportados. Raramente a distribuição c/f é porfírica simples. São freqüentes os microagregados de matéria orgânica amorfa (MOA) e manganês (Mn) dispersos no arcabouço, sob forma de estruturas impregnativas ou como elementos destacados.

A porosidade é representada por 6,6%, apresenta poros de empacotamento composto e frequentemente cavitários. Foram interpretados geneticamente como litoporos (empacotamento sedimentar) e pedoporos (cavidades), relacionados à alteração pedogenética do sedimento.

O esqueleto é composto por quartzo mono e policristalino, microclina, plagioclásio, ortoclásio micropertítico, anfibólio, moscovita, sillimanita, opacos e litoclastos. Os componentes finos são argilominerais puros pontualmente impregnados com MOA e Mn, que formam impregnações em torno de poros e grãos esqueléticos ocasionalmente.

A trama apresenta birrefringência moderada, esquelssépica, com anisotropia dos cristalitos do plasma em torno de grãos. Localmente e raramente apresenta trama vossépica, com orientação em torno dos poros cavitários.

Os principais caracteres pedogenéticos texturais são argilãs de revestimento granular, microlaminados ou não laminados. Indica alteração inicial do sedimento e iluviação de finos. Quase toda matriz é introduzida, ou seja, é argila iluvial, no entanto os pedocaracteres foram

contados em 3,3%, apesar de serem representados em boa parte da matriz. São freqüentes organomangãs revestindo grãos ou poros.

## **VN5**

**Fácies sedimentar: Sm (arenitos lamosos maciços)**

**Pedofácies: não definida**

### *Petrografia*

A textura é argilo-arenosa com baixa proporção de silte, seleção ruim, grãos com forma subesférica, subalongada ou prismática, ondulados, angulares a subarredondados. A trama apresenta contato tangencial ou alongado entre os grãos, poros planares, cavidades ou de empacotamento complexo, com porosidade entre agregados acentuada. Pseudomorfismo presente com alteração de feldspatos e filmes de argila revestindo os grãos do arcabouço. Microagregados de MOA e Mn dispersos na extensão da lâmina.

Os principais componentes minerais do arcabouço, que somam 40,7% da lâmina, são representados por cristais subeuédricos a anédricos de quartzo monocristalino de extinção reta quase sempre muito fraturados, com variedades policristalinas de extinção ondulante ou em forma de litoclastos menos freqüentes. A microclina, plagioclásio e ortoclásio apresentam-se quase sempre em cristais menores prismáticos e subangulares, com alteração pelicular ou bandada. A moscovita é frequente na fração silte e areia muito fina orientada aleatoriamente ou em contato alongado com cristais maiores. Litoclastos estão representados por cristais compostos na maioria das vezes por quartzo monocristalino e policristalino junto à moscovita; também observados opacos, traços de turmalina e anfibólios.

A matriz observada na lâmina perfaz 41,3%, de composição pura e cor transparente, revestindo os grãos do arcabouço (argilãs) ora isotrópica ora com anisotropia moderada em torno das paredes dos cristais e revestindo poros. Exibe nos domínios orientados birrefringência, sob analisador e polarizador cruzados, em cores do amarelo ao violeta de 1ª ordem. Desse modo trata-se de uma protomatriz isotrópica conjugada a uma epimatriz anisotrópica, compostas por argilominerais. A cimentação por óxidos e hidróxidos de Fe é pontual ou rara.

A eodiagênese é incipiente, representada pelo pseudomorfismo de componentes minerais como microclina e plagioclásio com alteração linear de cristais maiores de moscovita e iluviação de argila. A orientação da matriz em torno dos cristais maiores e em torno de poros planares sugere movimentações de expansão e contração anteriores ao sepultamento do sedimento típicas de transformações pedogenéticas.

### *Micromorfologia*

A microestrutura da lâmina é homogênea a heterogênea, pedal na maior parte, transição difusa entre as zonas, com freqüentes canais de iluviação e poros planares que delimitam agregados de 2cm a 3cm de desenvolvimento fraco ou incipiente. Estrutura maciça, dominância de argila com areia fina, muito fina dispersa e pouco silte. A orientação apresenta-se aleatória ou paralela. O padrão básico de distribuição é aleatório, distribuição c/f porfírica na maior parte da lâmina com domínios de distribuição gefúrica, na qual grãos esqueletais são unidos por pontes de plasma e silte. Microagregados de até 10 micra são encontrados dispersos ou agrupados, intrapedais ou interpedais preenchendo poros planares.

A porosidade perfaz 11% da área observada, representada por cavidades, canais, poros planares, de empacotamento composto e complexos. É frequente o revestimento ou

preenchimento dos poros por hidróxidos de ferro, MOA e Mn. Porosidade intragranular muito acentuada de fantasmas pseudomorfos em densidade significativa espalhados por toda lâmina, formados pela dissolução congruente de ortoclásio principalmente. Interconectividade aparentemente baixa. Um grande canal preenchido por material mais fino pode ser observado.

O esqueleto é representado pelos componentes minerais quartzo mono e policristalino, microclina (com alteração pontual), plagioclásio, ortoclásio micropertítico, hornblenda, moscovita (fração silte), opacos e litoclastos. A moscovita apresenta orientação em torno dos agregados ou em torno de pedocaracteres ao longo de cutãs de iluviação. Os finos são basicamente argilominerais puros. Os microagregados e impregnações que revestem poros e grãos esqueléticos são compostos por MOA e Mn.

As tramas mais freqüentes são insépica e assépica, com menor ocorrência de trama vossépica, de anisotropia moderada dos cristalitos do plasma em torno dos poros, e trama esquelssépica, de orientação em torno dos grãos, subjugada.

Os caracteres pedogenéticos somam 7% da lâmina, apesar de quase toda matriz ser iluvial, ou na concepção petrográfica, epimatriz. Os caracteres texturais são argilãs de contração e expansão associados a poros planares e argilãs de revestimento granular, microlaminados ou não laminados. São encontrados organomangãs revestindo grãos do esqueleto, em pequenas cavidades ou preenchendo poros planares; argilãs complexos associados a organomangãs também ocorrem de forma esparsa.

Excrementos fecais soldados são observados preenchendo um poro planar com faces perfeitamente encaixáveis, sugerindo ação biológica destas superfícies durante as fases de ressecamento do material, quando os poros planares ficam bem amplos. Este preenchimento é identificado com base no caráter mamilado das paredes, sendo mais fino, escuro e praticamente isotrópico.



## VN8

### *Petrografia*

A textura é areno-argilosa, baixa quantidade de silte, muito mal selecionada, cristais angulares a subarredondados, alongados e subesféricos, subédricos a anédricos. Trama entre os grãos apresenta contatos pontuais e tangenciais frequentes, com contato alongado raro, ou grãos imersos na matriz argilosa sem contato aparente. Porosidade intergranular frequente, cavidades e poros de empacotamento complexos frequentes e poros planares ocasionais. São observados esparsos microagregados de MOA e Mn preenchendo poros planares, pequenas cavidades ou imersos na matriz argilosa.

Os minerais observados incluem quartzo monocristalino, com pouca expressão de policristalino, quase sempre fraturado com extinção ondulante frequente; microclina, ortoclásio e plagioclásio com cristais inalterados ou parcialmente corroídos. A moscovita apresenta-se inalterada em frações mais grossas, também foi observada a presença de traços de biotita, geralmente ocupando a fração silte com variável grau de alteração. Foi observada grande quantidade de mineral isotrópico de cor avermelhada, muito fragmentado, interpretado como fragmentos de granada. Foram identificados traços de piroxênio, anfibólio e litoclastos, com quantidade razoável de opacos. A fração areia ou arcabouço ocupa 48,1% da amostra.

A matriz argilosa com baixa quantidade de silte ocupa 41,6% da lâmina, de composição pura de cor cinza transparente a opaca. Encontra-se nos espaços intersticiais entre os grãos ou sob forma de pequenos agregados retrabalhados, com orientação e birrefringência variável. Deve-se destacar o caráter genético da matriz, provavelmente protomatriz traçada

pelo transporte dos grãos provavelmente de argila floculada, retrabalhada em alguns domínios anisotrópicos por movimentos de contração e expansão eodiagénéticos.

Foram observados apenas características de eodiagénese inicial do sedimento, como alteração variável dos constituintes minerais primários, a qual não contribui para o desenvolvimento de uma porosidade intragranular; microagregados de MOA e Mn, canais e cavidades, que mesmo em baixa proporção são testemunhas da ação biológica na alteração do sedimento antes do soterramento do depósito; poros planares desenvolvem-se em depósitos recém-depositados, sob ação hídrica, em expansão e contração onde o sedimento deve estar desconfinado, caso o contrário não desenvolvem-se tais características.

### *Micromorfologia*

A amostra apresenta microestrutura geral homogênea, apedal ou com pedalidade muito incipiente. A estrutura é maciça, areia fina e muito fina são as classes texturais predominantes. A orientação é aleatória com padrão básico de distribuição também aleatório, raramente paralelo em torno de poros planares isolados. A distribuição c/f é porfírica simples à gefúrica, com grãos imersos no plasma ou ocasionalmente ligados por pontes de plasma, e domínios enáulicos isolados. Os microagregados de MOA e Mn encontram-se dispersos entre grãos do esqueleto ou ocupando o interior de cavidades e poros planares.

Os poros mais frequentes são de empacotamento complexo, cavidades e raros poros planares, perfazendo 7% da área amostrada na contagem de pontos. Quanto à gênese devem ser classificados como litoporos, pedoporos e bioporos.

Os componentes minerais do esqueleto são quartzo mono e policristalino, microclina, plagioclásio, ortoclásio, moscovita, opacos, traços de biotita, anfibólio, piroxênio e litoclastos. É frequente o revestimento dos grãos por cutãs de contração e expansão, resultado da

acomodação dos grãos em torno da matriz argilosa. Os componentes finos são argilominerais, componentes orgânicos sob forma de MOA e óxidos de Mn associados.

Foram observadas tramas assépica, inssépica e esquelssépica. A trama assépica é relacionada provavelmente aos domínios de argila floculada detrítica, que sofreram pouco retrabalhamento pós-deposicional. A trama inssépica está ligada aos domínios de argila próximos a poros planares e agregados de MOA, sob influência de processos eodiagenéticos. A trama esquelssépica relaciona-se também ao movimento de contração e expansão do material.

Os pedocaracteres perfazem cerca de 3% da amostra, os principais são organomangãs dispersos na matriz, revestindo parcialmente canais, cavidades e poros planares; e argilãs de expansão e contração em torno dos grãos e alguns poros planares.

## **VN16**

### *Petrografia*

A classe textural predominante é argila com areia muito fina e fina subordinadas, baixa quantidade de silte, seleção muito ruim, cristais subédricos a anédricos, angulares a subarredondados, subesféricos, prismáticos e em menor proporção alongados. Os grãos estão em sua maior parte imersos na matriz argilosa, ou apresentando trama com contato pontual e tangencial pouco freqüente. Poros planares freqüentes formando planos que delimitam pequenos blocos submilimétricos angulares, menor proporção de canais e cavidades. MOA e Mn em pequenos agregados ou dispersos na matriz, nódulos de goethita são observados

esparços na matriz, fraturados por poros planares indicando gênese anterior ao sepultamento do depósitos.

A mineralogia dos componentes visíveis da fração areia (19,9%) é representada basicamente por quartzo monocristalino, de extinção reta por vezes ondulante, quase sempre fraturado. Tímida ocorrência de microclina, ortoclásio e plagioclásios, com quantidade significativa de moscovita. Biotita ocorre em traços na fração silte fino, junto com turmalina, litoclastos e quantidade um pouco maior de opacos.

Cerca de 55% da área total da lâmina é ocupada pela fração fina de cor cinza transparente ao opaco em alguns domínios, sob luz natural plano polarizada. Os domínios mais transparentes exibem sob luz polarizada cruzada anisotropia moderada com forte orientação contínua em alguns casos, enquanto domínios mais opacos demonstram anisotropia muito fraca. Estas características devem estar relacionadas à gênese da fração fina e ao retrabalhamento por processos eodiagenéticos ou pedogenéticos.

Processos eodiagenéticos iniciais, na transformação do sedimento por pedogênese, devido à associação de microagregados com domínios de argila anisotrópica e ao desenvolvimento de uma estrutura em microblocos angulares limitados por poros planares de expansão e contração.

### *Micromorfologia*

Esta amostra apresenta estrutura heterogênea a homogênea, pedal na maior parte da lâmina com desenvolvimento fraco a moderado, microestrutura em blocos milimétricos, de 10 a 20 mm, argila predominante sobre areia fina e muito fina dispersa. A orientação é aleatória a paralela, com padrão de distribuição aleatório a paralelo, com organização parcial dos grãos

do esqueleto ao longo de planos ou poros planares. A distribuição c/f é porfírica simples com pequenos domínios gefúricos. Nuvens e fragmentos de MOA e Mn são observados no interior dos agregados (peds), sempre fragmentadas por poros planares.

Porosidade formada por poros planares com menor participação de cavidades e raros canais de iluviação. Estes poros apresentam espessura de até 100 micra, com interconectividade tridimensional alta. São pedoporos e bioporos em sua maior parte, não deve haver ocorrência significativa de litoporos.

Os constituintes minerais são representados por quartzo, baixa proporção de feldspatos, moscovita e opacos freqüentes, traços de biotita, turmalina, zircão e litoclastos. Alta concentração de opacos devido provavelmente à alteração dos minerais primários facilmente intemperizáveis dado os teores significativos de moscovita. Alteração anterior ao sepultamento devido a obliteração de estruturas pseudomórficas por poros planares, como rotacionamento de fragmentos de cristais de feldspatos alcalinos parcialmente corroídos, alterados e fragmentados por neoformação *in situ* de argilominerais. Componentes finos representados por argilominerais com impregnação ocasional de goethita ou lepidocrocita. MOA e óxidos de Mn dispersos são os constituintes orgânicos.

A matriz-S apresenta trama vossépica, em torno dos poros planares, argilassépica e inssépica no interior dos agregados (peds). A trama argilassépica está provavelmente associada aos domínios de argila detrítica que sofreram pouco retrabalhamento, seja por ação biológica ou pedogenética estrutural, do movimento expansivo e contrátil do material recém depositado devido ao encharcamento e drenagem sucessivos.

Os caracteres pedogenéticos perfazem 14% da lâmina, representados por argilãs de contração e expansão, nódulos de goethita, organomangãs em microagregados ou preenchendo canais e poros planares, e ocorrência esparsa de cutãs de iluviação (argilãs

simples). Os nódulos de hidróxidos de ferro indicam a ação de processos de gleização por água subterrânea.

## **VN17**

### *Petrografia*

De modo geral a textura é argilosa com areia muito fina dispersa e pouco silte, muito mal selecionada. Cristais anédricos a subédricos, angulares a subangulares, rugosos a polidos. A trama apresenta grãos imersos na matriz com raros contatos pontuais entre os grãos do arcabouço. Macroporos planares com inclinação em relação ao eixo normal da lâmina em torno de 30° ou menor. Estes poros devem estar relacionados com superfícies de fricção ou contração e expansão. Acompanham os macroporos estruturas de alinhamento de clastos de areia média sugerem escorrimento superficial em superfícies de deflação de baixa energia. A rubificação ou xantização por ferro tinge boa parte da lâmina, microagregados de material orgânico esparsos preenchendo poros planares ou dispersos na matriz.

O quartzo monocristalino é o mineral mais representativo seguido por baixa quantidade de feldspatos alcalinos e plagioclásio; moscovita presente, traços de biotita, turmalina, litoclastos e opacos. Cristais de quartzo tingidos por goethita são freqüentes, em menor proporção grãos de feldspato parcialmente corroídos, alterados a argilominerais. A fração areia representa 21,5% da lâmina, através da contagem de pontos.

De acordo com a contagem de pontos a fração fina representa cerca de 44% da lâmina, de cor cinza transparente ou bruno-alaranjada tingida por goethita. A matriz possui

anisotropia moderada em torno de poros planares, interpretados como superfícies de fricção ou poros de expansão e contração.