

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMAS FLUVIAIS SUPOSTAMENTE NEOGÊNICOS
NA SERRA DO MAR, LESTE DE SÃO PAULO**

DANIEL DIAS MORETI

*Trabalho de conclusão de curso
apresentado ao Instituto de
Geociências - USP para obtenção de
título de Bacharel em Geologia*

Orientador: Prof. André Pires Negrão

SÃO PAULO

2021

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMAS FLUVIAIS SUPOSTAMENTE NEOGÊNICOS
NA SERRA DO MAR, LESTE DE SÃO PAULO**

DANIEL DIAS MORETI

Trabalho de formatura

TF21/07

COMISSÃO JULGADORA

Maurício Parra
Claudio Riccomini

SÃO PAULO

2022

**“Nem todo trajeto é reto
nem o mar é regular”**

Cobra Rasteira, Metá Metá (Kiko Dinucci)

RESUMO

A Serra do Mar se evidencia por fazer parte da feição orográfica de maior destaque da borda Atlântica do continente Sul-Americano. Apesar do grande conteúdo voltado a discutir sua origem e evolução, há uma notável ausência de trabalhos sistemáticos sobre sua sedimentação cenozóica. Com o estudo de três afloramentos localizados nas bacias dos rios Paraitinga e Paraibuna, através da análise e interpretação de suas associações de fácies e elementos arquiteturais, foi possível estabelecer correlações com unidades cenozóicas já conhecidas do Rift Continental do Sudeste do Brasil, conjunto de bacias tafrogênicas adjacente a Serra do Mar e associado à sua formação. Os afloramentos descritos são caracterizados por depósitos fluviais contendo sequências de arenitos lamosos e fácies pelíticas intensamente bioturbadas, além da associação de conglomerados estratificados com arenitos e pelitos, correlacionados com membros da Formação Pindamonhangaba, de idade neogena e interpretados como pertencentes a um sistema fluvial meandrante.

ABSTRACT

Serra do Mar stands out for being part of the most prominent orographic feature of the Atlantic border of the South American continent. Despite the great content aimed at discussing its origin and evolution, there is a notable absence of systematic works on its Cenozoic sedimentation. With the study of three outcrops located in the basins of the Paraitinga and Paraibuna rivers, through the analysis and interpretation of their facies associations and architectural elements, it was possible to establish correlations with cenozoic units already known from the Continental Rift of Southeast Brazil, a set of taphrogenic basins adjacent to Serra do Mar and associated with its formation. The outcrops described are characterized by fluvial deposits containing sequences of muddy sandstones and intensely bioturbated pelitic facies, in addition to the association of stratified conglomerates with sandstones and pelites, correlated with members of the Pindamonhangaba Formation, of neogenean age and interpreted as belonging to a meandering fluvial system.

Sumário

1	Introdução	6
2	Objetivos	7
3	Area de estudo	8
4	Bacias hidrográficas dos rios Paraitinga e Paraibuna	9
5	Geologia Regional	10
	5.1 Origem e evolução da Serra do Mar	10
	5.2 Tectônica e sedimentação cenozóica do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).....	11
1.	5.2.1 Formação Pindamonhangaba	14
2.	5.2.2 Formação Itaquaquecetuba	15
6	Materiais e métodos.....	18
	6.1 Morfologia de canais	18
	6.2 Arquitetura deposicional e fácies	19
	6.2 Classificação de campo	22
7	Resultados	24
	7.1 Considerações acerca da paleopedogênese e graus de alteração	24
	7.2 Afloramentos	26
3.	7.2.1 TM-29.....	26
4.	7.2.2 TM-23	30
5.	7.2.3 TC-01	32
	7.3 Aspectos estruturais e condições de preservação.....	35
	7.4 Arquitetura deposicional e associação de fácies.....	38
	7.5 Análise comparativa.....	40
	7.6 Discussão	43
8	Conclusão	45
9	Bibliografia.....	46
10	Anexos	49
	Anexo A – Perfil TM-29	50
	Anexo B – Perfil TM-23	51
	Anexo C – Perfil TC-01	52
	Anexo D – Perfil 2 TC-01	53

1 INTRODUÇÃO

O sistema de montanhas composto pela Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, que delimitam o Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), constitui a mais destacada feição orográfica da borda atlântica sul americana. Embora sua origem e evolução sejam amplamente discutidas, há uma notável lacuna em estudos que abordem sua sedimentação cenozoica.

Até o momento o único trabalho disponível na literatura que discute depósitos fluviais cenozoicos na Serra do Mar é de Almeida (1945). No referido trabalho, o autor discorre sobre uma ocorrência restrita às margens do Rio Paraibuna, no município homônimo, com características idênticas as argilas de São Paulo e do vale do Paraíba, e admitida como pliocênica. Segundo Almeida, a sedimentação destes depósitos ocorreu em uma rede de drenagem essencialmente idêntica a atual. Mais tarde, Almeida (1952) encontraria novas camadas pliocênicas nas bacias dos rios Tietê, Mogi Guaçu, Sorocaba e Atibaia, todos a oeste da Bacia de São Paulo e também no estado do Paraná, traçando correlações com o depósito observado em Paraibuna.

Desta forma, pretende-se retomar a investigação sobre as camadas supostamente neogênicas na região da Serra do Mar, levantada por Almeida. A partir de um estudo multiescalar de três afloramentos localizados nas bacias dos rios Paraitinga e Paraibuna, e comparação com a estratigrafia cenozóica já estudada do Rift Continental do Sudeste do Brasil.

2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo estabelecer correlações temporais e espaciais de sedimentos fluviais supostamente neogênicos da Serra do Mar, com os registros cenozoicos conhecidos na literatura nos domínios do RCSB, bem como entender suas condições deposicionais e paleoambientais. Para tanto serão investigados três afloramentos, dois deles localizados em cortes de estrada, na Rodovia Tamoios (SP-099), nas proximidades do município de Paraibuna, e na estrada Paraty-Cunha (BR-459), no município de Cunha.

Ainda são esperados resultados de estudos palinológicos realizados em 16 amostras coletadas em campo. A análise laboratorial destas rochas com possível conteúdo fossilífero não-estéril trará melhores informações para o posicionamento cronoestratigráfico dos depósitos, além de valiosas informações sobre a paleobotânica e o paleoclima do período deposicional. Os resultados dessa etapa de estudo não saíram a tempo da publicação.

3 AREA DE ESTUDO

O trabalho se deu em três afloramentos localizados em cortes de estrada, na Rodovia Tamoios (SP-099), na altura do quilômetro 23 (TM-23) e 29 (TM-29) nas proximidades do município de Paraibuna, e na estrada Paraty-Cunha (BR-459), próximo ao trevo de entrada do município de Cunha (TC-01).

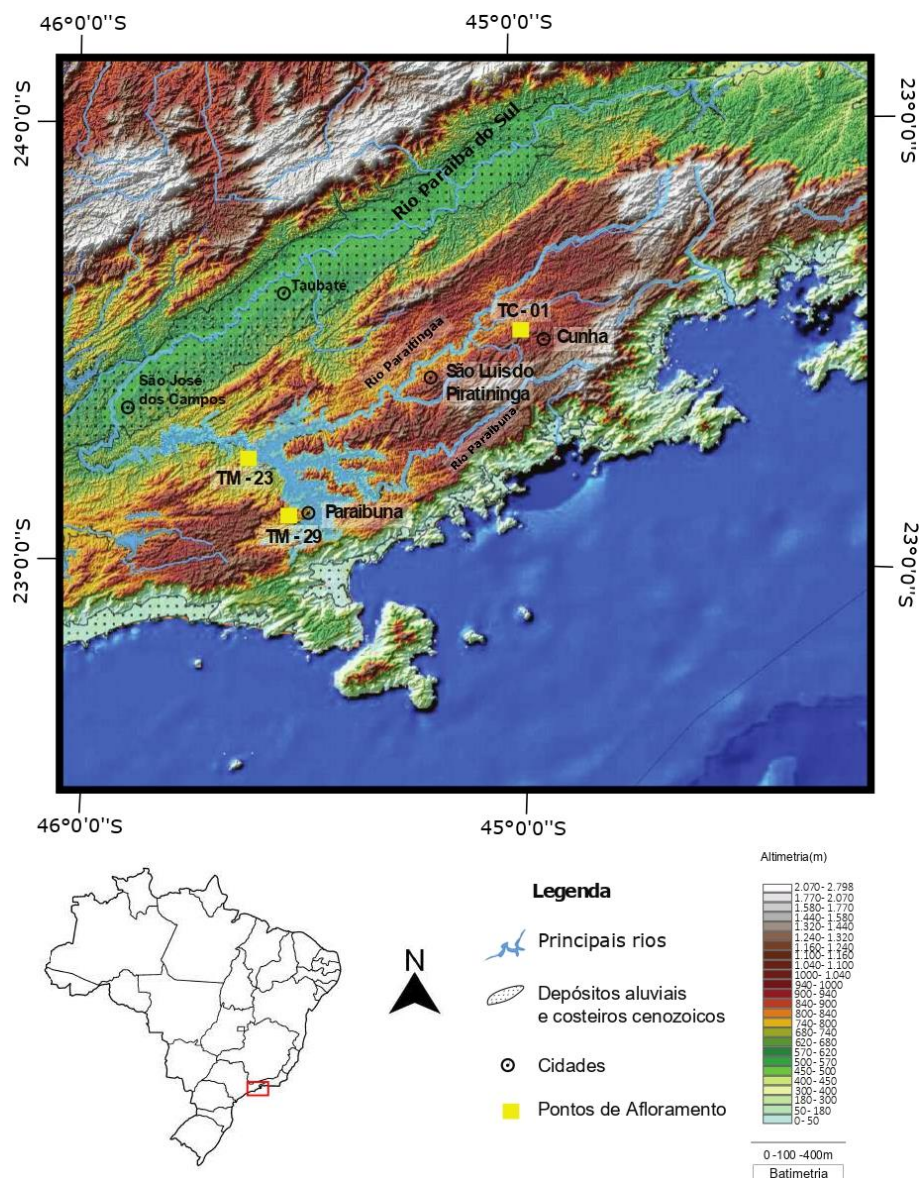


Figura 1- Mapa de localização indicando os afloramentos estudados, bem como os principais cursos d'água da região, cidades referênciais, altimetria e distribuição de bacias com depósitos costeiros e aluviais cenozóicos conhecidos.

4 BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS PARAITINGA E PARAIBUNA

Nomeado em tupi “rio de águas claras”, o Rio Paraitinga tem sua nascente na região da Serra da Bocaina, nas proximidades do município de Areias (SP), a cerca de 1800m de altitude. Se estende por 166km através de nove municípios, até sua confluência com o Rio Paraibuna para formar o Rio Paraíba do Sul. Formada por 38 afluentes e com aproximadamente 2.380km², sua bacia hidrográfica pertence ao trecho paulista da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul, segundo a classificação da Agência Nacional das Águas (ANA,2016), e está situada no domínio geomorfológico do Planalto Atlântico (Almeida, 2018).

Paralelo ao Rio Paraitinga corre o “rio de águas escuras”, o Paraibuna. Sua nascente esta localizada no município de Cunha, a cerca de 1200m de altura e inserida nos domínios da Serra da Bocaina. Se estende ao longo de 114 km até o município com nome homônimo, com sua bacia ocupando uma área aproximada de 440km².

Ambos os rios apresentam regime torrencial, com planícies aluviais estreitas e pouco desenvolvidas. Encaixados em estreitos vales, contam com numerosas corredeiras e cachoeiras, além de uma grande adaptação as estruturas geomorfológicas, que se apresentam com direção preferencial ENE (Almeida, 2018)

Em termos geomorfológicos as bacias dos rios Paraitinga e Paraibuna formam o Planalto do Paraitinga. Limitado a sudoeste pela escarpa da Serra do Mar, e a noroeste pelo Médio Vale do Paraíba, o Planalto do Paraitinga se estende por uma área de aproximadamente 6.000km² e abrange as serras do Jambeiro e Quebra-Cangalha. Tal morfoestrutura é caracterizada por longas serras longitudinais e mares de morros de geometria alongada e topos convexos com declividades entre 20% e 30%, podendo superar 40% em algumas regiões. (Ross e Moroz, 1997)

5 GEOLOGIA REGIONAL

5.1 Origem e evolução da Serra do Mar

A Serra do Mar é formada por uma cadeia de montanhas de direção ENE, e constitui juntamente com a Serra da Mantiqueira a maior feição orográfica da borda atlântica do continente Sul-Americano (Almeida, 1998). Estende-se do estado do Rio de Janeiro até o norte de Santa Catarina, com altitudes que atingem até 2366m em relação ao nível do mar.

Seus principais litotipos compreendem complexos ortoderivados, complexos paragneissicos e suítes intrusivas de idade pré-cambriana a eopaleozóica. Dentro da área de estudo, destacam-se os complexos Embu e Costeiro, constituídos respectivamente por rochas gnáissicas e migmatíticas com bandas micáceas xistosas, e rochas gnáissicas-migmatíticas. O embasamento está associado a diferentes processos de colagens proterozoicas, relacionadas a formação dos supercontinentes Atlântica (mesoproterozoico), Rodínia (mesoproterozoico-neoproterozoico) e Gondwana Ocidental (neoproterozóico), este último, responsável pelo desenvolvimento da Faixa Ribeira (Almeida, 1998).

Sua formação se inicia no eocretáceo, com soerguimento decorrente do processo de rifteamento do megacontinente Gondwana, acompanhado de intenso magmatismo fissural. Durante o neocretáceo, há a formação um megaplanalto com cerca de 300.000km², apontado como principal área-fonte de sedimentos para as bacias de Santos e Campos (Zálan e Oliveira, 2005). O soerguimento teria atingido sua maior elevação no Cretáceo Superior, período no qual se desenvolveu a Superfície Erosiva do Japi, responsável por grande parte de sua denudação.

A segmentação do planalto cretáceo viria a acontecer durante o Paleógeno, desencadeada por um evento tectônico responsável pela reativação de estruturas neoproterozóicas de orientação ENE, relacionadas a Faixa Ribeira. Resultando na formação das serras do Mar e da Mantiqueira (no segmento central), intercaladas por um conjunto de bacias tafrogênicas alongadas (Figura 3), nomeadas por Riccomini (1989) de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB).

5.2 Tectônica e sedimentação cenozóica do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)

O trabalho de Riccomini et al (2004) sistematiza as sequências tectono-sedimentares cenozoicas do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro. Segundo o autor, o RCSB é marcado por cinco principais eventos tectônicos, sendo o primeiro relacionado a formação das bacias e os demais a deformações neotectônicas.

A primeira fase tectônica, geradora da depressão original do *rift*, ocorreu sob um regime de esforços distensivos de direção NNW-SSE durante o Paleógeno. Sincronicamente houve o preenchimento da bacia com os sedimentos que deram origem ao Grupo Taubaté. Sua unidade basal é composta pela Formação Resende (Amador, 1975), que apresenta distribuição generalizada em todas as bacias do segmento central. A Formação Resende é constituída por associações de conglomerados polimíticos e arenitos interdigitados a lamitos, relacionados a leques aluviais e planícies de rios entrelaçados. São datados do Eoceno Superior, através do seu conteúdo palinológico e pela intercalação de rochas vulcânicas basaníticas na região da Bacia de Volta Redonda (Riccomini, 1989).

As rochas do sistema de leques aluviais da Formação Resende gradam vertical e lateralmente para os argilitos maciços, ritmitos de folhelhos e margas, dolomitos e arenitos da Formação Tremembé. Seu sistema deposicional é interpretado como lacustre do tipo *playa-lake* (Riccomini et al, 2004), e o abundante conteúdo fossilífero (restos de folha, troncos de angiospermas, espículas de esponja, tubos de vermes, ostracodes, crustáceos, aves, répteis e mamíferos) indicam idade oligocênica para formação (Lima et al, 1985). Sua ocorrência é restrita à porção central da Bacia de Taubaté e centro-norte da Bacia de São Paulo.



Figura 2 - Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) - 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do rift (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Extraído de Riccomini et al (2004).

No topo do Grupo Taubaté, ocorre a Formação São Paulo, relacionada a sistemas fluviais meandantes. Sua litologia é composta por arenitos grossos a conglomeráticos de estratificação cruzada, referentes a depósitos de meandros abandonados, bem como arenitos médios a grossos, relacionados ao rompimento de diques marginais e ritmitos e argilitos, de planícies de inundação (Riccomini et al, 2004).

Em trabalho que analisa os argilominerais detríticos das formações Tremembé e Resende, Riccomini et al (1996) indicam condições paleoclimáticas com tendência a aridez durante sua sedimentação no Eoceno Superior ao Oligoceno Inferior. Já o sistema fluvial meandrante característico da Formação São Paulo é marcado por uma significativa mudança climática para ambientes mais úmidos no Oligoceno Superior.

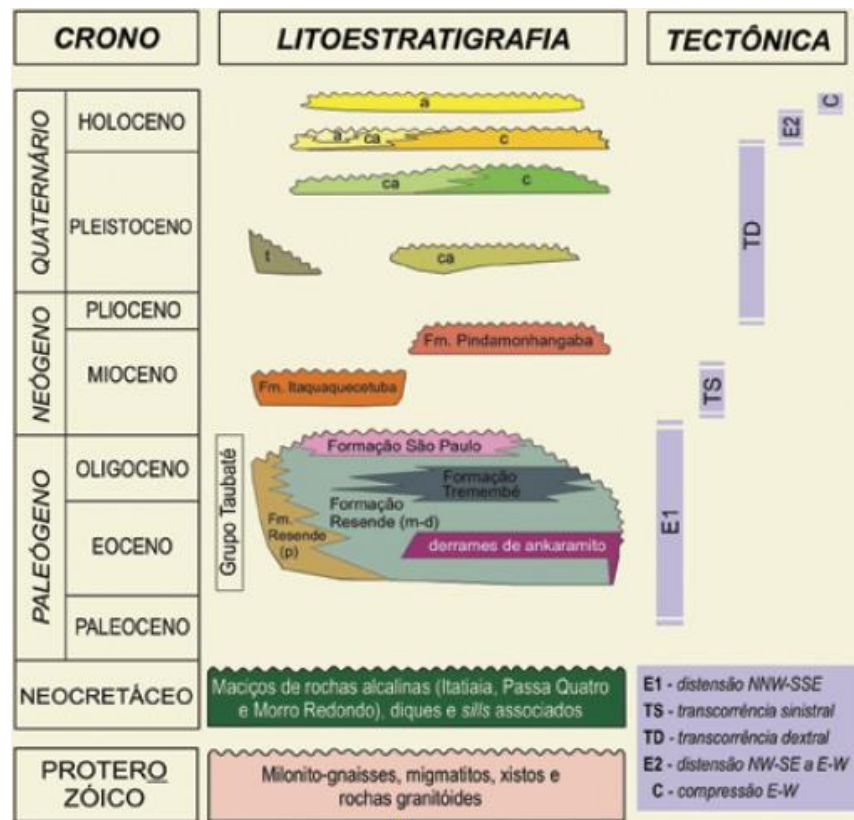


Figura 3 - Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB - Letras: p -leques aluviais proximais; m-d - leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados; t - depósitos de tálus; c – depósitos. Extraído de Riccomini et al (2004).

A fase pós-rift neogênica, está relacionada a uma deformação transcorrente sinistral de direção E-W e associada a Formação Itaquaquecetuba – restrita a região da Bacia de São Paulo. A Formação Itaquaquecetuba está sobreposta ao embasamento pré-cambriano. É caracterizada predominantemente por arenitos grossos arcoseanos mediantemente a mal selecionados com estratificações cruzadas de grande porte, que contem níveis argilo-siltosos ricos em matéria orgânica (com conteúdo fossilífero) e níveis conglomeráticos. Seu ambiente deposicional é interpretado como um sistema fluvial entrelaçado, posicionado no Mioceno Inferior (Arai e Yamamoto, 1995).

A Formação Pindamonhangaba, estratigraficamente acima da formação Itaquaquecetuba, apresenta depósitos típicos de ambientes fluviais meandantes desenvolvido nas porções centrais da Bacia de Taubaté. É caracterizada por fácies conglomeráticas com granodecrescência ascendente para arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas, referente ao canal fluvial e argilitos maciços a laminados, relacionados a planície de inundação (Riccomini et al, 2004).

O Quaternário é caracterizado por mais três eventos deformadores, responsáveis em parte pela acomodação dos sedimentos. Os depósitos coluviais pleistocênicos ao longo de encostas estão relacionadas a uma fase deformacional transcorrente dextral com compressão NW-SE. Sistemas holocênicos relacionados as redes de drenagem modernas estão ligadas a um regime de distensão de direção NW-SE a N-E e a compressão atual, de direção E-W.

5.2.1 Formação Pindamonhangaba

A Formação Pindamonhangaba como foi caracterizada por Riccomini et al (1991), corresponde aos depósitos de sistema fluvial meandrante neogênicos da porção central da Bacia de Taubaté. Se localiza logo acima das unidades do Grupo Taubaté, da qual é separada por uma discordância angular, e nivelada ao topo por superfícies aplainadas, tendo uma espessura aproximada de 30 metros.

Foram descritas sete litofácies para a Formação Pindamonhangaba, sendo elas do topo para a base:

- a. Fácies de conglomerados, com espessura decimétrica, com seixos (ocasionalmente calhaus e matacões) bem arredondados de quartzito e quartzo, em matriz essencialmente arenosa grossa mal selecionada
- b. Fácies de arenitos argilosos grossos, mal selecionados, localmente com níveis conglomeráticos de espessura decimétrica formados por seixos de quartzo e quartzito, bem arredondados, com estratificação cruzada tabular decimétrica e espessura métrica
- c. Fácies de areias médias a finas, argilosas, mal selecionadas, com estratificações cruzadas acanaladas centimétricas a decimétricas; gradam lateralmente para a fácies b
- d. Fácies de siltitos, ora maciços, ora estratificados ou laminados, apresentando no conjunto espessura métrica; passam, na base, para as areias da fácies c
- e. Fácies de arenitos conglomeráticos, com abundante matriz argilosa, granodecrescentes para siltitos e argilitos, em camadas de espessura métrica dispostas segundo estratificações sigmoidais métricas, com estruturas tipo *climbing ripples* na porção distal destas

- f. Fácies de arenitos de granulação média a grossa, gradando para o topo para sedimentos progressivamente mais finos, até siltitos e argilitos, com estruturas gradacionais normais, rítmicas, estratificações plano-paralelas horizontais de espessura centimétrica a decimétrica e grande persistência lateral, contendo ainda nas porções arenosas de granulação fina estruturas tipo climbing ripples
- g. Lamitos arenosos, contendo ocasionalmente grânulos de quartzo

A deposição dos sedimentos da Formação Pindamonhangaba está associada a fase de tectônica de transcorrência sinistral, que em seu sítio transpressivo deu origem a Soleira Arujá, responsável pela separação das drenagens dos Rios Paraíba do Sul e Tietê e formação da Bacia de São Paulo. Este processo alterou profundamente o regime hidrográfico, permitindo formar-se na região central da Bacia de Taubaté um novo sistema fluvial meandrante (Riccomini, 1989). Foi atribuído a Formação Pindamonhangaba um ambiente de sedimentação úmido, principalmente devido à grande presença de caulinita detrítica.

Posteriormente, Mancini (1995) subdividiu a Formação Pindamonhangaba em dois membros: Membro Rio Pararangaba, composto por litofácies areno-conglomeráticas associadas a deposição em canal e barras em pontal, e o Membro Presidente Dutra, caracterizado por fácies silte-argilosas de planície de inundação.

5.2.2 Formação Itaquaquetuba

Restrita a bacia de São Paulo, a Formação Itaquaquetuba, primeiro definida e caracterizada por Coimbra et al (1983), representa um sistema fluvial entrelaçado associado a leques aluviais. Sua seção tipo foi descrita por Coimbra (Figura 5) em cavas de extração de areia no município homônimo, e é caracterizada pelas seguintes fácies:

- a. Ortoconglomerado de matriz arenosa (areia grossa) com seixos de quartzo e quartzito de até 20cm, localmente imbricados e com granodecrescência ascendente. Ainda há presença de seixos de milonito e rochas graníticas ricas em turmalina com forma predominantemente esférica e discoide

- b.** Arenitos de granulação grossa, mal selecionados, com grãos angulosos a subarredondados e pouca matriz silto-argilosa. Presença de estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de médio porte
- c.** Conglomerados lenticulares formados por seixos e blocos de argila
- d.** Camadas argilosas lenticulares a espessos, localmente fossilíferos
- e.** Arenitos com estratificação cruzada acanalada

Ainda ocorrem duas fácies de forma pontual, sendo elas:

- f.** Brechas de matriz arenosa (areia grossa) com blocos atingindo tamanhos métricos de rochas do embasamento, fragmentos de camadas argilosas e restos vegetais fossilizados. Ocorrem principalmente no contato com o embasamento pré-cambriano, comumente com presença de falhas normais
- g.** Camadas argilosas a argilo-siltosas e arenosas-finas espessas e continuas com ocasional desenvolvimento de crostas limoníticas.

A deposição dos sedimentos da formação Itaquaquecetuba sofreu controle de falhas normais de direção NNW-ENE, evidenciada pela presença de cunhas clásticas (fácies brecha) sobre o embasamento e na base dos sedimentos, além do basculamento de camadas. Estes movimentos tectônicos estariam associados, aos estágios finais da fase transcorrente sinistral, que durante seu relaxamento deram origem a bacias do tipo *pull-apart* que receberam os sedimentos (Riccominni, 1989).

Segundo a interpretação de Riccomini (1989), a deposição dos sedimentos da Formação Itaquaquecetuba ocorreu sob um regime de clima úmido, ao contrário do que se havia primeiro estabelecido por Coimbra (1983) e em trabalhos posteriores (Melo, 1985), os quais atribuíram aridez climática. Esta tese se baseia principalmente na grande quantidade de espécies presentes no registro fossilífero, além da presença de esporos de pteridófitas em certas regiões.

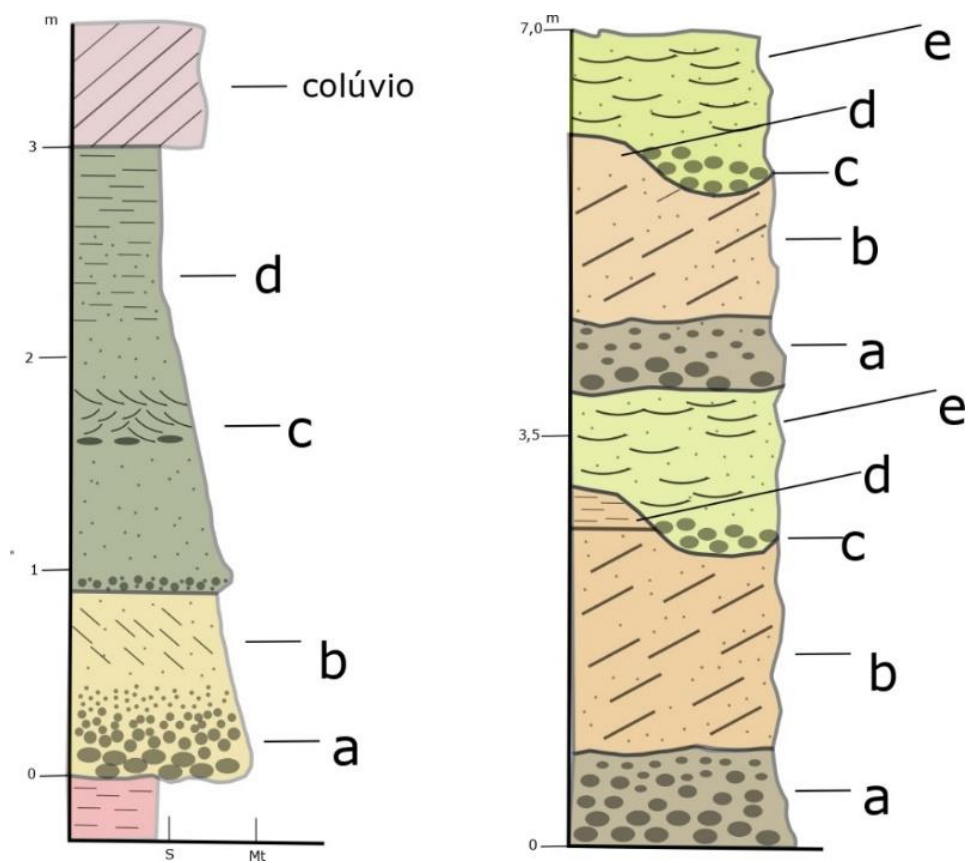


Figura 4 Perfis colunares das seções-tipo das formações Pindamonhangaba (esquerda) e Itaquaquecetuba (direita). Adaptado de Riccomini (1989) e Coimbra et al (1983).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Morfologia de canais

A formação dos canais fluviais é controlada por uma série de variáveis que atuam de forma complexa através de processos que variam muito em escala de tempo. Entre estes processos podemos citar: a carga de sedimentos transportada, a largura e profundidade do canal, declividade da região, cobertura vegetal, geologia local, clima etc. A classificação mais usual para canais fluviais é baseada em seus atributos morfológicos. Miall (2006) resume em quatro tipos básicos (Figura 2), cada um com características e comportamentos deposicionais distintos:

- **Meandrante:** Canais com grande sinuosidade e pouca variação na descarga de fluxo; alta taxa de migração lateral devido a diferença de velocidade da água nas porções internas e externas do meandro; associados a regiões de planície; formação de barras em pontal
- **Anastomosado:** Caracterizado por uma rede de canais interconectados com planícies de inundação entre eles; de moderada a baixa sinuosidade, profundos, estreitos e dominados por sedimentos de granulação fina; associado a regiões de planície; acreção lenta da margem
- **Retilíneo:** Canal único, bem definido, com margens estáveis e formação de barras na lateral
- **Entrelaçado:** Caracterizados por uma grande quantidade de carga de fundo; alta variabilidade de descarga do fluxo ao longo do ano, formando barras e ilhas em períodos de menor descarga; associados a regiões de maior declive

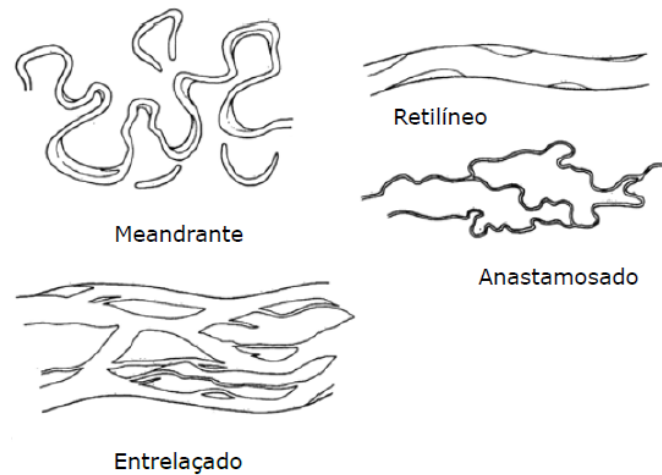


Figura 5 - Quatro modelos básicos para classificação geomorfológica de canais fluviais. Extraído de Miall (2006).

6.2 Arquitetura deposicional e fácies

No presente trabalho, foi utilizada a proposta metodológica desenvolvida por Miall (1985) para o estudo arquitetural e análise de fácies de depósitos fluviais. Partindo da definição de Jackson (1975), que classifica acamamentos em microformas, mesoformas e macroformas, Miall (1985) propõe que macroformas, analisadas em menor escala, possuem oito elementos arquiteturais básicos (Figura 6). Definidos pela granulometria, associação de fácies, sequência interna e geometria externa, os litossomas representam um processo particular de deposição. Tais elementos compõem extremos dentro de um espectro que pode variar de acordo com características específicas do rio. Segundo o autor, todos os depósitos fluviais possuem proporções variadas destes oito elementos arquiteturais, uma vez que os processos deposicionais que controlam o desenvolvimento de litofácies clásticas obedecem às mesmas leis físicas em qualquer local.

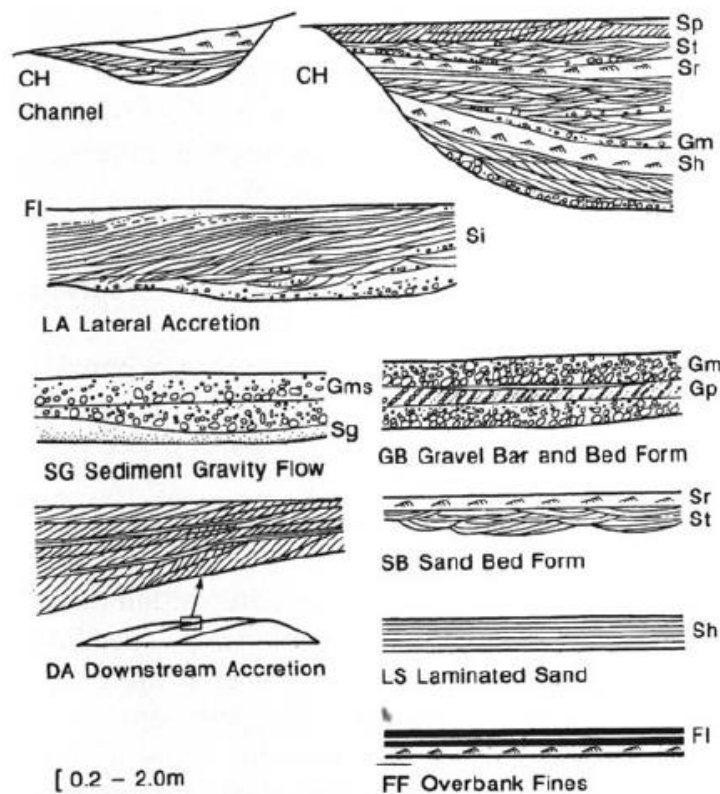


Figura 6 - Representação dos oito tipos básicos de elementos arquiteturais de canais fluviais proposto por Miall (1985). São eles: CH (canal), LA (acréscimo lateral), SG (depósito de fluxos gravitacionais), GB (forma de leito e barra cascalhosas), SB (forma de leito arenosa), LS (lençóis de areia laminados), OF (overbank fines).

A análise e identificação dos elementos arquiteturais se baseiam na confecção de perfis colunares de escala 1:10 ao longo do afloramento, a fim de se obter um mapeamento bi e tridimensional.

Para o estudo de fácies, adotou-se a classificação proposta por Miall (1985) para litofácies fluviais, com as devidas adaptações para a geologia local (Tabela 1). Nos códigos utilizados, a primeira letra maiúscula indica a litologia dominante (C= conglomerado, A= arenito, P= pelito) com base na granulometria, enquanto a letra minúscula indica características diagnósticas. Mais adiante as fácies serão melhor detalhadas de acordo com cada afloramento, bem como a interpretação para seu modelo deposicional.

Código de litofácies Miall (1985)	Código de litofácies adaptada	Litologia	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gh	Cge	Conglomerado grosso clasto sustentado com estratificação grosseira	Maciços ou grosseiramente estratificados (acamamento horizontal, imbricação)	Barras longitudinais, depósitos residuais de canal (<i>lag</i>), depósitos de peneiramento
Gp	Cfe	Arenitos conglomeráticos fino a médio, intercalados com lentes arenosas	Estratificação cruzada acanalada	Barras linguóides
Sp	Ae	Arenito estratificado	Estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas	Barras linguóides transversais e ondas de areia (regime de fluxo inferior)
Fl	Alb, La, Amb	Arenito lamoso, Lamito arenoso	Presença de bioturbação	Depósito de transbordamento ou de decantação de enchentes, paleossolo
St, Sp, Sr, Sh	Al	Arenito moderadamente selecionado pouco lamoso	Possível obliteração de estruturas sedimentares	-
Fr	Pmb	Pelito maciço com bioturbação	Marcas de raízes, bioturbação	Depósito de transbordamento, paleossolo
C	Pf	Pelito fóssil	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de áreas pantanosas

Tabela 1 - Tabela de litofácies utilizadas no trabalho em comparação as litofácies propostas por Miall (1985)

As superfícies limítrofes foram classificadas de acordo com seis ordens de grandeza para superfícies que separam litossomas em diferentes escalas físicas e temporais (Tabela 2).

Ordem	Características	Geometria	Interpretação
Superfícies de 1ª Ordem	Limitam sets de laminação cruzada	Planas, possuem inclinações variadas,	Resultado da migração de formas de leito de mesma morfologia sob condições de sedimentação continua
Superfícies de 2ª Ordem	Separam cosets de litofácies distintas	Planas, inclinações variadas	Indicam mudanças na direção de fluxo, não envolvendo um hiato significativo
Superfícies de 3ª Ordem	Truncam estratos cruzados subjacentes	Superfícies erosivas, baixo ângulo de mergulho (<15°)	Indicam mudanças na velocidade ou orientação do fluxo. São definidas a partir da identificação de macroformas (DA, LA, GB)
Superfícies de 4ª Ordem	Limites de elementos arquiteturais, separando diferentes assembleias de fácies.	Retas a levemente convexas. Mergulho paralelo ou truncado de baixo ângulo a superfícies de menor hierarquia	Resultado de mudanças no padrão das barras relacionadas à instabilidade do fluxo
Superfícies de 5ª Ordem	Delimitam corpos arenosos de canais principais	Planas ou levemente côncavas, podendo apresentar relevo irregular	Associadas a incisão e/ou migração lateral de canais fluviais
Superfícies de 6ª Ordem	Delimitam grupos de canais ou paleovales	Grande extensão lateral	Mudanças significativas no sistema fluvial, relacionadas a variações no nível de base estratigráfico

Tabela 2 - Superfícies limítrofes propostas por Miall (1985)

6.2 Classificação de campo

Devido à dificuldade de se reconhecer estruturas sedimentares primárias, texturas e composição mineralógica das rochas, por conta do alto grau de alteração dos afloramentos e intensa bioturbação, se escolheu em campo a classificação de Folk et al (1970) para rochas sedimentares. O diagrama ternário (Figura 7) leva em

consideração porcentagem de argila, silte e areia presente na rocha, com seus vértices representando uma composição 100% pura de cada uma das granulometrias.

A classificação das rochas foi realizada em campo através de análise tátil visual e posteriormente, com as amostras em laboratório, refeita. Novamente a classificação foi baseada em análise tátil visual, desta vez com disposição de cartilhas granulométricas e recipientes com água que permitiam a amostra ser umedecida, tornando mais perceptível a proporção de argila, a abrasividade e granulometria. Esta segunda etapa resultou em uma revisão das fácies estabelecidas em campo.

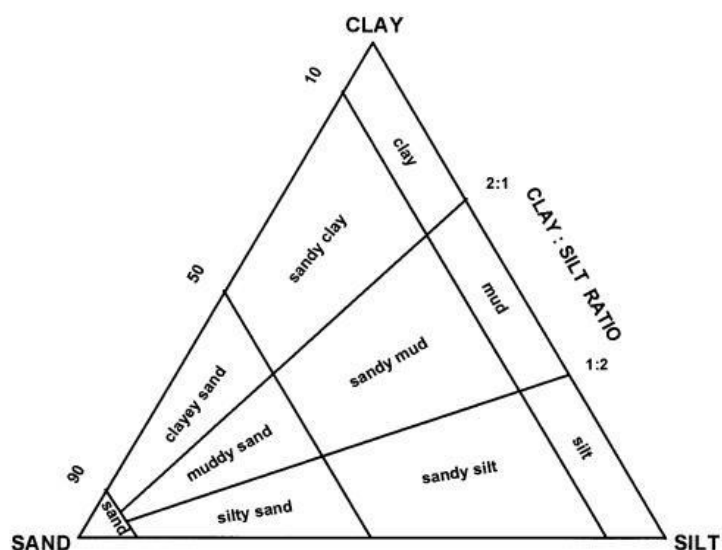


Figura 7 - Diagrama ternário desenvolvido Folk et al (1970) baseado na razão de areia, silte e argila presentes na rocha. Nos vértices, com composições 90% puras, se tem: arenito, siltito e argilito. As classificações intermediárias (da esquerda para a direita e de cima para baixo) são: arenito siltoso (silty sand), Arenito lamoso (muddy sand), arenito argiloso (clayey sand), siltito arenoso (sandy sill), lamito arenoso (sandy mud), argila arenosa (Sandy clay), lamito (mud). Extraído de (Flemming B.W, 2000).

7 RESULTADOS

7.1 Considerações acerca da paleopedogênese e graus de alteração

Apesar de não ser o foco do presente trabalho, avaliar a paleopedogênese das fácies foi uma ferramenta importante para sua interpretação. Em muitas das fácies foi possível observar icnofósseis e registros de bioturbação, que estão entre as características diagnósticas de um paleossolo (*Retallack*, 1981). Na ausência de estruturas sedimentares visíveis e dificuldade na identificação dos minerais formadores da rocha, tais registros se tornaram importantes para a determinação e diferenciação das fácies.

No contexto de sistemas fluviais, a formação de paleossolos está principalmente associada a regiões de planícies de inundação, trazendo consigo importantes informações acerca do paleoclima e taxas de sedimentação. *Retallack* (1981) aponta que é possível diferenciar uma sequência de paleossolos em áreas de planície de inundação de acordo com a sua evolução, ou seja, desenvolvimento dos horizontes. Depósitos proximais ao canal possuem uma rápida sedimentação, retardando o processo pedogênico e gerando solos com perfis pouco desenvolvidos. Já em áreas distais, a baixa taxa de sedimentação e de erosão permite o desenvolvimento de perfis cumulativos, com horizontes bem delimitados.

Nos afloramentos estudados em que ocorrem camadas com registro de bioturbação, não foi possível observar o desenvolvimento claro de horizontes pedogenéticos. O registro fóssil em sua maioria se apresenta na forma de tubos preenchidos por material argiloso de coloração avermelhada. Também foram identificados pequenos rizólitos milimétricos de coloração vermelha, além de fragmentos vegetais de coloração preta. De modo geral, as camadas com estes atributos se apresentam com coloração variegada, normalmente tendendo ao vermelho e também em tons róseos e cinzas.

O processo de rubificação de paleossolos é resultante das condições oxidativas do ambiente. Está intimamente ligada e a saturação de água dos poros, através das oscilações do lençol freático e exposição a águas superficiais e meteóricas. Em estudo que realiza uma análise paleopedogenética da Formação Resende, Garcindo (2009) atribui através de um modelo simplificado dois processos de formação de solo aos depósitos fluviais estudados: gleização e pseudogleização.

O primeiro, é causado pela alteração do nível do lençol freático que gera condições anóxicas e redutoras devido a saturação hídrica. Nesta situação, os condutos gerados pela atividade biológica e raízes de plantas servem como um caminho para a entrada de oxigênio no sistema, permitindo a precipitação de Fe e Mn (na forma de hidróxidos) ao longo de sua extensão. Como é possível observar na Figura 8 este processo gera um padrão mosqueado com uma clara distinção dos condutos rubificados sobre a matriz cinzenta.



Figura 8 – Amostra referente a fácies Pmb do afloramento TC-01, ilustrando os processos paleopedogenéticos de gleização.

Já o processo de pseudogleização é gerado pela saturação sazonal por águas superficiais, onde o sedimento já se apresentava rubificado devido as condições oxidativas. Assim, os tubos e canais radiculares se tornam condutores de água, tornando o ambiente redutor e mobilizando Fe e Mn para suas extremidades, onde a oferta de oxigênio é maior.

Devido as condições de preservação dos afloramentos também se mostrou um desafio determinar a origem do conteúdo argiloso de algumas fácies. Além disso, a diferenciação da granulação fina entre matriz siltico argilosa ou arcabouço alterado torna-se difícil devido a intensa atividade biológica nos paleossolos, responsável pela constante mobilização de materiais entre os horizontes.

7.2 Afloramentos

7.2.1 TM-29

Caracterizado por um corte de estrada com cerca de 30m de extensão e aproximadamente 4m de altura, o afloramento TM-29 (nomeado de acordo com o quilometro da rodovia onde se situa) se apresenta bastante alterado. Está situado em uma cota aproximada de 645m, e uma distância de 6km do Rio Paraíba.

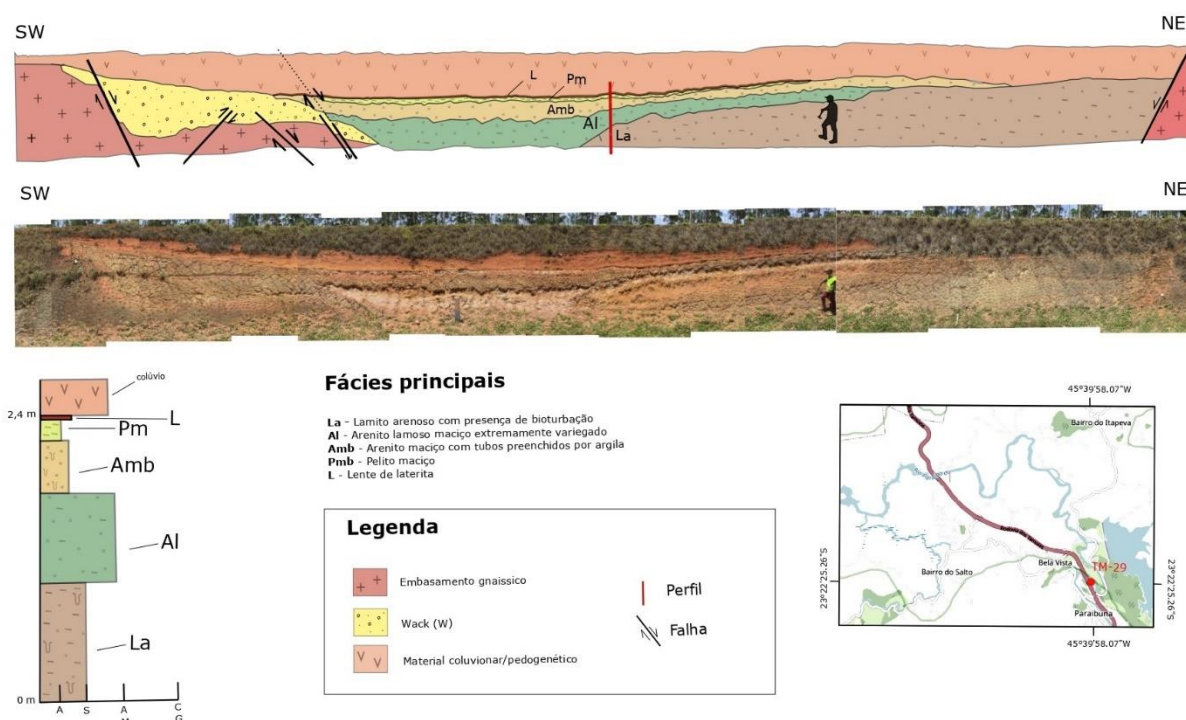


Figura 9 – Fotomosaíco e perfil construtivo do afloramento TM-29.

A confecção do perfil ocorreu próximo ao centro do afloramento (Figura 9), onde as rochas se apresentavam com maior variação e em melhores condições de preservação. Foram observadas 4 fácies distintas, descritas a seguir:

- **La:** Lamito arenoso maciço de granulação média a grossa, composto por grãos subangulosos de quartzo que compõem seu arcabouço e seixos angulosos de quartzo de até 2cm (<5%), feldspato (bastante alterado, se apresentando na forma de caulinita), muscovita (com grãos de milimétricos a centimétricos) e matriz argilosa. Presença de bioturbações que se

apresentam na forma de tubos milimétricos preenchidos por argila de coloração avermelhada. Não se observaram estruturas sedimentares. Coloração variegada (cinza, vermelho, ocre).

- **Interpretação:** Devido os registros de bioturbação, se interpreta essa fácies como um paleossolo gerado pelo extravasamento de canal. A atividade biológica também explica sua coloração variegada, resultante da intensa remobilização de material.
- **Alb:** Arenito lamoso fino a médio, muito friável, com presença de fragmentos milimétricos de quartzo subangulosos a subarredondados. Ocorrência de porções com maior concentração de silte (de provável origem diagenética) e de cristais milimétricos de muscovita. Apesar das semelhanças com a fácies subjacente, esta é caracterizada pela ausência de bioturbações bem definidas e pela cor intensamente variegada (vermelho, ocre, marrom). Devido ao alto grau de alteração, não foram observadas estruturas sedimentares ou indicadores de fluxo.
 - **Interpretação:** Assim como a fácies anterior, é possível interpretar esta como resultante de um processo paleopedogenético gerado em ambiente de planície fluvial. Sua coloração avermelhada (Foto 10) indica condições oxidantes, típicas de pseudogleização.
- **Amb:** Arenito maciço, mal selecionado de granulação fina a média e coloração acinzentada/amarelada. É composto por grãos subarredondados a subangulosos dispostos em granodecrescência ascendente. Presença de porções de coloração preenchidas por argila que variam de pequenas agulhas de poucos milímetros a tubos de até 4cm de espessura. Forma uma camada de geometria tabular que se estende ao longo de grande parte do afloramento com espessura média de 40cm.
 - **Interpretação:** Formado por extravasamento de canal ou decantação de enchente. Assim como as fácies anteriores passou por processos paleopedogenéticos.

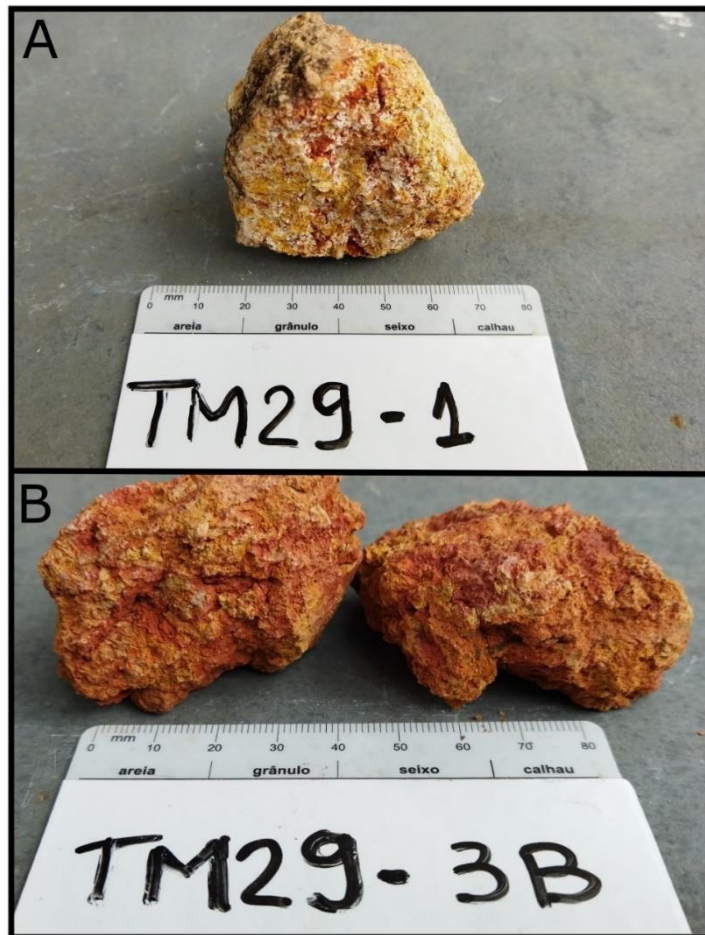


Figura 10 – A) Amostra referente a fácies La, de coloração variegada e intensa bioturbação. B) Amostra referente a fácies Al, com coloração avermelhada, resultante de processos oxidantes

- **Pmb:** Pelito siltoso com presença de grãos de quartzo angulosos mal selecionados (<5%). Apresenta alta compacidade, coloração acinzentada e avermelhada (resultantes de bioturbação) em algumas porções, e baixo grau de alteração comparado às demais fácies. Porções de coloração avermelhada indicam bioturbação. Se apresenta com grande continuidade latera e está subposta a uma fina lente limonítica de coloração ocre.
 - **Interpretação:** Paleossolo gerado em planície de inundação. A diferença de granulometria em relação as fácies subjacentes indicam uma possível movimentação do canal principal para posições mais distais ou mudança na intensidade de fluxo. A coloração também é outra característica destoante, indicando um possível processo de gleização em sua formação.

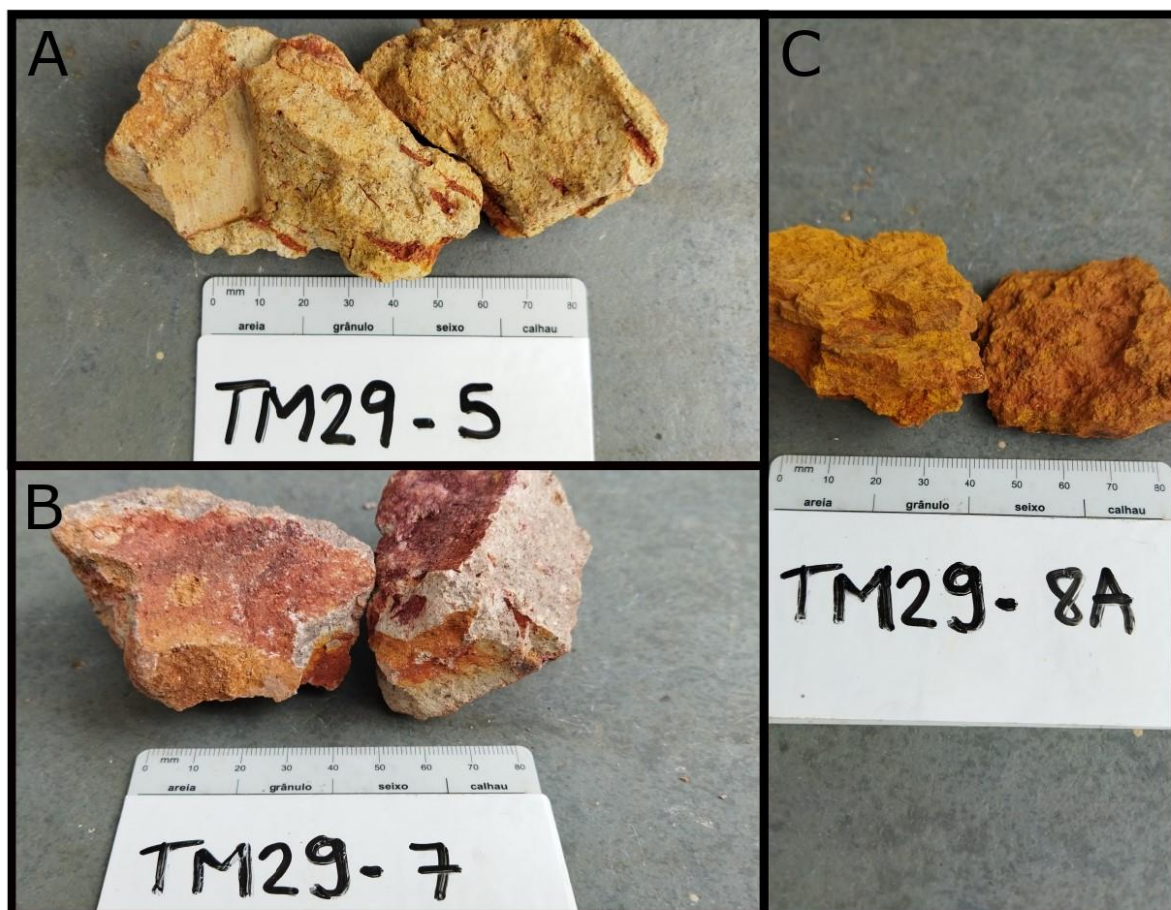


Figura 11 – A) Amostra referente a fácies Amb B) Amostra referente a fácies Pmb C) Amostra referente a lâmina laterítica presente acima da fácies pelítica.

Além das fácies descritas no perfil, foram identificadas mais duas fácies nas extremidades do afloramento. Trata-se do embasamento gnáissico, com alto grau de alteração, coloração avermelhada, e presença de veios de quartzo de espessura decimétrica preservados. O embasamento se apresenta na forma de pequenos grabens de proporções métricas, gerados por falhas normais. Além disso foi possível observar marcas de estriamento nas regiões próximas as falhas, as quais foram tiradas medidas de direção e mergulho (apresentadas no tópico dedicado as feições estruturais). A camada sobreposta ao embasamento na porção SW do afloramento foi identificada como um arenito de matriz lamosa (W), com presença de grãos centimétricos, angulosos a subangulosos de quartzo, e matriz silto-argilosa. Devido questões de logística não foi possível fazer uma melhor avaliação desta fácies.

7.2.2 TM-23

Localizado no quilômetro 23 da Rodovia Tamoios, o afloramento TM-23 se apresenta em um corte de estrada de direção SE/NW com aproximadamente 30 metros de extensão. Está situado em posição topograficamente acima do afloramento TM-29, e dista cerca de 2km do canal do rio Paraíba. O perfil foi executado na porção NW do afloramento, devido as melhores condições de observação e preservação das rochas.

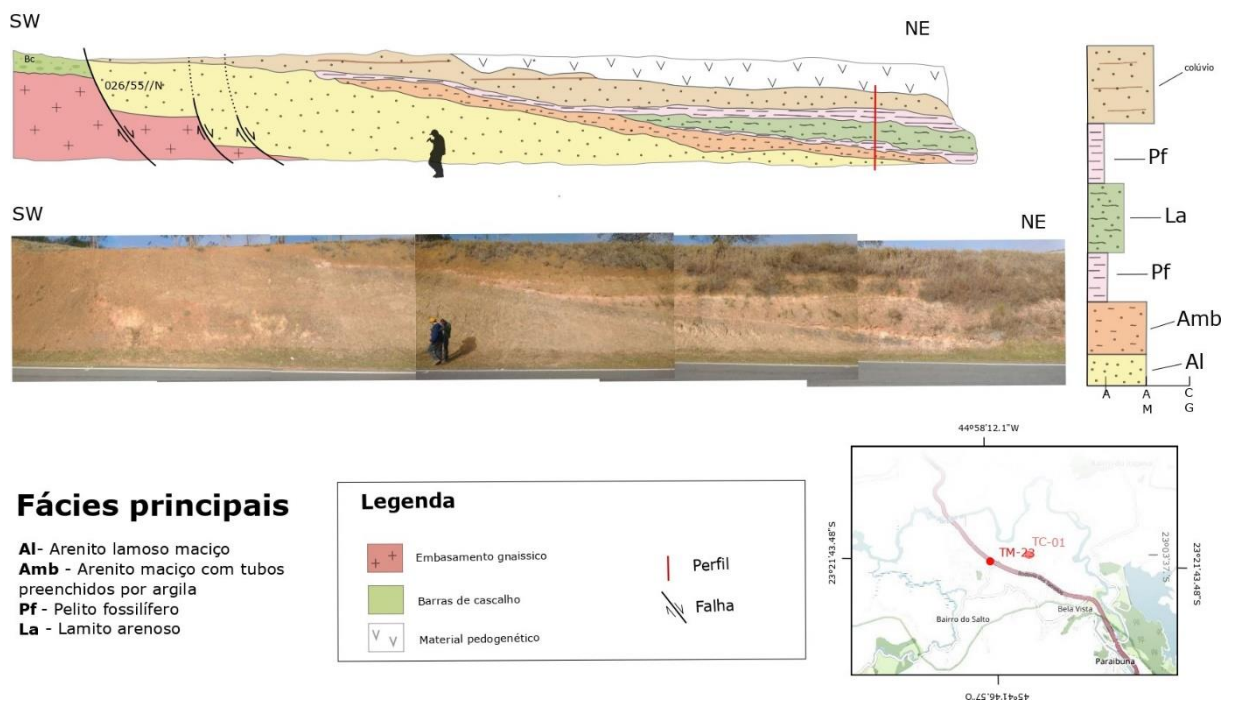


Figura 12 - Fotomosaico e perfil construtivo do afloramento TM-29.

- **AI**: Arenito lamoso maciço, de coloração ocre e branca. Composto por grãos de quartzo fino a médio subangulosos, apresenta alto grau de alteração e bolsões milimétricos de argila de coloração esbranquiçada.
 - **Interpretação**: Depósito gerado por transbordamento de canal
- **Amb**: Arenito maciço pouco lamoso, composto por grãos subangulosos de areia fina a média de coloração rósea/acinzentada. Presença de porções argilosas de coloração avermelhadas que variam de pequenas agulhas de poucos milímetros a lentes centimétricas, resultantes de atividade biológica (Figura 13). Presença ocasional de cristais angulosos de quartzo no arcabouço (<5%).

- **Interpretação:** Paleossolo desenvolvido em região de planície de inundação. A coloração indica um ambiente redutor, associado a formações de gleissolos.

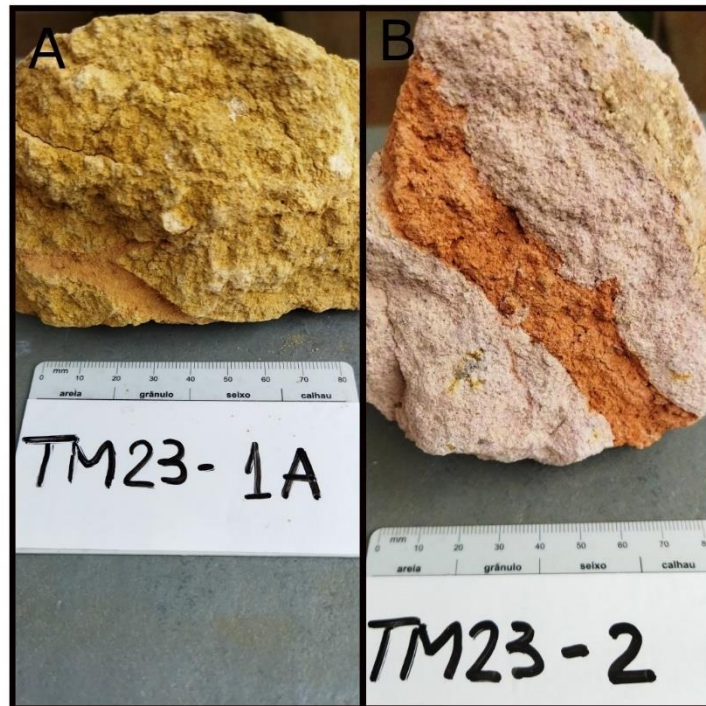


Figura 13 – A) Amostra referente a fácies Al B) Amostra referente a fácies Amb. É possível ver a lente argilosa de coloração avermelhada.

- **Pf:** Pelito laminado de com fragmentos milimétricos a centimétricos de fósseis vegetais de coloração preta (Figura 14). As laminações variam em faixas de espessura milimétrica a centimétrica de coloração rósea e branca, que ocorrem paralelas e horizontais de forma não continua. Trata-se de um corpo tabular de pequena espessura (máximo de 20cm).
 - **Interpretação:** Devido a presença de restos vegetais fossilizados, pode ser associada com a fácies C de *Miall* (1985), relacionada a ambientes pantanosos.
- **La:** Lamito arenoso (areia fina) de textura maciça e coloração variegada, com presença de cristais de muscovita e feldspato alterado, formando bolsões argilosos de coloração branca.
 - **Interpretação:** Depósito relacionado a transbordamento de canal.



Figura 14 – Amostra referente a fácies Pf. A direita é possível observar os fragmentos milimétricos de restos vegetais.



Figura 15 – Amostra referente a fácies Pf.

7.2.3 TC-01

O afloramento TC-01 se localiza em um trevo na entrada do município de Cunha (SP), a cerca de 100 km dos afloramentos TM-23 e TM-29. Está situado em uma cota aproximada de 880m, e a uma distância de 11km do Rio Paraitinga. Trata-se de um corte de estrada com cerca de 60m de direção SE-NW, com melhor exposição das fácies em sua porção NW.

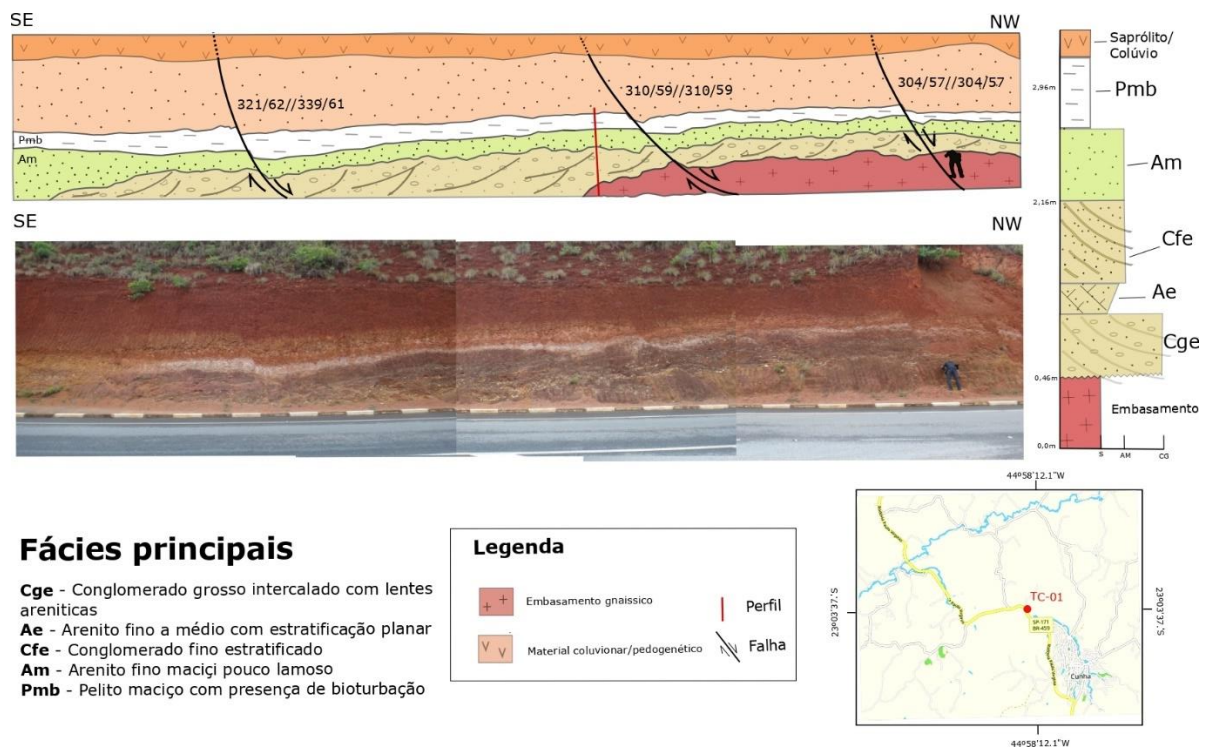


Figura 16 - Fotomosaico e perfil construtivo do afloramento TM-29.

- **E**: Embasamento gnáissico com alto grau de alteração. Se apresenta com coloração avermelhada e predominantemente na granulação silte. É possível observar uma foliação subvertical bem demarcada e a concentração de cristais milimétricos de muscovita próximos ao contato com a fácies sobrejacente.
- **Cge**: Conglomerado de granulação grossa, com arcabouço dominado por clastos de quartzo (de 2mm a 15cm) angulosos a subangulosos, com presença ocasional de litoclastos de turmalinito (decimétricos). Apresenta estratificação grosseira intercalada com lentes arenosas (fácies Ae), formando barras de cascalho com leve basculamento. Nota-se uma maior concentração de clastos grossos na porção inferior da fácies, bem como na base das barras, com uma granodecrescência ascendente, gradando para fácies Cfe.
 - **Interpretação**: Pode ser associado a fácies Gh de *Miall* (1985), caracterizada por barras longitudinais e depósitos residuais de canal (*lag*).

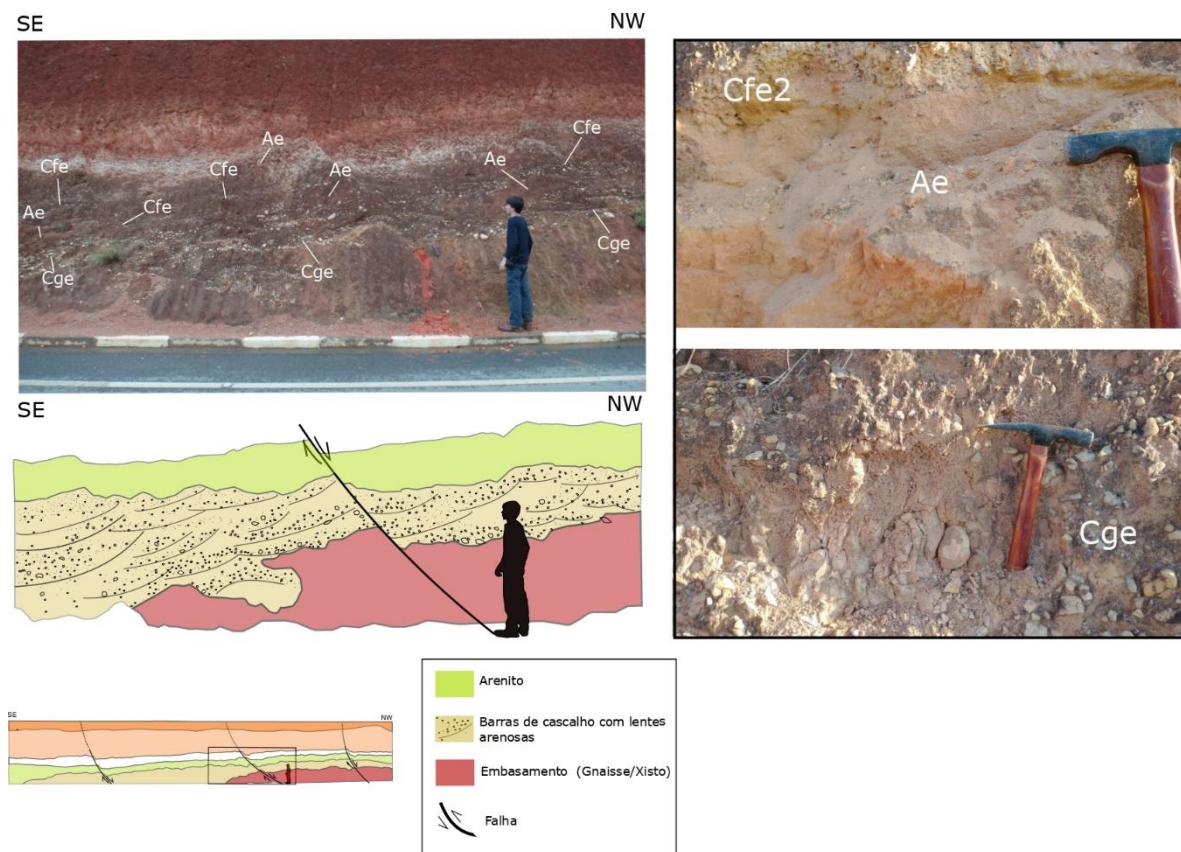


Figura 17 – Perfil do afloramento TC-01, com destaque para as barras de cascalho com lentes areníticas formadas pelas fácies Cge, Ae e Cfe.

- **Ae:** Arenito estratificado de granulação fina a média e coloração ocre. Possui granocrescência ascendente, tendo na porção inferior intercalação de areia fina com camadas de granulação mais grossa, gradando para areia média moderadamente selecionada. É composto por grãos subangulosos, com presença de cristais de muscovita (milimétricos a centimétricos) e opacos. Apresenta pequenas estratificações cruzadas planares (decimétricas), sendo possível identificar indicadores de paleocorrente em algumas ocasiões. Se apresenta intercalada com as fácies Cge e Cfe, apresentando contato lateral com ambas.
 - **Interpretação:** Pode ser interpretado como depósitos de canal e relacionado a barras linguóides.
- **Cfe:** Conglomerado fino a médio intercalado a camadas areníticas (granuloarenito). Os conglomerados são compostos por grãos angulosos a subangulosos, clastos quartzíticos e matriz arenosa (areia média, medianamente selecionada). Apresentam-se estratificados formando barras de cascalhos basculadas.

- **Interpretação:** Pode ser associado a fácies Gp de *Miall* (1985), relacionado a depósitos de barras linguóides.
- **Al:** Arenito pouco lamoso de granulação fina e coloração variegada (avermelhado, ocre). Composto por grãos subarredondados de quartzo moderadamente selecionados, não apresenta estruturas sedimentares observáveis.
 - **Interpretação:** A diminuição de granulometria indica uma diminuição de energia do sistema deposicional, provavelmente relacionada a um gradual abandono do canal ou meandro, no qual a sucessão de fácies anterior foi depositada.
- **Pmb:** Pelito maciço de coloração acinzentada, com marcas de bioturbação e presença ocasional (<5%) de fragmentos de quartzo angulosos (cm a mm.). Possui espessura de cerca de 40cm e apresenta grande continuidade lateral.
 - **Interpretação:** O gradual abandono do canal permitiu a decantação lenta de sedimentos finos, além de criar condições para o desenvolvimento de um paleossolo, evidenciado pelas estruturas de bioturbação presente na fácies.

7.3 Aspectos estruturais e condições de preservação dos afloramentos

Nos pontos TM-23 e TM-29 foram observados conjuntos de falhamentos normais subparalelos aos cortes dos afloramentos. Presentes nas rochas do embasamento, criam uma suíte de grabens de porções métricas que funcionam como um encaixe para os depósitos sedimentares. Comumente as rochas do embasamento também apresentam plano estriado (Figura 19) subverticais, evidenciando a movimentação normal. No afloramento TM-29 também são notadas, nas fácies inferiores, bem como no embasamento, uma sequência de pares de juntas de cisalhamento conjugadas, dispostas ao longo de toda sua extensão.

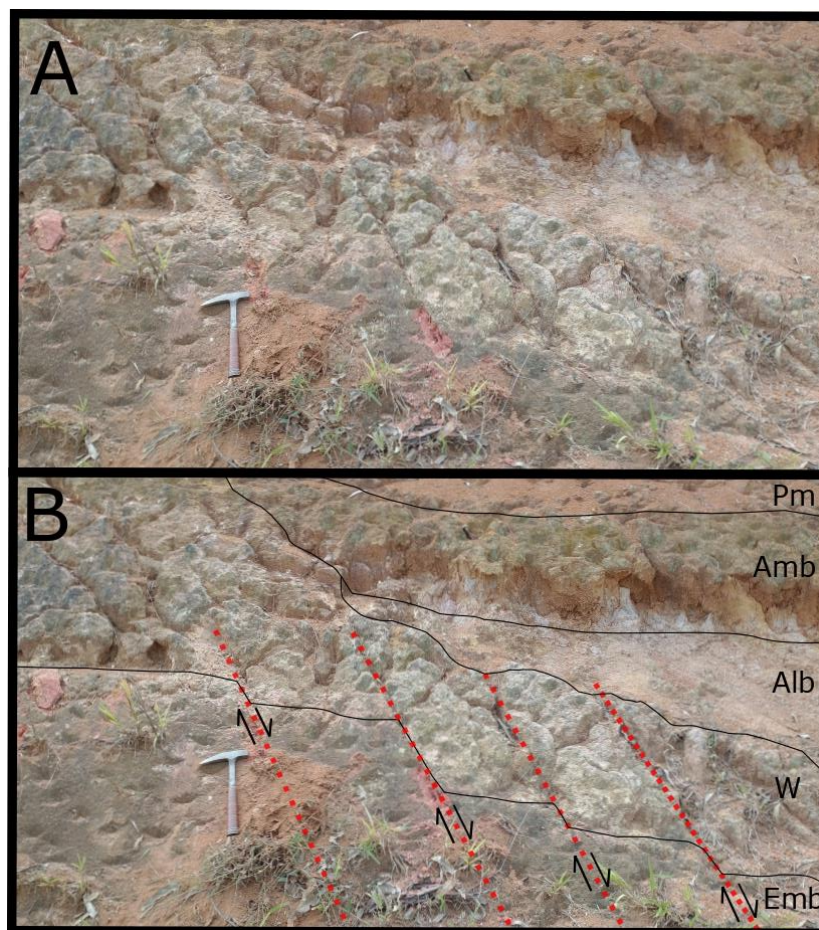


Figura 18 – Foto referente ao afloramento TM-29 com destaque para os planos de falha e formação do conjunto de grabens de proporções decimétricas a métricas.

Devido à ausência de afloramento cenozoicos nos domínios da Serra do Mar, se atribui a essa sequência de grabens do embasamento a criação de condições de preservação dos afloramentos. Depósitos fluviais recentes dificilmente aparecem no registro sedimentar devido ao intenso processo erosivo que ocorre nestes ambientes e as condições específicas para a preservação do registro.

No ponto TC-01 diferentemente dos pontos anteriores há presença de três grandes falhas normais que cortam todo o pacote sedimentar, até a camada de colúvio sobrejacente.

Ponto	Estrutura	Medida	Interpretação
TM-29	Plano estriado	318/48	E1+E2
TM-29	Plano estriado	148/57	E1+E2
TM-29	Plano estriado	342/80	E1+E2

TM-29	Plano estriado	350/60	TD E-W
TM-29	Plano estriado	10/12	TD E-W
TM-29	Falha normal	119/57	-
TM-29	Falha normal	94/75	-
TM-29	Falha normal	262/45	-
TM-29	Juntas de cisalhamento conjugadas	272/75	-
TM-29	Juntas de cisalhamento conjugadas	J88/66	-
TM-23	Falha normal	26/55	-
TC-01	Falha normal	321/62//339/61	-
TC-01	Falha normal	310/59//310/59	-
TC-01	Falha normal	304/57//304/57	-

Tabela 3 - Medidas tiradas em campo (direção/mergulho) e interpretação das fases tectônicas propostas por Riccomini et al (2004).

Apenas no ponto TM-29 foi possível observar indicadores de paleocorrente, com direção S. Porém devido a única amostragem os dados não se mostram suficientes para obter conclusões acerca da direção de fluxo.

Como é possível identificar através dos fotomosaicos e perfis (Figuras 16,12 e 9) a grande maioria das camadas sedimentares se apresentam basculadas. A melhor visualização desta feição é mostrada na Figura 17, onde se observam as barras de cascalho formadas pelas fácies Cge e Cfe. Esta característica está intimamente relacionada aos processos tectônicos pós-deposicionais.

Como o escopo do trabalho não visava o estudo estrutural dos afloramentos, e as condições de preservação dos afloramentos dificultava este objetivo, apenas algumas medidas foram feitas (Tabela 3).



Figura 19 – Foto referente ao afloramento TM-23 com destaque ao estriamento presente nas rochas do embasamento.

7.4 Arquitetura deposicional e associação de fácies

A partir da associação das fácies descritas em campo foi possível identificar 3 elementos arquiteturais nos afloramentos estudados, são elas:

- **Barras e formas de leito de cascalho** (GB – *Gravel Bars and Bedforms*): corpos sedimentares com geometria lenticular, apresentam espessuras métricas com extensão de até 50m, e são constituídos por cascalhos maciços ou estratificados, com intercalações de fácies areníticas. Caracterizado pela presença das fácies Gh, Gp e Gt (*Miall, 1985*), estas feições são resultantes de episódios de alto fluxo de água e descarga de sedimentos de fluxo trativo, que geram barras longitudinais de cascalho com até 1m de espessura. Estas macroformas tendem a apresentar gradação granulométrica (normalmente granodecrescência ascendente), em resposta a perda de velocidade de fluxo do longo do tempo ou mudanças na morfologia do canal causadas pelo evento.
- **Depósitos finos de inundação** (OF – *Overbank Fines*): Corpos lenticulares caracterizados por fácies compostas predominantemente de material fino (silte, argila) como as fácies Fm e Fl (*Miall, 1985*), além de ocasional presença de fácies com fósseis vegetais incarbonizados (C) e areia fina com laminação em

ripples. Possuem espessuras entre 40cm e 20m com grande continuidade lateral, e podem ser associadas a planícies de inundação bem como canais e meandros abandonados. Em ambos os casos a sedimentação clástica ocorre predominantemente através de processos de suspensão, gerando corpos laminados. Também é comum nestas áreas a presença de vegetação, gerando feições de bioturbação e registro fóssil vegetal.

- **Acréscimo lateral** (LA – *Lateral accretion*): Corpos de formato sigmoidal formados pela sedimentação nas porções externas do meandro. É caracterizada por arenitos com estratificações cruzadas sigmoides.

Nos depósitos TM-29 e TM-23 foi verificada uma sobreposição dos elementos OF, possivelmente causada por diferentes episódios de transbordamento do canal principal. A hipótese levantada é que ambos se localizavam dentro da área da planície de inundação do Rio Paraibuna. Devido ao maior conteúdo arenoso e a presença de fácies com material vegetal fossilizado (relacionadas a ambientes pantanosos) no ponto TM-23, presume-se uma posição mais proximal em relação ao canal.

No afloramento TC-01 há uma sequência dos elementos arquiteturais GB → LA → OF (da base para o topo), separados por superfícies de 3ª ordem. As barras de cascalho são formadas pelas fácies Cge, Ae e Cfe, que se intercalam de forma truncada logo acima do embasamento. A fácies Am foi interpretada como elemento de acreção lateral (LA), devido principalmente à sua geometria, uma vez que suas estruturas sedimentares primárias foram completamente obliteradas por ação do intemperismo. Acima, composta pela fácies Plb, se coloca o depósito de finos de inundação (OF). A graduação dos elementos GB, LA e OF pode ser compreendida como um processo de migração lateral com gradual abandono de canal ou meandro, que em seu estágio final criou condições para a formação de um paleossolo (evidenciado pela presença de bioturbações na fácies Plb).

Esta sequência de elementos arquiteturais é interpretada por *Miall* (1985) como pertencente a um rio de intermediária a alta sinuosidade com nível baixo a médio de entrelaçamento.

7.5 Análise comparativa

Através da análise faciológicas e arquitetural foi possível identificar semelhanças com a Formação Pindamonhangaba descrita por Riccomini (1991), sendo possível fazer associações com os membros propostos por Mancini (1995).

O Membro Presidente Dutra é reconhecido pela ocorrência de siltitos e argilitos bem laminados, com cores variegadas, e associados a corpos de arenito fino. As rochas pelítica apresentam intensa bioturbação, além de níveis com impressão de folhas, fósseis e moluscos. Dentre as estruturas sedimentares observadas estão laminações plano-paralelas, estratificação gradativa e marcas de sobrecarga. Estes depósitos estariam relacionados a planícies de inundação, processos de extravasamento de canal e abandono de meandros. A equivalência deste membro se dá com os afloramentos TM-23 e TM-29, que se caracterizam principalmente pela grande concentração de material argiloso e presença de bioturbações e fósseis vegetais, podendo ser associado ao Modelo 7 (Figura 20) proposto por *Miall* (1985) para tipos fluviais.

O depósito TC-01 possui correspondência ao Membro Pararangaba, formado por sequências de conglomerados com predomínio de seixos de quartzo e quartzito com níveis arenosos de granulação grossa com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. São sucedidos por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada, que gradam verticalmente para corpos areníticos de granulometria fina a média, ricos em matriz argilosa. Localmente o topo é preenchido por camadas argilosas ricas em matéria orgânica e arenitos com bolas de argila. A estratigrafia descrita por Mancini (1995) para o Membro Pararangaba muito se assemelha a sucessão das fácies Cge, Ae, Cfe, Am, Lmb exposta no presente trabalho. Riccomini (1991) também descreve a ocorrência de camadas colúvionares cobrindo os depósitos da Formação Itaquaquecetuba, assim como ocorre no afloramento estudado. O autor interpretou este membro como um sistema meandrante com predomínio de granulometria grossa, correspondente ao Modelo 5 de *Miall* (1985).

Cabe levantar uma ressalva em relação a correspondência do Membro Pararangaba e os depósitos do afloramento TC-01. Em relação ao grau de arredondamento dos seixos nas fácies conglomeráticas observadas, diferentemente das descritas por Mancini (1995), se apresentam em forma angulosa a subangulosa

(Figura 19). Esta característica indica uma maior proximidade para a área fonte do material clástico.

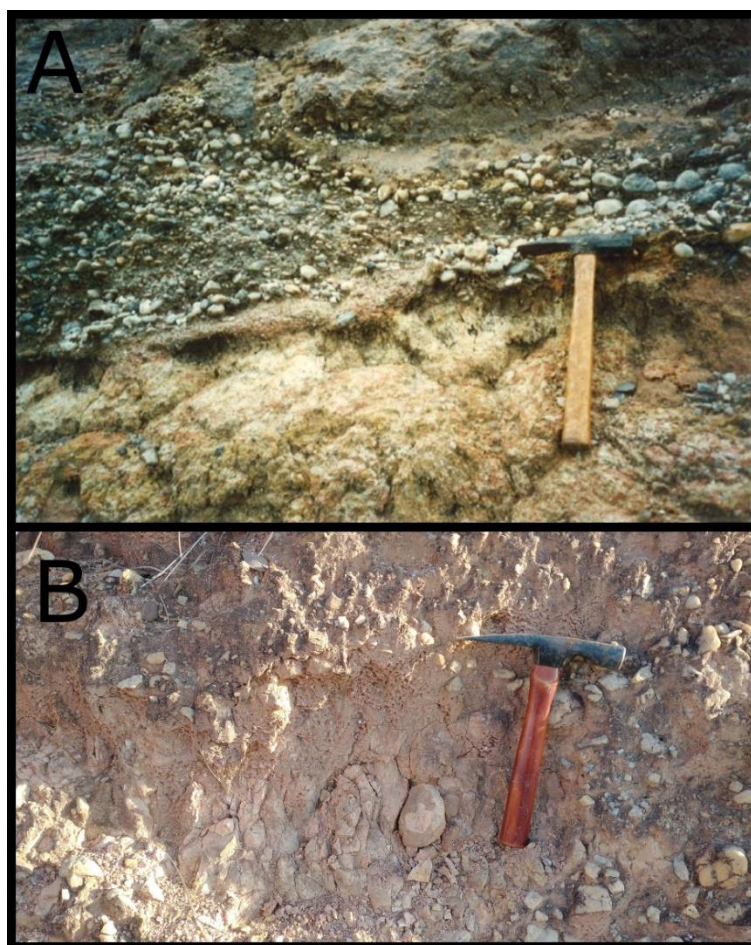
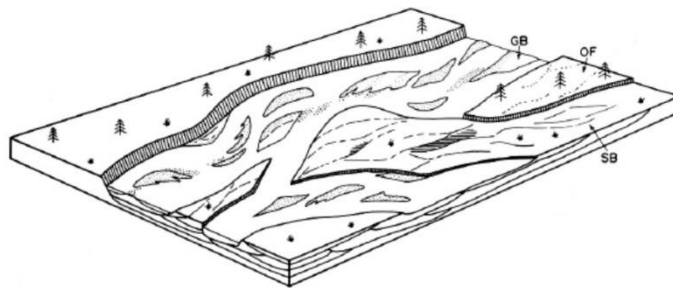


Figura 20 – Comparação entre os conglomerados descritos na formação Rio Pararangaba (Mancini, 1995) e no ponto TC-01. Notar diferença no grau de arredondamento dos clastos.

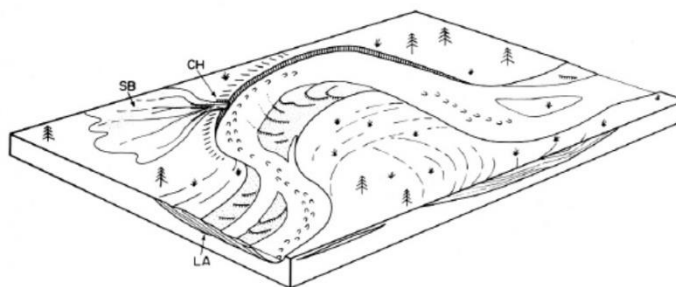
Uma hipótese alternativa foi levantada para se interpretar o afloramento TC-01. A fácies Am se mostrou de difícil classificação em relação as propostas de Miall para fácies fluviais e elementos arquiteturais, principalmente devido à ausência de estruturas sedimentares e seu alto grau de alteração. Seus atributos a tornam associável a diversas fácies areníticas. Sendo assim, também é possível associá-la ao elemento SB (*Sandy Bedforms*) relacionado ao preenchimento de canais em rios arenosos. Com a nova associação de elementos arquiteturais (GB → SB → OF), o Rio Paraitinga neogeno pode ser interpretado, segundo Miall (1985), como um rio entrelaçado (Figura 20, modelo 9). Esta hipótese é sustentada pela proximidade com atual nascente do Rio Paraitinga, localizada nas proximidades do município de Cunha,

a uma altitude aproximada de 1800m, quase 1000m acima da cota registrada do ponto TC-01). Além da já citada presença de clastos com baixo nível de arredondamento, indicadores de proximidade a área fonte. Sendo assim, o antigo rio teria características entrelaçadas em sua porção inicial, associadas a terrenos com maior declive, com alto aporte sedimentar. A jusante, próximo a junção com o Rio Paraibuna, no entanto, ele encontraria regiões aplainadas, adquirindo feições meandranter com grandes planícies de inundação.

Modelo 9



Modelo 5



Modelo 7

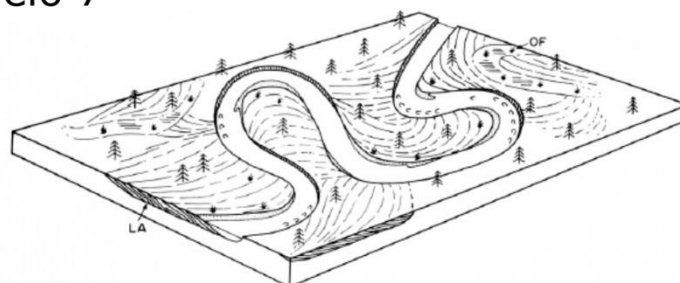


Figura 21 - Modelos fluviais apresentados por Miall (1985) com suas respectivas feições morfológicas e associações de fácies.

Em relação ao paleoclima, também é possível fazer associações com a hipótese de Riccomini (1989) acerca da deposição em clima úmido. O caráter rubificado das fácies presentes no afloramento TM-29 indica um ambiente oxidante, e permite o classificar como um *Oxisoil*, segundo a proposta de *Reallack* (1983) para paleossolos. Os oxissolos são definidos por uma maior espessura, com boa ou nenhuma diferenciação de horizontes, coloração vermelha, grande presença de material argiloso e quase completa ausência de minerais menos resistentes. Tais paleossolos são característicos de regiões tropicais com alta umidade. Outra indicação da formação dos depósitos sobre condições úmidas é a presença de registros vegetais na fácies Plb (TM-23), que segundo a interpretação de Miall (1985), se relaciona a ambientes pantanosos.

7.6 Discussão

Ao se observar as cotas dos pontos estudados em relação as calhas dos Rios Paraibuna e Paraitinga, é possível verificar um significativo desnível topográfico.

Admitindo idade neogena para os depósitos descritos, a partir da correlação com os membros da Formação Pindamonhangaba, e considerando o posicionamento topográfico dos afloramentos é possível inferir a soma dos desníveis de incisão dos canais e dos movimentos tectônicos verticais. Comparando a diferença topográfica entre os afloramentos TM-29 e TM-23, ambos pertencentes a planícies de inundação do Paraibuna durante o neogeno, estima-se um rebaixamento de aproximadamente 30m; com uma taxa média de 5,63m/milhão ano de sua deposição até o presente. Para o afloramento TC-01, é possível fazer esta comparação diretamente com a cota do afloramento e a atual calha do Rio Paraitinga, com um rebaixamento estimado de ~110m, e uma taxa média 18,8 metros/Milhão de ano.

Para uma análise mais detalhada da incisão dos canais, é necessário um melhor posicionamento cronoestratigráfico dos afloramentos, bem como dados mais robustos acerca da tectônica sin-deposicional.

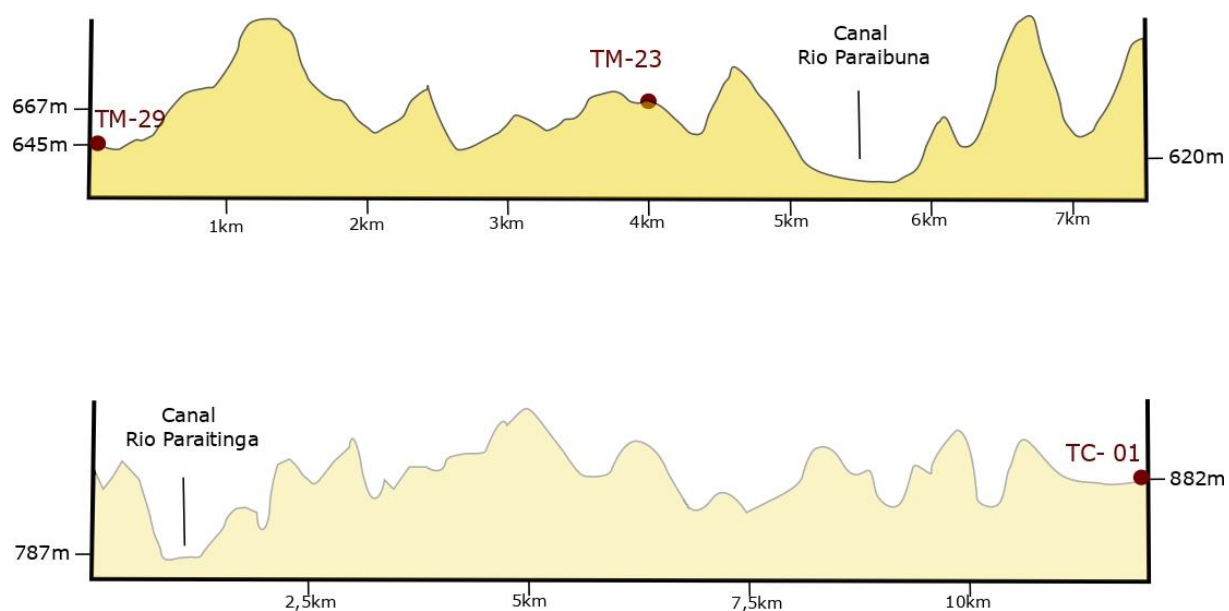


Figura 22 – Perfil topográfico entre os afloramentos estudados e os canais dos rios associados. O levantamento topográfico e as respectivas cotas dos pontos foram realizadas através do software Google Earth.

8 CONCLUSÃO

O estudo dos afloramentos TM-23, TM-29 e TC-01 mostraram registros isolados de depósitos fluviais possivelmente preservados devido aos movimentos neotectônicos que se apresentam na forma de conjunto de falhas normais e grabens. Caracterizados por fácies argilosas com presença de bioturbação relacionadas a planícies de inundação e pela sequência de conglomerados, barras arenosas e pelito, interpretados como resultante do processo de migração lateral e consequente abandono de canal, ambos os afloramentos podem ser compreendidos como pertencentes a um sistema fluvial meandrante.

A análise comparativa feita com conhecidas unidades cenozóicas do RCSB (Riccomini, 2004; Riccomini, 1991; Mancini, 1995; Coimbra, 1983) permitiu a correlação dos depósitos estudados aos depósitos da Formação Pindamonhangaba e seus membros Presidente Dutra (TM-23, TM-29) e Rio Pararangaba (TC-01), de idade neogena.

Relacionam-se provavelmente a uma sedimentação pretérita dos Rios Paraitinga e Paraibuna, porém em condições deposicionais diferentes das atuais. Sendo assim as referidas camadas supostamente pliocênicas de Almeida (1945) estariam relacionadas a estes depósitos fluviais meandantes de idade neogena.

O presente trabalho ainda aguarda as análises palinológicas de 17 amostras em parceria com o Laboratório de Micropaleontologia – IGc USP dirigido pelo prof. Paulo Roberto de Oliveira (IGc/USP) para tentativa de datação, e assim, um correto posicionamento cronoestratigráfico destes registros, além de permitir a inferência das condições paleobotânicas e paleoclimáticas mais detalhadas.

9. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M., 1945, Ocorrências de camadas supostamente pliocênicas no Rio Paraibuna, Estado de São Paulo. São Paulo, Geologia e Metalurgia, vol. n 2, p. 71-74.

ALMEIDA, F. F. M., 1952, Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos estados de São Paulo e Paraná. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, n. 1.

ALMEIDA, F.F.M., 1964, Os fundamentos geológicos. Brasil, a Terra e o Homem: volume I: As bases físicas. São Paulo, Comp. Editora Nacional, p. 55-120.

ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R., 1998, Origem e evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 2, p.135-150.

ALMEIDA, F. M., 2018, Fundamentos geológicos do relevo paulista. Revista do Instituto Geológico, v. 39, n. 3.

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

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS, 2016, Região hidrográfica Atlântico Sudeste. Disponível em: <http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/AtlanticoSudeste.aspx>. Acesso em 10 de Mai 2021.

ARAI, M., YAMAMO, I.T., 1995, Novos dados sobre a idade da formação Itaquaquetuba: uma contribuição palinológica. IV Simpósio de Geologia do Sudeste, p.84.

COIMBRA, A.M., 1983, A formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário Paulista. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 4, São Paulo, SBG, p. 253 - 266.

FLEMMING, B.W., 2000, A Revised Textural Classification of Gravel-Free Muddy Sediments on the Basis of Ternary Diagrams. Continental Shelf Research, 20, p. 1125-1137.

FOLK, R.L., ANDREWS, P.B., LEWIS, D.W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. New Zeland Journal of Geology and Geophysics 13: p. 937-968.

GARCINDO, L.B., 2009, Análise Paleopedológica da Formação Resende nas Bacias de Resende e Volta Redonda e suas Implicações Paleodeposicionais e Estratigráficas. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, p. 218.

HASUI, Y., SADOWSKI, G.R., 1976, Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc.

JACKSON R.G., II., 1975, Hierarchial atributes and a unifying model of bedform composed of cohesionless material and produced by shearing flow. Geological Society of America Bulletin. Boulder. 86: p. 1523-1533.

LIMA, M.R., SALARD-CHEBOLDAEFF, M., SUGUIO, K., 1985, Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les echantillons du sond.age nº 42 du CNP. In: Coletânea de trabalhos paleontológicos, Brasília, DNPM. Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, p. 379-393

MANCINI, F., 1995, Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado em Geologia Sedimentar.

MELO, M.S., VINCENS, A., TUCHOLKA, P., 1985, Contribuição à cronologia da Formação Itaquaquetuba, SP. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 57(2): p. 175-181.

MIALL A.D., 1985., Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth Science Reviews, 22(4): p. 261-300.

MIALL A.D., 1988, Architectural Elements and Bouding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. Sedimentary Geology, 55(2): p. 233-262

MIALL, A.D., 2006, The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, p. 582.

RETALLACK, G.J., 1983, Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota. Spec. Pap. Geol. SOC. p. 82.

RICCOMINI, C., 1989, O Rift Continental do Sudeste do Brasil, Tese de Doutorado em Geologia Sedimentar - São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C. et al, 1991. Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da bacia de Taubaté, SP: formação Pindamonhangaba. Boletim IG-USP. Publicação Especial, n. 9, p. 141-149, 1991.

RICCOMINI, C., COIMBRA, M.A., SANT'ANNA, G.L., NETO, B.M.; Valarelli, V.J., 1996, Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). Revista Brasileira de Geociências, v. 26, n. 3, p. 167-180.

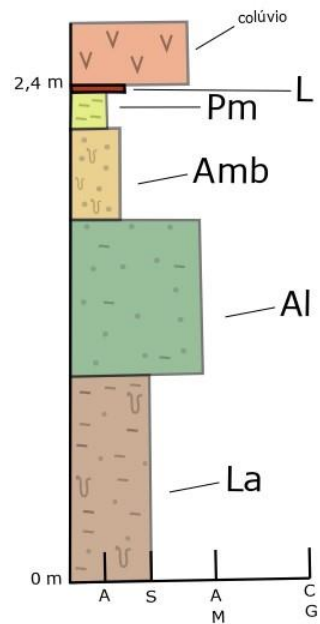
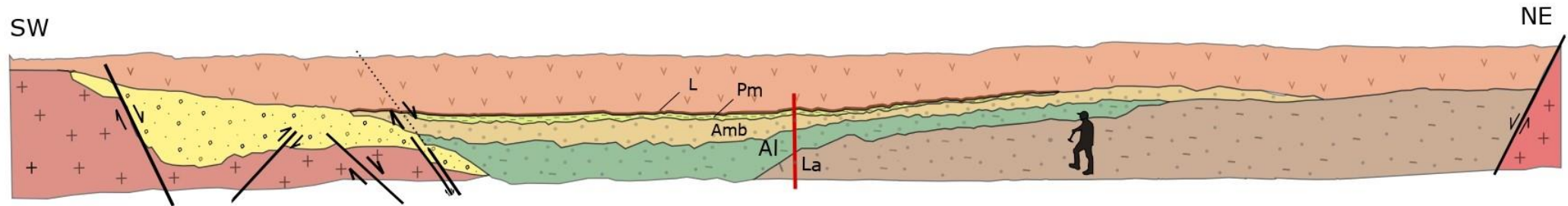
RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L., FERRARI, A., 2004, Evolução geológica do Rift continental do Sudeste do Brasil. Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida, cap. XXIII, p.383-406.

ROSS, J. L. S., MOROZ, I. C., 1997, Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. Volume I, FFLCH - USP / IPT / FAPESP, p. 64.

ZÁLAN, P. V., OLIVEIRA, J.A.B, 2005, Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300.

10 ANEXOS

Anexo A – Perfil TM-29

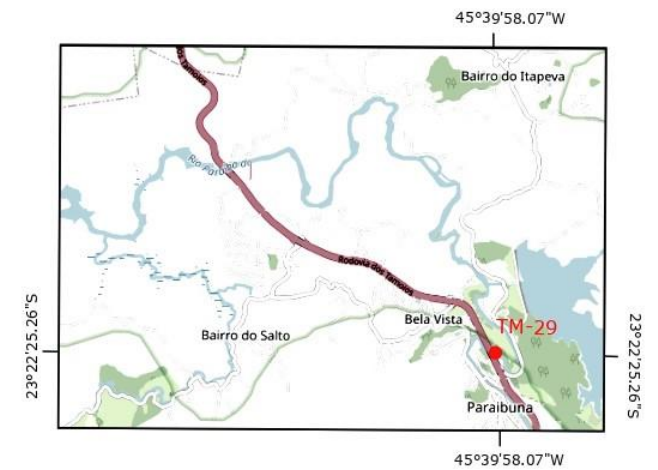


Fácies principais

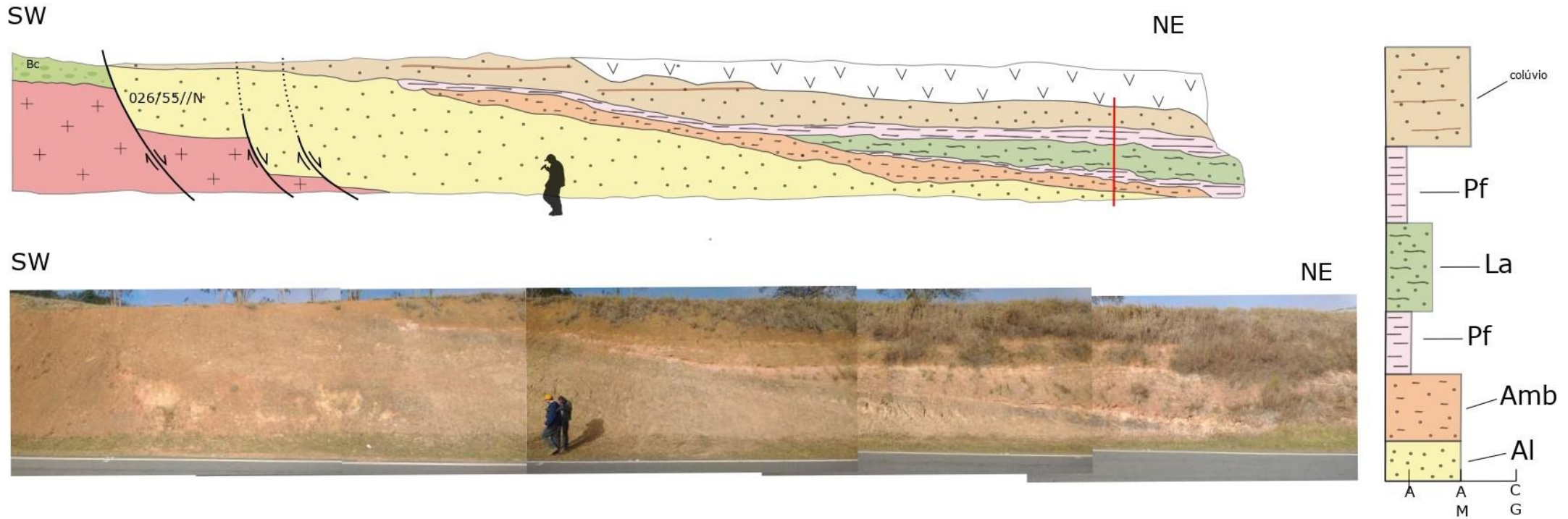
La - Lamito arenoso com presença de bioturbação
Al - Arenito lamoso maciço extremamente variegado
Amb - Arenito maciço com tubos preenchidos por argila
Pmb - Pelito maciço
L - Lente de laterita

Legenda

- + + Embasamento gnaissico
- . . . Wack (W)
- V V Material coluvionar/pedogenético



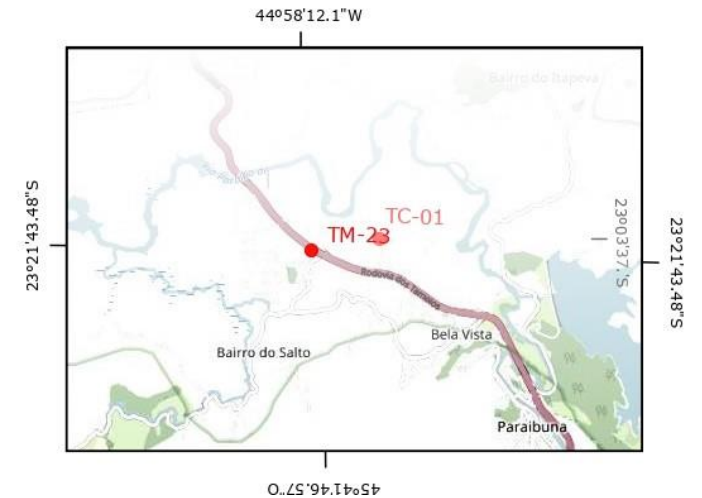
Anexo B – Perfil TM-23



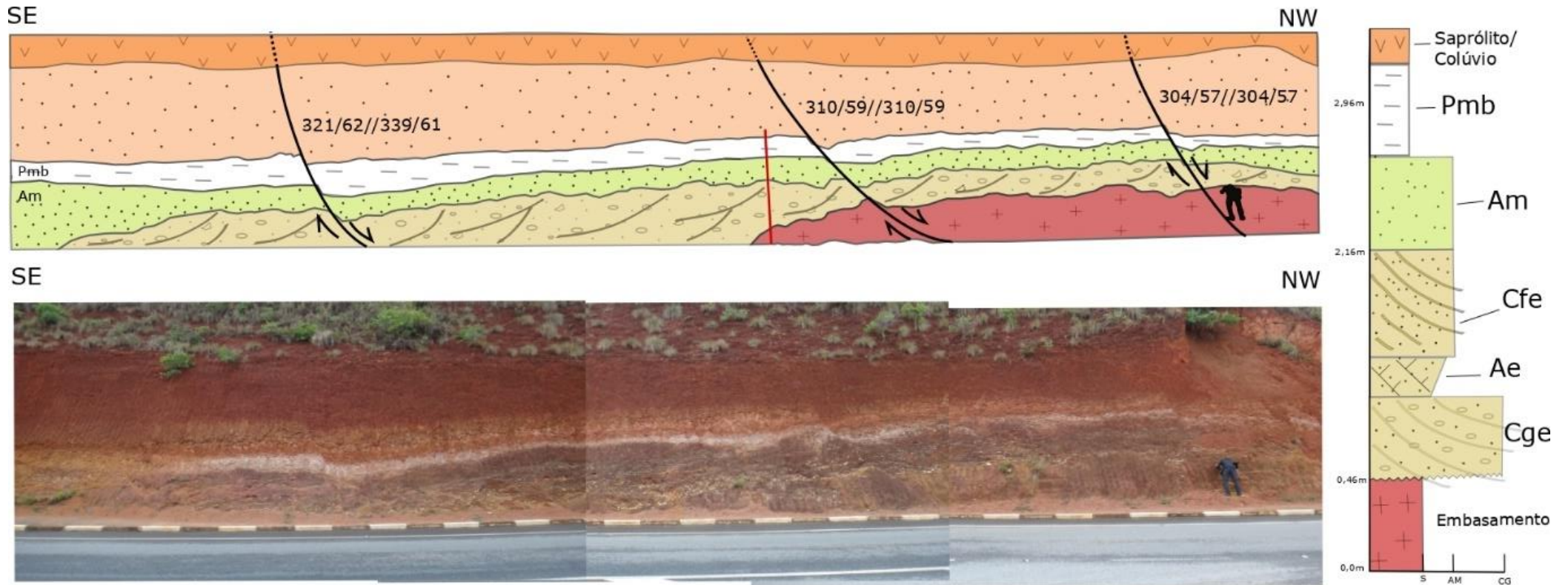
Fácies principais

Al- Arenito lamoso maciço
Amb - Arenito maciço com tubos preenchidos por argila
Pf - Pelito fossilífero
La - Lamito arenoso

Legenda



Anexo C – Perfil TC-01



Fácies principais

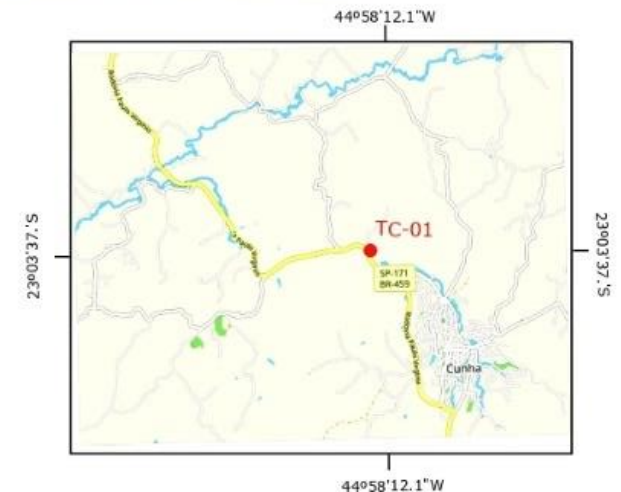
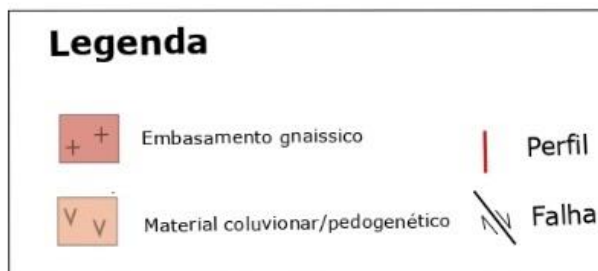
Cge - Conglomerado grosso intercalado com lentes areníticas

Ae - Arenito fino a médio com estratificação planar

Cfe - Conglomerado fino estratificado

Am - Arenito fino maciço pouco lamoso

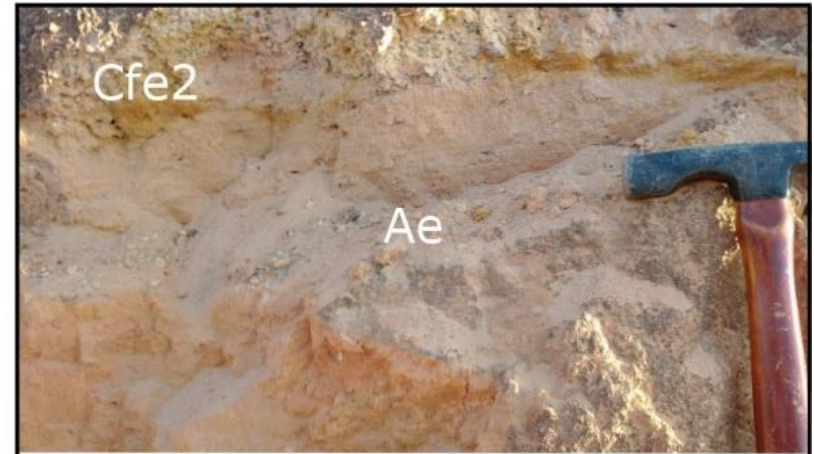
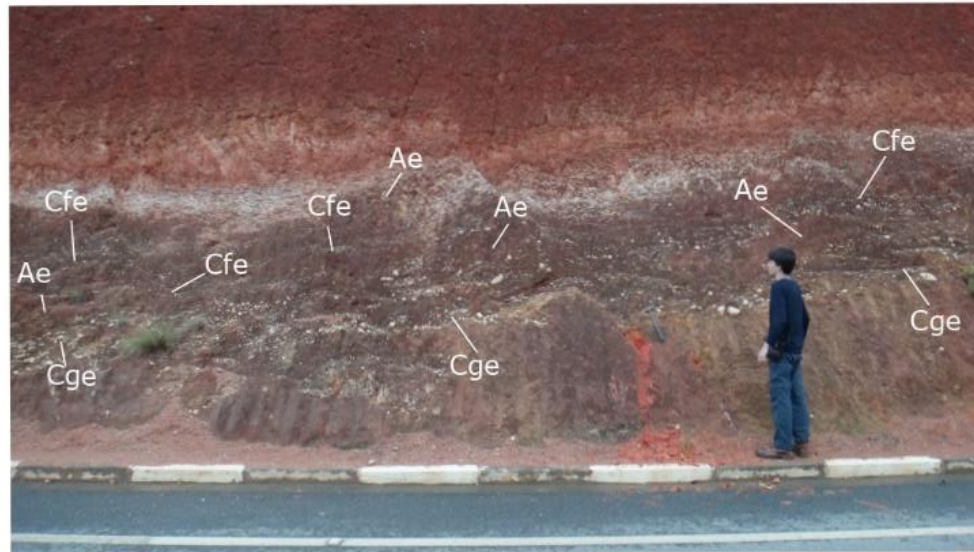
Pmb - Pelito maciço com presença de bioturbação



Anexo D – Perfil 2 TC-01

SE

NW



SE

NW

