

4.3.3. Afloramento Cabeças 1

O painel fotográfico elaborado sobre o afloramento Cabeças 1 (CAB-1), próximo à cidade de Oeiras, Piauí, oferece uma visão panorâmica desta exposição da Formação Cabeças (Figura 4.9), tendo sido traçados os limites faciográficos (fácies **Sp** e **Sr**) e respectivas geometrias (2D). Dados foram obtidos por GPR em cinco perfis deste afloramento (Figura 4.10), para o reconhecimento de estruturas sedimentares e limites entre as unidades faciográficas. Nas Figuras 4.11, 4.12 e 4.13 os radargramas de GPR do afloramento CAB-01 onde os perfis (a e c) estão no sentido longitudinal à direção da paleocorrente e os perfis (b, e, d) estão no sentido transversal da paleocorrente, tendo sido traçados refletores que coincidem com as superfícies das estruturas primárias (estratificações cruzadas planares, tangenciais e *hummockys*) das radarfácies **Sp** e **Sr**.

Fácies **Sp**: arenito com estratificação cruzada planar

Esta é a fácies predominante no afloramento CAB-1, com uma espessura média de 12m e ampla distribuição lateral. Mostra uma geometria lobular de arenitos muito bem selecionados de granulação fina à média, com estratificação cruzada planar de grande porte, e sets com mergulho de baixo ângulo (25°). O sentido de paleocorrentes, de fluxo longitudinal, tem direção entre 220° e 300°Az (Fotografia 4.15). Lobos sigmoidais truncam os sets de estratificação cruzada planar representando o retrabalhamento de lobos sobre barras longitudinais em desembocadura de deltas (Fotografias 4.15 e 4.16). As caracterizações geométrica e arquitetural desta fácies, em modelagem 3D dos lobos, foi possível efetuar em corte longitudinal e transversal, sendo mostrados nas Fotografias 4.16 e 4.17, respectivamente. Todo conjunto arquitetural representado nesta fácies é atribuído a barras de desembocadura de delta, com lobos migrando no sentido NW (Figura 4.14). A geometria lobular da fácies **Sp** neste afloramento é dada por superfícies de truncamento, que indicam o fim de diferentes fluxos dos lobos que migram em direção à bacia. O limite entre os lobos é de natureza erosiva. Também observam-se corpos de areia muito fina a silte, com boa seleção e coloração variando de branca a avermelhada, formados possivelmente por processos deposicionais de desaceleração da carga sedimentar, sugerindo uma concomitante deposição de interlobos (equivalente à fácies Fsm - depósito de carga de suspensão ou de interlobos Fotografias 4.18 e 4.19).

FACIOLOGIA, ARQUITETURA DEPOSICIONAL E GEOMETRIA EM AFLORAMENTOS DA BACIA DO PARNAIBA

Formação Cabeças - Km 80 - BR 230 (Entrada da cidade de Oeiras)

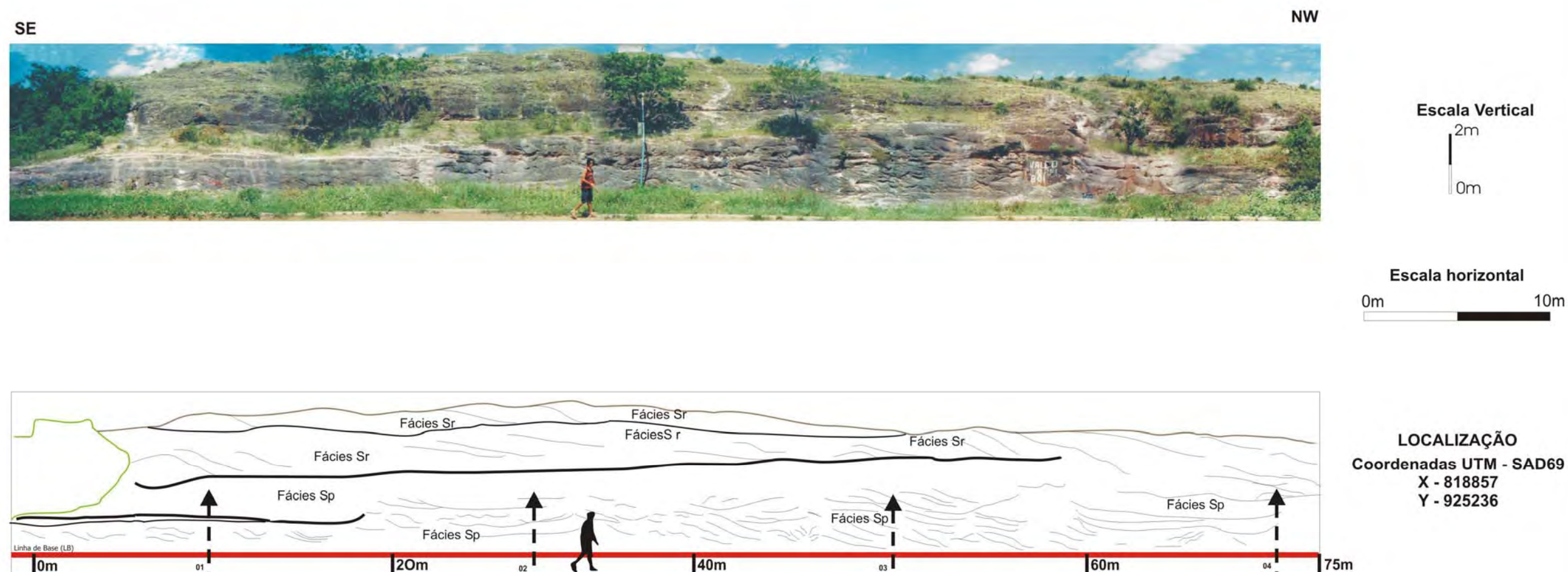


Figura 4.9- Painel fotográfico do afloramento CAB-01 da Formação Cabeças do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba para estudo faciológico neste trabalho. Localizado na BR 230 Próximo à cidade de Oeiras-PI.



Croqui esquemático de caminhamento para aquisição de dados de GPR do Afloramento OEIRAS

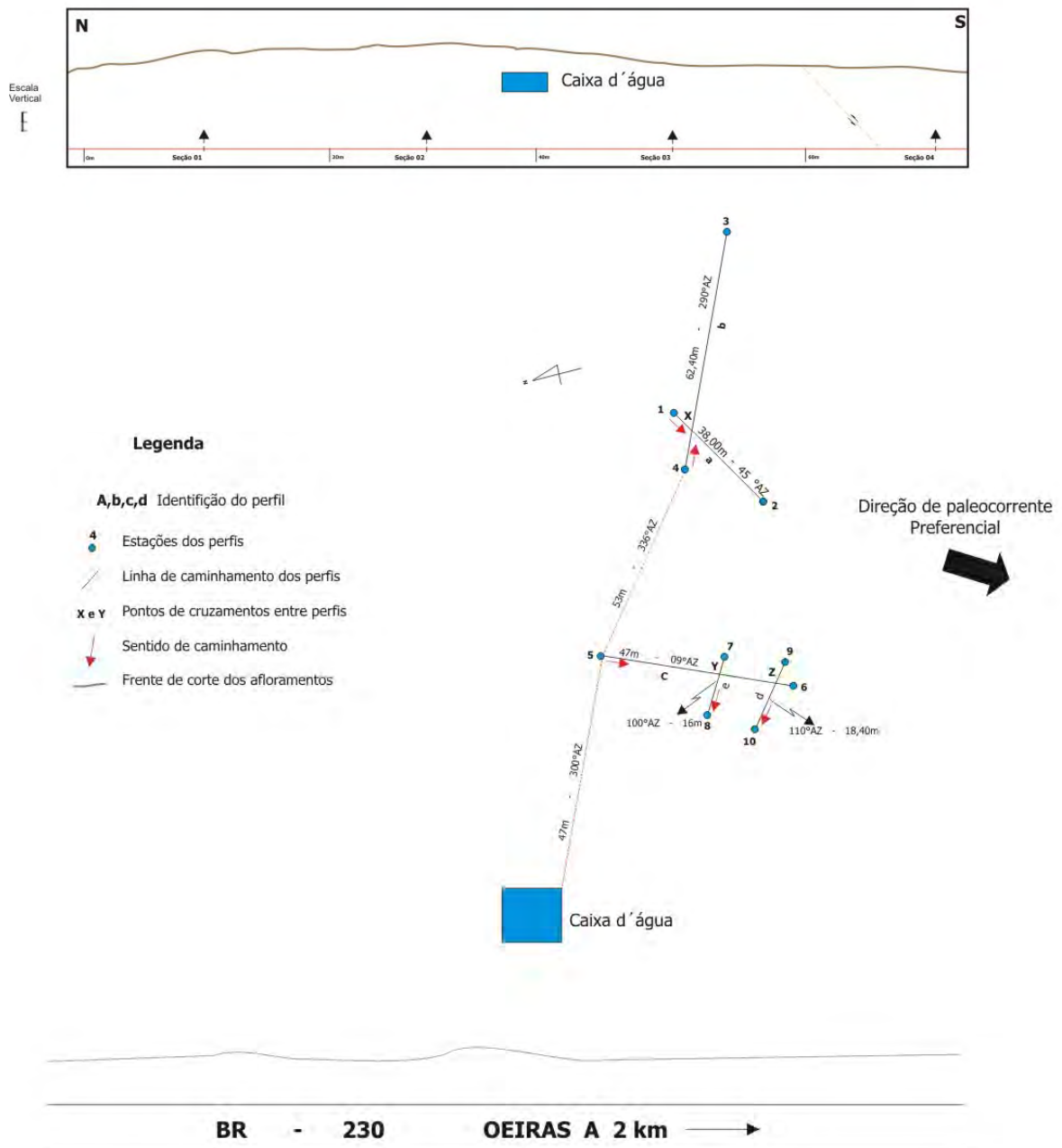


Figura 4.10 – Croqui esquemático do posicionamento e dimensão dos perfis obtidos de GPR no CAB-01.



Radargrama do Afloramento CAB-1 - Projeto Analogos

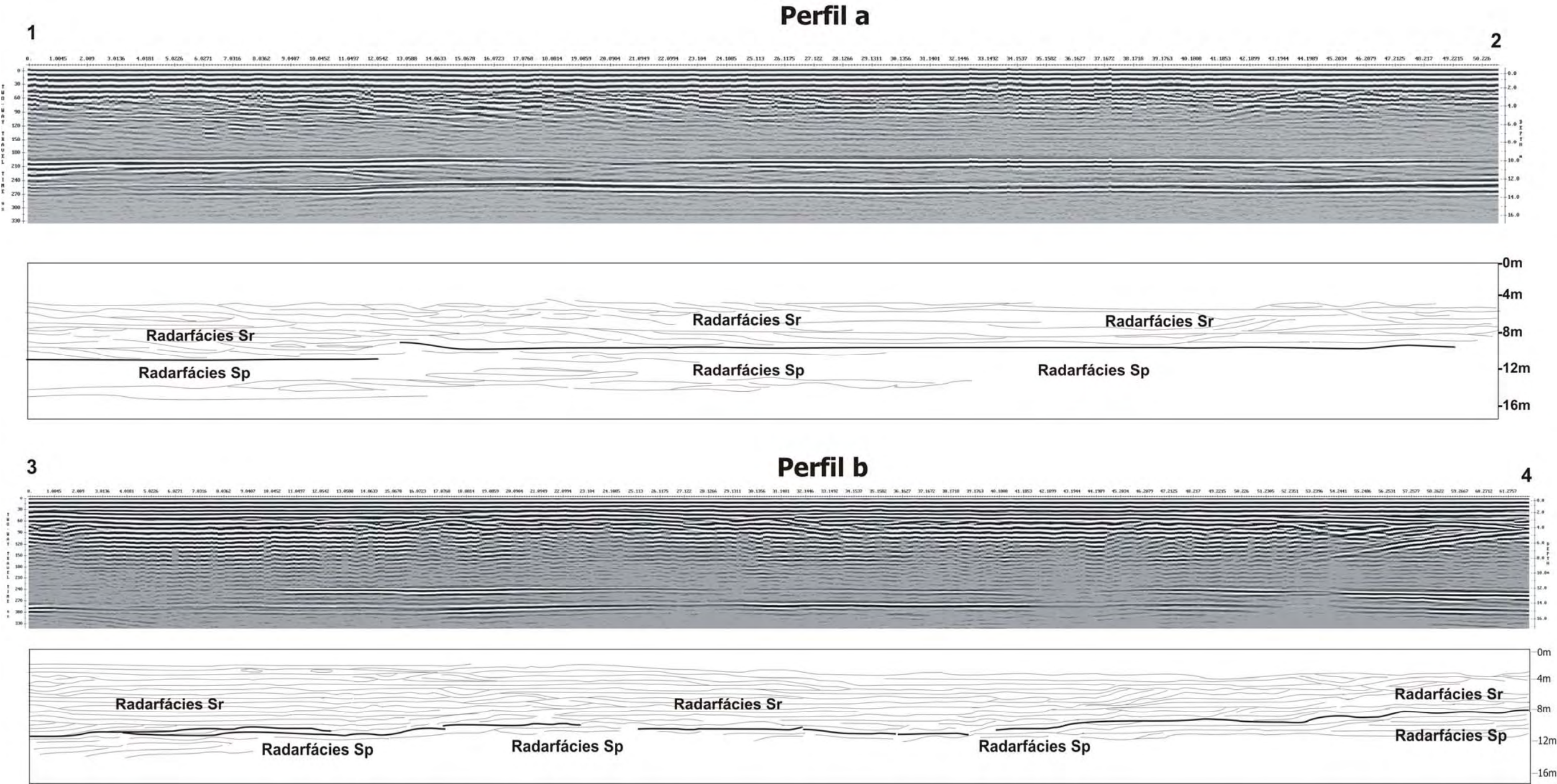


Figura 4.11- Radargrama a e b obtido com antena de 100Mhz, e as respectivas interpretações das radarfácies GPR no afloramento CAB-1 com os principais refletores e respectivas fácies.



Radargrama do Afloramento CAB-1 - Projeto Analogos

Perfil c

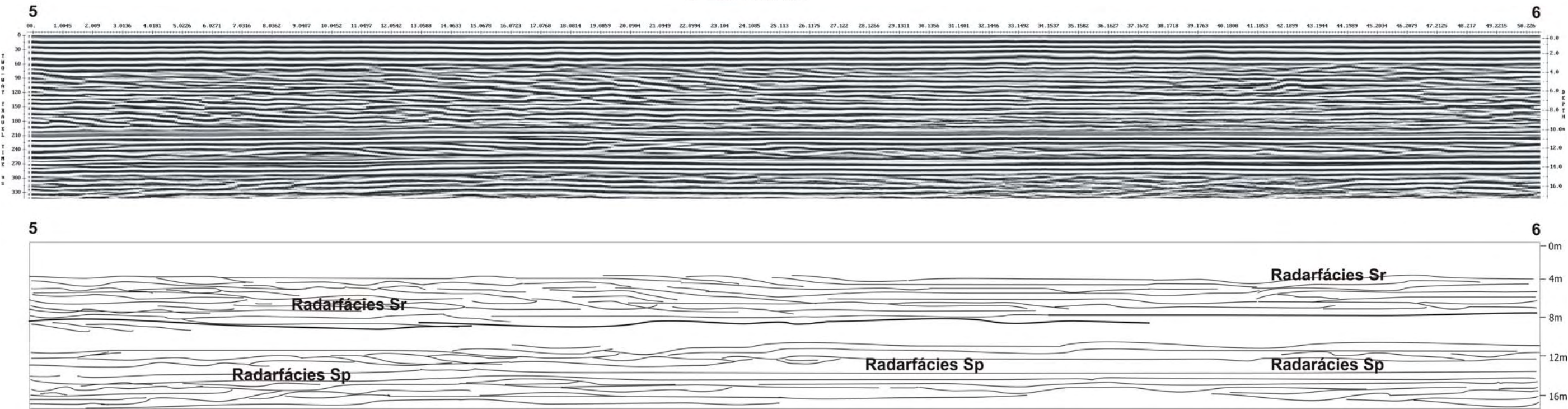
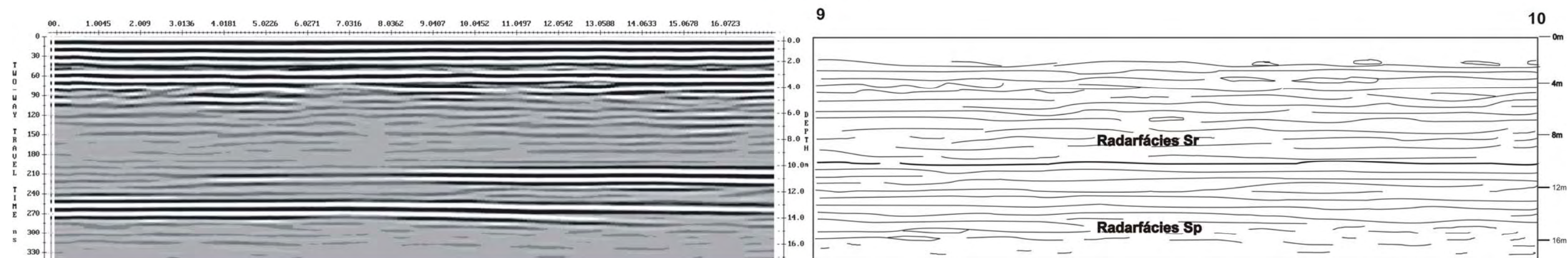


Figura 4.12- Radargrama c obtido com antena de 100Mhz, e as respectivas interpretações das radarfácies GPR no afloramento CAB-1 com os principais refletores e respectivas fácies.



Radargrama do Afloramento CAB-01 - Projeto Analogos

Perfil d



Perfil e

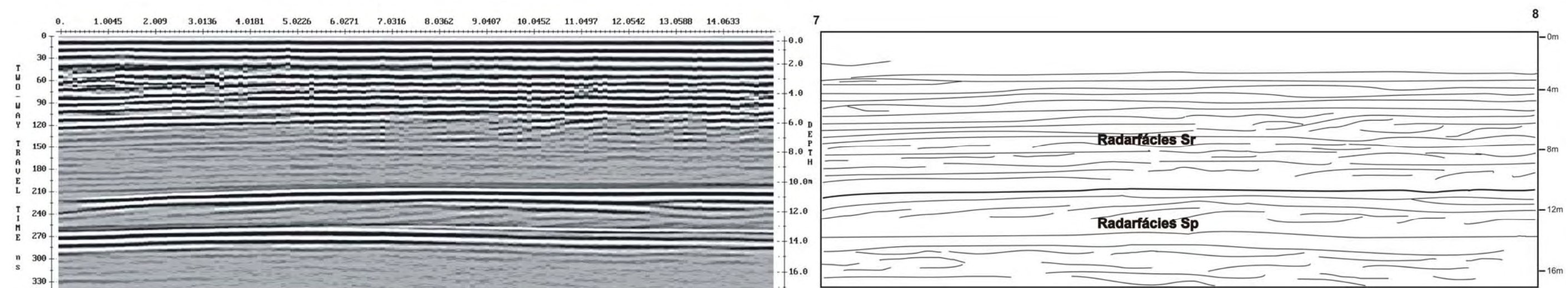


Figura 4.13- Perfil de Imagem d e e com interpretação de dados de GPR no afloramento CAB-1 com os principais refletores e respectivas fácies.

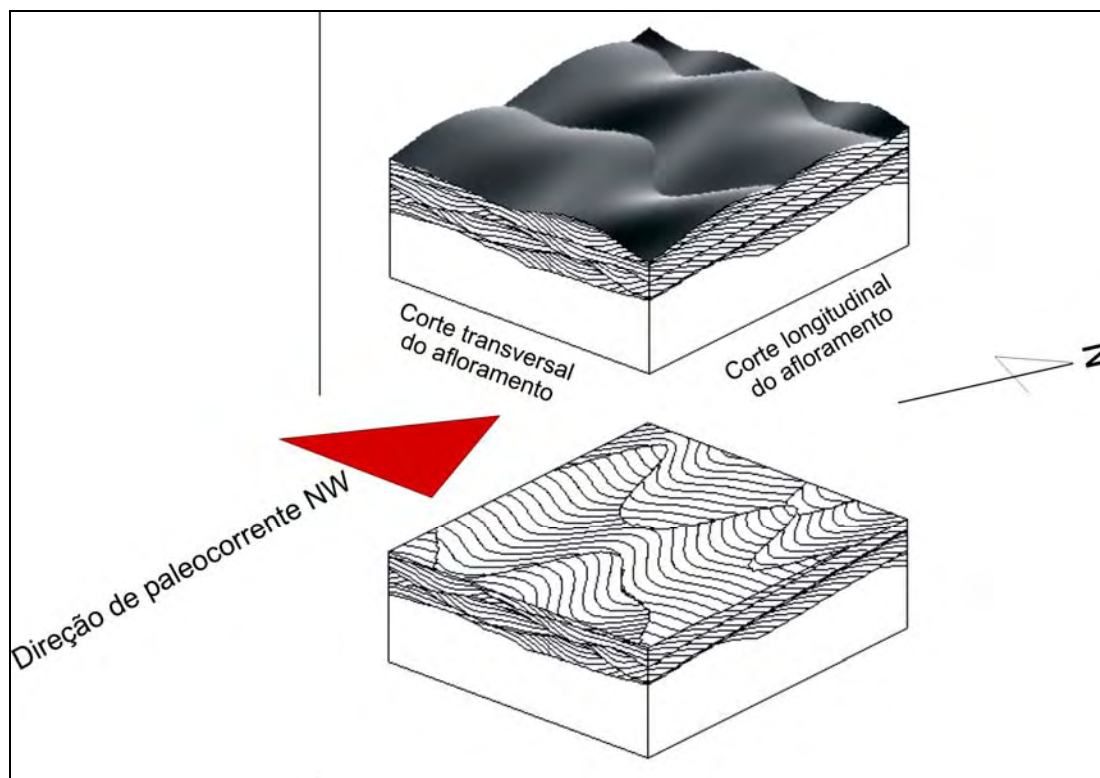
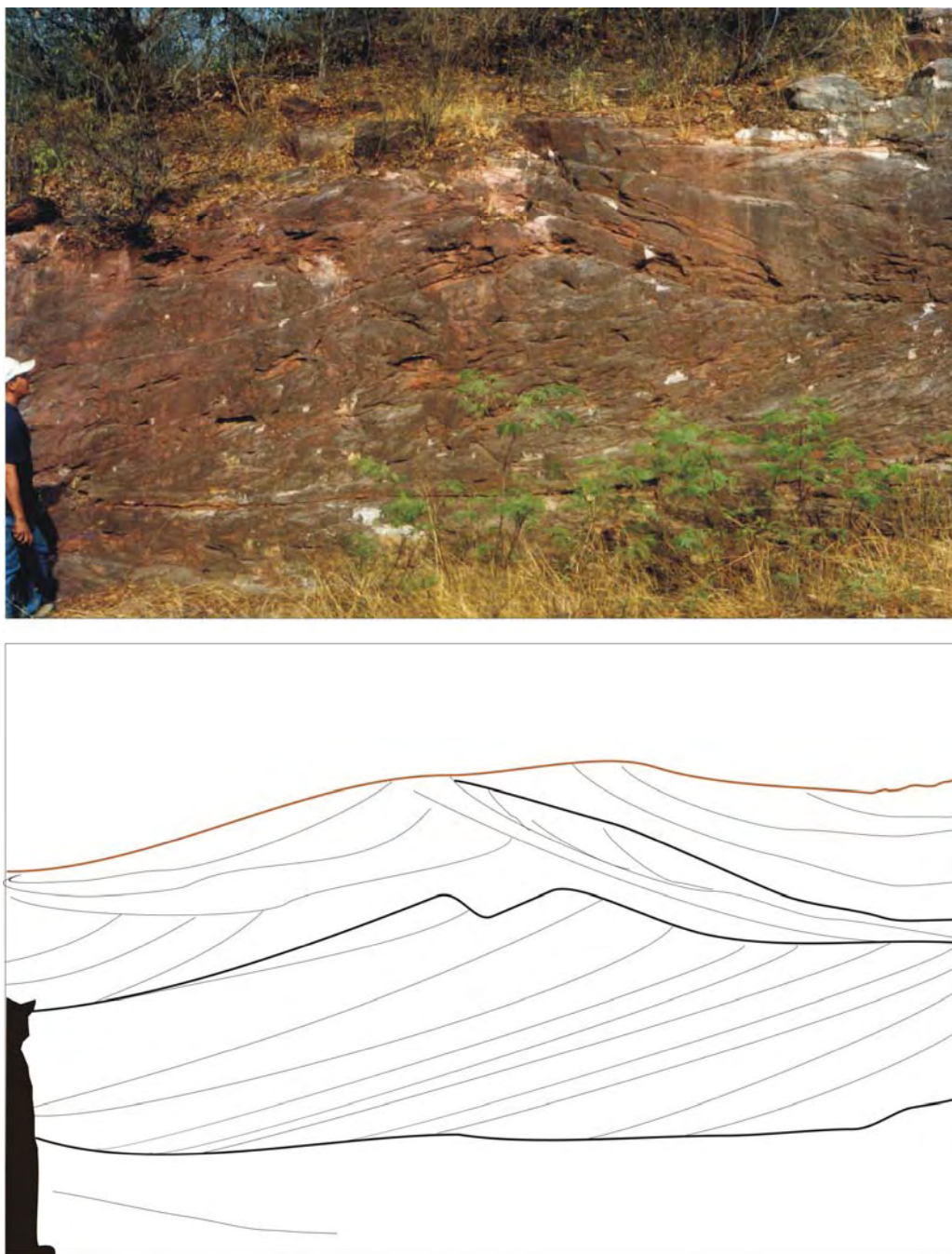
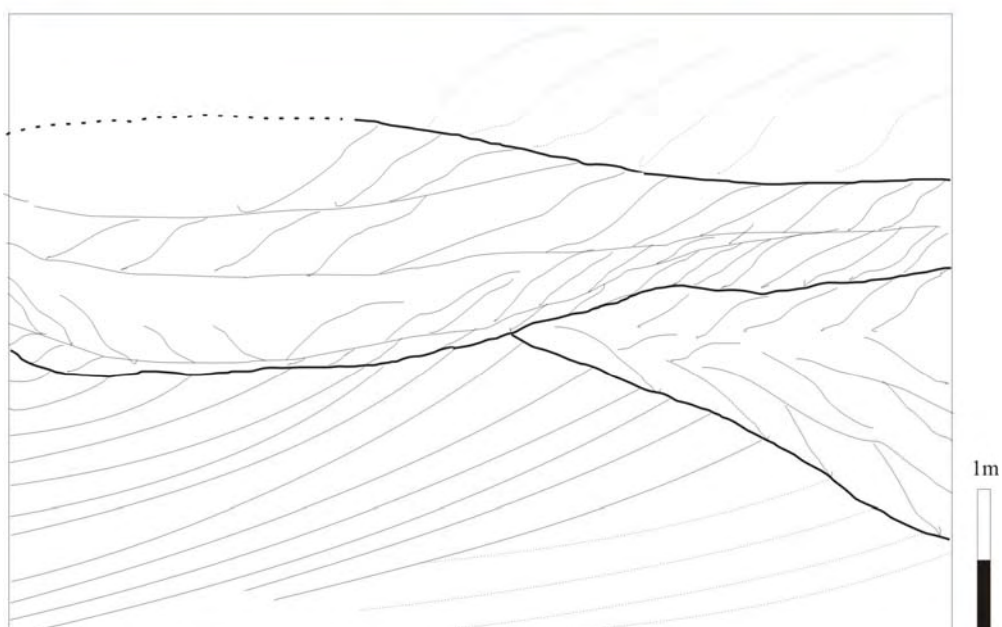


Figura 4.14: Modelo esquemático 3D e de paleofluxos de areia da fácies **Sp** do afloramento CAB-1, próximo a Oeiras, Piauí.

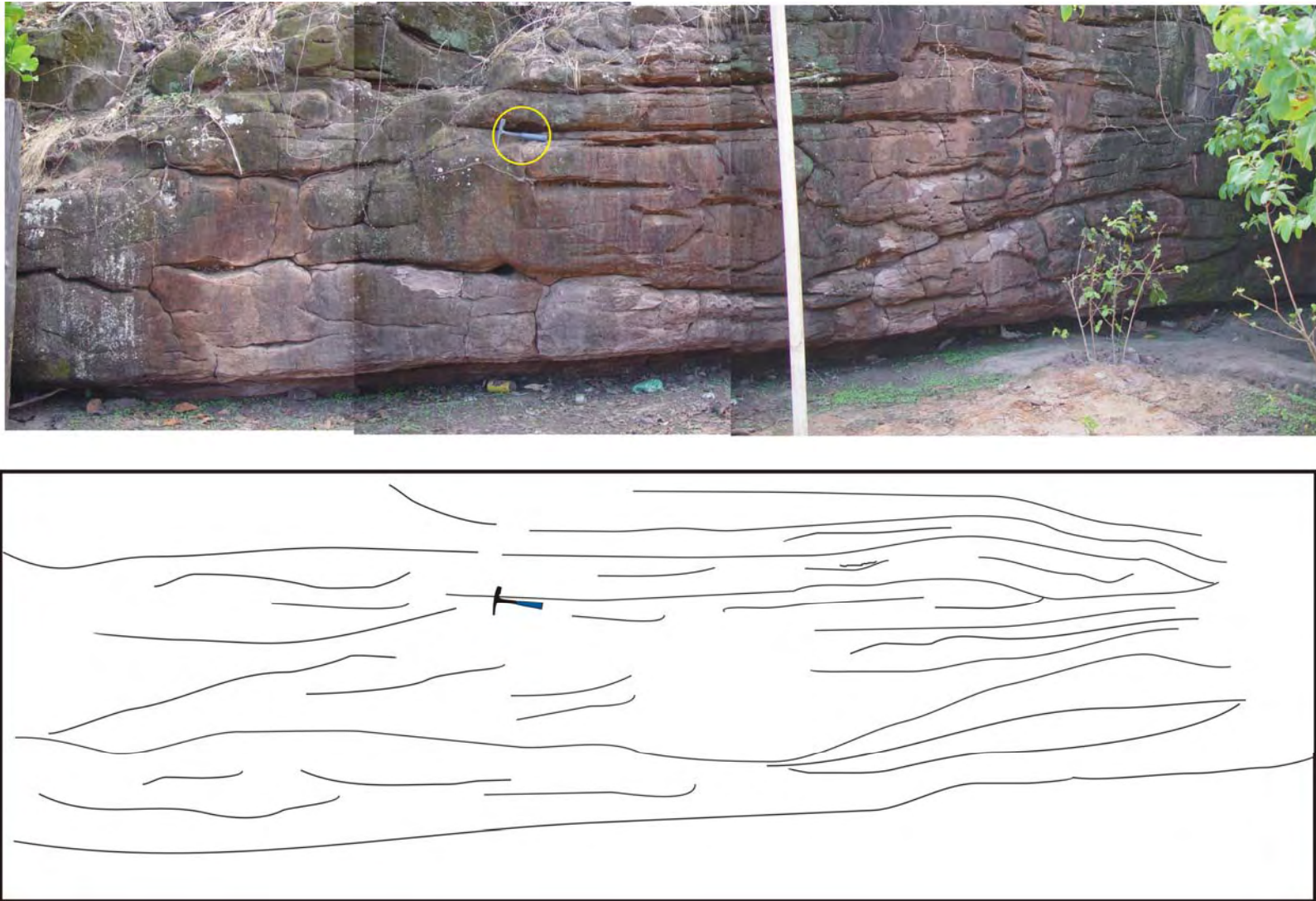
A deposição ocorre sob a forma de cunha intercalada nesta fácies **Sp**, com espessura média de 35cm, e os corpos formam pequenos sigmóides com progradação concordante com a direção de paleocorrente dos lobos sobrejacentes, o que confirma a hipótese de que esta fácies represente a parte final do ciclo deposicional dos lobos, como depósitos de carga em suspensão. Algumas feições de alívio de pressão foram observadas (Fotografia 4.20), sugerindo um intenso aporte sedimentar de lobos de frente deltaica. Esta fácies também apresenta vários níveis bioturbados em diferentes graus, o que pode ampliar ou diminuir a qualidade do potencial reservatório (Fernandes *et al.*, 2002). Por vezes o índice de bioturbações é bem elevado, havendo a destruição total das estruturas sedimentares primárias, não permitindo a identificação do icnogênero presente.



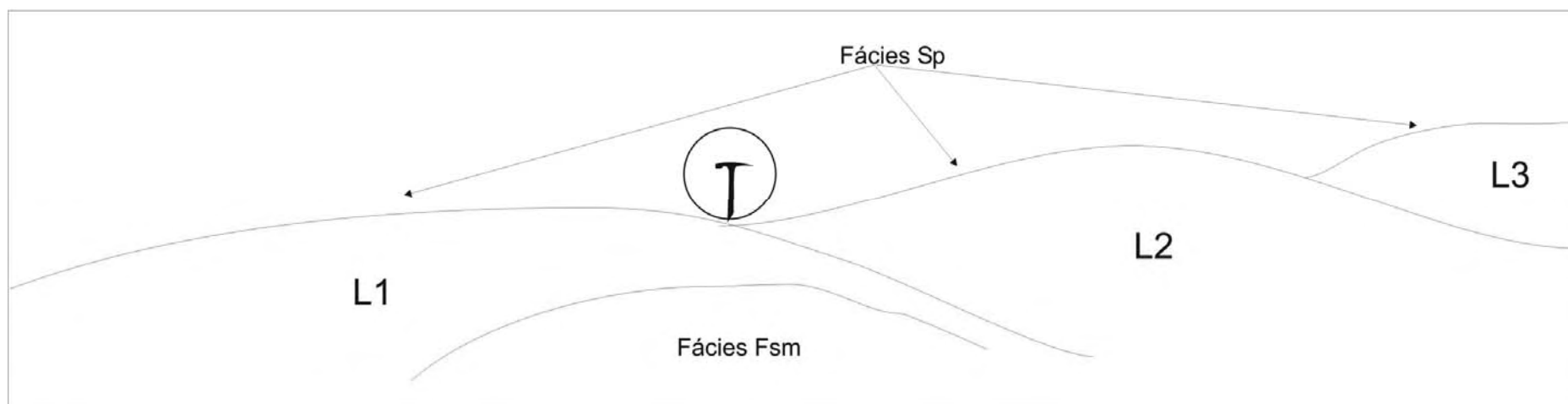
Fotografia 4.15: Estratificação cruzada planar de grande porte com lobos sigmoidais da fácies **Sp** no afloramento CAB-1, em corte longitudinal com paleocorrente de direção de 230°Az.



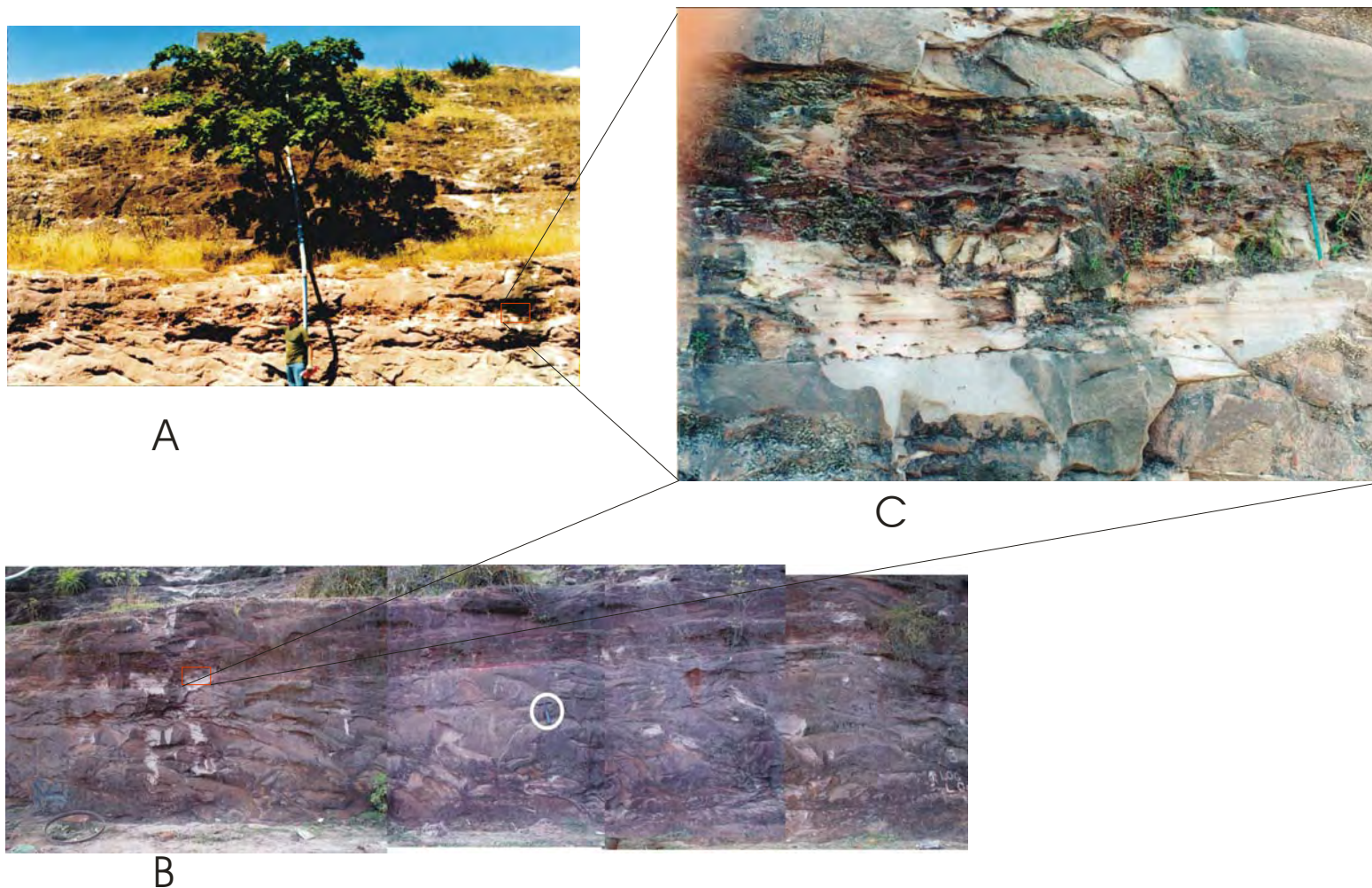
Fotografia 4.16-Lobos deltaicos retrabalhando barras de desembocadura correspondentes a fácies **Sp** no afloramento CAB-1.



Fotografia 4.17: Corte transversal de sets com estratificação cruzada planar de grande porte com sigmóides da fácies **Sp** no afloramento CAB-1, com paleocorrentes com sentido NW.



Fotografia 4.18: Depósito de interlobos composto por silte e areia fina intercalado na fácies **Sp** do afloramento CAB-1; a série de L1 = lobo 1, L2 = lobo 2 e L3 = lobo 3 indica a seqüência deposicional dos lobos, com direções que sugerem uma migração do fluxo deposicional.



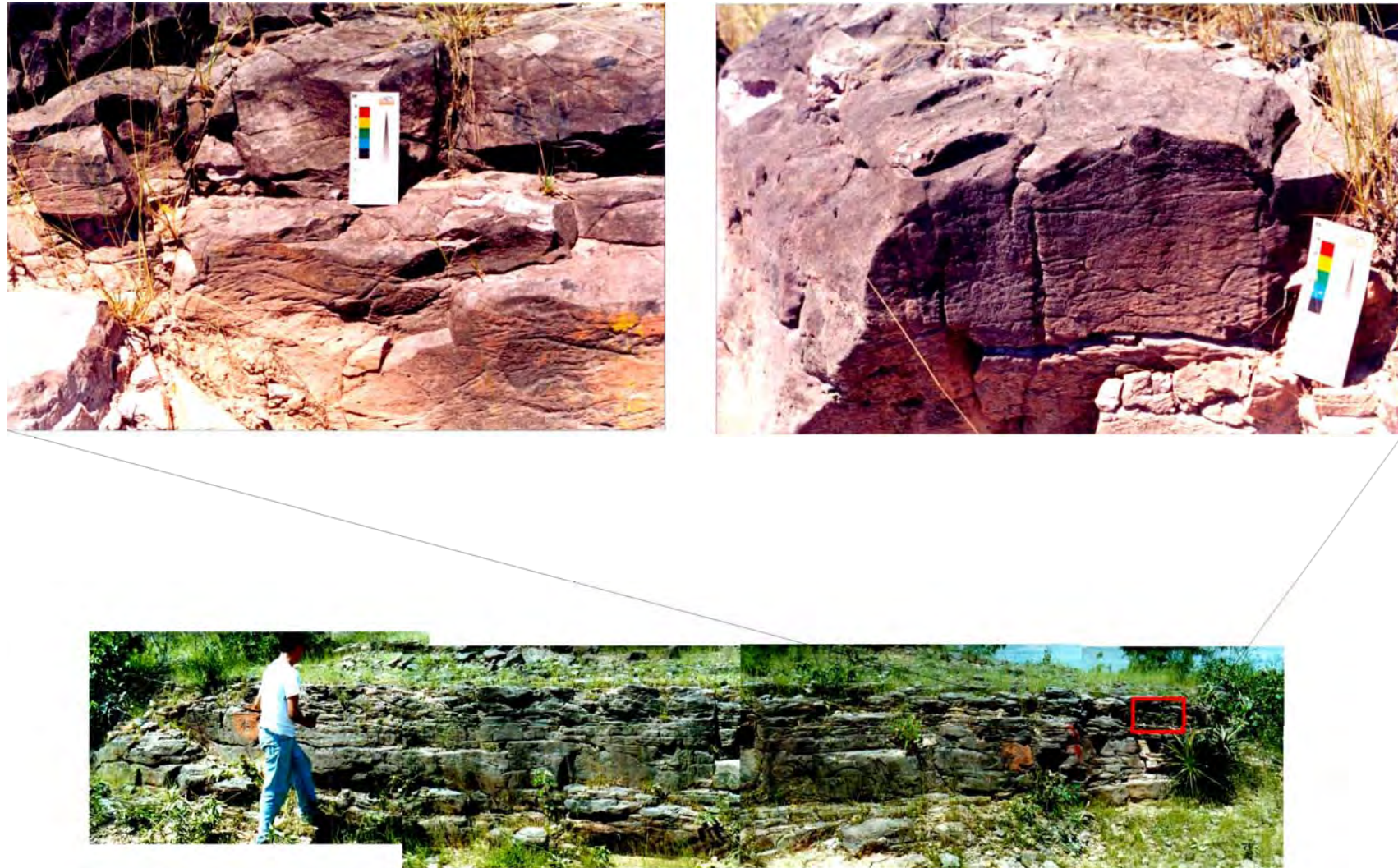
Fotografia 4.19: A) Vista geral do afloramento CAB-1 com superfícies de truncamento e depósitos de interlobos. B) Corte longitudinal da estratificação cruzada de grande porte, com paleocorrente de direção NW, e cunha de depósitos de interlobos intercalada na fácies **Sp**. C) Detalhe de B.



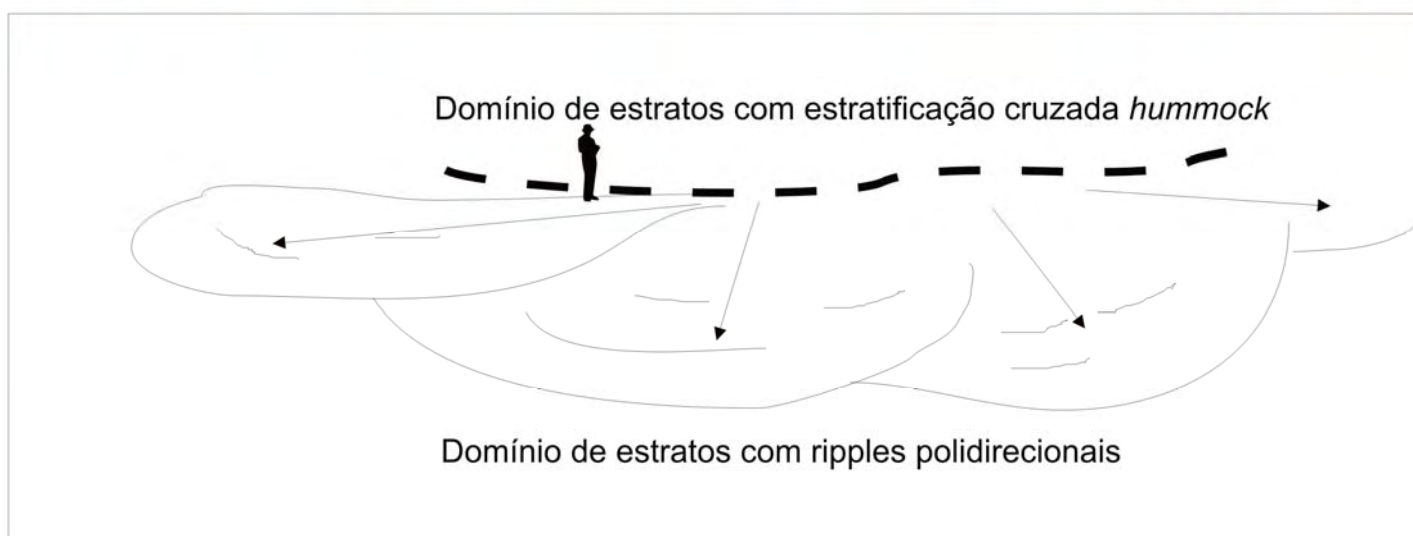
Fotografia 4.20: Feição sedimentar que sugere uma estrutura de alívio de pressão (vulcão de areia?) no arenito da fácies Sp no afloramento CAB-1.

Fácies Sr: arenito com níveis de marcas de ondas

Esta fácies, no afloramento CAB-1, é composta por arenitos branco-amarelados, de finos a médios, muito bem selecionados, com *ripples* de pequeno a médio porte e cristas contínuas intercaladas em níveis com *climbing ripples*, estratificação cruzada planar e pequenos sigmóides (Fotografia 4.21), o que sugere uma deposição gerada pela migração de dunas de cristas sinuosas e acamamento planoparalelo relacionado a um regime de fluxo inferior, ambos processos comuns em depósitos de topo de barras e canais lobulares na desembocadura de um sistema flúvio-deltaico. A direção de correntes nesta fácies é fornecida pela grande quantidade de estratos com *ripples* indicando um fluxo radial (Fotografia 4.22), com paleocorrentes polimodais de 20°/0°/330°Az. A morfologia da crista das *ripples*, a presença de feições denominadas ‘dorso-de-arraia’ (Fotografia 4.23) e de estruturas do tipo *hummocky* de tempestitos sugerem a migração de lobos sob águas de batimetria bastante rasa. No nível das *ripples* desta fácies também ocorre bioturbação do icnogênero *Ophiomorpha*, da fácies *Skolithos* (Fotografia 4.24), que é considerada típica de ambiente marinho de alta energia, principalmente de águas rasas de regiões costeiras (Seilacher, 1967), confirmando a hipótese de que parte do afloramento CAB-1 foi depositado em um ambiente muito raso de foz de um sistema flúvio-deltaico. Este icnogênero foi registrado por Agostinho *et al.* (2001) em estratos da Formação Pimenteiras aflorantes no leito do rio Sambito, município de Pimenteiras, tendo sido relacionado a planícies de maré.



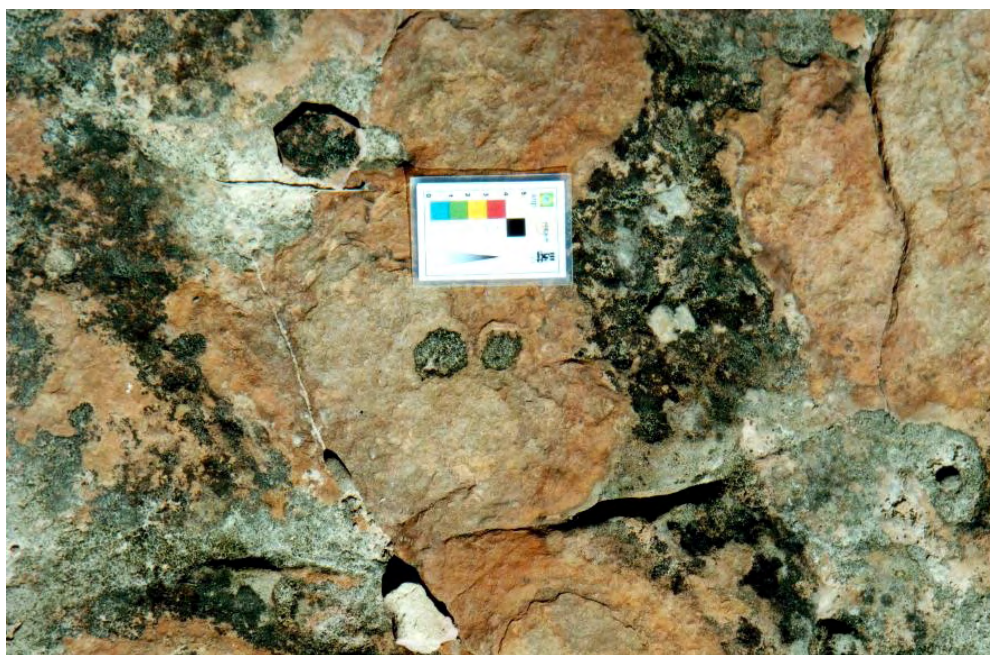
Fotografia 4.21- Intervalo superior da fácies Sr no afloramento CAB-1, mostrando detalhes de migração de pequenas *ripples* e estratificação cruzada *hummocky* gradando para estratificação cruzada tabular de pequeno porte, característico dos tempestitos da Formação Cabeças.



Fotografia 4.22- Patamares com domínio de *ripples* e *hummocky* da fácies **Sr** no afloramento CAB-1, mostrando que as direções de paleocorrente indicadas pelas ondas são concordantes com o fluxo principal da sotoposta fácies **Sp**.



Fotografia 4.23: Morfologia de feições do tipo 'dorso-de-arraia', que caracteriza superfícies pertencentes a estruturas do tipo *hummocky* encontradas na fácies Sr do afloramento CAB-1.



Fotografia 4.24: Bioturbação do icnogênero *Ophiomorpha* na fácies Sr no afloramento CAB-1, característica de ambientes muito rasos.

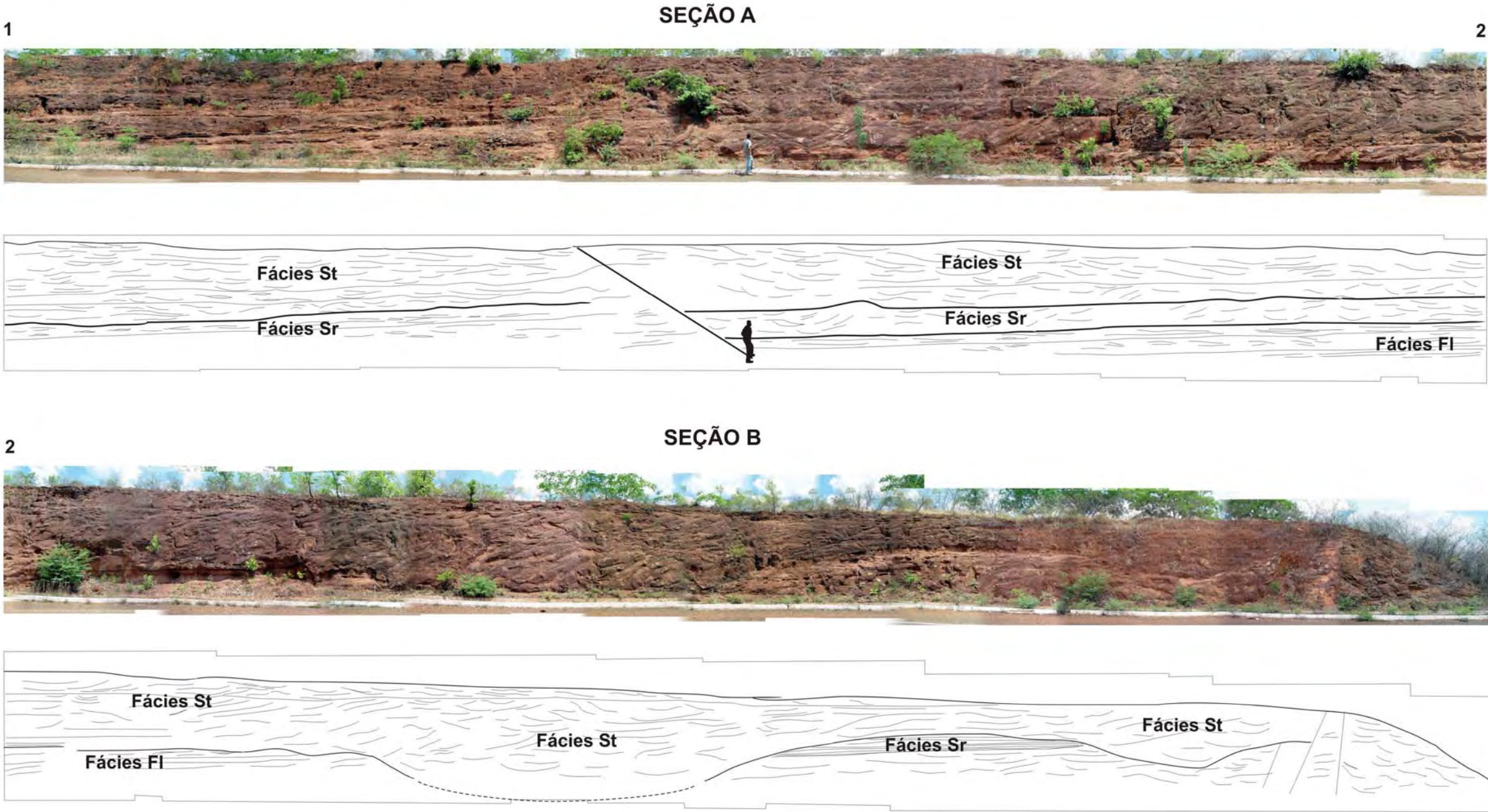
Afloramento Cabeças 2

O painel fotográfico (Figura 4.15) montado para ilustrar o afloramento Cabeças 2 (CAB-2) em toda a sua extensão permite visualizar as duas fácies areníticas que o compõem (**Sr** e **St**), e suas respectivas geometrias. Dados de GPR foram obtidos em quatro perfis deste afloramento (Figura 4.16), para o reconhecimento de estruturas sedimentares e limites entre as duas fácies. Nos perfis **a** e **b** estão transversais (Figura 4.17), e os perfis **c** e **d** longitudinais a direção da paleocorrente (4.18 e 4.19).

Fácies Sr: arenito muito fino com marcas de ondas

Com estratos de até 20cm de areia fina e muito fina, muito bem selecionada, a fácies **Sr** no afloramento CAB-2 apresenta ampla continuidade lateral (Fotografia 4.25), com geometria acanalada a tabular (Fotografias 4.26 e 4.27). As estruturas primárias encontradas nesta fácies, com variações laterais, são estratificação cruzada de pequeno porte do tipo *hummocky* e *climbing ripples* (Fotografia 4.28) e laminação planoparalela (Fotografia 4.29) e enquanto que estruturas secundárias estão representadas por bioturbações e estruturas de carga de pressão tipo *flame* (Fotografia 4.30). Esta última é interpretada como uma estrutura pós-deposicional de sobrecarga, resultante da carga de sedimentos que compõem a fácies sobreposta (fácies **St**). Os *climbing ripples* sugerem uma corrente de alta velocidade em ambiente turbilhonado, com espessa lâmina d'água. A fácies **Sr** no afloramento CAB-2 é truncada por superfícies erosivas do tipo canais de grande porte ou planos erosivos, que marcam o contato com a fácies sobreposta. A direção de paleocorrentes desta fácies é fornecida pelos estratos contendo *hummocky*, com direção de 60°Az. Esta fácies parece ter sido depositada nas margens de um leito de escoamento fluvial, onde ocorreu certa desaceleração no fluxo sedimentar dos cursos fluviais. A Fácies **Sr** está relacionada também a depósitos de carga de fundo seguindo eventuais pulsos tempestícos deltaicos, deduzido pela presença de gradação de estruturas, desde lâminas planoparalelas (porções proximais de um sistema de frente deltaico) .a estratificação *hummocky* (porções distais).

FACIOLOGIA, ARQUITETURA DEPOSICIONAL E GEOMETRIA EM AFLORAMENTOS DA BACIA DO PARNAIBA
Formação Cabeças - Km 50 - BR 316 (Afloramento Ipiranga)



LOCALIZAÇÃO
Coordenadas UTM - SAD69
X - 8197270
Y - 9247978

Figura 4.15: Painel fotográfico do afloramento Cabeças 2 (CAB-2), Formação Cabeças do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba, próximo à cidade de Ipiranga, Piauí, com suas duas fácies areníticas.

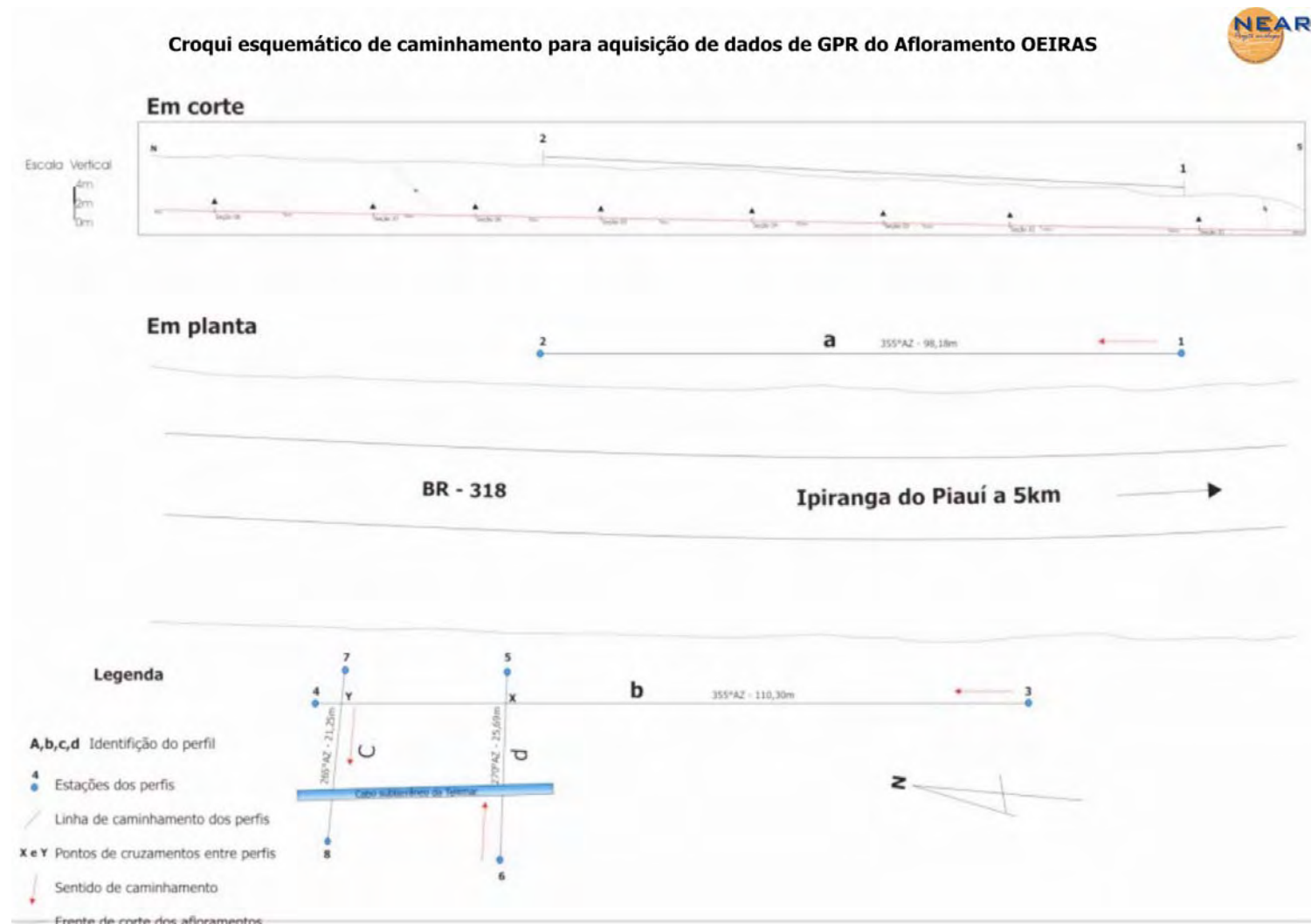


Figura 4.16 - Croqui esquemático do posicionamento e dimensão dos perfis obtidos de GPR no afloramento CAB-02.

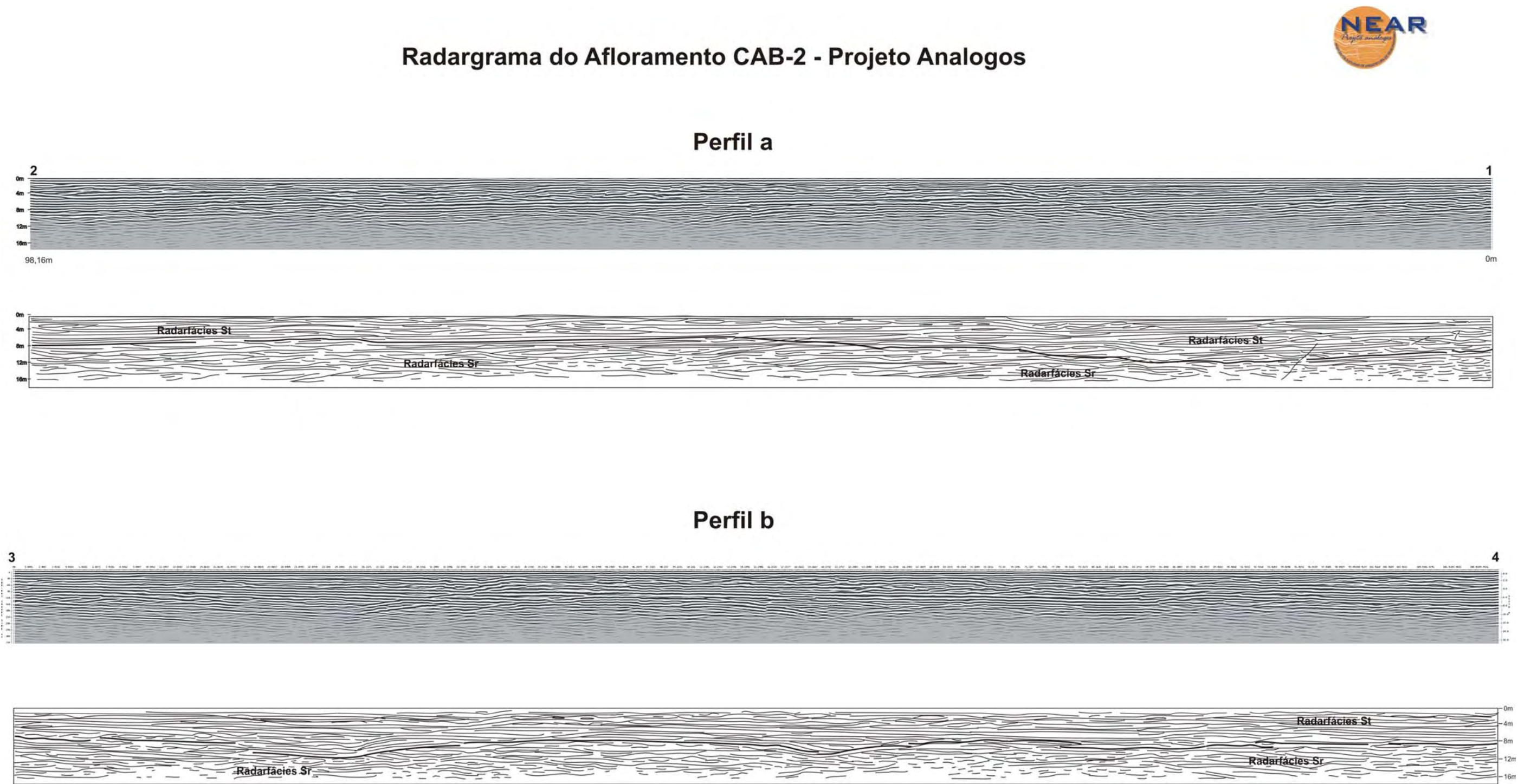


Figura 4.17- Radargrama a e b obtido com antena de 100Mhz, e as respectivas interpretações das radarfácies GPR no afloramento CAB-2 com os principais refletores e respectivas fácies.



Radargrama do Afloramento CAB-02 - Projeto Analogos

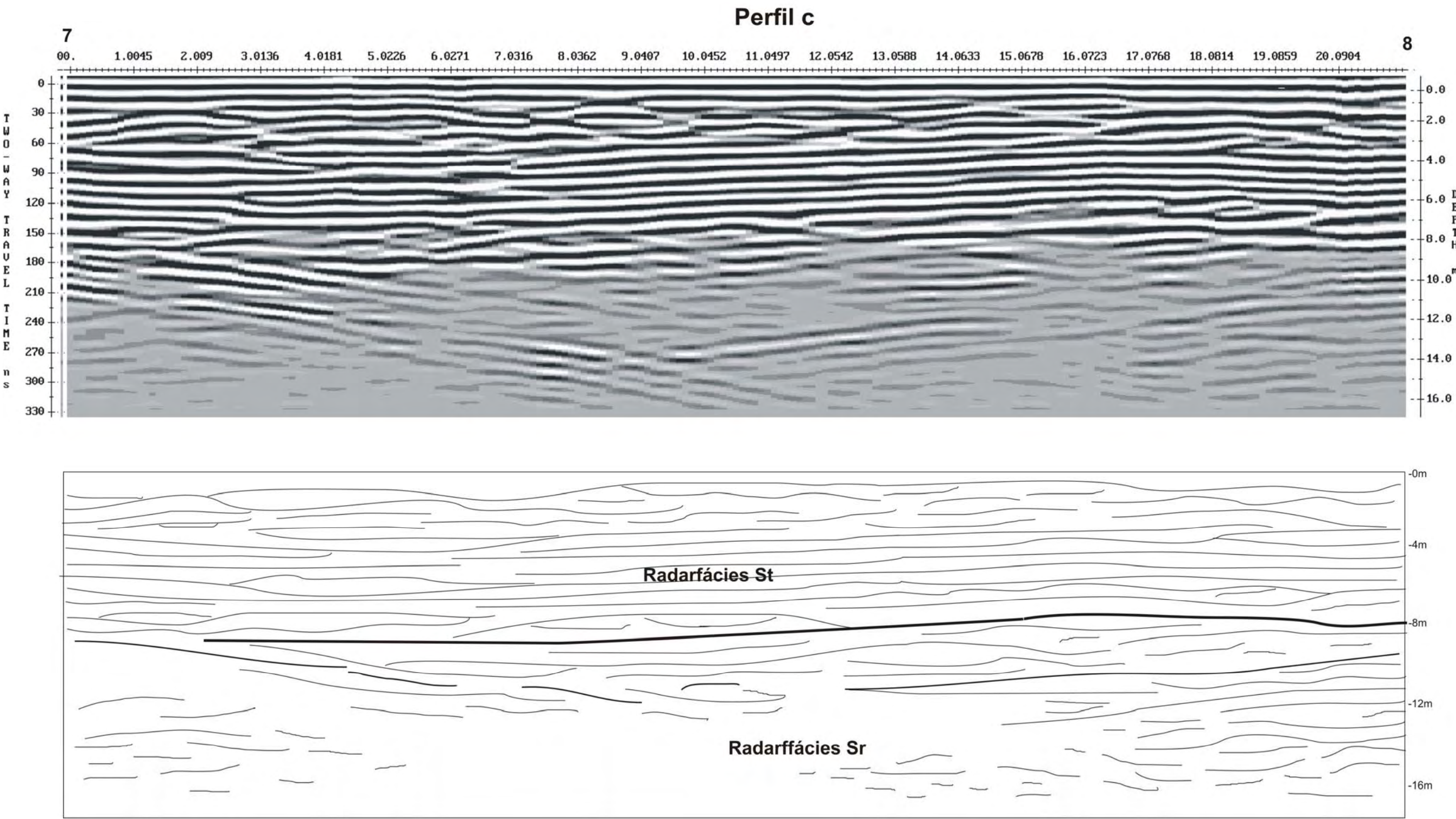


Figura 4.18- Radargrama cobtido com antena de 100Mhz, e as respectivas interpretações das radarfácies GPR no afloramento CAB-2 com os principais refletores e respectivas fácies.

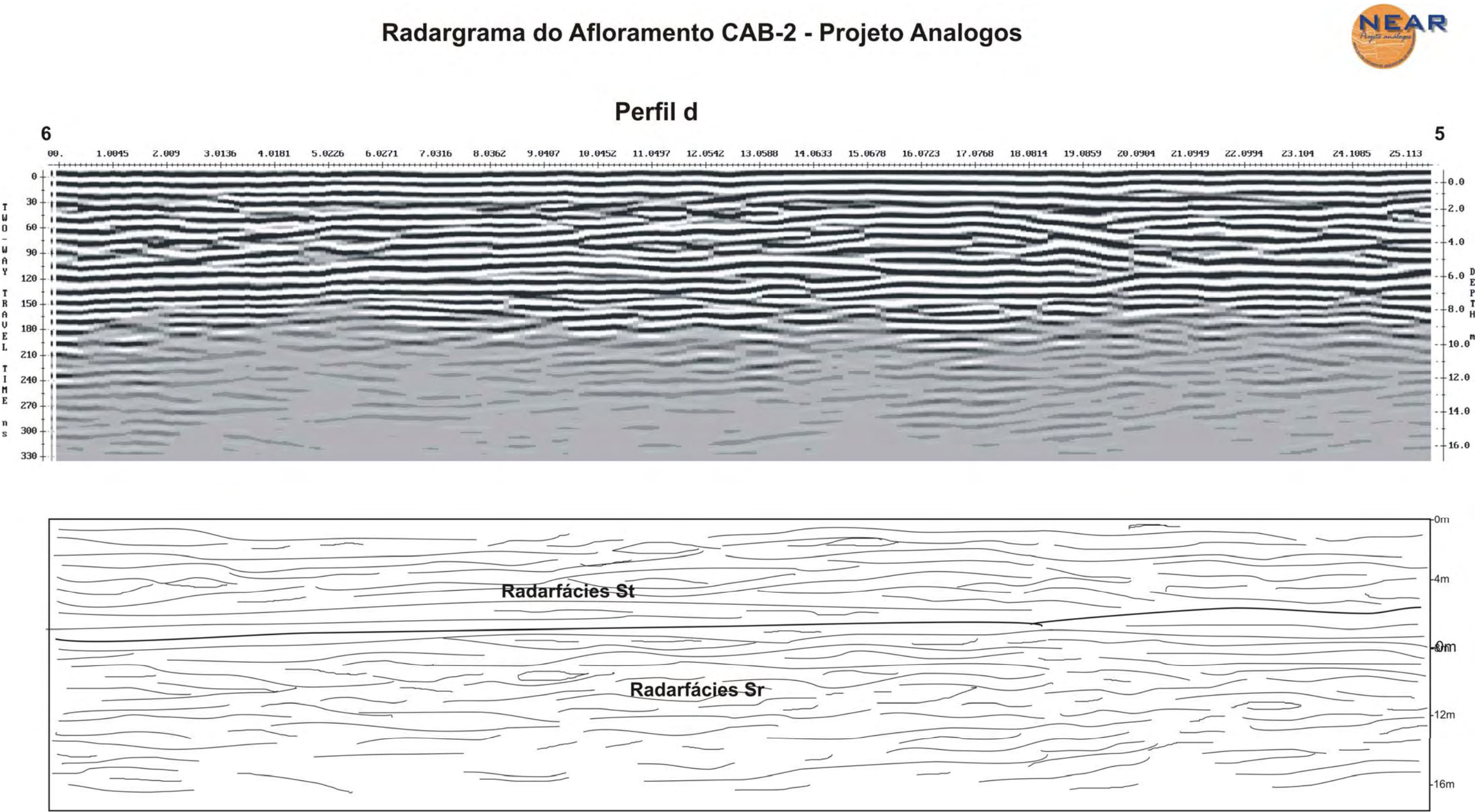
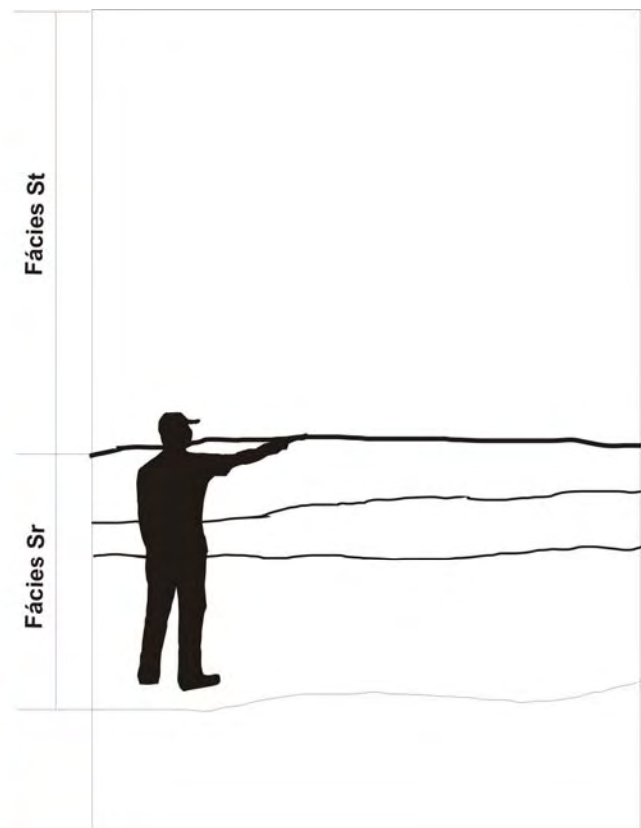
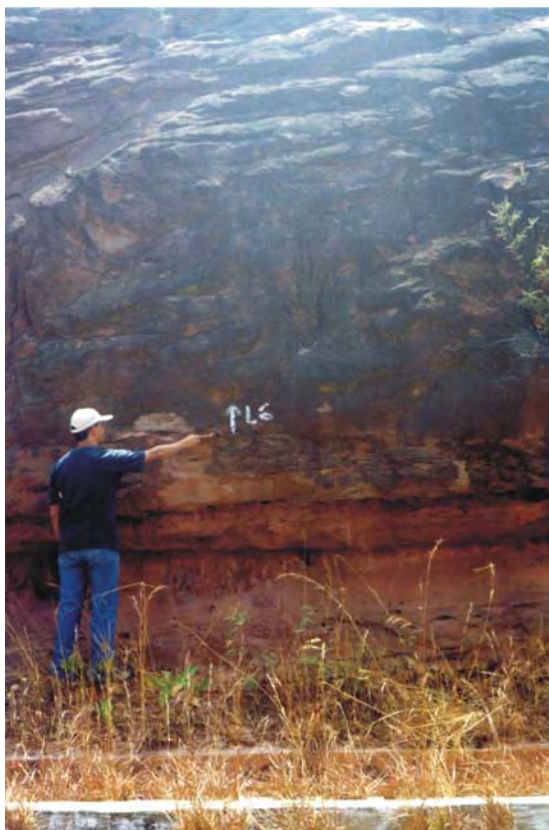


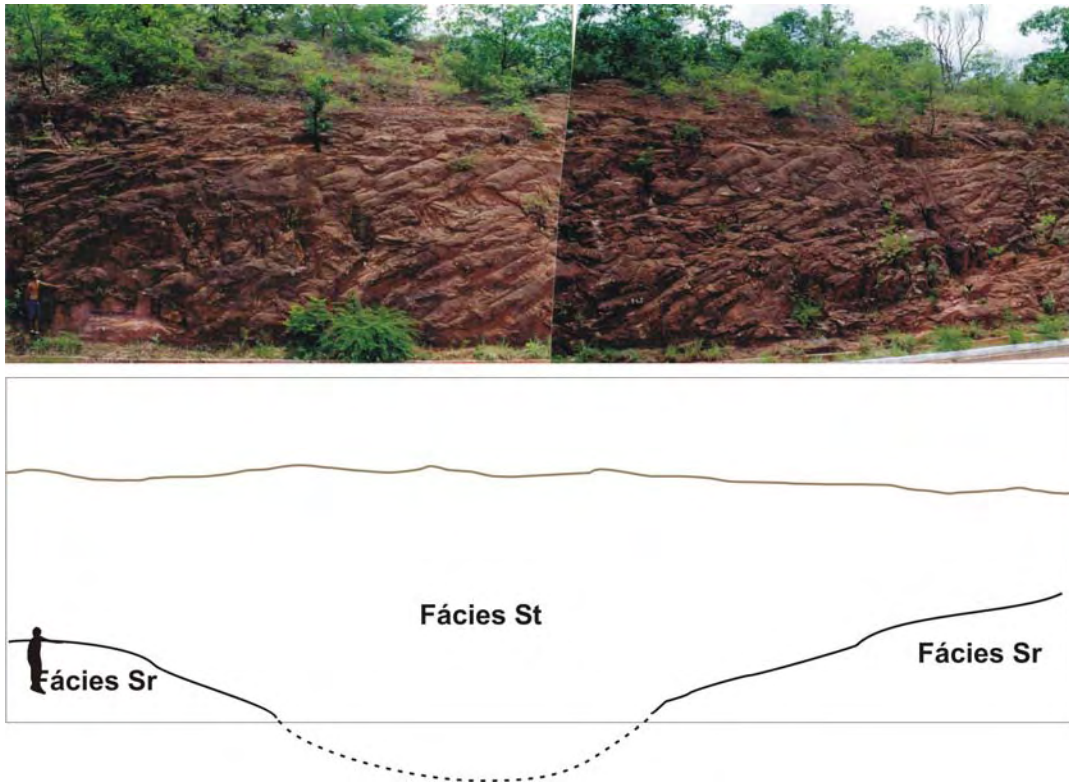
Figura 4.19- Radargrama d obtido com antena de 100Mhz, e as respectivas interpretações das radarfácies GPR no afloramento CAB-2 com os principais refletores e respectivas fácies.



Fotografia 4.25: Vista geral do afloramento Cabeças 2 (CAB-2), que mostra a continuidade lateral das fácies Sr e St.



Fotografia 4.26: Estratos com geometria tabular da fácies St sobrepostos por estratos da fácies Sr, no afloramento CAB-2, mostrando o contato erosivo planar, com presença de *climbing ripples* no topo da fácies Sr.



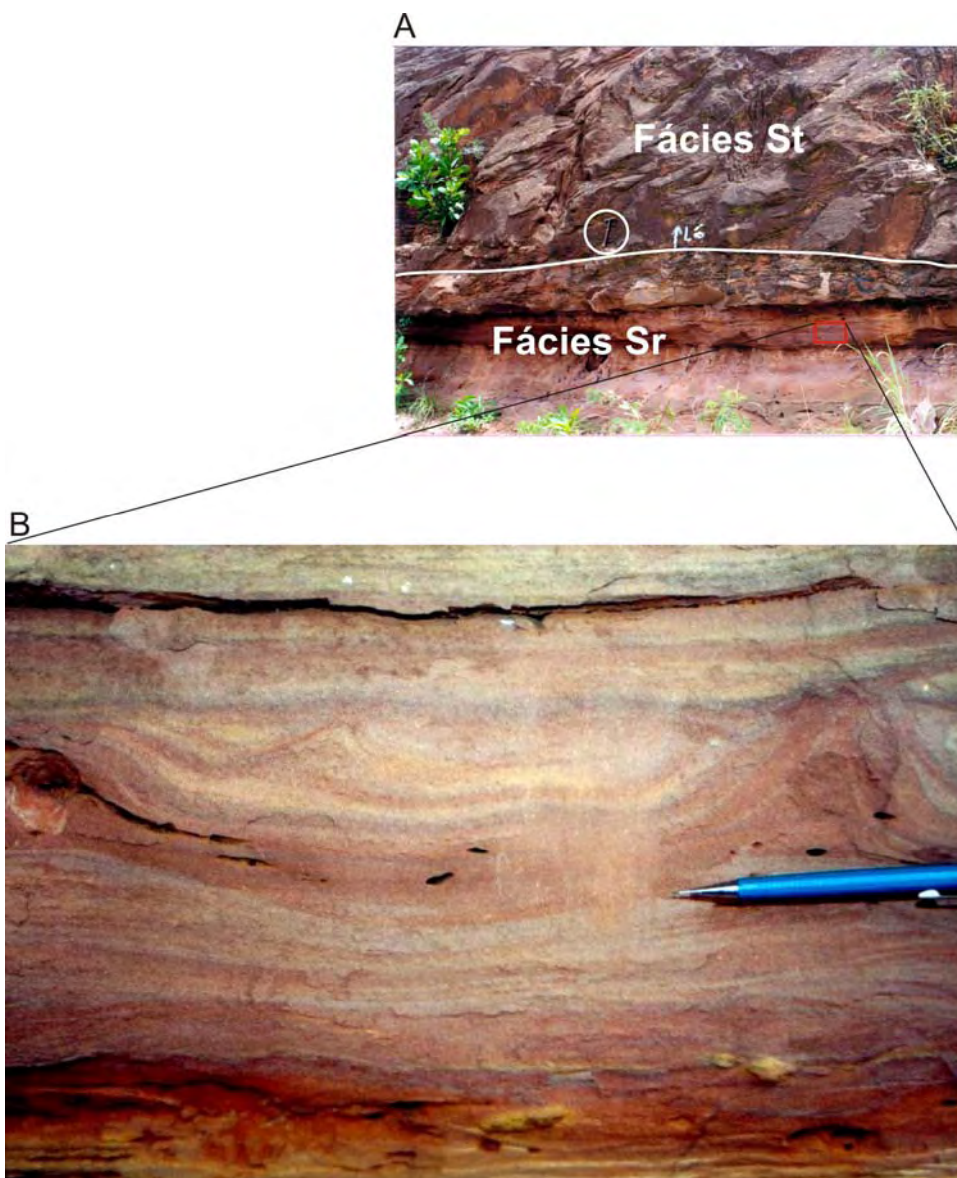
Fotografia 4.27: Contato erosivo, com geometria acanalada, entre as fácies Sr e St no afloramento CAB-2.



Fotografia 4.28: Detalhe de *climbing ripples* presentes na fácies Sr do afloramento CAB-2.



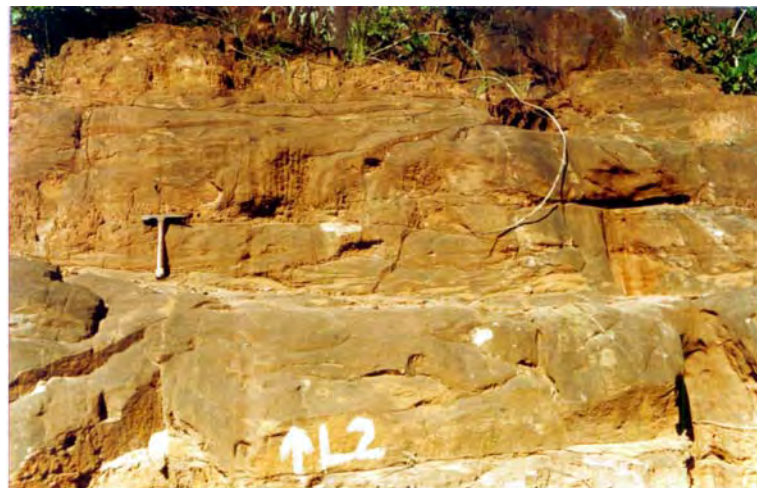
Fotografia 4.29: Detalhe do contato da fácies Sr com a fácies sobreposta St, no afloramento CAB-2.



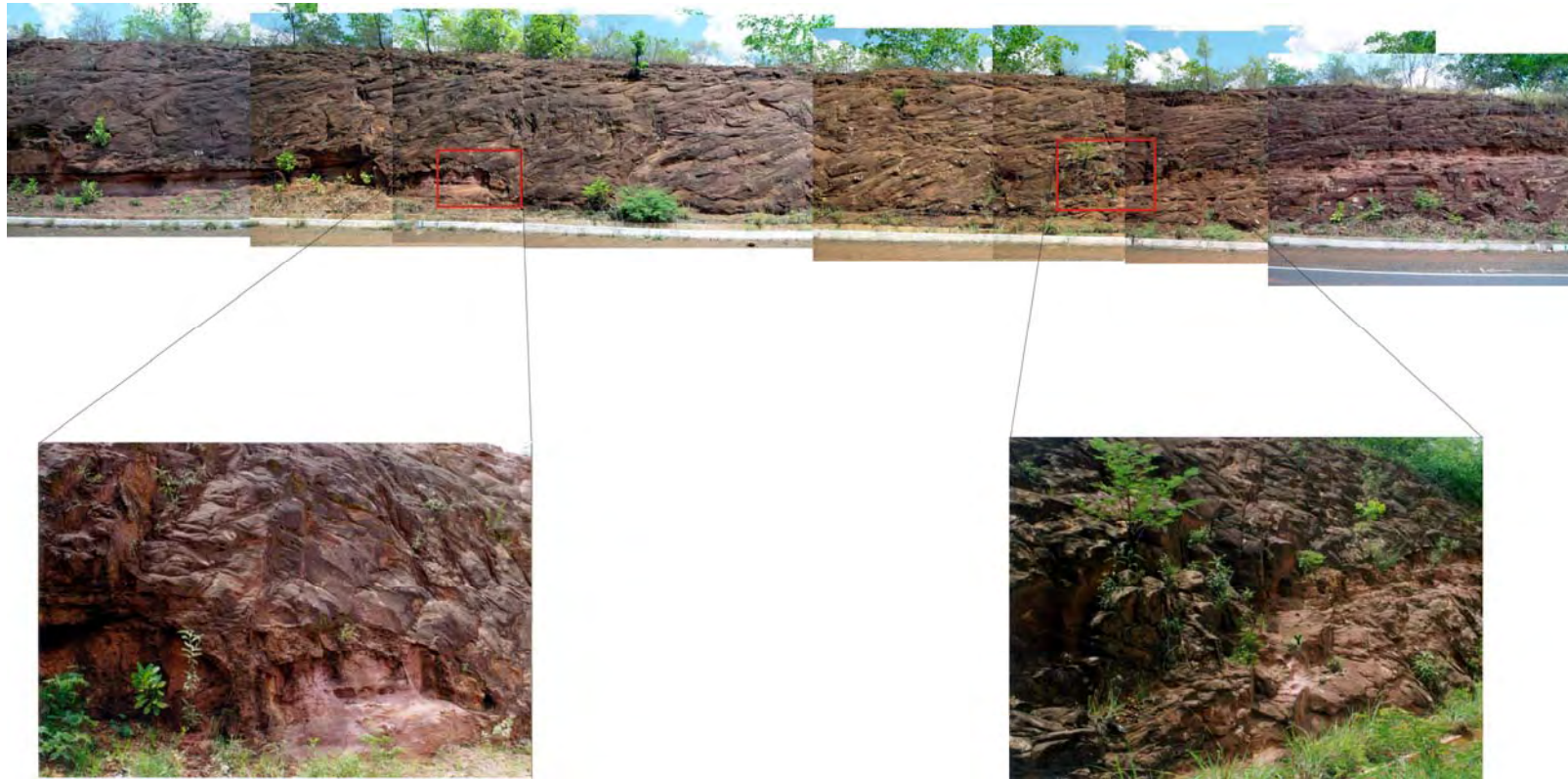
Fotografia 4.30: Estrutura secundária de carga de pressão do tipo *flame*, na fácies SR no afloramento CAB-2.

Fácies St: arenito com estratificação cruzada acanalada

Esta fácies no afloramento CAB-2 é constituída por arenito médio e bem selecionado, com grande continuidade lateral. Tem a espessura média de 5m e uma geometria tabular com abundância de estratificação cruzada acanalada do tipo *swaley* (Fotografia 4.31) com superfícies erosivas de canais entalhados na fácies sotoposta (Sr; Fotografia 4.32). Estas estruturas são atribuídas ao escavamento de canais relacionados ao recuo da linha de costa e posterior quebra de nível de base do sistema fluvial. A direção de paleocorrente do canal principal é concordante com o paleofluxo de direção preferencial para NW vigente na época, sugerindo que, então, esta área se encontrava muito próxima da linha de costa, ou seja, em planície deltaica com canais distributários ativos.



Fotografia 4.31: Estratificação cruzada acanalada do tipo *swaley* encontrada na fácies St do afloramento CAB-2.



Fotografia 4.32: Detalhe do contato erosivo das fácies **Sr** e **St** no afloramento CAB-2.

4.3.5. Afloramento Poti 1

Na Figura 4.20 é apresentado O painel fotográfico elaborado sobre o afloramento Poti 1 (PT-1) permite a visualização das duas fácies nele observadas (**Sh** e **Sr**) e suas respectivas geometrias (2D). Com 25m de altura e 200m de comprimento, este afloramento representa o registro da seqüência regressiva entre as formação Longá e Poti. Genericamente, na porção inferior deste afloramento predominam intercalações arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* de médio porte, separados por intercalações pouco espessas de folhelhos, que gradam, na porção superior, para arenitos e siltitos com estratificação planoparalela.

Fácies Sr: arenito com estratificação cruzada *hummocky*

Esta fácies é composta no afloramento PT-1 por predominantes arenitos e menor proporção de níveis de folhelho. O arenito é micáceo, de coloração creme-amarelada, bem selecionado, possuindo granulometria de fina a muito fina, A geometria é tabular, formando lençóis de areia (*sheets sandstones*). Estes lençóis e os folhelhos apresentam estratos com espessuras que variam de centimétricas a métricas (Fotografia 4.33A), em dois distintos intervalos (superior e inferior) no afloramento (Figura 4.21). Esta fácies se caracteriza pela presença constante de estratificação cruzada *hummocky* de pequeno a médio porte, com marcas de sola na base das estruturas (Fotografias 4.33B e 4.34). As camadas arenosas são limitadas por folhelhos amarronados com laminação planoparalela, tanto no topo quanto na base do afloramento, que tem a espessura entre 20 e 50cm (Fotografias 4.35 a 4.37). Os intervalos pelíticos apresentam truncamento de camadas com ângulos que não ultrapassam 5° (Fotografias 4.37 A e B). As camadas de arenitos e folhelhos apresentam continuidade lateral com superfícies de contato abruptas, planares e não erosivas (Fotografia 4.37C). O contato litológico superior da fácies **Sr** no afloramento PT-1 parece representar o topo da Formação Longá.

Fácies e arquitetura 2D no Afloramento PT-1 - Barragem Salinas da Formação Poti - Bacia Parnaíba

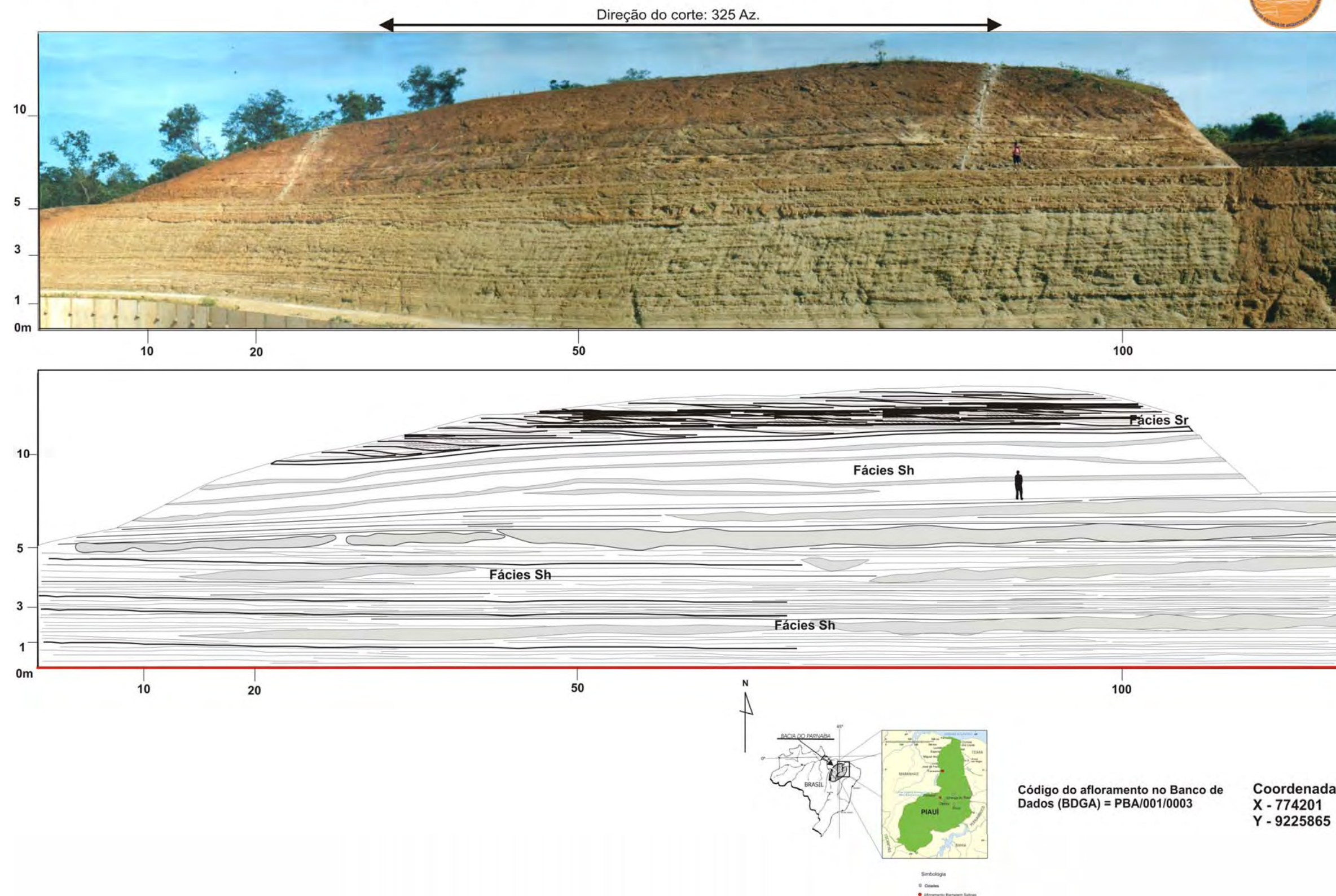


Figura 4.20: Pannel fotográfico do afloramento Poti 1 (PT-1), Formação Poti do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba, localizado na barragem Salinas, próximo à cidade de Nazaré do Piauí (Modificado de Rodrigues, 2003).

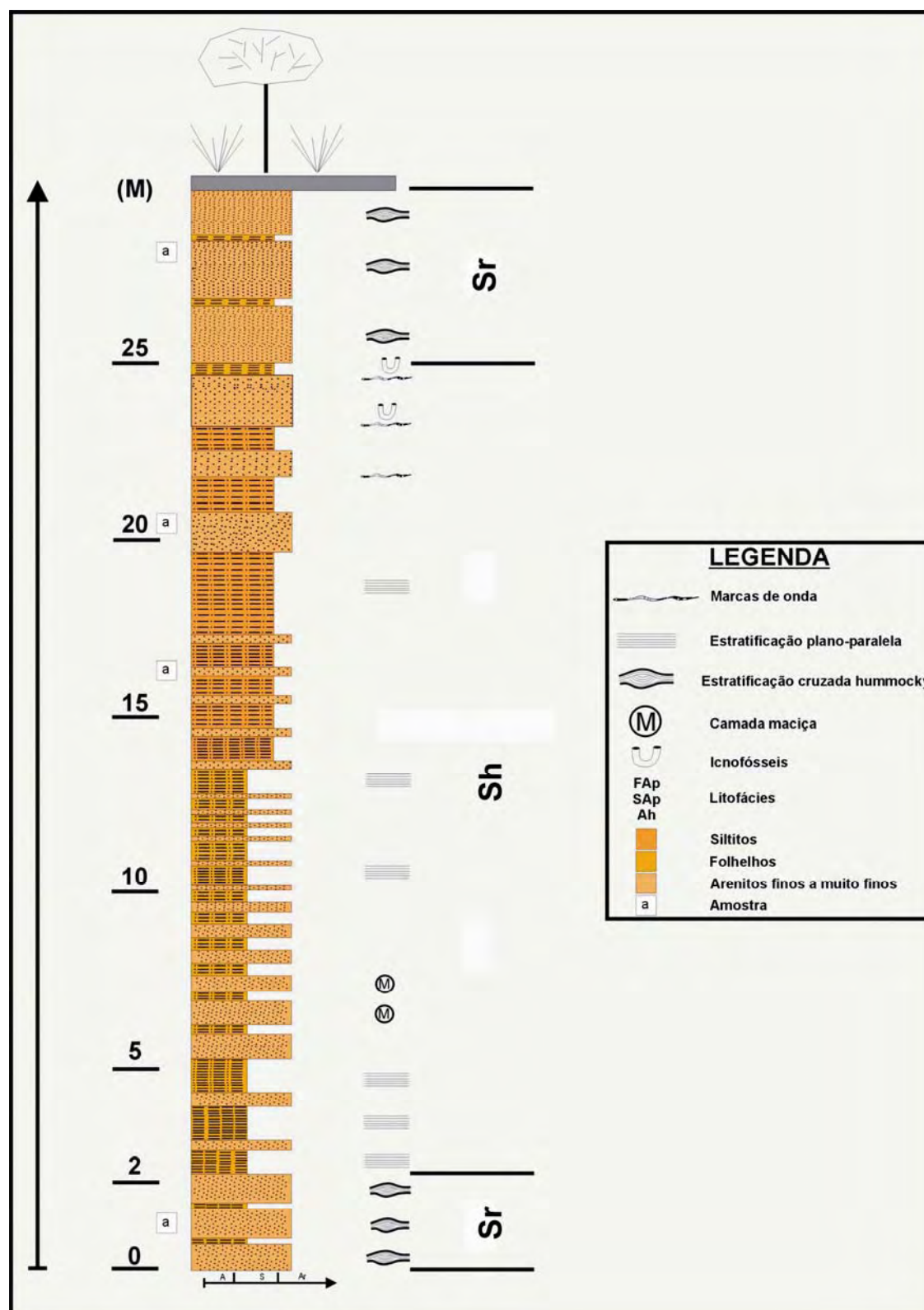
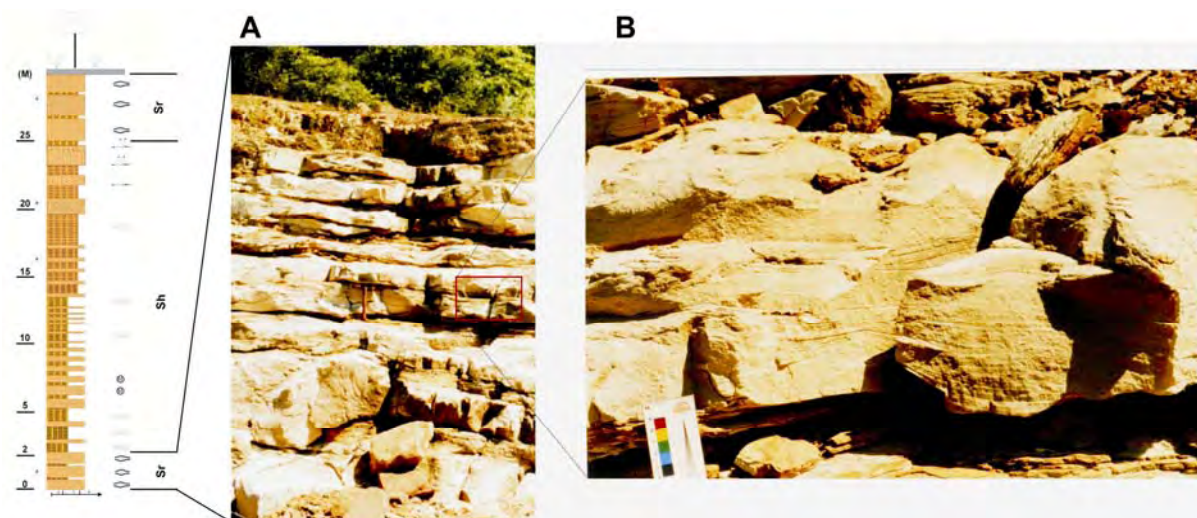
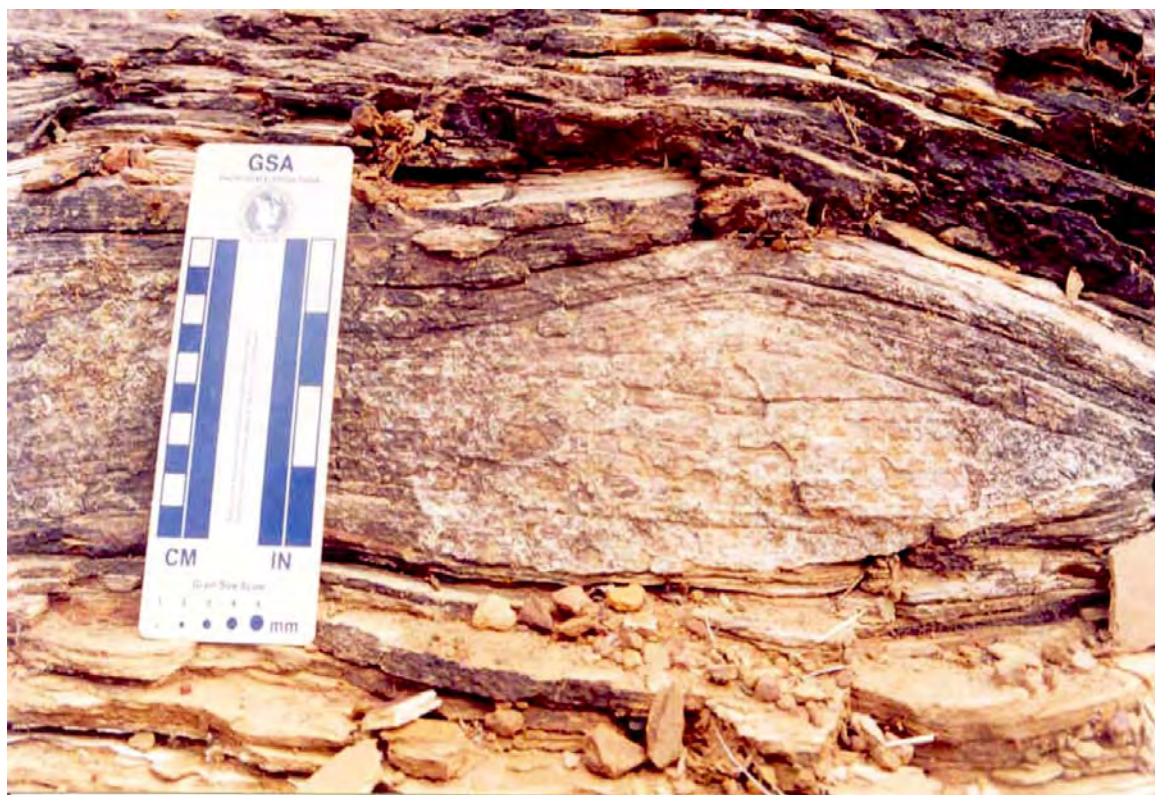


Figura 4.21: Seção colunar do afloramento PT-1 (Modificado de Rodrigues, 2003).



Fotografia 4.33: A) Vista geral da fácies Sr no afloramento PT-1, mostrando a intercalação de arenitos e folhelhos com estratificação cruzada *hummocky* com geometria planar formando lençóis de areia. B) Detalhe. (Modificado de Rodrigues, 2003)



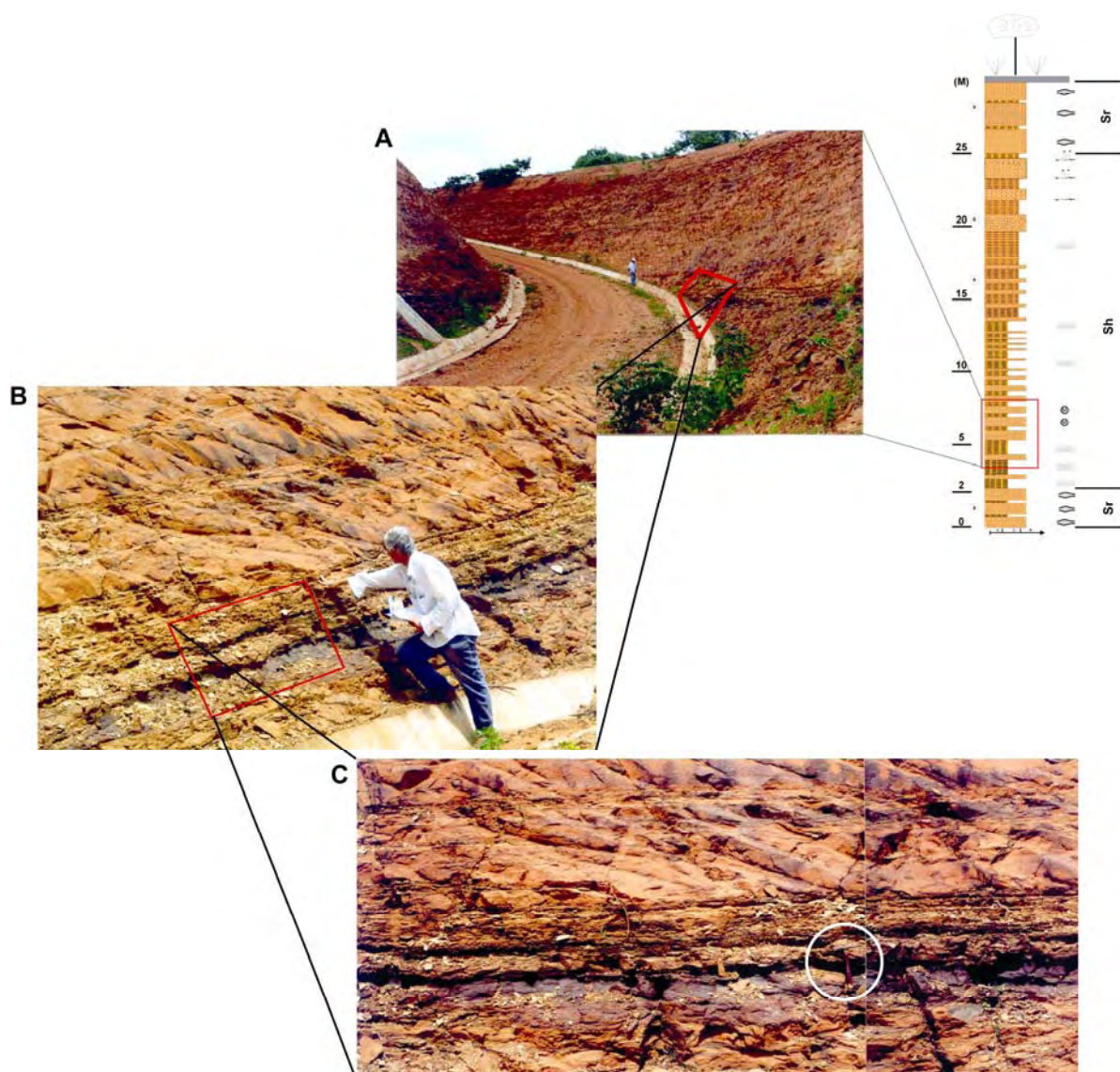
Fotografia 4.34: Estrutura de micro-*hummocky* na fácies Sr no afloramento PT-1.



Fotografia 4.35: Camadas arenosas separadas por folhelhos na fácies Sr no afloramento PT-1.



Fotografia 4.36: Camadas espessas de arenitos da fácies Sr na porção superior do afloramento PT-1 (foto de Joel de Castro, fevereiro de. 2003).



Fotografia 4.37: A) Vista geral, em corte longitudinal, do afloramento PT-1, apresentando intercalação de arenitos e folhelhos da fácies Sr. B e C) Detalhe dos folhelhos entre os arenitos, com estratificação *hummocky* de médio porte na fácies Sr do mesmo afloramento. (Modificado de Rodrigues, 2003)

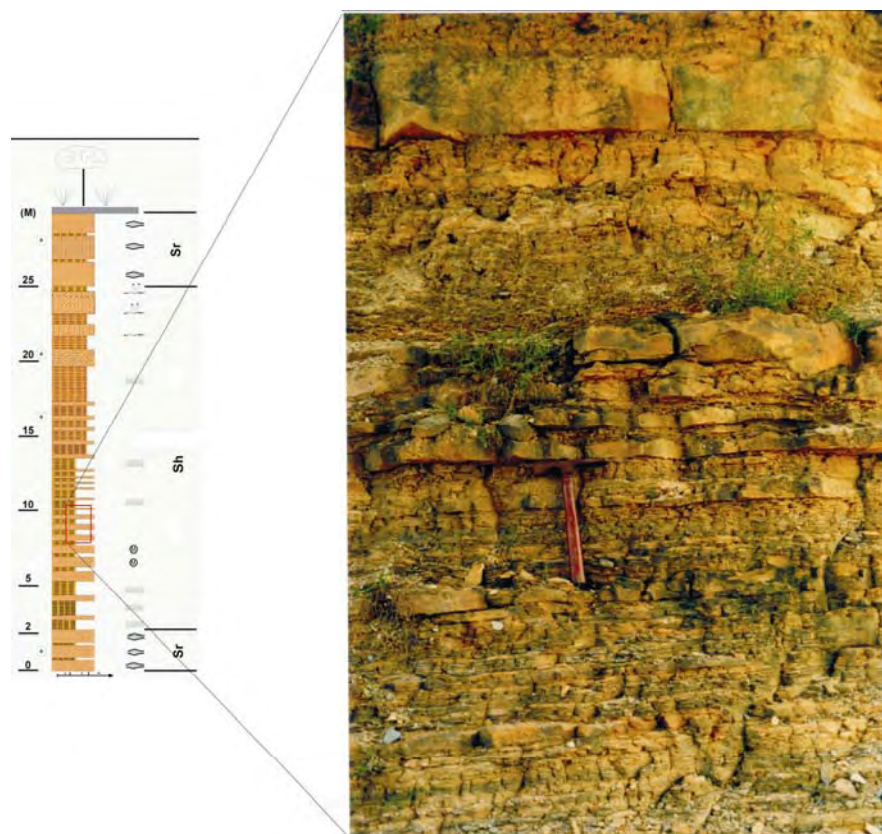
Fácies Sh: arenito com folhelho intercalado com estratificação planoparalela

No afloramento PT-1, esta fácies, ao contrário da fácies anterior, há o predomínio de folhelhos amarronzados, com camadas cujas espessuras variam de 20cm a 2m, intercalados por finos estratos de arenitos finos e maciços, de espessuras entre 20 e 40cm, com incipiente acamamento ondulado e *ripples* de pequeno porte, e por reduzidas porções silticas (Fotografias 4.38 e 4.39). Este siltito, com grande

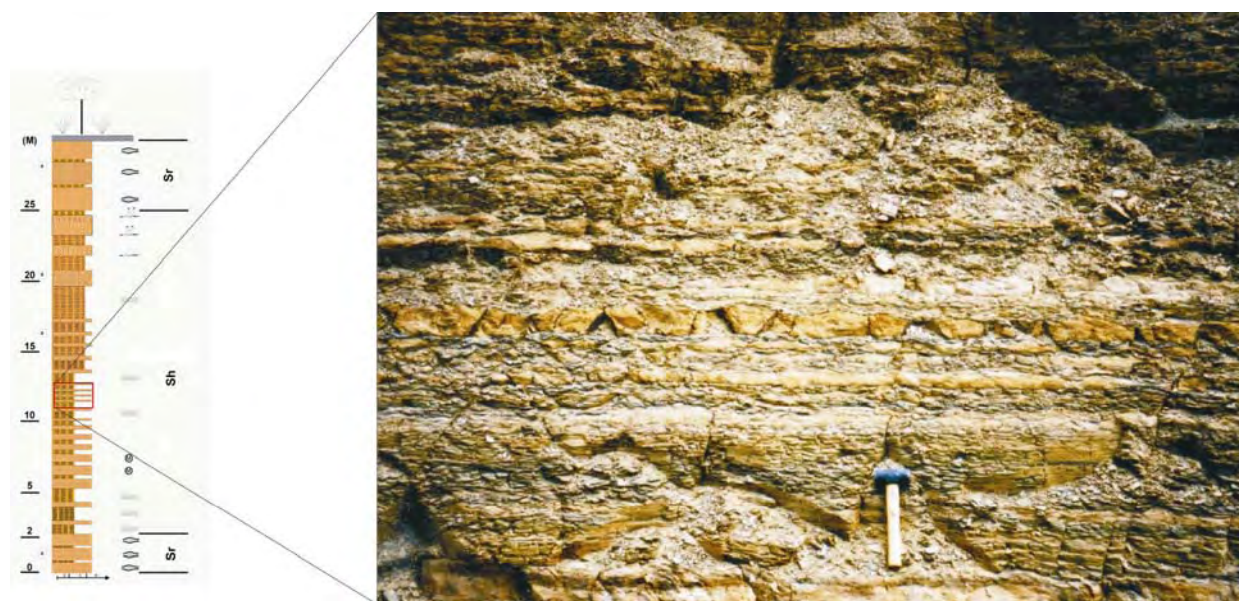
quantidade de mica, é de moderadamente a bem selecionado, variando de marrom a amarelado, e apresentando-se como estratos de 0,2 a 1,5m de espessura, com laminação e estratificação planoparalela. Geralmente sua geometria tabular não mostra significativas alterações de continuidade lateral. Em direção ao topo do afloramento, a presença de siltitos diminui, predominando intercalações entre siltitos arenosos e arenitos finos (Fotografia 4.40). Esta fácies no afloramento PT-1 pode ser relacionada à fase de transição entre a Formação Longá e a Formação Poti.



Fotografia 4.38: Intercalações de folhelhos, arenitos e siltitos da fácies **Sh** no afloramento PT-1. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.39: Arenitos com estratificação planoparalela gradando para estratos com *ripples* encontrados na fácies *Sh* no afloramento PT-1. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.40: Intercalações entre siltitos e arenitos finos na fácies *Sh* no afloramento PT-1. (Modificado de Rodrigues, 2003)

4.3.6. Afloramento Poti 2

O afloramento Poti 2 (PT-2) pode ser observado em toda a sua extensão na Figura 4.18, onde foram traçados os limites faciológicos (fácies **St** e **Fl**) e suas respectivas geometrias (2D). Com 90m de extensão e altura média de 3.3m, o afloramento apresenta uma sequência (Figura 4.22) constituída por arenitos finos a muito finos, e siltitos arenosos. Os estratos intercalados apresentam duas unidades de geometria, sendo uma inferior e acanalada e outra superior e sigmoidal, esta gradando lateralmente para uma geometria tabular, como pode ser observado no perfil estratigráfico do afloramento (Figura 4.23).

Fácies Fl: silito a arenito muito fino com estratificação *climbing ripples*

A litologia desta fácies no afloramento PT-2 é constituída por arenitos muito finos intercalados a siltitos arenosos de coloração cinzenta a branco-arroxeadas, com ciclos granocrescentes e estruturas de *climbing ripples* (Fotografia 4.41). Os arenitos variam de 20 a 50cm de espessura, sendo maciços ou com laminação cruzada *climbing ripples* e nódulos ferruginosos de origem diagenética (Figura 4.42). Os estratos de siltitos variam de 20 a 80cm de espessura, com *climbing ripples* cíclicos (o que sugere o periódico aumento e diminuição de velocidade de correntes) e geometria sigmoidal (Fotografia 4.43). As lineações de correntes têm direções preferenciais de E-SE e, em menor proporção, NW, com marcas onduladas apresentando cristas unidirecionais.

Fácies e arquitetura 2D no Afloramento PT-2 - Jenipapeiro da Formação Poti - Bacia Parnaíba

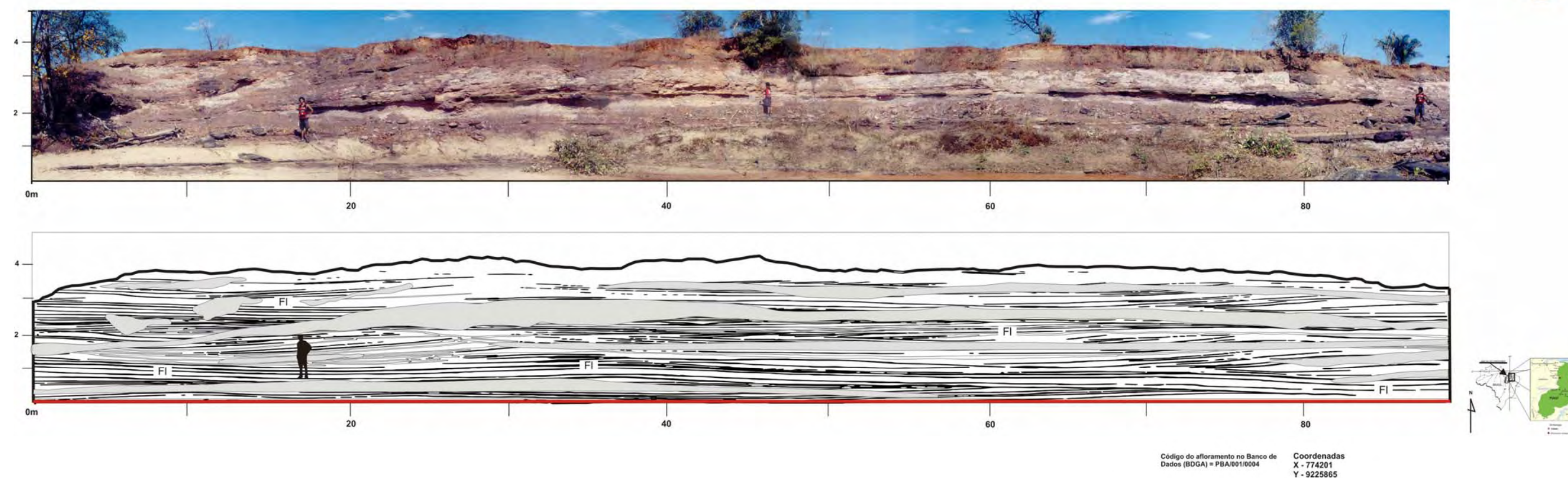


Figura 4.22: Pannel fotográfico do afloramento Poti 2 (PT-2), Formação Poti do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba, e suas duas fácies constituintes.
(Modificado de Rodrigues, 2003)

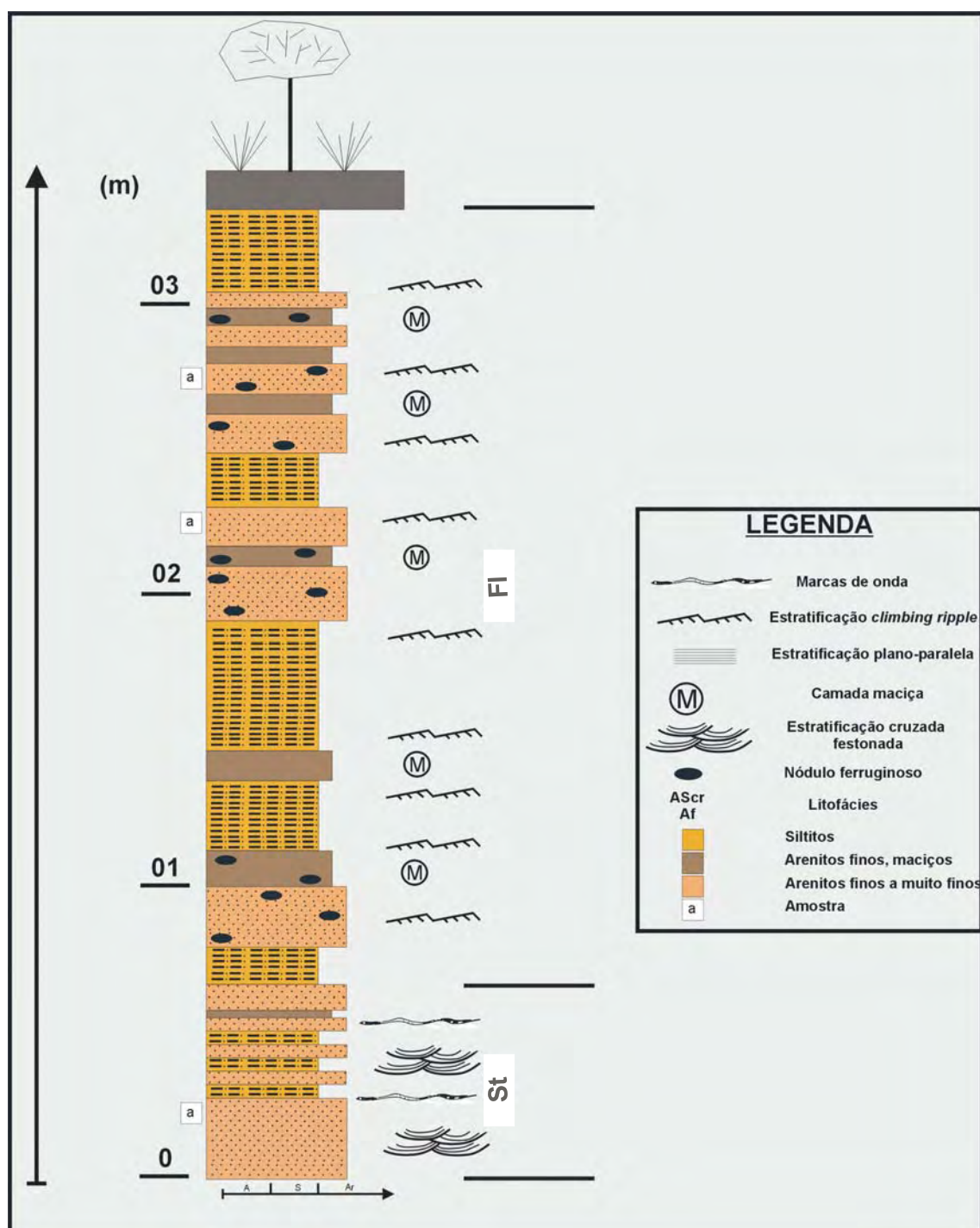


Figura 4.23: Seção colunar do afloramento PT-2. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.41: Arenitos muito finos intercalados com siltitos arenosos cinzentos, com ciclos granocrescentes e estruturas de *climbing ripples* da fácies F1 no afloramento PT-2. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.42: Arenitos finos com intercalações de siltitos, com nódulos ferruginosos, da fácies F1 no afloramento PT-2. (Modificado de Rodrigues, 2003)

Fácies St: arenito com estratificação cruzada festonada

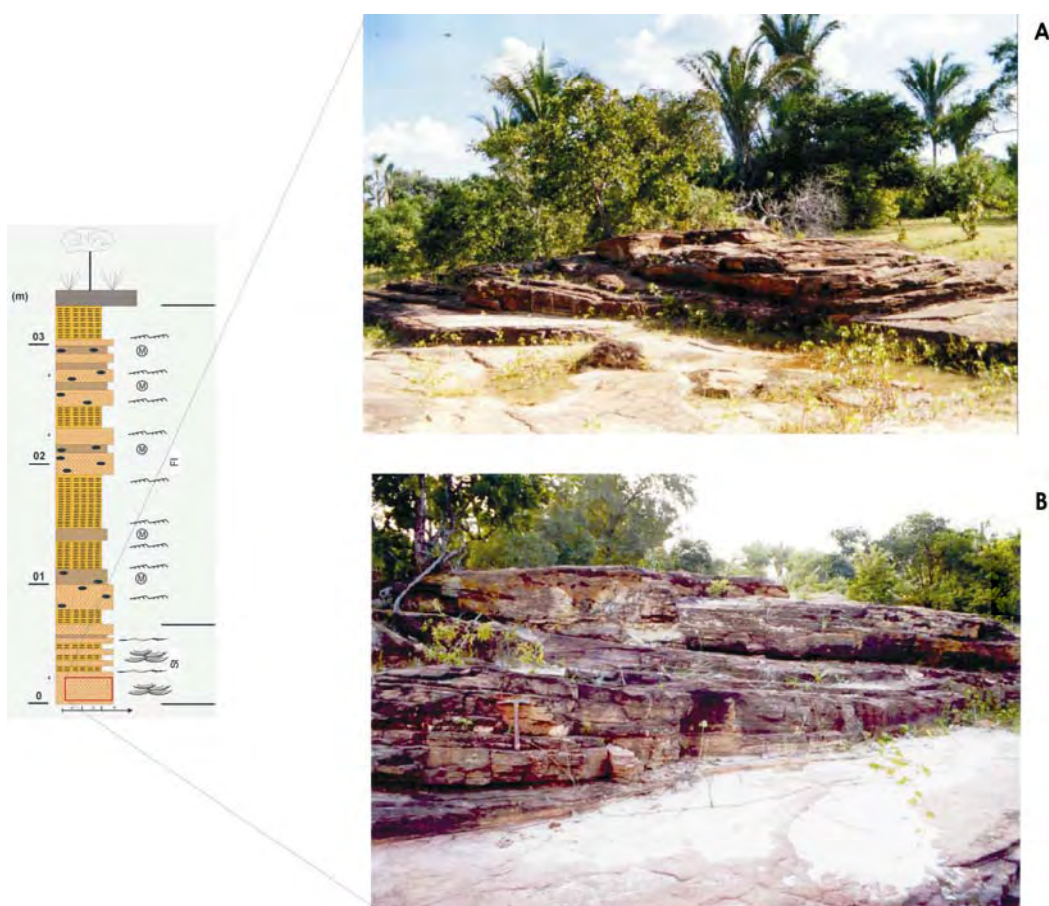
Na parte inferior do afloramento PT-2, no leito do rio Jenipapeiro, observa-se o contato das fácies **Fl** e **St**, com pequena inclinação (entre 4 e 8°) das camadas (Fotografia 4.43). A fácies **St** é constituída por arenitos muito claros, de brancos a arroxeados, de granulação fina a muito fina, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada festonada, pequenas marcas onduladas assimétricas e, ocasionalmente, laminações cruzadas internas limitando sets com estratificação cruzada acanalada (Fotografia 4.44). Os arenitos formam sets com espessuras entre 1.5 e 2m, de continuidade lateral limitada. Esta fácies pode ser relacionada a processos de acreção lateral e/ou preenchimento de canais meandrantos (Fotografia 4.45). A sucessão das fácies **Fl** e **St** neste afloramento é relacionada a um ambiente fluvial meandrante com acreção lateral de barras arenosas longitudinais.



Fotografia 4.43: Contato da fácies **Sh** (parte inferior da foto) com as camadas com estratificação cruzada festonada da fácies **Fl**, no afloramento PT-2. (Modificado de Rodrigues, 2003).



Fotografia 4.44: Sets de estratificação cruzada com pequenas marcas onduladas da fácies St do afloramento PT-2. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.45: A) Vista, em corte transversal, da estratificação cruzada com direção NNW da fácies St no afloramento PT-2. B) Vista, em corte longitudinal, do arenito fino com estratificação cruzada festonada da fácies St no mesmo afloramento. (Modificado de Rodrigues, 2003)

4.3.7. Afloramento Poti 3

No painel fotográfico do afloramento Poti 3 (PT-3; Figura 4.24) podem ser identificadas duas fácies (**Fl** e **Sh**) e as respectivas geometrias (2D). O afloramento tem cerca de 20m de extensão e 2,8m de altura, com o corte direcionado para 70°NW. Uma coluna estratigráfica desta seção foi elaborada (Figura 4.25), sendo composta por intercalações decimétricas a centimétricas de folhelhos, siltitos e arenitos finos, com laminação e estratificação planoparalela e ondulada.

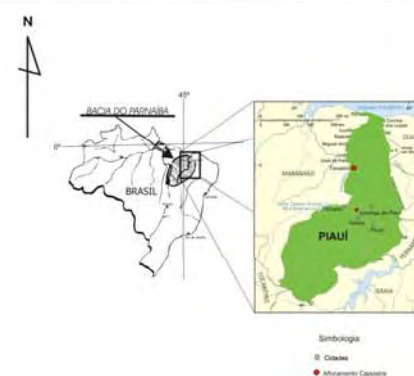
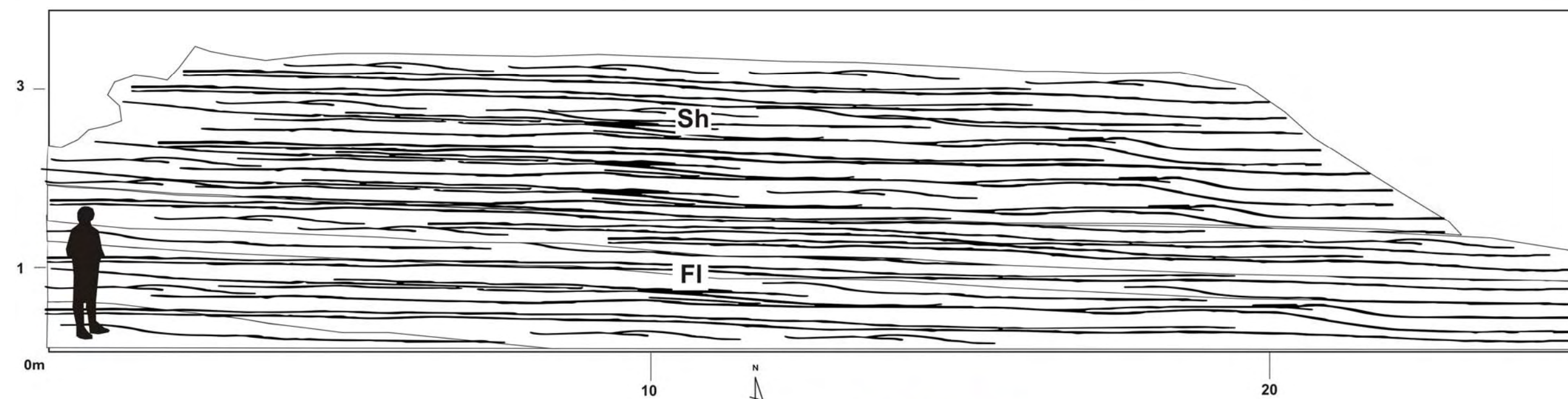
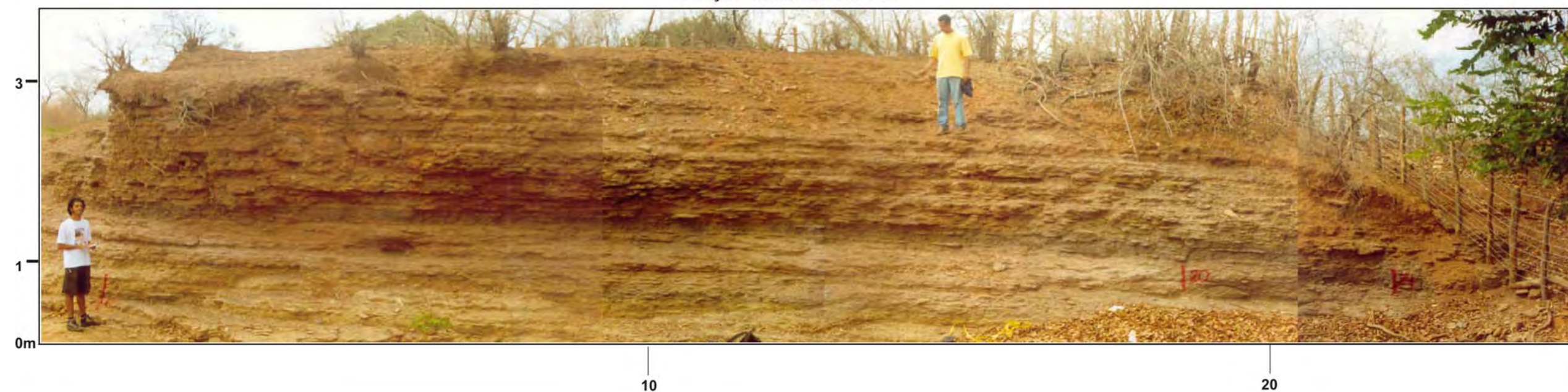
Fácies Fl: siltito com folhelho intercalado com acamamento ondulado

Esta fácies no afloramento PT-3 é caracterizada por folhelhos e siltitos cinza-claros a esverdeados, intercalando-se em sucessões de 10 a 30cm, onde predominam estruturas de laminação, estratificação planoparalela, acamadamento ondulado e vários pequenos ciclos de granocrescência ascendente (Fotografia 4.46). Icnofósseis aparecem com frequência nos níveis de folhelho da base da seção (Fotografia 4.47). As camadas são tabulares, lateralmente contínuas, e não mostram mergulho maior do que 2°.

Fácies e arquitetura 2D no Afloramento PT-3 Cajazeiras da Formação Poti - Bacia Parnaíba



Direção do corte: 240 Az.



Coordenadas
X - 774201
Y - 9225865

Código do afloramento no Banco de
Dados (BDGA) = PBA/001/0005

Figura 4.24: Painel fotográfico do afloramento Poti 3 (PT-3), Formação Poti do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba, e suas fácies constituintes. (Modificado de Rodrigues, 2003)

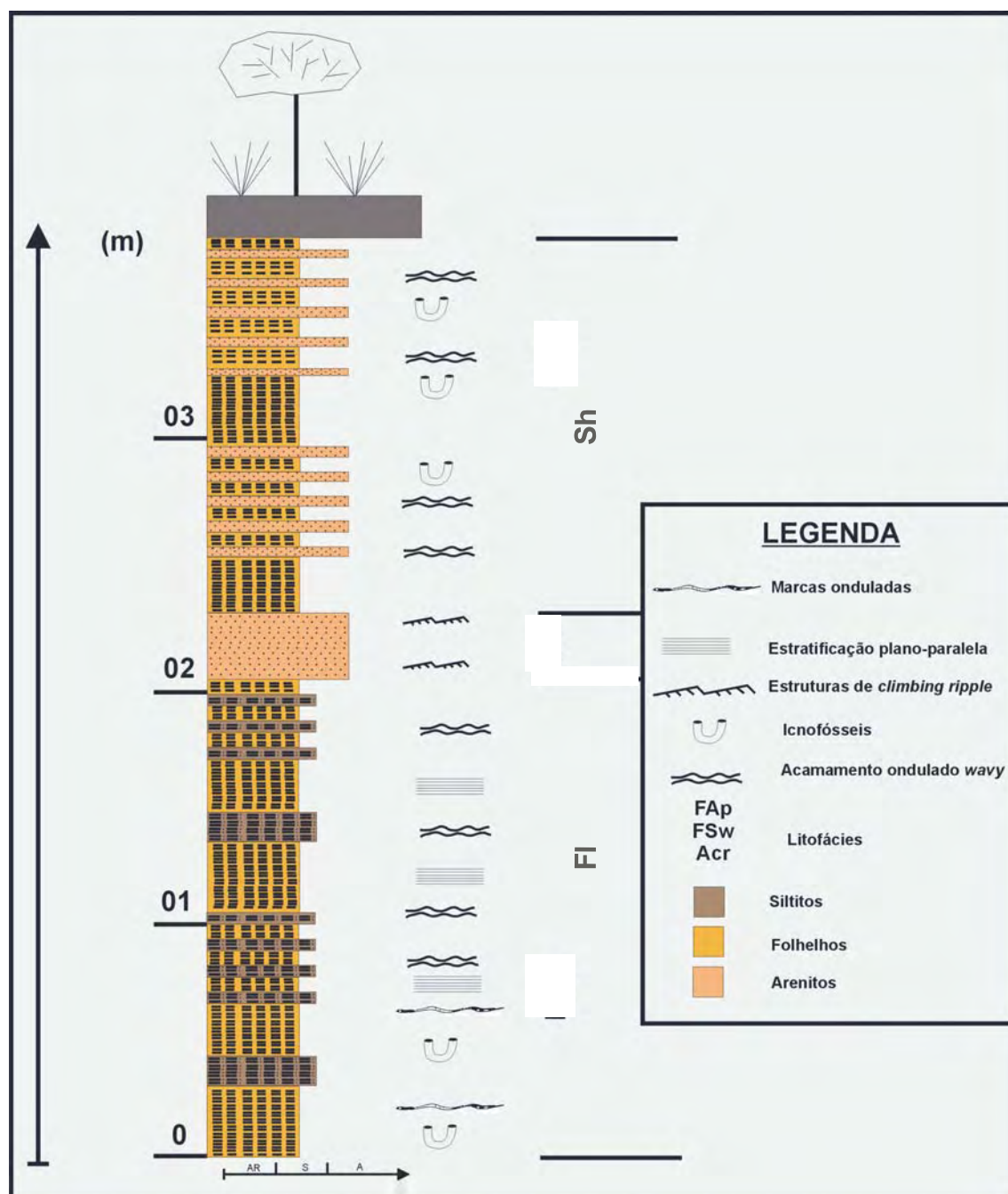
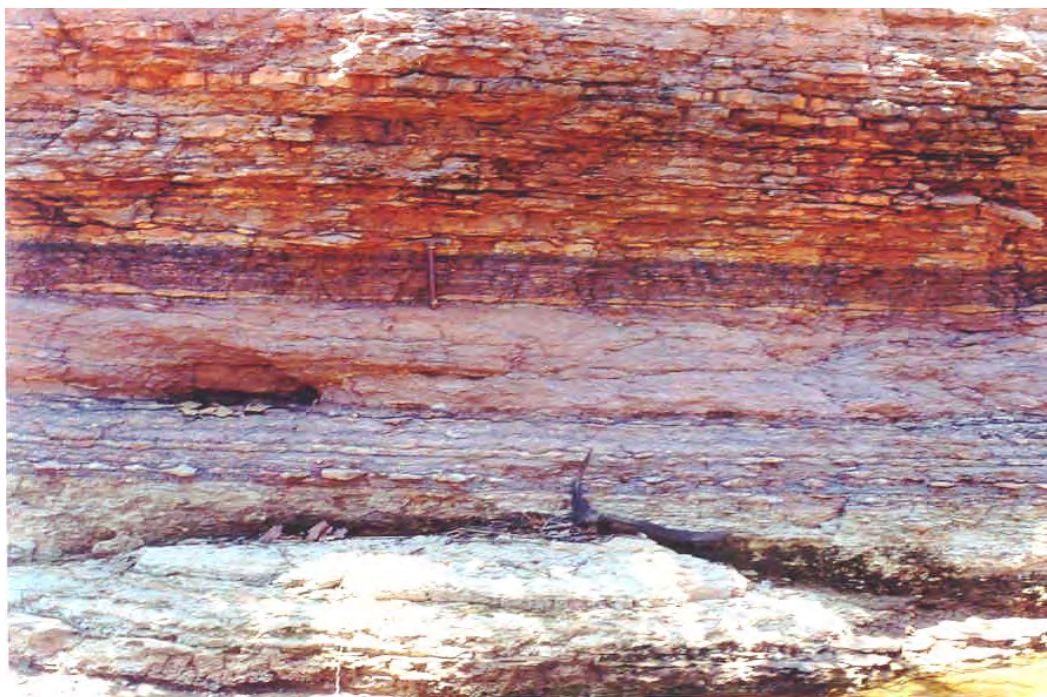
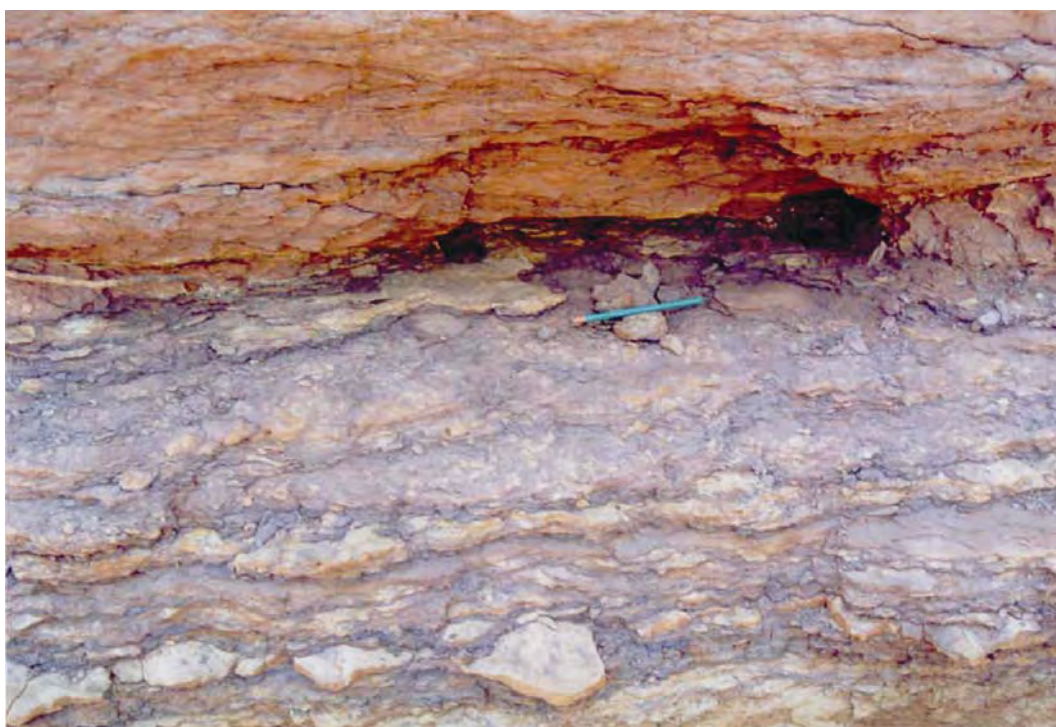


Figura 4.25: Seção colunar afloramento PT-3 em Cajazeiras. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.46: Folhelhos com intercalações de siltitos, com acumamento ondulado na fácies FI no afloramento PT-3. (Modificado de Rodrigues, 2003)



Fotografia 4.47: Bioturbação em níveis de folhelhos da fácies FI no afloramento PT-3. (Modificado de Rodrigues, 2003)

Fácies Sh: arenito com folhelho intercalado com estratificação *climbing ripples*

Esta fácies é constituída, no afloramento PT-3, por arenitos rosa-avermelhados de granulação fina a muito fina com delgadas intercalações de folhelhos e siltitos arenosos e laminação cruzada clino-ascendente ou *climbing ripples*. A espessura dos estratos arenosos varia de 50 a 80cm, mostrando persistente continuidade lateral. O contato com as camadas de folhelhos e siltitos é abrupto e não erosivo (Fotografias 4.48 e 4.49). Os folhelhos apresentam espessuras em torno de 40 a 80cm, intercalando-se em lentes de arenitos (Fotografias 4.50 e 4.51).



Fotografia 4.48: Arenito fino a muito fino intercalado com níveis de folhelhos e siltitos da fácies **Sh** no afloramento PT-3.



Fotografia 4.49: Detalhe das intercalações entre arenitos com *climbing ripples* e arenitos com laminação ondulada na fácies **Sh** no afloramento PT-3.



Fotografia 4.50: Detalhe das intercalações entre folhelhos e arenitos finos da fácies **Sh** no afloramento PT-3.



Fotografia 4.51: Detalhe das intercalações entre folhelhos e arenitos finos com laminação ondulada da fácies **Sh** no afloramento PT-3.

4.4. ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Os depósitos sedimentares numa bacia são mais facilmente entendidos através da análise de processos sedimentares arquiteturais. O arranjo dos elementos arquiteturais sugerido por Miall (1985, 1996) tem-se mostrado bastante útil para a modelagem 3D de sucessões fluviais, deltaicas e plataformais, de modo que é comumente utilizado na caracterização de reservatórios (Dreyer, 1993). Nos afloramentos aqui estudados e descritos, seis elementos arquiteturais (dos descritos e comentados no item 3.5) foram reconhecidos (Tabela 4.1): canais (CH), depósitos de acreção lateral (LA), feições de transbordamento (OF), depósitos de fluxo gravitacional (SG), lençóis laminados de areia (LS) e camadas de areia (SB). Apesar de denominados de igual forma, muitos podem ter sido gerados por diferentes processos hidrodinâmicos e sedimentares.

Tabela 4.1: Identificação e caracterização dos elementos arquiteturais identificados nos afloramentos analisados no presente estudo.

Afloramento	Associação faciológica	Elemento arquitetural	Sigla
IP-1	Sp, St, Fl, Gcm	canal com barras de acreção lateral	CH + SG + LA
JC-1	Sp, St, Gcm	canal com barras de acreção lateral	CH + LA
JC-3	Sp, Sl	barras de acreção lateral	LA
ITP-1	Sp, Sr	camadas de areia c/ acreção à jusante	LA + SB
ITP-2	Sr, Sh, Sl, St	lençol de areia e canais	CH + SB + LS
CAB-1	Sr, Sp	canal de transbordamento (<i>overbank</i>)	CH + OF
CAB-2	Sr, St	canal de transbordamento (<i>overbank</i>)	CH + OF
PT-1	Sr, Sh	lençol de areia	LS
PT-2	Fl, St	lençol de areia e canais	CH + LS
PT-3	Fl, Sh	lençol de areia	LS

O canal (CH) é o elemento arquitetural mais abundante, estando presente em seis dos 10 afloramentos: IP-1, JC-1, ITP-2, CAB-1, CAB-2 e PT-2. É composto principalmente por siltitos, arenitos finos a grossos e níveis cascalhosos, em combinação faciológica (**St, Sp, Sl, Sh, Sr**) ora agrupada em seqüência vertical, ora isolada. Sucessões granodecrescentes ascendentes não são comuns, sendo somente desenvolvidas se houver uma base erosiva e leitos seixosos. A fácies **St**, com estratificação cruzada acanalada, é a que apresenta este elemento de forma mais característica, mas seqüências aparentemente maciças podem conter estruturas sedimentares com lentes de argila no topo (fácies **Sl**). A diminuição de energia no fluxo do canal são representadas pela fácies **Sh**, e seu aumento pela fácies **Sr**.

O elemento relacionado a depósitos de acreções laterais (LA) ocorre nos afloramentos IP-1 JC-1 e JC-2, representando a migração de barras laterais associados a sistemas fluviais do tipo entrelaçado (*braided*). Os depósitos de acreção lateral estão representados nos afloramentos pela associação de fácies **Sp, St, Fl** e **Gcm**. Os sets destes depósitos são compostos com arenitos finos a médios e siltes com estratificação cruzada planar de baixo ângulo (<25°), e acanalada de pequeno porte, na parte superior das seqüências.

Depósitos de fluxo gravitacional representam o elemento SG, restrito apenas ao afloramento IP-1. É associado a depósitos de fluxo gravitacional da parte proximal de leques periglaciais das fácies **Fl** e **Gcm**. É composto principalmente por camadas areníticas com seixos em forma de 'ferro-de-engomar' que formam leitos com ampla gama granulométrica, representando um fluxo bastante forte.

O elemento de transbordamento ou *overbank fines* (OF) está presente em dois

afloramentos, sendo composto por siltes e argilas da fácies **FI** associados, no topo de cada ciclo de transbordamento de canais ou de depósito de *crevasse splay*, à presença de fácies **Sr**.

Exclusivo dos afloramentos ITP-2, PT-1, PT-2 e PT-3, o elemento representado por lençóis laminados de areia (LS) é composto por extensas intercalações de estratos de areia (*sandstone sheets*), silte e argila. E o elemento simplesmente constituído por camadas de areia (SB) está presente nos afloramentos ITP-1 e ITP-2.

4.5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

Os afloramentos estudados representam segmentos de dois ciclos sedimentares distintos ocorridos na Bacia do Parnaíba, comandados por variações de níveis eustáticos de um mar interior, como foi proposto por Della Fávera (1990): uma seqüência devoniana e uma seqüência devoniano-eocarbonífera. Entretanto, não é possível afirmar, no presente trabalho, em que ordem de grandeza são encontradas estas seqüências, pois foram analisados afloramentos isolados que não permitem visualizar o contexto evolutivo geral da bacia. A seqüência devoniana neste estudo está bem representada pela Formação Cabeças, e a seqüência devoniano-eocarbonífera, pelas formações Poti e Longá, sendo comentadas logo a seguir em seus elementos arquiteturais e associações de fácies, de modo a permitir a proposta de modelos deposicionais para ambas as seqüências.

4.5.1. Formação Cabeças

Com base em conhecimento prévio e na análise faciológica dos afloramentos aqui estudados (CAB-1 e CAB-2), um modelo deposicional pode ser proposto, como o ilustrado na Figura 4.26. Assim, a faciologia, geometria e arquitetura encontradas nas exposições sedimentares estudadas permitem elaborar o modelo de um sistema deposicional transicional, representado por uma frente deltaica proximal, dominado por fácies canalizadas e sigmoidais de um sistema flúvio-deltaico submerso.

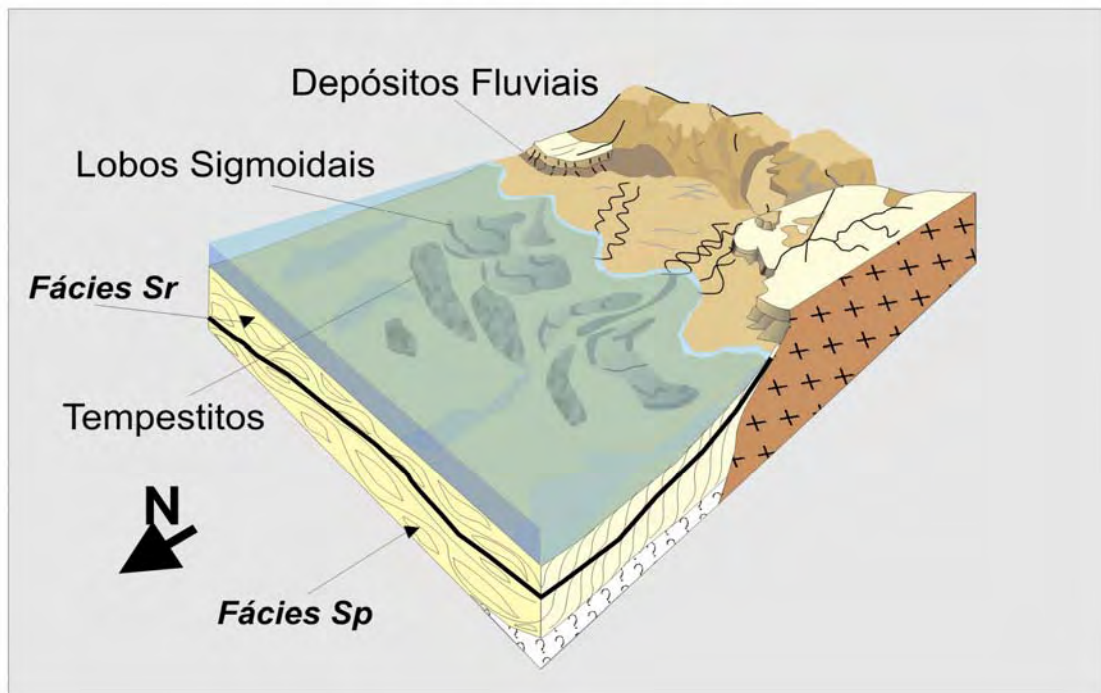
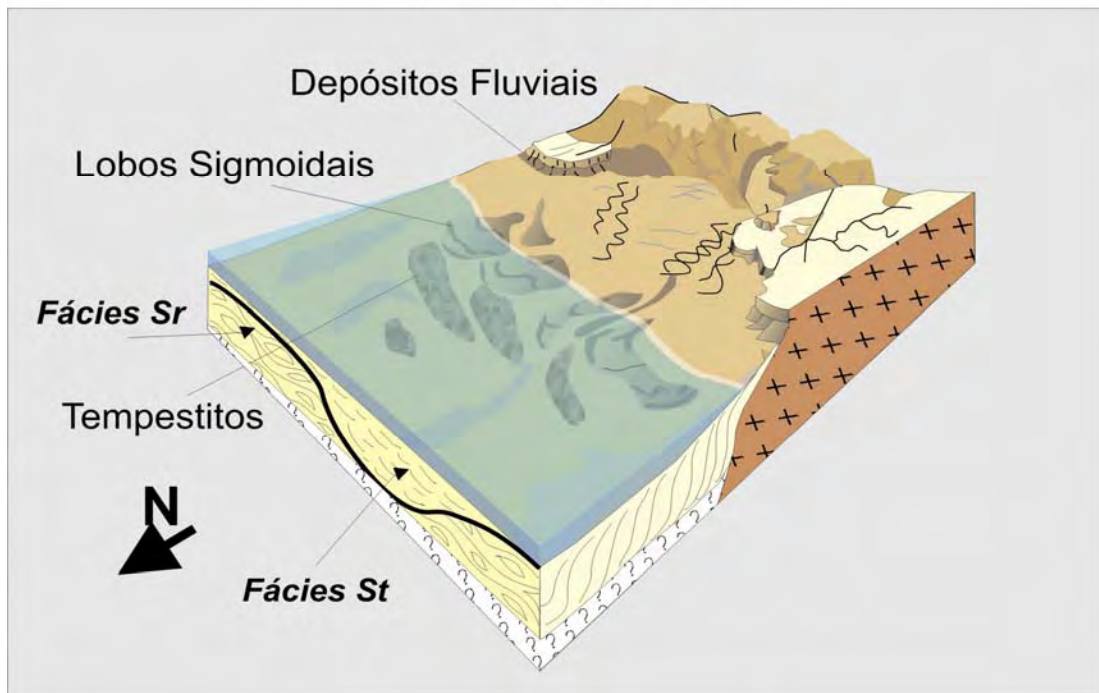
Oeiras (Tempo 1)**Ipiranga (Tempo 2)**

Figura 4.26: Modelo deposicional para a Formação Cabeças (Meso-Neodevoniano) da Bacia do Parnaíba nos afloramentos CAB-1 e CAB-2, com respectivas fácies sedimentares e estruturas características (modificado de Della Fávera, 1990).

As fácies sedimentares identificadas nos afloramentos CAB-1 e CAB-2 (**Sp**, **Sr** e **St**) mostram estruturas características de deltas sob ação fluvial, onde a dinâmica

eustática atuante principalmente na borda da bacia ocasionou uma quebra de nível de base, gerando assim, dois tempos deposicionais nos afloramentos: um tempo representado pelas fácies **Sp** e **Sr**, e um tempo pela fácies **St**. A presença de estruturas acanaladas de grande porte no afloramento CAB-2 provavelmente é devida à ação erosiva de elementos proximais bastante expressivos em bacias intracratônicas, onde é característica uma pequena taxa de subsidência.

Por outro lado, os agentes atuantes na plataforma, normalmente tempestades e correntes de maré, atacam depósitos transicionais e os transformam em tempestitos ou lobos sigmoidais, como foi observado nos afloramentos. Entretanto, tempestitos costumam ocorrer mais distalmente do que lobos sigmoidais, tanto em planta quanto em seções verticais (Della Fávera 1990). Em função da dinâmica variável do nível do mar, depósitos que foram gerados em plataformas de um ambiente nerítico médio podem passar, num estágio seguinte, à linha de praia e vice-versa. Assim, tempestitos podem se constituir em material fonte para lobos sigmoidais no intervalo regressivo de uma seqüência, e vice-versa no intervalo transgressivo. Assim, espacialmente, em ciclos regressivos, os tempestitos estão embaixo de depósitos sigmoidais, e, em ciclos transgressivos, estão logo acima, como pode ser observado nos afloramentos estudados no presente trabalho.

4.5.2. Formações Longá e Poti

A Formação Longá é tida como depositada durante o Neodevoniano (Kegel, 1953) em ambiente marinho raso, com depósitos interdeltáicos com fácies de praia e certa restrição ambiental em sua porção superior (Caputo, 1984). É composta por folhelhos escuros, siltitos cinzentos e arenitos esbranquiçados finos e argilosos, mostrando um contato gradacional com a Formação Poti (Aguiar, 1971). A Formação Poti, de idade eocarbonífera (Góes & Feijó, 1994), tem sido considerada como depositada em ambiente marinho raso (porção inferior, Della Fávera, 1980) e sob sistema fluvial meandrante em extensa planície de inundação com certa influência marinha e de tempestades (porção superior; Della Fávera & Uliana, 1979). É composta por arenitos esbranquiçados intercalados por folhelhos e siltitos (Góes & Feijó, 1994).

Por inferências estratigráficas os afloramentos estudados desta seqüência (PT-1, PT-2 e PT-3) representam o topo da Formação Longá e a base da Formação Poti, que compõem uma mesma sucessão deposicional plataforma marinha rasa, flúvio-

deltaica, onde as fácies mais proximais pertencem a Formação Poti e as mais distais a Formação Longa (Rodrigues, 2003). O ciclo de regressão marinha durante o Eocarbonífero é representado pela transição gradual dos sedimentos da Formação Longá para os da Formação Poti (Mabesoone, 1977). Segundo Góes (1995) a transgressão marinha máxima do topo desta última formação propiciou um aumento de espaço deposicional, configurando uma paisagem de plataformas marinhas distais. O abaixamento do nível do mar durante a passagem Longá-Poti, provocou a coexistência de sistemas marinhos com a deposição composta por pelitos de *offshore* com tempestitos individualizados e por arenitos de *shoreface* com tempestitos amalgamados.

As fácies identificadas no presente estudo estão relacionadas a uma sucessão deposicional progradante, em um sistema marinho de águas rasas em transição para um sistema flúvio-deltaico que corresponde a sistemas regressivos ou de costa progradante, com o domínio de deposições deltaicas com momentos de rápido afogamento da drenagem. Nesse modelo deposicional proposto (Figura 4.27), destacam-se dois sistemas: o marinho raso (fácies **Sr** e **Sh**) e o de planície flúvio-deltaica (fácies **Fl** e **St**).

Para Mabesoone (1977), esta a transição Devoniano-Carbonífero materializada nas formações Longá e Poti, representa uma fase talassocrática durante a evolução da sinéclise do Parnaíba no Paleozóico, equivalendo ao final da seqüência Gama, quando ocorreu uma transição da fase submergente para uma fase oscilatória. Assim, a seqüência clástica marinha (talassocrática) observada nos afloramentos estudados é seguida por uma fase predominantemente clástica (geocrática), onde se desenvolveu o sistema flúvio-deltaico da Formação Poti, dando início ao recuo marinho na Bacia do Parnaíba. A sedimentação da Formação Poti passou a ser flúvio-deltaica a medida que os mares epicontinentais recuavam no Eocarbonífero. Na porção norte e noroeste da Bacia do Parnaíba, o suprimento sedimentar constante facilitou ainda mais esta regressão marinha. A partir da porção média da Formação Poti, a sedimentação passou a ser relacionada a um modelo fluvial com canais meandantes de barras arenosas sob processos de acreção lateral (Figura 4.27)

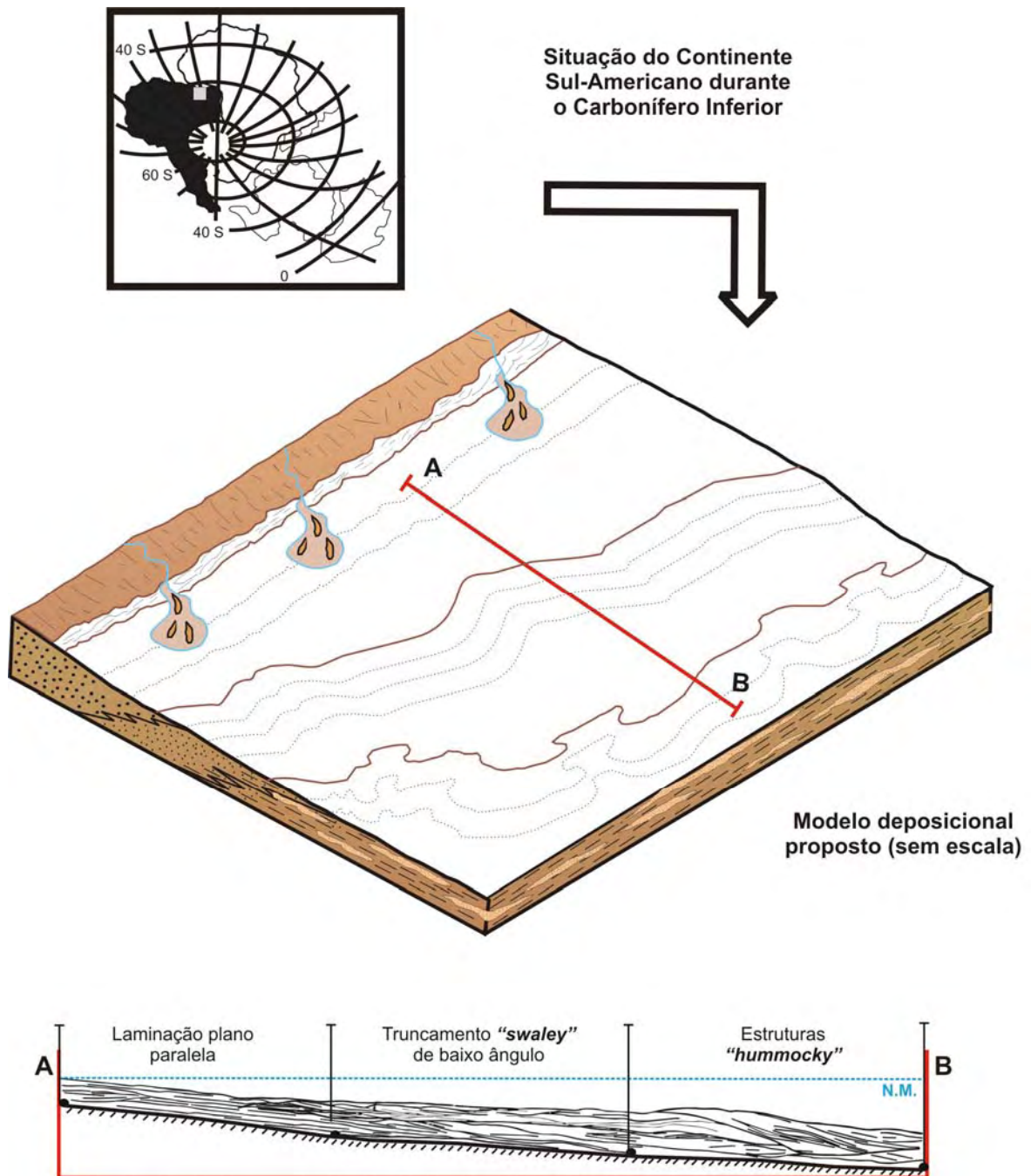


Figura 4.27: Modelo deposicional para a fase de transição entre as formações Longá (Neodevoniano) e Poti (Eocarbonífero) da Bacia do Parnaíba nos afloramentos PT-1, PT-2 e PT-3, com respectivas fácies sedimentares (adaptado de Leveel, 1980 *apud* Reading, 1996).

Capítulo 5 - ANALOGIA DOS DADOS DE SUPERFÍCIE E SUBSUPERFÍCIE

5.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são oferecidos subsídios e considerações relacionadas à correlação de dados de superfície e subsuperfície obtidos na fase anterior deste trabalho, considerando a importância da posição estratigráfica correta de cada uma das seqüências estudadas para inferir conclusões seguras sobre o potencial de

geração e/ou reserva de hidrocarbonetos na Bacia da Parnaíba. Esta correlação é apresentada através da comparação de dados obtidos em perfis elétricos e Raio Gama (RG) e em descrições de testemunhos (Della Fávera, 1990) de 24 poços perfurados na década de 70 pela Petrobrás, com informações advindas dos perfis de afloramentos e da análise de fácies sedimentares efetuadas. Para facilitar a analogia dos dados de superfície e subsuperfície, foram confeccionadas seções estratigráficas ao longo da bacia, identificando as seqüências que compõem a sucessão sedimentar observada, elaboradas a partir de modelos preconizados pela Estratigrafia de Seqüências.

A localização das seções estratigráficas e dos afloramentos utilizados para este estudo analógico na Bacia da Parnaíba podem ser localizados na Figura 5.1. Os afloramentos estão localizados na borda sudeste da bacia, representando entidades estratigráficas de diferentes ordens de grandeza, e registrando eventos que podem ser visualizados através das fácies anteriormente descritas. As seções estratigráficas AA' (Figura 5.2) e BB' (Figura 5.3) estão orientadas ao longo do *strike* deposicional e posicionadas na parte central da bacia. As seções estratigráficas CC' (Figura 5.4), DD' (Figura 5.5) e EE' (Figura 5.6) estão orientadas ao longo do mergulho deposicional.

5.2. MARCOS ESTRATIGRÁFICOS UTILIZADOS PARA ANALOGIA

As análises e correlações detalhadas de perfis no intervalo entre o topo da Formação Jaicós (Eo-siluriano ou Eodevoniano) e a base da Formação Piauí (Eocarbonífera) possibilitaram a identificação de 52 marcos radioativos ou marcos estratigráficos, que receberam informalmente uma numeração crescente, da base para o topo, de M010 até M950 (Della Fávera, 1990).

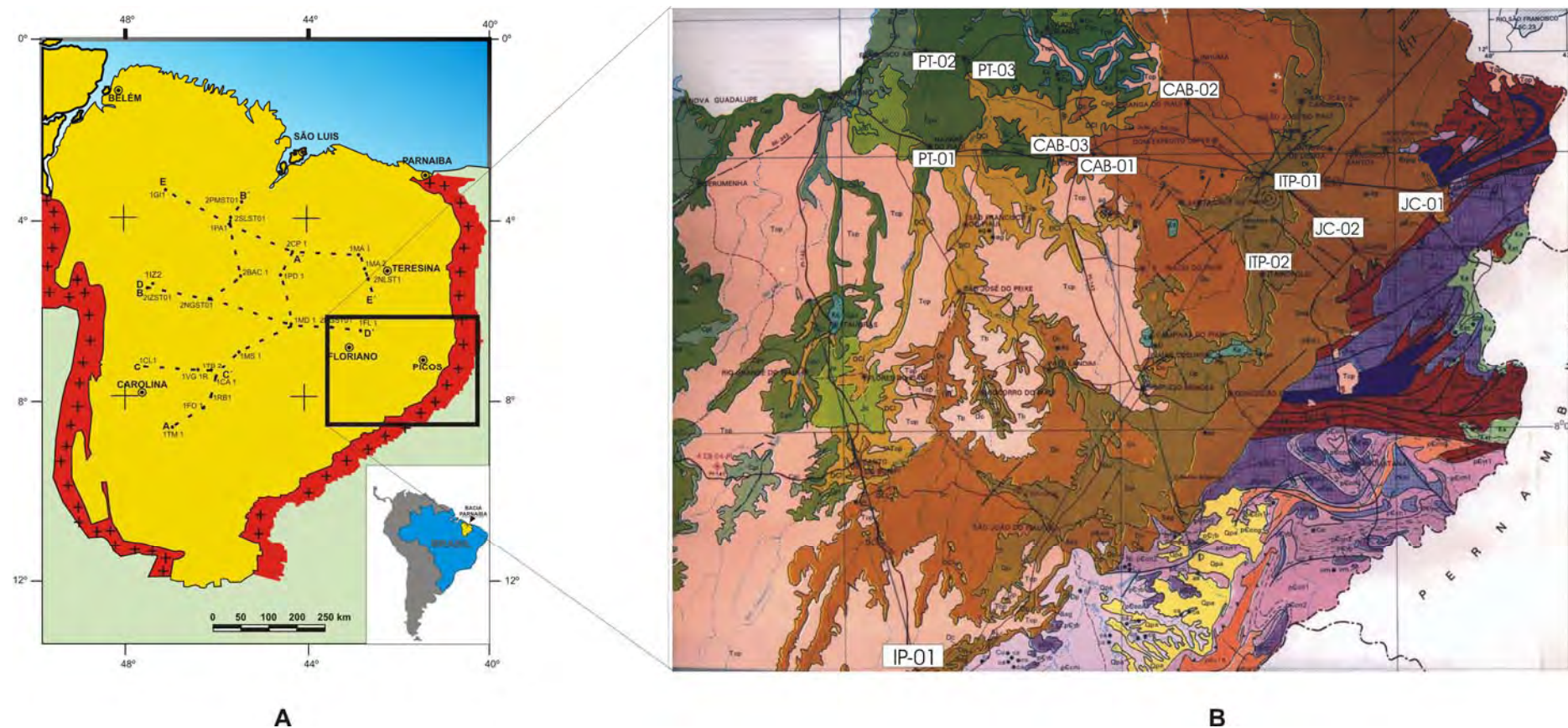


Figura 5.1: A) Localização dos poços na Bacia do Parnaíba computados no presente trabalho, com as seções de direção SE-NW e SW-NE. O retângulo mostra a área onde estão localizados os afloramentos estudados, neste trabalho. B) Mapa geológico da área demarcada em A.

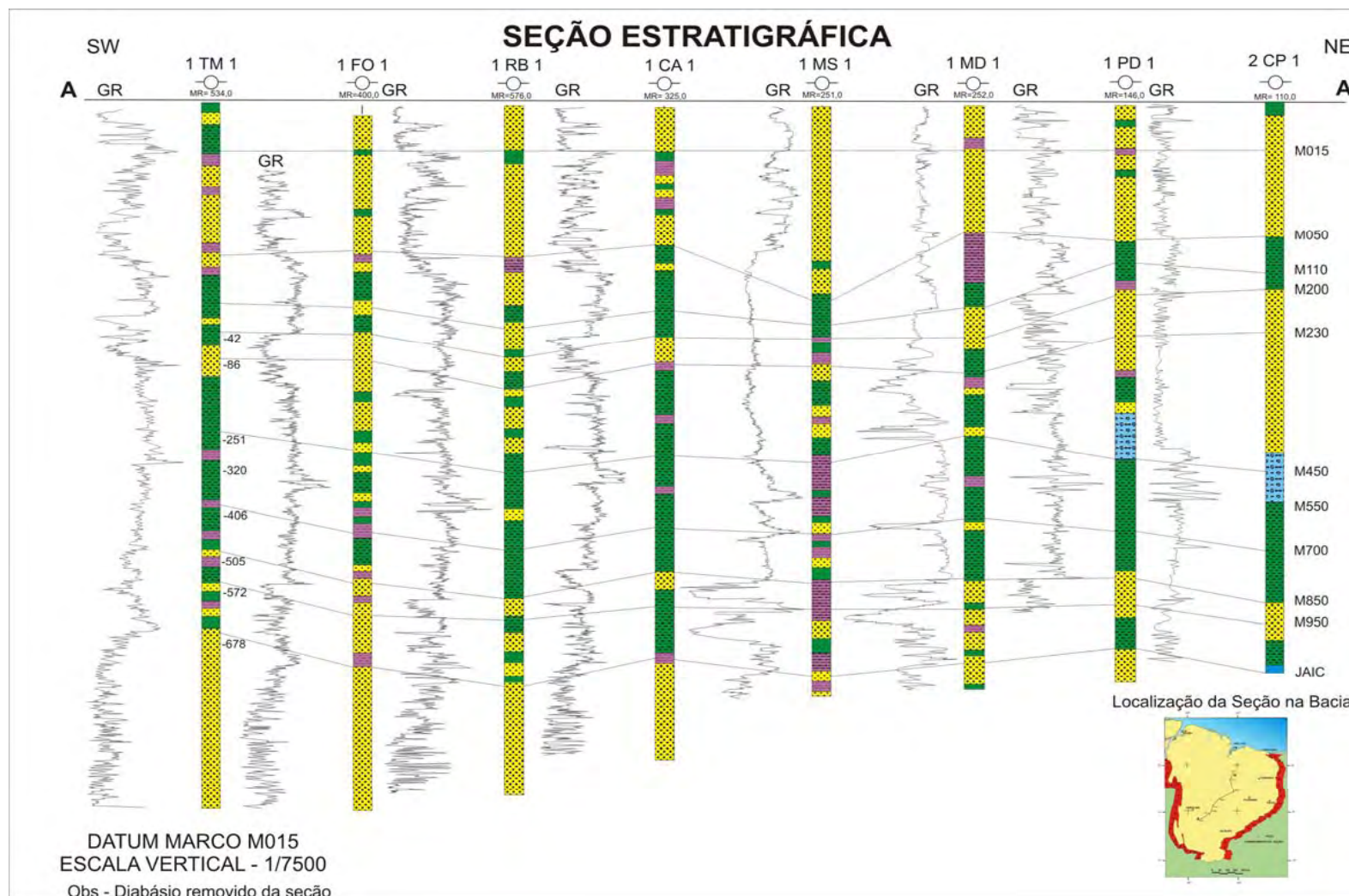


Figura 5.2: Seção estratigráfica A-A', localizada na parte central da bacia, orientada ao longo do *strike* deposicional. O *datum* é o nível de máxima inundação da seqüência eocarbonífera (marco M015). A influência das fontes nordeste e sudeste, atuantes durante a deposição da seqüência devoniana, pode ser inferida pelo teor de arenito e siltito nos poços 2-CP-1-MA e 1-FO-1-MA.

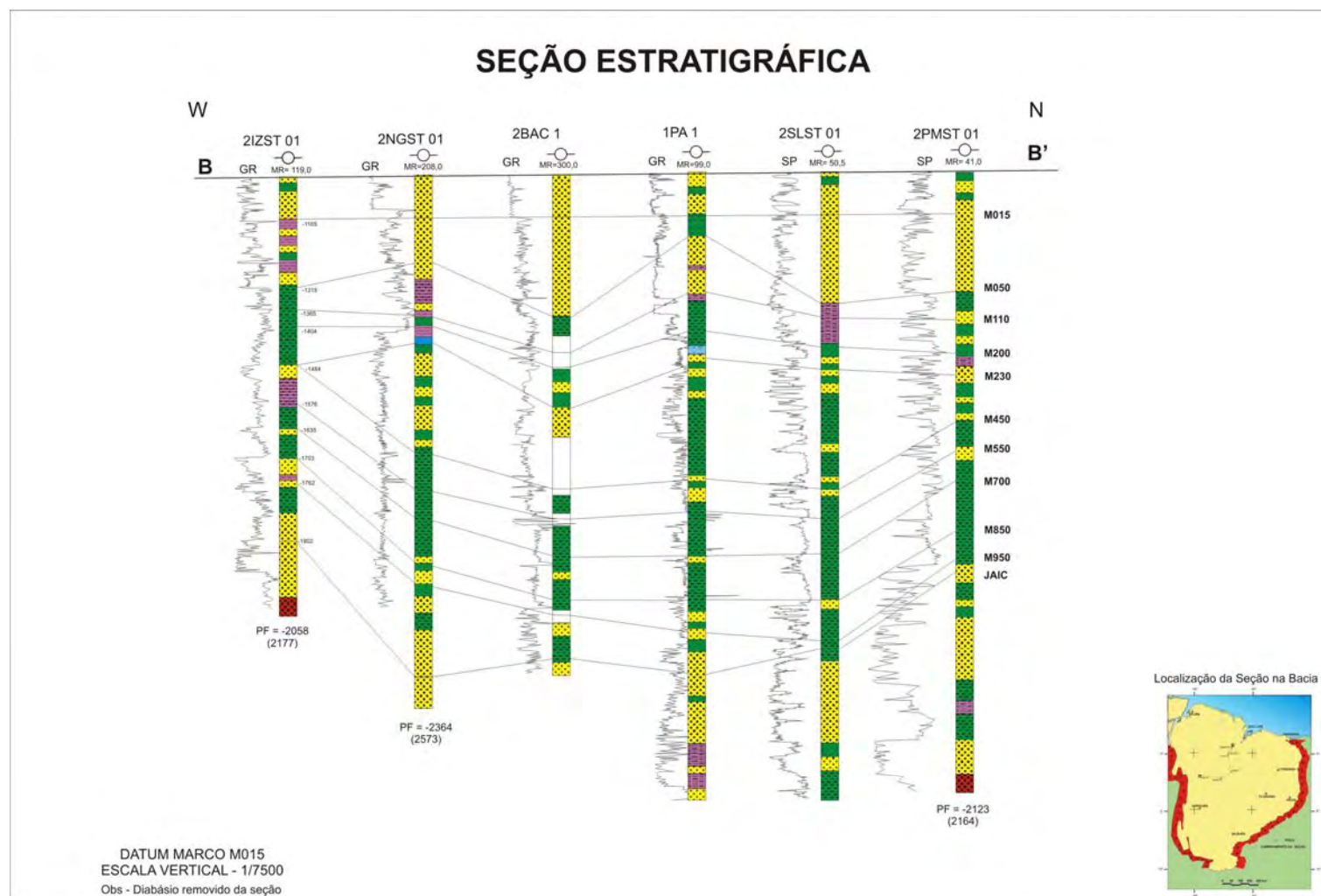


Figura 5.3: Seção estratigráfica B-B', orientada parcialmente em direção do mergulho e parcialmente no *strike*, localizada na parte central da bacia. O *datum* é o nível de máxima inundação da seqüência eocarbonífera (marco M015). Entre os marcos M230 e M450, intervalo regressivo da seqüência devoniana correspondente à Formação Cabeças, há um adelgaçamento da seção. Nos poços 2-BAC-1-MA e 1-PA-1-MA, há ciclos de tempestitos muito nítidos entre os marcos M850 e M550.

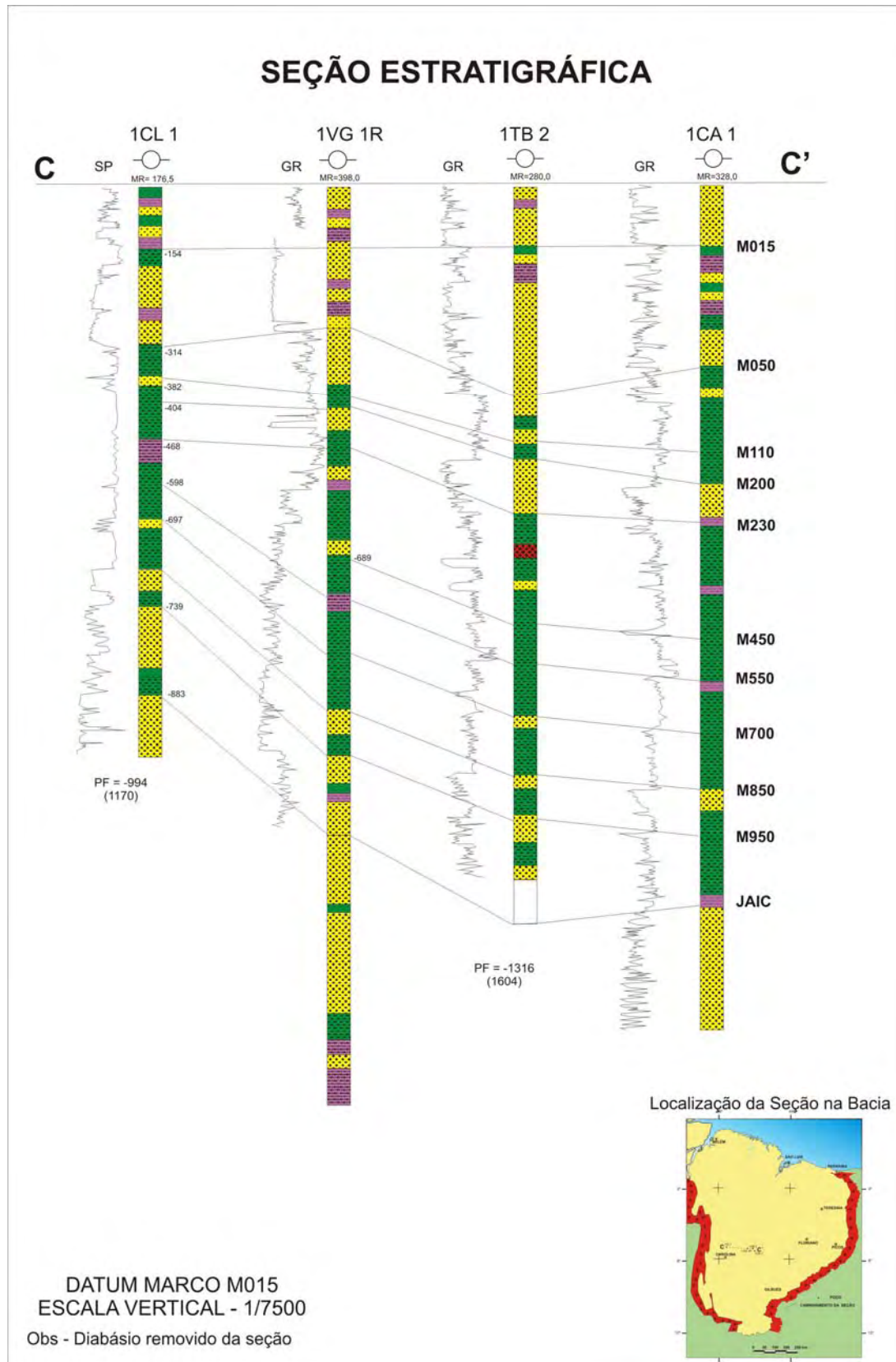


Figura 5.4: Seção estratigráfica C-C', orientada ao longo do mergulho deposicional, situada na porção sul da bacia. No intervalo regressivo da sequência devoniana (Formação Cabeças), há variação lateral de fácies e adelgaçamento para oeste. Ciclos de tempestitos de granodecrescência ascendente estão bem indicados no perfil de raios-gama do poço 1-TB-2-MA.

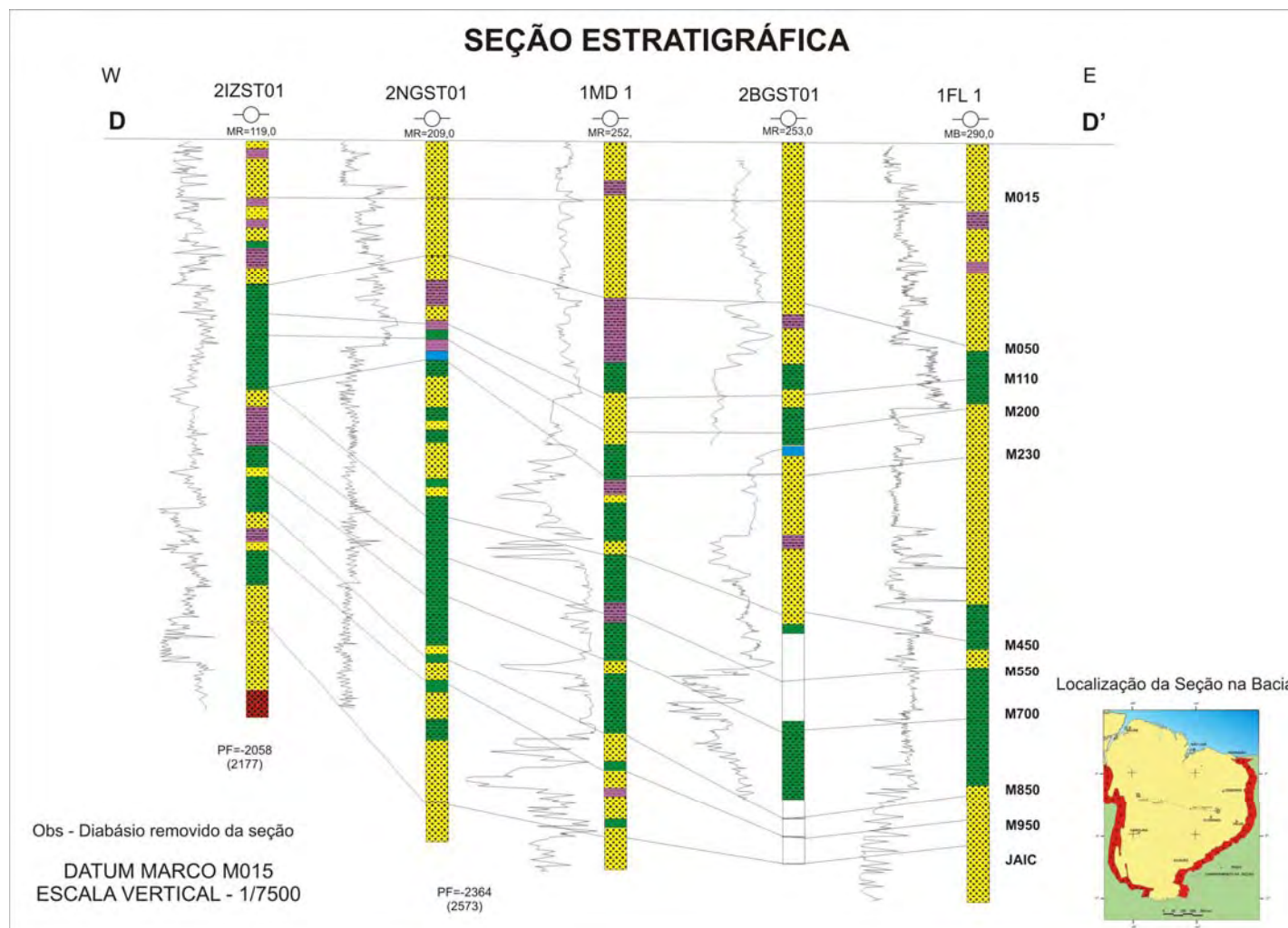


Figura 5.5: Seção Estratigráfica D-D', orientada na direção do mergulho deposicional e localizada na parte central da bacia. Esta seção mostra notavelmente uma cunha clástica no intervalo regressivo da seqüência devoniana (entre os marcos M550 e M200), com progressivo decréscimo no teor de areia e adelgaçamento da seção, desde a borda leste (1-FL-1-PI) até a oeste (2-IZST-1-MA) da bacia. Efeito similar, mas mais discreto, pode ser observado na seqüência devoniana-eocarbonífera (Formação Poti).

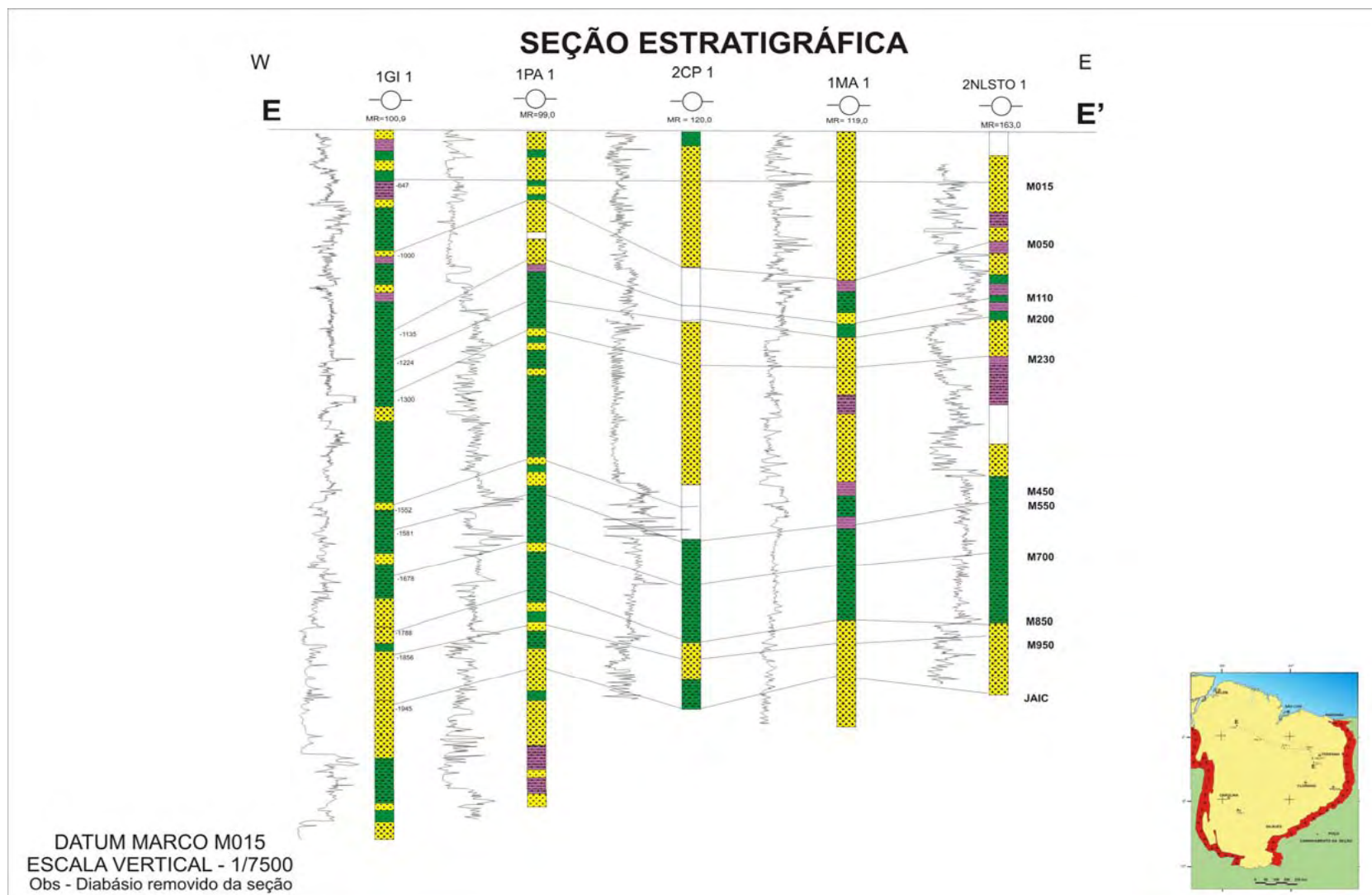


Figura 5.6: Seção estratigráfica E-E', orientada na direção do mergulho deposicional e localizada na porção norte da bacia. Uma cunha clástica pode ser observada no intervalo regressivo da seqüência devoniana, com área fonte situada no leste da bacia.

Marcos elétricos são feições gráficas existentes na curva do registro adquirido (perfil elétrico) de determinada propriedade geofísica (em geral, raios gama e resistividade) num furo de sondagem, que, por sua expressiva e repetitiva forma gráfica, permite inferir importantes eventos deposicionais. Apesar dos marcos estratigráficos se constituírem mais como intervalos de deposição, do que propriamente como níveis litológicos, em geral são referidos como camadas mais radiativas (frequentemente folhelhos) de determinada seqüência. De acordo com os princípios da Estratigrafia de Seqüências, os marcos estratigráficos correspondem ao intervalo de deposição de uma parasseqüência que apresenta, na maioria das vezes, granodecrescência ascendente (Figura 5.7). O folhelho radiativo depositado ao final da parasseqüência marcaria também o final de uma transgressão, transformando-se assim em um marco estratigráfico que limita uma parasseqüência, e correspondendo a zonas de condensação provocadas por máxima inundação marinha, correspondendo também aos limites de seqüências de 3^a ordem (Della Fávera, 1990). Na Bacia do Parnaíba, os marcos estão igualmente relacionados a inundações marinhas, sendo reconhecidos nos folhelhos radioativos.

O perfil de raios gama (RG) registra a radioatividade natural medida em rochas. Nas sedimentares, esta diagrafia reflete o conteúdo de pelitos, porque é neste material que os elementos radioativos tendem a se encontrar. Sedimentos com baixo conteúdo de argilas têm um nível de baixa radioatividade, exceto quando ocorrem, por exemplo, cinzas vulcânicas, seixos de granitos ou água de percola  o com sais de potássio dissolvido. As curvas do perfil de RG, depois de calibradas, são proporcionais    concentra  o (em peso) de material radioativo na unidade analisada. Em suma, os perfis de RG refletem varia  es de acordo com mudanças litológicas da seq  ncia, sendo reconhecidas por serem uniformes e constantes para cada litologia. Deste modo, as respostas de RG, que podem ser combinadas com curvas de resistividade, adquirem um significado importante na interpreta  o dos registros de diferentes ambientes de sedimenta  o.

A aloestratigrafia da Bacia da Parnaíba foi definida inicialmente por Della Fávera (1990) no poço 1-CA-1-MA ao sul da bacia, tomado aqui como poço de referência para o trabalho desenvolvido. No perfil deste poço, foram assinalados marcos elétricos (coluna em amarelo na Figura 5.7) a partir do perfil de RG, definindo-se a seguir, três seq  ncias deposicionais e respectivas parasse  qu  ncias. Assim, da base para o topo, foram individualizadas uma:

- seqüência devoniana: até o topo da Formação Jaicós, no marco M200,
- seqüência devoniano-eocarbonífera: do marco M200 até a base do intervalo transgressivo imediatamente abaixo do marco M015, e
- seqüência eocarbonífera: do marco M015 até o marco M010.

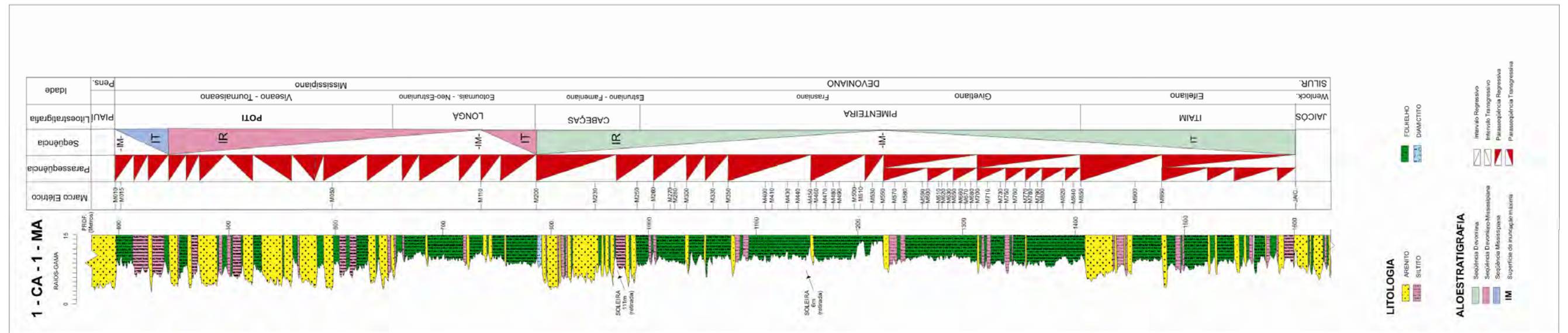
Na porção superior, ocorrem seqüências neo-carbonífera e permiana, não mostradas nessa seqüência.

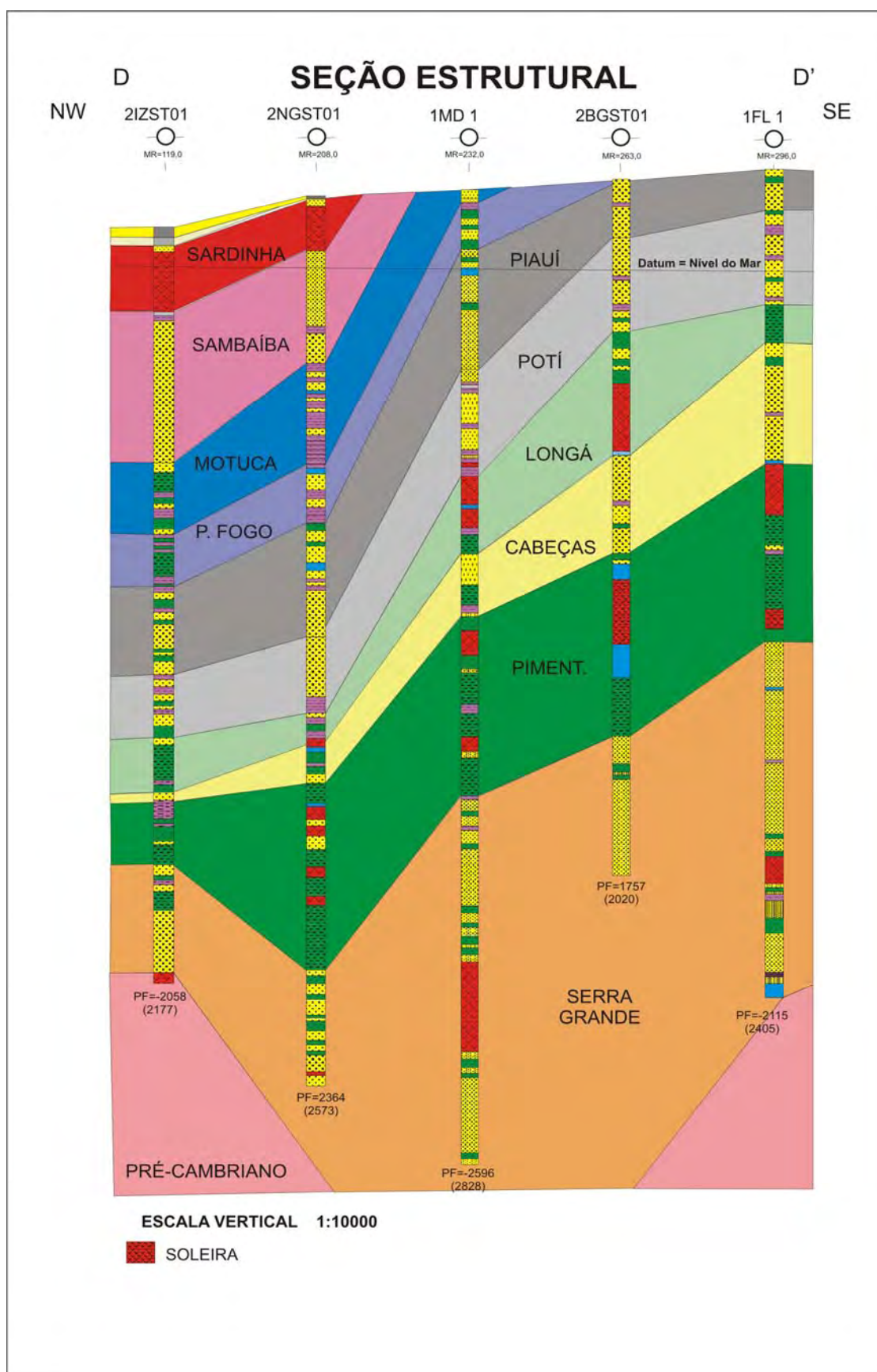
Uma seqüência estrutural esquemática da bacia está representada na Figura 5.8, com os poços eqüidistantemente localizados (sem escala horizontal), mostrando modificações pós-deposicionais ocorridas, como, por exemplo, o efeito das intrusões de diabásio sobre as unidades paleozóicas e seus níveis preferenciais de ocorrência. Em cada seqüência é possível observar, através do comportamento de raios-gama, intervalos transgressivos e parasseqüências regressivas, separados por superfícies de inundação máxima, correspondentes aos níveis radioativos. Os sistemas deposicionais observados foram agrupados em três tipos principais:

- fluvial, principalmente do tipo anastomosado, na Formação Jaicós do Grupo Serra Grande, e na Formação Poti,
- deltaico, envolvendo seqüências com lobos sigmoidais das formações Itaim, Cabeças e Poti,
- de plataformas dominadas por tempestades, na seqüência argilosa de todas as referidas unidades.

No topo da Formação Cabeças, há evidências de certa influência glacial na deposição.

As seqüências são constituídas basicamente de folhelhos e areias, com siltitos em menores proporções. Nas mais superiores, mais ao leste na bacia, as areias progradam sobre os folhelhos plataformais, às vezes interdigitando-os até desaparecerem por completo (Figuras 5.2, 5.4 e 5.5). Os poços localizados mais ao centro da bacia possuem areias depositadas em padrão lenticular a tabular. Essas barras arenosas são resultantes do retrabalhamento das areias de delta por correntes de mar aberto, sendo definidas como barras de *offshore* (*offshore bars*).





5.3. SEQÜÊNCIAS DOS POÇOS ESTUDADOS

Com o estabelecimento dos marcos estratigráficos em diversos perfis e descrições, foi possível estabelecer correlações mais seguras entre poços, identificando limites de seqüências. As seções estratigráficas de subsuperfície foram elaboradas a partir de dados que envolvem as formações dos grupos Serra Grande e Canindé. Neste estudo, será dado maior detalhamento à seqüência devoniana, por ter sido até hoje melhor estudada e datada.

5.3.1. Seqüência Devoniana

Na Bacia da Parnaíba, a seqüência devoniana é limitada inferiormente pelo nível correspondente ao topo da Formação Jaicós, conhecido também como marco Jaic. Considerando que parte desta formação aparentemente é eo-siluriana (Caputo & Lima, 1984), fica caracterizada uma discordância, como requerido pelos princípios da Estratigrafia de Seqüência.

Do marco Jaic até o marco M550, define-se um intervalo transgressivo da seqüência devoniana, correspondendo litoestratigraficamente à Formação Itaim e parte da Formação Pimenteiras. No marco M550 encontra-se assinalada uma superfície de máxima inundação, com indicações de máxima profundidade dentro da seqüência, como, por exemplo, um alto teor de carbono orgânico. O intervalo regressivo está compreendido entre os marcos M550 e M200, que corresponde às formações Pimenteiras e Cabeças.

O intervalo transgressivo apresenta quatro conjuntos de parasseqüências, com uma ou mais delas: o primeiro compreende o intervalo entre os marcos Jaic e M950; o segundo, entre M950 e M850; o terceiro, está compreendido entre M850 e M700; e o quarto, entre M700 e M550.

A base do intervalo transgressivo apresenta sistemas deposicionais de plataformas dominadas por tempestades, inferidas a partir dos testemunhos de sondagem e dos padrões de perfis elétricos. Os ciclos de tempestitos gradam em direção às fontes de sistemas deltaicos, dominados por ação fluvial ou das marés que se instalam sobre depósitos dominados por sistemas fluviais. A variação lateral de fácies e de espessura, desta ou das outras seqüências, pode ser avaliada pelo exame das seções estratigráficas (Figuras 5.2-5.6) localizadas no mapa da Figura 5.1A. As seções têm como datum o marco M015, superfície de inundação máxima da seqüência eocarbonífera, e estão dispostas segundo orientações

aproximadamente paralelas às bordas da bacia e ao longo do mergulho deposicional. O intervalo arenoso limitado entre os marcos M900 e M850 corresponde aos depósitos onde predominam fácies de lobos sigmoidais, cuja origem deposicional deltaica na região de inframaré marinha é confirmada pela presença de icnofósseis do gênero *Skolithos* (Della Fávera, 1984).

A parte superior do intervalo transgressivo é inteiramente dominada por depósitos de tempestades. Cada parasseqüência corresponde a uma seqüência vertical de fácies tempestíticas do tipo *shoaling upward*, sendo quase sempre recobertas por um folhelho radioativo correspondente à zona de condensação junto à superfície de inundação da parasseqüência. Estes folhelhos marcam a base da parasseqüência sobrejacente. Os limites dos conjuntos de parasseqüências, correspondentes aos M850, M700 e M550, refletem importantes eventos deposicionais, já que encerram significativos níveis de folhelhos radioativos (Della Fávera, 1990).

No intervalo regressivo, pelo menos dois conjuntos de parasseqüências podem ser definidos: um compreendido pelo intervalo entre o marco M550 e um nível situado entre os marcos M250 e M230, e outro correspondente entre este último nível e o marco M200. A seção de referência estratigráfica (Figura 5.7), por se encontrar numa região relativamente distal, apresenta neste intervalo regressivo o domínio de lamitos e fácies tempestíticas. Entretanto, a partir do marco M250 para cima, há sempre predomínio de arenitos sobre os lamitos, intervalo onde estes arenitos apresentam fácies de lobos sigmoidais (até próximo ao marco M550).

Em afloramentos esse intervalo regressivo é caracterizado por abundantes truncamentos erosionais, o que está de acordo com os princípios da Estratigrafia de Seqüências. Segundo Della Fávera & Uliana (1979), em regiões proximais de trato de sistema equivalente ao nível de mar alto (intervalo regressivo), o topo das parasseqüências normalmente está truncado pelas parasseqüências sobrejacentes, em função do rebaixamento do nível de base ao longo de um progressivo rebaixamento eustático. No modelo proposto por Vail (1987), apenas a parte superior (área limitada pela linha vermelha tracejada na Figura 5.9) pode ser aplicada à Bacia da Parnaíba, que, por ser uma bacia intracratônica, não apresenta superfície deposicional característica de margem continental, isto é, com plataforma, talude e bacia. Assim, o limite inferior das seqüências deposicionais em bacias intracratônicas fica localizado na base do trato de sistemas transgressivos,

facilmente identificável no perfil de raios-gama. Cada trato de sistemas é formado por um determinado número de parasseqüências, que correspondem a inundações rápidas, porém não tão expressivas a ponto de gerar importantes zonas de condensação. No trato de sistemas de nível de mar alto, a natureza erosional do limite superior de cada parasseqüência é bem marcada.

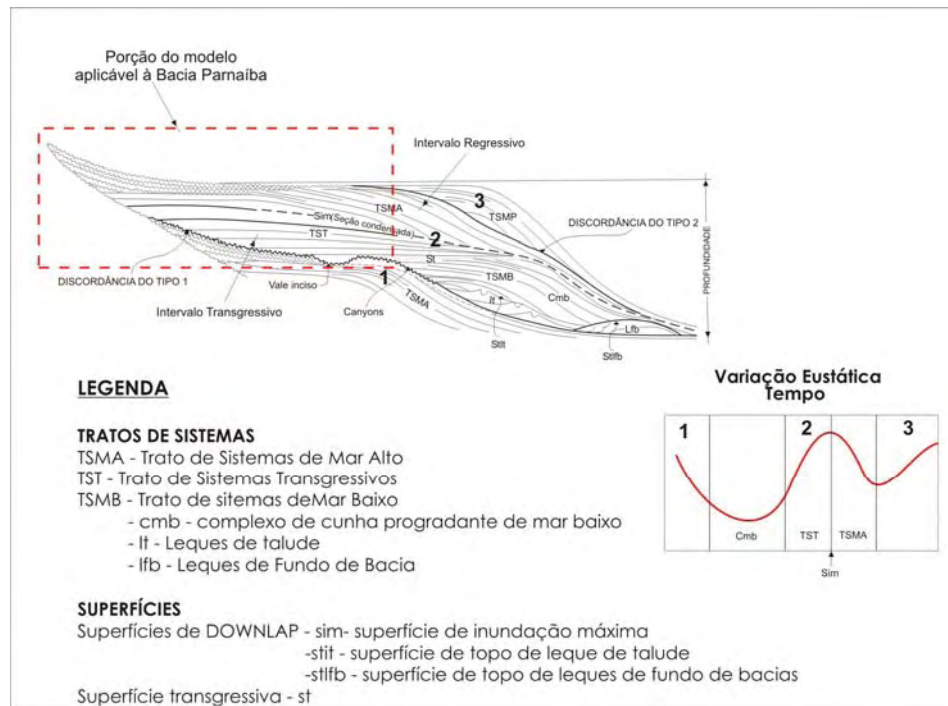


Figura 5.9: Modelo deposicional da Estratigrafia de Seqüências (Vail, 1987), destacando-se (retângulo tracejado vermelho) a porção aplicável à Bacia da Parnaíba (modificado de Della Fávera, 1990).

No intervalo regressivo da seqüência devoniana, há uma notável mudança lateral de fácies, indo desde fácies de prováveis ambientes deltaicos ou ligados a processos tidais, com lobos sigmoidais, similares aos inferidos para o intervalo entre os marcos M950 e M850, até fácies de regiões mais distais de plataforma, com lamitos e tempestitos (Della Fávera & Uliana, 1979; Della Fávera, 1982; Figura 5.5). Segundo Kegel (1953), as feições acima descritas podem ser interpretadas como leques aluviais ao sul da bacia. Entretanto, Carozzi *et al.* (1975) interpretam a seção de lobos sigmoidais como originária de ambientes fluviais. De acordo com a detalhada observação faciológica realizada em afloramentos da Formação Cabeças, no presente estudo é reforçada a interpretação de que esta unidade possui natureza marinha, considerando a presença de bioturbação típica da zona de marés.

5.3.2. Seqüência Devoniano-Eocarbonífera

A seqüência devoniano-eocarbonífera é limitada na base pelo topo da seqüência devoniana, aqui considerada como marco M200 (Figura 5.7), também apresentando um intervalo transgressivo seguida por outro regressivo.

O intervalo transgressivo da seqüência devoniano-eocarbonífera encontra-se entre os marcos M200 e M110, considerando este como uma superfície de inundação máxima. Este intervalo transgressivo corresponde à metade inferior da Formação Longá e é formado por um conjunto de duas parasseqüências (Figura 5.7). Este intervalo e a porção basal do intervalo regressivo seguinte representam sistemas deposicionais de plataformas dominadas por tempestades, o que é evidenciado pelas fácies observadas nos afloramentos e nos testemunhos de sondagem.

O intervalo regressivo é representado pela seqüência sedimentar entre o marco M110 e o topo da parasseqüência, logo abaixo do marco M015, que marca o da fase transgressiva da seqüência sobrejacente. Este intervalo regressivo corresponde litoestratigraficamente à Formação Poti, onde são individualizados dois conjuntos de parasseqüências: o primeiro se desenvolve do marco M110 até o marco M050, e o segundo, deste último até o topo da seqüência. Este intervalo regressivo apresenta na porção basal (abaixo do marco M050) arenitos com lobos sigmoidais, como se observa no afloramento próximo a Francisco Aires, Piauí. O restante deste intervalo é composto por fácies de sistemas fluviais e de planície de inundação (Della Fávera, 1982). A ocorrência de feições do tipo 'sino normal' observada em perfis elétricos sugere também sistemas continentais.

Como é possível observar na coluna estratigráfica (Figura 2.5), alguns autores admitem uma discordância local entre as formações Longá e Poti, apesar da passagem gradacional sugerida pelos perfis na maior parte dos poços perfurados. Com o auxílio da Estratigrafia de Seqüências, esta discordância corresponde também a truncamentos erosivos no trato de sistemas de nível de mar alto (Figura 5.9), situado na altura do marco M050.

A perfilagem de poços do intervalo entre os marcos M200-M015, que corresponde a toda a seqüência devoniano-eocarbonífera, mostra, como feição principal, um acunhamento da sedimentação clástica em direção oeste. Tal configuração é observada somente no intervalo regressivo da seqüência (mais arenoso), diferentemente da seqüência subjacente, onde o intervalo regressivo se

espessa em direção sudeste. No intervalo transgressivo da seqüência devoniano-eocarbonífera, entre os marcos M200-M110, esta região sudeste da bacia surge como fonte mais importante para os tempestitos depositados, produzindo uma acumulação de arenitos e siltitos sob forma lobada.

5.4. SEQÜÊNCIAS DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Os diversos afloramentos da Bacia do Parnaíba analisados no presente estudo correspondem a intervalos de formações que compõem os grupos Serra Grande e Canindé. Também neles é possível individualizar duas seqüências sedimentares: a devoniana e a eocarbonífera.

5.4.1. Seqüência Devoniana

Os afloramentos da seqüência devoniana ocorrem na margem leste da bacia, e a presente investigação apresenta a análise de exposições que ocorrem na região de Itaim, Picos, Oeiras e Ipiranga, no Piauí, e no município de Cantos do Buriti no Maranhão. O limite inferior da seqüência devoniana aflora na região de Itainópolis (afloramento ITP-2).

Na área estudada, o intervalo transgressivo da seqüência devoniana corresponde às formações Itaim e Pimenteiras, que se encontram discordantemente sobre a Formação Jaicós. O contato Itaim-Pimenteiras corresponde ao marco M850, situado neste intervalo transgressivo (Della Fávera, 1990). A Formação Itaim, em Itainópolis é relativamente espessa e apresenta uma fácies com padrão agradacional, de estuário. No afloramento ITP-2, se observa grande quantidade de bioturbações da icnofácies *Psilonichnus* da classe *Glossofungites*, que caracteriza uma exposição subaquosa de seqüência transgressiva em estuário (Fotografia 5.1B). Faciologicamente mostra a predominância de tempestitos. Observa-se um considerável adelgaçamento do intervalo, que atinge pouco mais de 40m de espessura, a grande maioria acima do marco M850. No interior da bacia, área amostrada pelos furos de sondagem, sua espessura situa-se entre 250 e 400m, aproximadamente. Foi atribuído este adelgaçamento ao *onlap* de seus estratos, que se desenvolve sobre o limite basal da seqüência. Entretanto, é bom lembrar que os poços foram perfurados na área mais subsidente da bacia, entre os limites externos dos riftes precursores.



Fotografia 5.1: Afloramento IPT-2, próximo à cidade de Itaim, Piauí, que representa o limite inferior da seqüência devoniana, correspondendo em subsuperfície ao marco M850: A) seqüência de camadas agradacionais de ambiente estuarino com estratificação planoparalela e *climbing ripples*; B) detalhe da ocorrência da icnofácies *Psilonichnus* da classe *Glossofungites* que caracteriza uma exposição subaquosa da seqüência transgressiva em estuário (marco M850).

O intervalo regressivo corresponde à Formação Cabeças, envolvendo também sua transição (marco M250) para a Formação Pimenteiras (Fotografia 5.2). O afloramento ITP-2, ao norte da cidade de Picos, Piauí, mostra este intervalo regressivo na transição entre as formações Pimenteiras e Cabeças, com feições acanaladas de siltitos argilosos. Similarmente ao intervalo transgressivo anterior, apresenta um grande adelgaçamento de estratos na borda leste da bacia, quando comparado com as espessuras encontradas no interior da bacia. Segundo Kegel (1953) e Lima & Leite (1978) a espessura de sedimentos aflorantes está em torno de 200m, enquanto que a seção perfurada pela Petrobras chega a atingir 450m. A interpretação para tal adelgaçamento é a mesma atribuída ao intervalo transgressivo.

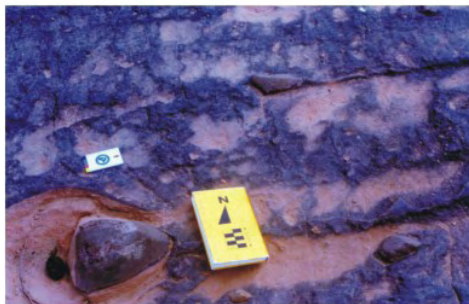


Fotografia 5.2: Afloramento IPT-2, que corresponde em subsuperfície ao marco M250 e representa o intervalo regressivo, mostrando feições acanaladas (lobadas, no centro da fotografia) de siltitos argilosos na transição entre as formações Pimenteiras e Cabeças. Este afloramento está localizado na saída norte da cidade de Picos, Piauí (coordenadas UTM X: 225612 e Y: 9216604)

O intervalo entre os marcos M250 e M200 (Figura 5.7) compreende pelo menos duas parasseqüências, estando representado nos afloramentos CAB-1 e CAB-2. Neste intervalo há abundantes truncamentos erosionais (Della Fávera & Uliana, 1979), o que seria esperado, de acordo com os princípios da Estratigrafia de Seqüências. Segundo estes autores, em regiões proximais de sistemas de nível de mar alto (intervalo regressivo), os topos das parasseqüências estão normalmente truncados pelas parasseqüências sobrejacentes, em função do rebaixamento do nível de base durante um progressivo rebaixamento eustático. No limite superior da seqüência, existem indicações de truncamento sob o *onlap* basal da seqüência devoniano-eocarbonífera. Em quase toda a borda leste da bacia, a superfície de contato é extremamente plana, provavelmente como resultado de um evento glacial ocorrido na região (afloramento nas proximidades da cidade de Cantos do Buriti; Fotografias 5.3A, B e C, cujo análogo nos perfis é o marco M200).



A



B



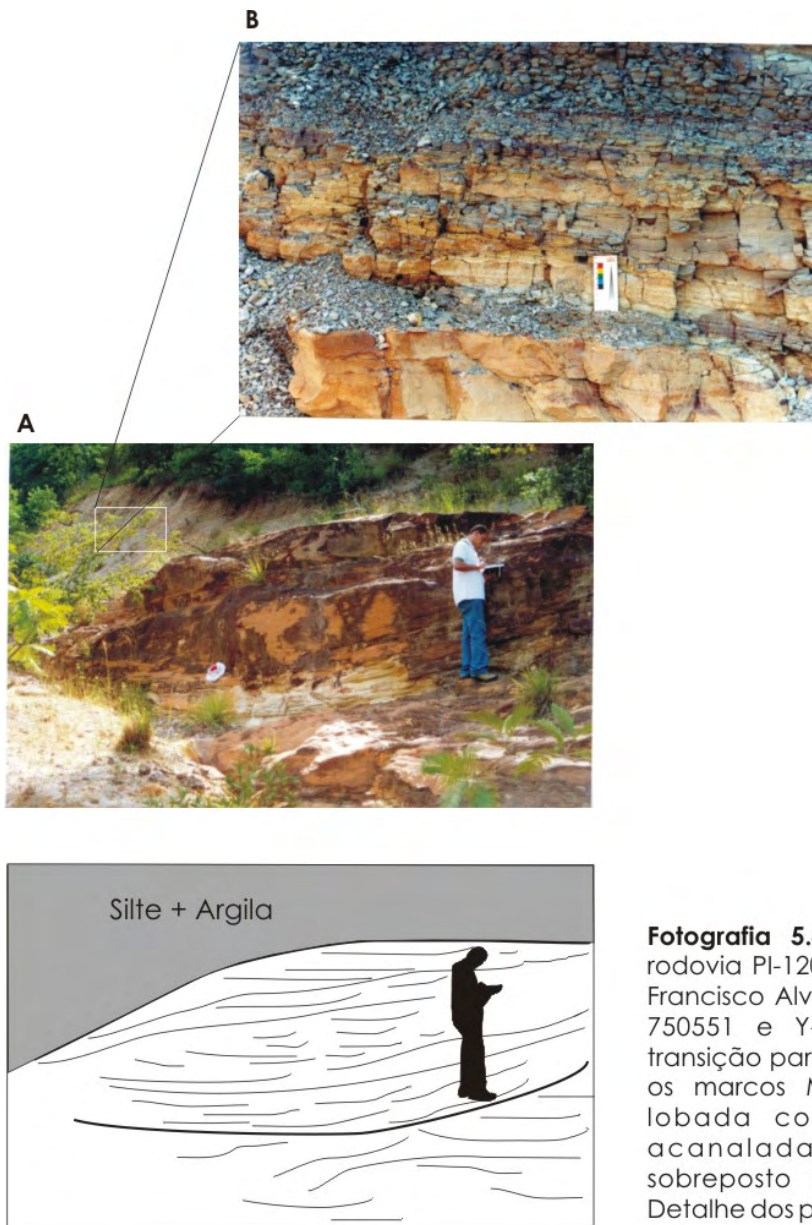
C

Fotografia 5.3: Pavimento glacial equivalente ao marco M200 e correspondente à transição entre as seqüências devoniana e devoniana-eocarbonífera, em um afloramento a 17Km da cidade de Cantos do Buriti, pela rodovia PI-140, próximo ao vilarejo Calembé, Piauí (coordenadas UTM: X-733231 e Y-9087340): A) Vista geral do lagedo na atualidade; B) Seixo pingado em forma de 'ferro-de-engomar'; C) Pavimento estriado com estrias com direção preferencial de 300°Az.

5.4.2. Seqüência Eocarbonífera

Esta seqüência apresenta pequena espessura, se comparada a anterior, correspondendo ao topo da Formação Poti e estando representada no afloramento PT-1 (Figura 4.20), no qual é observado o intervalo transgressivo desta seqüência. O topo deste intervalo transgressivo (entre os marcos M110 e M050) corresponde a uma superfície de inundação máxima junto ao marco M015 (Figura 5.7), pois uma discordância erosional aparentemente removeu o intervalo regressivo, representado em apenas alguns poços.

Na área de afloramentos na região de Francisco Aires, Piauí, a seqüência é encerrada por intercalações de depósitos de lobos sigmoidais de deltas e de tempestitos (Della Fávera & Uliana, 1979). Os tempestitos correspondem a eventos transgressivos que retrabalharam os depósitos deltaicos subjacentes. Ambos os depósitos apresentam uma seqüência vertical de fácies do tipo 'sino invertido', o que indica *shoaling upwards*. O intervalo transgressivo na área estudada é observado pela presença de lobos deltaicos, com direção preferencial de 310°Az, sobrepostos por intercalações de siltes e pelitos (Fotografia 5.4.), característico da transição entre as formações Longá e Poti.



Fotografia 5.4: Afloramento no Km 9 da rodovia PI-120, em direção à localidade de Francisco Alves, Piauí (coordenadas UTM: X-750551 e Y-9268102) que representa a transição para o intervalo transgressivo entre os marcos M110 e M050: A) Geometria lobada com estratificação cruzada acanalada do intervalo regressivo sobreposto por siltitos transgressivos; B) Detalhe dos pelitos do intervalo transgressivo

6.1. INTRODUÇÃO

A simulação de reservatórios é importante para modelar fluxo em meios porosos, auxiliar na caracterização de reservatórios e na identificação de barreiras e de propriedades próximas a poços. São programas de computador para a resolução de equações de fluxo de massa e de calor em meios porosos, que obedecem a determinadas condições iniciais e de contorno. A simulação numérica de escoamento de fluidos em reservatórios de hidrocarbonetos tem sido comprovadamente um instrumento de grande importância na avaliação e desenvolvimento de áreas produtoras, pois utilizando modelos computacionais é possível prever o comportamento do reservatório e assim aperfeiçoar o processo de produção (Aziz, 1979). A análise dos resultados de uma simulação permite avaliar o comportamento do reservatório com maior confiabilidade e definir um plano de desenvolvimento que otimize objetivos econômicos ou técnicos.

Para realizar uma simulação numérica é fundamental a caracterização geológica do reservatório, efetuada essencialmente com base na identificação, classificação e interpretação das heterogeneidades, tendo em vista que elas causam as principais dificuldades encontradas na recuperação do óleo. Heterogeneidade é um termo sem uma definição precisa, sendo utilizado para indicar a falta de uniformidade dentro de uma rocha. É considerada primária, quando controlada por processos deposicionais, e secundária, se resultante de modificações diagnéticas ou estruturais (Cândido, 1989).

A formulação matemática e os princípios básicos para a elaboração de um modelo utilizando o software *Ebb_Flow_01* (*Edge Based Biphasic Fluid Flow*, versão 01) foram ajustados a partir de programas baseados em diferenças finitas existentes no mercado e largamente difundidos na indústria de petróleo. A malha de elementos finitos utilizada foi a malha bidimensional de 2018 elementos e 1346 nós, sendo, portanto, fina o suficiente para oferecer os resultados esperados.

6.2. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

A modelagem numérica realizada no presente trabalho restringiu-se a um afloramento da Formação Cabeças (CAB-1), em virtude da presença de certas feições mais favoráveis (textura, estruturas e arranjo interno), sendo gerada uma

série de simulações de fluxos de fluidos. Estas simulações foram efetuadas a partir do painel fotográfico e do modelo geológico do afloramento, como o mostrado na Figura 6.1.

Para a determinação do modelo numérico no afloramento, foram definidos 12 domínios (Figura 6.1), de acordo com as propriedades (geometria, porosidade e permeabilidade) observadas nas rochas e adotadas para a simulação de fluxo. As linhas vermelhas representam os limites entre os domínios e as setas verdes a direção preferência do fluxo. Estas propriedades, relativas a cada domínio e aos fluídos a uma profundidade de 2040m estão listadas na Tabela 6.1, tendo sido os valores obtidos a partir de dados publicados de outras rochas-reservatório existentes em bacias sedimentares brasileiras cuja evolução diagenética é similar aos estratos da Formação Cabeças. As fronteiras superior e inferior do modelo análogo foram consideradas impermeáveis e o efeito da gravidade nos fluxos de água e óleo foi desprezado. Considerou-se ainda que a permeabilidade vertical (k_v) corresponde a 40% da permeabilidade horizontal (k_y).

Utilizando o módulo de simulação de fluxo 2D em reservatórios com diferentes domínios, foi efetuada a simulação com um poço de produção e outro de recuperação avançada. Assim, na simulação de fluxo aqui apresentada, para identificar os diferentes regimes de fluxo e visualizar o potencial de recuperação de óleo em cinco e dez anos de exploração, foram considerados dois casos: um caso com óleo pouco viscoso e outro com óleo pesado, ambos com injeção de água. Para o primeiro caso, de óleo leve, o fator de recuperação (FR) em cinco anos atingiu cerca de 65% (Figura 6.2a). Este alto fator de recuperação pode ser devido à baixa viscosidade adotada para o óleo, próxima a da água, ou ainda pode ser porque a formação de gás no reservatório foi desconsiderada, mesmo depois de sua despressurização com a abertura do poço de produção. Em dez anos, o fator de recuperação na modelagem de óleo leve passou para 40% (Figura 6.2b).

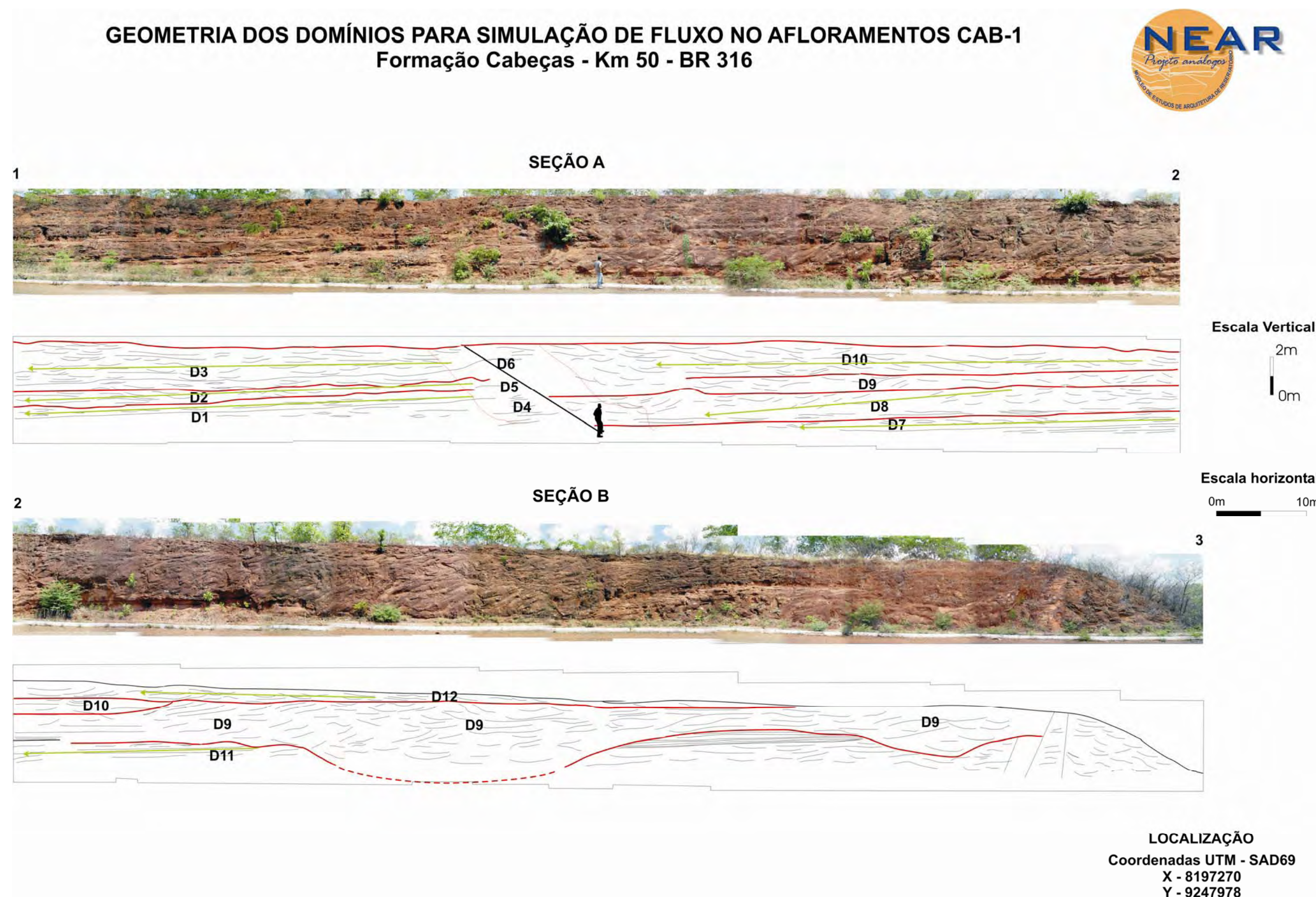


Figura 6.1 – Geometria dos domínios utilizados na simulação.

O deslocamento do óleo dentro do reservatório, ocasionado pela água injetada, bem como a distribuição da saturação de água, visualizados na Figura 6.3, mostra que, embora injetada na camada superior de arenitos médios a grossos, a água percola preferencialmente através do domínio 9 (nove), provavelmente em virtude de sua maior permeabilidade e porosidade. Em 10 anos, pode-se verificar também que a fratura funciona como uma barreira à dispersão dos fluidos, devido à diminuição da permeabilidade do material presente nos domínios 4, 5 e 6.

Tabela 6.1: Dados petrofísicos dos domínios utilizados na simulação.

Domínio	Φ (%)	K (md)	θ_y
D1	5,5	4,0	88
D2	17,0	10,0	87
D3	15,0	8,0	89
D4	1,0	0,9	58
D5	2,0	1,0	58
D6	3,0	2,0	58
D7	4,0	2,0	89
D8	5,5	4,0	85
D9	17,0	10,0	88
D10	15,0	8,0	89
D11	4,0	2,0	89
D12	12,0	6,0	91

Os resultados obtidos nas duas simulações permitiram prever, ainda que com certas reservas, o comportamento de fluídos dentro de um análogo de reservatório dos arenitos da Formação Cabeças, além de validar o *software* aqui utilizado para a simulação de fluxo contendo óleos leves e pesados. A simulação numérica de escoamento de fluxo demonstrou novamente ser um método bastante efetivo para avaliar a recuperação de hidrocarbonetos em um reservatório. Entretanto, a geração de modelos mais sofisticados e próximos da realidade de um reservatório requer a obtenção de dados petrofísicos exatos referentes ao reservatório em subsuperfície a ser avaliado, bem como a determinação do comportamento tridimensional do análogo.

Capítulo 7 – Conclusões

Com base em todas as informações advindas do estudo detalhado de dez afloramentos do Grupo Serra Grande (Ipú 1, Jaicós 1 e 3) e do grupo Canindé (Itaim/Pimenteiras 1 e 2, Cabeças 1 e 2, Poti 1, 2 e 3), situados no sudeste do Piauí e inseridos na borda sudeste da Bacia do Parnaíba, foi possível listar diversas conclusões de maior significado:

- a. As seqüências sedimentares aflorantes confirmam a existência de dois ciclos distintos ocorrido na Bacia do Parnaíba, como proposto por Della Fávera (1990), comandados por variações de níveis eustáticos de um mar interior: ua seqüência devoniana e uma seqüência devoniano-eocarbonífera.
- b. A Seqüência devoniana está representada pela Formação Cabeças, que pode ser explicada por um modelo deposicional transicional de frente deltáica proximal, dominado por fácies canalizadas e sigmoidais (**Sp**, **Sr** e **St**), pois mostram estruturas características de deltas sob ação fluvial, onde a dinâmica eustática atuante principalmente na borda da bacia ocasionou uma quebra de nível de base, gerando assim, dois tempos deposicionais nos afloramentos: um tempo representado pelas fácies **Sp** e **Sr**, e um tempo pela fácies **St**.
- c. A Seqüência devoniano-eocarbonífera é representada pelas formações longa e Potí, em contato gradacional, que compõe uma mesma sucessão deposicional de plataforma marinha rasa flúvio-deltáica, onde as fácies mais proximais pertencem à Formação Poti e, as mais distais, à Formação Longa. A Formação Poti é originada de sistema fluvial em extensa planície de inundação com certa influência marinha e de tempestades. As fácies identificadas estão relacionadas a uma sucessão deposicional progradante em um sistema marinho de águas rasas (fácies **Sr** e **Sh**) em transição para um sistema flúvio-deltáico (fácies **Fl** e **St**) que corresponde a sistema regressivos ou de costa progradante.
- d. Oito fácies sedimentares foram identificadas, set das quais em ambos os grpos estratigráficos:
 - **Gcm**: Conglomerado Maciço suportado por clastos (IP-1 e JC-1)

- **Sp**: arenito com estratificação cruzada planar (IP-1, JC-1, JC-3, ITP-1 e CAB-1)
 - **St**: arenito com estratificação cruzada acanalada (IP-1, JC-1, CAB-2, PT-2)
 - **Sr**: arenito com marcas de ondas ou *hummocks* (ITP-1, ITP-2, CAB-1, CAB-2 e PT-1)
 - **Sh**: arenito com estratificação plano-paralela ou *climbing ripples* (PT-1 e PT-3)
 - **FL**: siltito a arenito fino, estratificado e com acamamento ondulado (IP-1, PT-2 e PT-3).
- e. A Formação Ipú (Grupo Serra Grande) visualizada no afloramento IP-1 apresenta quatro fácies de uma faze eminentemente clástica de barras longitudinais de leitos fluviais entrelaçados de fandelta submerso: **Sp** (quartzo-arenito com níveis seixosos, com estratificação cruzada de médio porte, mergulho de baixo ângulo); **St** (arenitos grossos com níveis seixosos com estratificação cruzada acanalada e planar); **Gcm** (conglomerados com estratificação cruzada acanalada com granodecrescência ascendente); e **Fl** (lâminas de arenitos muito finos, siltes e argilas), esta fácies sugere ter sido depositada por paleocorrentes periódicas de grande carga sedimentar, similar a deposição de varvitos.
- f. A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande), com grande continuidade lateral e geometria geralmente tabular, foi analisada em dois afloramentos (JC-1 e JC-2), mostrando quatro diferentes fácies de um canal fluvial primário de baixa energia com migração de barras longitudinais truncadas por canais rasos: **Sp** (arenito médio a fino com estratificação cruzada planar com *climbing ripples*); **Sl** (arenitos de estratificação cruzada tangencial ou de baixo ângulo); **Gcm** (conglomerado médio suportado por seixos sub-arredondados, com discreta estratificação cruzada planar); e **St** (arenitos médio a grosso, com estratificação cruzada acanalada com pequenos ciclos de granocrescência ascendente), esta gerada por tempestitos de grande energia e correntes em várias direções. A maior concentração da fácies **Sl** na porção superior é atribuída ao assoreamento do leito fluvial, que gerou maior concentração de canais raso.

- g. As formações Itaim-Pimenteiras (Grupo Canindé) foram observadas em dois afloramentos (ITP-1 e ITP-2), apresentando cinco fácies areníticas: **Sp** (arenitos arcossianos finos com estratificação cruzada planar de baixo ângulo e cunhas sigmoidais); **St** (arenitos finos) que gradam para a fácies **Sr** (arenitos finos a grossos com marcas onduladas); **Sh** (arenitos médios a grossos com estratificação horizontalizada e icnofácies *Psilonichnus*); e a **Sl** (arenitos finos com marcas de ondas assimétricas e gradação de estratificação paralela a cruzada de baixo ângulo). No afloramento ITP-1 sugerem uma deposição em frente deltáica retrogradante (fácies **Sp**) a progradante de alta energia (fácies **Sr**), e no afloramento IPT-2, com a maior variedade faciológica na seqüência do Grupo Canindé, uma deposição estuarina de regiões costeiras com interferência de correntes de baixa energia.
- h. A Formação Cabeças (Grupo Canindé), analisada em dois afloramentos de ampla continuidade lateral (CAB-1 e CAB-2), mostrou três fácies arenosas atribuídas à deposição em planícies deltaica com canais distributários ativos, em barras de embocadura e com lobos migrando em direção ao centro da bacia: a predominante **Sp** (arenitos bem selecionados, finos a médios, bioturbados, com geometria tabular e estratificação cruzada planar de grande porte); **Sr** (arenitos finos muito bem selecionados, com *climbing ripples*, estratificação cruzada acanalada a tabular, pequenos sigmoides laminação planoparalela e estruturas de carga de pressão (tipo flame); e a **St** (arenitos médios e bem selecionados, com geometria tabular e estratificação cruzada acanalada) Ocorre também a icnofácies *Skolithos*, típica de ambiente marinho raso de regiões costeiras.
- i. A seqüência regressiva entre as formações Longa e Poti (Grupo Canindé) foi avaliada em três extensos afloramentos PT-1, PT-2 e PT-3, revelando quatro fácies relacionadas a um sistema fluvial meandrante com acreção lateral de barras, e periódicas variações de velocidade de correntes: **Sr** (arenitos finos e muito finos bem selecionados e níveis de folhelhos com estratificação cruzada *hummocky* de pequeno a médio porte, formando lençóis de areia); **Sh** (folhelhos de geometria tabular intercalados por lâminas de arenito fino, laminação cruzada clino-ascendente ou *climbing ripples*); **Fl** (arenito muito fino intercalado a siltitos arenosos ou folhelhos bioturbados, com estratificação planoparalela, ciclos granodecrescentes e *climbing ripples*); e

- a fácies **St** (arenito fino a muito fino com estratificação cruzada festonada e pequenas marcas onduladas assimétricas).
- j. Três tipos de sistemas deposicionais foram identificados por depósitos: plataformais constituídos por pelitos laminados e arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, laminação truncada por onda e plano-paralela em todas as unidades estratigráficas estudadas; litorâneos de arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal de origem *tidal*, ritimitos relacionados a planícies de maré, arenitos bioturbados com laminação plano-paralela de barras de antepraia, e siltitos com laminação plano-paralela de tempestitos litorâneos (formações Itaim, Cabeças e Poti); e fluviais principalmente do tipo anastomosado composto por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de barras e dunas em sistema sub-aquoso entrelaçado (formações Jaicós e Poti).
- k. A Correlação de afloramentos com perfis RG (Raio Gama), entre o topo da Formação Jaicós (Eodevoniano) e o topo da Formação Piauí (Eocarbonífero) possibilitou a identificação de 52 marcos elétricos ou marcos estratigráficos, definindo-se também três seqüências deposicionais (da base para o topo):
- devoniana: do marco Jaic até o topo da Formação Jaicós, no marco M200,
 - devoniana-eocarbonífera: do marco M200 até a base do intervalo transgressivo imediatamente abaixo do marco M015, e
 - eocarbonífera: do marco M015 até o marco M010.
- l. Na seqüência devoniana, do marco Jaic até o marco M550 (uma superfície de máxima inundação) define-se um intervalo transgressivo, correspondendo à Formação Pimenteiras, e do marco M550 ao marco M200, um intervalo regressivo, correspondente às formações Pimenteiras e Cabeças. O intervalo transgressivo devoniano mostra quatro conjuntos de parasseqüências: entre os marcos Jaic e M950; entre M950 e M850; entre M850 e M700; e entre M700 e M550. Cada parasseqüência corresponde a uma seqüência vertical de fácies tempestíticas do tipo *shoaling upward*, sendo frequentemente recobertas por folhelho radioativo correspondente à superfície de inundação da parasseqüência. Os limites dos conjuntos de parasseqüências, correspondentes aos marcos M850, M700 e M550, refletem importantes eventos deposicionais, com significativos níveis de folhelhos radioativos. No

intervalo regressivo devoniano, pelo menos dois conjuntos de parasseqüências podem ser definidos: um entre o marco M550 e um nível entre M250 e M230, e outro entre este e o marco M200. Neste intervalo há uma notável mudança lateral de fácies, indo desde ambientes deltaicos até regiões distais de plataforma, confirmando-se que possui natureza marinha, considerando a presença de bioturbação típica de zona de marés.

- m.** A seqüência devoniana-eocarbonífera apresenta um intervalo transgressivo (entre os marcos M200 e M110), seguido por outro regressivo (entre o marco M110 e logo abaixo do marco M015). O intervalo transgressivo corresponde à metade inferior da Formação Longa e é formado por duas parasseqüências que representam sistemas deposicionais de plataformas dominadas por tempestades. O intervalo regressivo corresponde À Formação Poti, onde são individualizados dois conjuntos de parasseqüências: o primeiro entre os marcos M110 e M050, de arenitos com lobos sigmoidais, e o segundo, deste até o topo da seqüência, composta por fácies de sistemas fluviais e de planície de inundação.
- n.** Na seqüência devoniana-eocarbonífera, a principal feição observada no intervalo regressivo é um acunhamento da sedimentação clástica em direção oeste, diferentemente da seqüência devoniana, onde o intervalo regressivo se espessa em direção sudeste. No intervalo transgressivo da seqüência devoniano-eocarbonífera, a região sudeste da bacia surge como fonte mais importante para os tempestitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- AGOSTINHO, S. 1999. Icnofósseis da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Município de Pimenteiras, Piauí. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife: 46p.
- AGOSTINHO, S., CAMPELO, F.M.A.C., MELO, K.J.V., VIANA, M.S.S & FERNANDES, A.C.S. 2001. Perfil estratigráfico da Formação Pimenteiras (Devoniano da Bacia do Parnaíba) no leito do rio Sambito (Pimenteiras-PI). *Resumos do 1º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, Natal: 29.
- AGOSTINHO, S. & VIANA, M.S.S. 2001. Ocorrência de Tentaculita na Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Rio de Janeiro, **2**: 96.
- AGUIAR, G.A. 1971. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. *Anais do 25º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, **3**: 113-122.
- ALBUQUERQUE, K.R.M. 2000. Subdivisão estratigráfica da seqüência devoniana da Bacia do Parnaíba. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: 134p.
- ALBUQUERQUE, O.R. & DEQUECH, V. 1946. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão. *Anais do 2º Congresso Pan-americano de Engenharia de Minas e Geologia*, Ouro Preto, **3**: 69-109.
- ALLEN, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, Oxford, **2**: 93-114.
- ALLEN, J.R.L. 1965. The sedimentation and palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Proceedings of Yorkshire Geological Society*, Yorkshire, **35**: 139-185.
- ALLEN, J.R.L. 1968. *Current Ripples*. North-Holland, Amsterdam, 433p.
- ALLEN, J.R.L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining-upward cyclothems with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **40**: 298-323.
- ALLEN, J.R.L. 1974. Studies in fluvial sedimentation: Implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. *Geological Journal*, **9**: 181-208.
- ALLEN, J.R.L. 1978. Studies in fluvial sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, **21**: 129-147.
- ALLEN, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes, and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, **33**: 237-293.
- ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *Anais do 23º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, **1**: 29-46.
- ANDRADE, S.M. & DAEMON, R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). *Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, **2**: 129-137.
- ANDRADE, S.M. & CAMARÇO, M.A. 1984. Geologia do Carbonífero dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **3**: 1174-1186.
- ANELLI, L.E. 1994. Pelecípodes da Formação Piauí (Pensilvaniano Médio), Bacia do Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo: 148p.
- ANELLI, L.E., ROCHA-CAMPOS, A.C. & LIMA FILHO, F.P. 1992. Paleoecologia dos bivalves da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim de Resumos Expandidos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo: 502.
- ANELLI, L.E., SIMÕES, M.G. & LIMA FILHO, F.P. 1993. Análise tafonômica da assembléia de bivalves do calcário Mocambo, Formação Piauí (Neocarbonífero) do Parnaíba. *Resumos do 13º Congresso Brasileiro de Paleontologia*, São Leopoldo: 108.
- ANNAN, A.P. 1993. Practical processing of GPR data. *Proceedings from the 2nd Government Workshop on Ground Penetrating Radar*, Columbus: 1-26.

- ARCHE, A. 1983. Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 313-322.
- ASHLEY, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **60**: 160-172.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias segundo a tectônica de placa. *Anais do 26º Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, **2**: 67-90.
- ASSINE, M.L. 2001. O ciclo devoniano na Bacia do Paraná e correlação com outras bacias gondwânicas. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **20**: 55-62.
- ASSIS, J.F.P. 1980 Sobre uma fáunula de moluscos bivalves do calcário Mocambo, Carbonífero da Bacia do Maranhão. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **52**(1): 201-202.
- AWASTHI, A.K. & PARKASH, B. 1981. Depositional environments of unfossiliferous sediments of the Jodhpur Group, Western Indian. *Sedimentary Geology*, **30**: 15-42.

B

- BANERJEE, I. 1966. Turbidites in a glacial sequence: A study from the Talchir Formation, Raniganj Colfield, India. *Journal of Geology*, **74**: 393-606.
- BATES, C.C. 1953. Rational theory of delta formation. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **37**: 2119-2162.
- BATISTA, B.M., BRAUN, O.P.G. & CAMPOS, D.A. 1984. *Léxico estratigráfico do Brasil*. Brasília, DNPM/MME, 560p.
- BECKER, R.T. 1993. Analysis of ammonoid palaeogeography in relation to the global Hangenberg Terminal Devonian and Lower Alum Shale Middle Tournaisian events. *Annual Proceedings of the Society of Geology of Belgium*, Bruxelles, **115** (2): 459-473.
- BERNARD, H.A. & MAJOR, C.J. 1963. Recent meander belt deposits of the Brazos River: An alluvial 'sand' model. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **47**: 350.
- BEUF, S., BIJU-DAVAL, A., CHARPAL, O., RAGON, P., GARIEL, O. & BENNACEF, A. 1971. *Les grès du Paléozoïque Inférieur au Sahara: Sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton*. Paris, Institut Français du Pétrole: 464p.
- BEURLIN, K. 1965. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **37**(1): 61-67.
- BEURLIN, K. & MABESOONE, J.M., 1969. Novas observações sobre o Devoniano no Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **41**(2): 199-210.
- BEUTNER, E.C., FLUECKINGER, L.A. & GARD, T.M. 1967. Bedding geometry in a Pennsylvanian channel sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, Washington D.C., **78**: 911-916.
- BIGARELLA, J.J. 1973. Geology of the Amazonas and Parnaíba Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **31**: 141-224.
- BLAKEY, R.C. & GUBITOSA, R. 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, **38**: 51-86.
- BLATT, H., MIDDLETON, G.V. & MURRAY, R. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. New Jersey, Prentice-Hall & Englewood Cliffs: 782p.
- BLODGETT, R.H. & STANLEY, K.O. 1980. Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **50**: 139-148.
- BLUCK, B.J. 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scotland Journal of Geology*, Edinburgh, **7**: 93-138.
- BLUCK, B.J. 1979. Structure of coarse grained braided stream alluvium. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Edinburgh, Earth Sciences **70**: 181-221.
- BLUCK, B.J. 1980. Structure, generation and preservation of upward fining braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Edinburgh, Earth Sciences **71**: 29-46.
- BOECKER, W.S. & DENTON, G.H. 1990. What drives glacial cycles. *Scientific American*, Washington D.C., **1278**: 49-56.

- BOOTHROYD, J.C. & NUMMEDAL, D. 1978. Proglacial braided outwash: A model for humid alluvial fan deposits. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 641-668.
- BORGHI, L. 2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **53**: 1-26.
- BOUCOT, A.J. 1988. Devonian biogeography: An update. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **14**: 211-227.
- BOUMA, A. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- BRADY, R.H. 1984. Neogene stratigraphy of the Avawatz Mountains between the Garlock and Death Valley fault zones, Southern Death Valley, California: Implications as to Late Cenozoic tectonism. *Sedimentary Geology*, **38**: 127-158.
- BRIDGE, J.S. 1984. Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **54**: 583-588.
- BRIDGE, J.S. & DIEMER, J.A. 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, Oxford, **30**: 599-623.
- BRIDGE, J.S. & JARVIS, J. 1976. Flow and sedimentary processes in the meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surface Processes*, London, **1**: 303-336.
- BRIDGE, J.S. & LEEDER, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, Oxford, **26**: 617-644.
- BRITO, I.M. 1967. Silurian and Devonian Acritarcha from Maranhão Basin. *Micropaleontology*, London, **13**: 473-482.
- BRITO, I.M. 1979. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba 1: a seqüência sedimentar inferior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **51**(4): 695-727.
- BRITO, I.M. & SANTOS, A.S. 1965. Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. *Notas Preliminares e Estudos da DGM*, Rio de Janeiro, **129**: 1-23.
- BRITO, I.M., BERTINI, R.J. & BRITO, P.M. 1992. Os vertebrados cretácicos brasileiros: levantamento preliminar. *Boletim do 2º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 99-101.
- BRITO NEVES, B.B. 1985. As grandes falhas do Nordeste e as bacias sedimentares. *Textos didáticos do Departamento de Geologia da UFPE*, Recife, **5** (série D): 14-18.
- BRYANT, I.D. 1983. Facies sequences associated with some braided river deposits of Late Pleistocene age from Southern Britain. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 267-278.
- BUATOIS L.A. & MÁNGANO, M.G. 1994. Lithofacies and depositional processes from a Carboniferous lake, Sierra de Narváes, Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, **3**: 25-49.
- BUCK, S.G. 1983. The Saaiplaas Quartzite Member: A braided system of gold and uranium bearing channel placers within the Proterozoic Witwatersrand Supergroup of South Africa. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 549-562.
- BULL, W.B. 1977. The alluvial fan environment. *Progress on Physical Geography*, **1**: 222-270.
- BULTYNCK, P. & MARTIN, F. 1995. Assessment of an old stratotype: The Frasnian-Famennian boundary at Senzeilles, Southern Belgium. *Bulletin d'Institut Royal de Sciences Naturelles de Belgique*, Bruxelles, Sciences de Terre **65**: 5-34.
- BURNETT, A.W. & SCHUMM, S.A. 1983. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, London, **222**: 49-50.

C

- CALDAS, E.B., LIMA FILHO, F.P., FLORÊNCIO, C.P. 1989. Nova ocorrência de *Metacryphaeus* cf. *australis* (Trilobita) no Devoniano Médio da Bacia do Parnaíba. *Anais do 10º Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Rio de Janeiro, 2: 444-539.
- CAMPANHA, V.A. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1979. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, **10**: 57-67.

- CAMPBELL, C.V. 1976. Reservoir geometry of fluvial sheet sandstone. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **60**: 1009-1020.
- CAMPBELL, D.F., ALMEIDA, L.A. & SILVA, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. *Boletim do Conselho Nacional do Petróleo*, Rio de Janeiro, **1**: 1-160.
- CAMPELO, F.M.A.C. 2002. Faciologia da Formação Pimenteiras na região de Picos e Pimenteiras, Estado do Piauí (Devoniano da Bacia do Parnaíba). Relatório de Graduação, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 81p.
- CANT, D.J. & WALKER, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, Oxford, **25**: 625-648.
- CAPUTO, M.V. 1984. Glaciação neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **2**: 725-739.
- CAPUTO, M.V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **51**: 291-317.
- CAPUTO, M.V. 1994. Atmospheric CO₂ depletion as glaciation and biotic extinction agent: The Late Devonian-Early Carboniferous glacial examples. *Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, **4**: 194-197.
- CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *Anais 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **2**: 740-753.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, Wadhwington D.C., **96**: 1020-1036.
- CARLING, I.P.A. & DAWSON, M. 1996. *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. London, John Wiley, 530p.
- CAROZZI, A.V., FALKENHEIN, F.U.H., CARNEIRO, R.G., ESTEVES, F.R. & CONTREIRAS, C.J.A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sin-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **7**: 1-60.
- CARSON, M.A. 1984a. The meandering-braided river threshold: A reappraisal. *Journal of Hydrology*, London, **73**: 315-334.
- CARSON, M.A. 1984b. Observations on the meandering-braided river transition, the Canterbury Plains, New Zealand, Part One. *New Zealand Geography*, **40**: 12-17.
- CARSON, M.A. 1984c. Observations on the meandering-braided river transition, the Canterbury Plains, New Zealand, Part Two. *New Zealand Geography*, **40**: 89-99.
- CARVALHO, I.S.A. (ed.) 2000. *Paleontologia*. Rio de Janeiro, Interciência, 628p.
- CARVALHO, M.S.S., SANTOS, M.E.C.M. & FONSECA, V.M.M. 1996. Eventos biológicos no Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Anais do Simpósio Sul-americano do Siluro-Devoniano*, Ponta Grossa: 375-390.
- CASTRO, J.C. 1999. Progressos em geologia sedimentar: da Sedimentologia de Processos à Estratigrafia de Seqüências. *Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, **52**(3): 148-156.
- CHURCH, M. & ROOD, J. 1983. Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 169-180.
- COIMBRA, A.M. 1983. Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 259p.
- COIMBRA, A.M. & MUSSA, D. 1984. Associação ligniflorística na Formação Pedra de Fogo (Arenito Cacunda), Bacia do Maranhão-Piauí, Brasil. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro: 591-605.
- COIMBRA, A.M., GÓES, A.M. & MATOS, S.L.F. 1993. Proposta de classificação de estruturas. *Atas do Simpósio Regional de Geologia do Sudeste*, Rio de Janeiro: 282-286.
- COLEMAN, J.M. 1969. Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, **3**: 129-239.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L.D. 1975. Modern river deltas: Variability of processes and sand bodies. In: M.L. Broussard (ed.), *Deltas. Models for Exploration*. The Geological Society of America: 99-149.
- COLLINSON, J.D. 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. *Geography Annals*, **5A**: 31-55.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. 1982. *Sedimentary structures*. London, George Allen, 194p.

- CONAGHAN, P.J. & JONES, J.G. 1975. The Hawkesbury Sandstone and the Brahmaputra: A depositional model for continental sheet sandstones. *Journal of Geological Society of Australia*, Sidney, **22**: 275-283.
- CORDANI, U.G. *et al.* 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **15**: 1-70.
- CORDANI, U.G., MILANI, E.J.M., THOMAZ FILHO, A. & CAMPOS, D.A. 2000. Tectonic evolution of South America. *Proceedings from 31th International Geological Congress*, Rio de Janeiro: 256.
- CORRIGAN, A.F. 1993. Estimation of recoverable reserves: The geologist's job. *Proceedings of the 4th Conference on* (by 1986), London, **2**: 1473-1481.
- COSTA, J.E. 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. In: V.R. Baker, R.C. Kochel & P. Pation (eds), *Flood Geomorphology*. New York, Wiley-Interscience, 113-122.
- COUSSOT, P. & MEUNIER, M. 1992. Recognition, classification and mechanical description of debris flow. *Earth Sciences*, Amsterdam, **40**: 209-227.
- CPRM, 2002. Serviço Geológico do Brasil. Disponível em http://www.geoambiente.com.br/website/cprm_geologico/viewer.htm Acessado em 21 de Janeiro de 2005.
- CRISTALLI, P.S. 1997. Taoflora das camadas Nova Iorque, depósitos neógenos do rio Parnaíba, município de Nova Iorque, MA, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 157p.
- CROWELL, J.C. 1978. Gondwana glaciations, cyclothems, continental positioning, and climate change. *American Journal of Sciences*, **278**: 1345-1372.
- CROWELL, J.C. 1981. Early Paleozoic glaciation and Gondwana drift. In: *Paleoreconstructions of the continents*. Washington D.C., Geological Society of America: 45-49.
- CROWELL, J.C. 1983. The recognition of ancient glaciations. *Geological Society of America Memoir*, Washington D.C., **161**: 221-234.
- CROWLEY, K.D. 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structures and formative processes. *Geological Society of America Bulletin*, Washington D.C., **94**: 117-133.
- CRUZ, W.B.C. & PEIXOTO, A. 1972. Recursos de água subterrânea da área Floriano-Oeiras, Piauí. Recife, SUDENE, 142p.
- CRUZ, W.B.C., LIMA, E.A.M., LEITE, J.F., QUINO, J.S., ANGELIM, L.A.A. & VALE, P.A.B.R. 1973. Projeto carvão da Bacia do Parnaíba. Relatório Final, CPRM/DNPM, Rio de Janeiro, 123p.
- CUNHA, F.M.B. 1986. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.
- CUNHA, P.R.C. 2001. Correlação das seqüências eo-mesodevonianas da Bacia do Amazonas com outras bacias do Gondwana. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **20**: 91-98.

D

- DAEMON, R.F. 1974. Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero das bacias do Amazonas e do Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **46**: 546-587.
- DAEMON, R.F. 1976. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. *Anais 29º Congresso Brasileiro de Geologia*, Ouro Preto, **2**: 189-194.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal depositional systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds), *Facies models: Response to sea level change*. Ottawa, Geological Association of Canada: 195-218.
- DAVIS, D.J. & ANNAN, A.P. 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, **37**: 531-551.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1980. Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba. *Anais 31º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, **2**: 356-357.

- DELLA FÁVERA, J.C. 1982. Devonian storm and tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **66**: 562.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **1**: 489-501.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 290p.
- DELLA FÁVERA, J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia*. Rio de Janeiro, UERJ, 264p.
- DELLA FÁVERA, J.C. & ULIANA, M.A. 1979. Bacia do Maranhão: ambientes e fácies. Relatório Interno da Petrobras, Rio de Janeiro, 56p.
- DERBY, O. A. 1884. Estructura geológica e mineraes. In: J.E. Wasppaeus (ed.) *A geographia física do Brasil*. Rio de Janeiro, G. Lenziger: 43-59.
- DIAS-LIMA, R. & ROSSETTI, D.F. 1999. Análise faciológica e estratigráfica de depósitos do Cretáceo Superior, leste da Bacia do Grajaú, Maranhão. *Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 237-251.
- DICKINS, J.M. 1993. Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **100**: 89-94.
- DOLIANITI, E. 1953. A flora do Carbonífero Inferior de Terezina, Piauí. *Boletim da DGM*, Rio de Janeiro, **148**: 1-56.
- DOLIANITI, E. 1980. *Rhacopteris* na Formação Poti, Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **52**(1): 165-169.
- DOTT JR, R.H. & BOURGEOIS, J. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, Washington D.C., **93**: 663-680.

E

- EINSELE, G. 2000. *Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget*. Berlin, Gerhard Einsele, 792p.
- ELLIOT, T. 1986. Siliciclastic shorelines. In: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary environments and facies*. New York, Blackwell: 155-188.
- ETHRIDGE, F.G., JACKSON, T.J. & YOUNGBERG, A.D. 1981. Flood basin sequence of a fine-grained meander belt subsystem: The coal-bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union Formations, Southern Powder River Basin, Wyoming. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **31**: 191-209.
- ETHRIDGE, F.G. & WESCOTT, W.A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **10**: 217-235.

F

- FARIA JR, L.E. 1984. O Permo-Triássico na Bacia do Parnaíba: um modelo de paleodeserto. *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **2**: 777-784.
- FARIA JR, L.E. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Estratigrafia e petrografia da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão. *Anais do 21º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camburiú, **2**: 740-754.
- FEITOSA, M.C. & FEITOSA, F.A.C. 1991. Sedimentologia e estratigrafia das formações Longá e Cabeças (Bacia do Parnaíba) no vale do rio Gurguéia. *Atas do 14º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife: 22-25.
- FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. 1986. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **16**(4): 350-369.
- FISHER, W.L. & BROWN JR, L.F. 1972. *Clastic depositional systems: A genetic approach to facies analysis*. Austin, Bureau of Economic Geology, 211p.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional system in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association of Geologists Society Transactions*, **17**: 213-248.
- FISK, H.N. 1954. Sedimentary framework of the modern Mississippi Delta. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **24**(2): 76-99.

- FLORES, R.M. 1981. Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River area, Powder River Basin, Wyoming and Montana. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Lawrence, **31**: 161-190.
- FORBES, D.L. 1983. Morphology and sedimentology of a sinuous gravel-bed channel system: Lower Babbage River, Yukon coastal plain, Canada. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 195-206.
- FRIEND, P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 345-354.
- FRIEND, P.F., SLATER, M.J. & WILLIAMS, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of Geological Society of London*, London, **136**: 39-46.

G

- GAGER, B.R. 1984. The Tiger Formation: Paleogene fluvial sediments deposited adjacent to a deforming cordilleran metamorphic core complex, northeastern Washington. *Sedimentary Geology*, **38**: 393-420.
- GALAY, V.J., KELLERHALS, R. & BRAY, D.I. 1973. Diversity of river types in Canada. *Proceedings from Hydrologic Symposium on Fluvial Processes and Sedimentation*, Edmonton: 217-250.
- GALLOWAY, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: M.L. Broussard (ed.), *Deltas. Models for Exploration*. Washington D.C., The Geological Society of America: 87-98.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. 1983. *Terrigenous clastic depositional system. Application to petroleum and uranium exploration*. New York, Springer, 423p.
- GERLITS, K. 1993. Processing ground penetrating radar data to improve resolution of near surface targets. *Proceedings from 6th Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, San Diego: 561-574.
- GERSIB, G.A. & McCABE, P.J. 1981. Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Linzee, Nova Scotia, Canada. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Lawrence, **31**: 95-108.
- GIVEN, M.M. 1977. Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Ottawa, **25**: 63-91.
- GÓES, A.M.O. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 180p.
- GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J. 1994. A Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8**(1): 57-67.
- GÓES, A.M.O., SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B. 1989. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Coletânea dos Trabalhos Técnicos do 1º Seminário de Interpretação Exploratória*, Rio de Janeiro: 25-34.
- GÓES, A.M.O., SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **4**(1): 55-64.
- GÓES, A.M.O., ROSSETTI, D.F. & COIMBRA, A.M. 1999. A Bacia do Grajaú, Estado do Maranhão. *Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 255-258.
- GOODFELLOW, W.D., GELDSETZER, H., McLAREN, D.J., ORCHARD, M.J. & KLAPPER, G. 1988. The Frasnian-Famenian extinction: Currents results and possible causes. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto **14**: 2-9.
- GRAHAM, J.R. 1981. Fluvial sedimentation in the Lower Carboniferous of Clew Bay, County Mayo. *Ireland Sedimentary Geology*, Glasgow, **30**: 195-211.
- GRAHN, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palinology*, London, **16**: 35-61.
- GRAHN, Y. & PARIS, F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, **35**: 20-32.

- GRAHM, Y., LOBOZIAK, S. & MELO, J.H.G. 2001. Integrated miospore-chitinozoan of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Muller, 1962) Silurian-Lower Carboniferous palynozones. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **20**: 81-89.
- GRAY, J., COLBATH, G.K., FARIA, A., BOUCOUT, A.J. & ROHR, D.M. 1985. Silurian age fossils from Paleozoic Paraná Basin, Southern Brazil. *Geology*, Amsterdam, **13**: 521-525.
- GUSTAVSON, T.C. 1978. Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, Oxford, **25**: 401-426.

H

- HÄNTZSCHEL, W. 1975. Trace fossils and problematic. In: C. Teichert (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology Part W Supplement 1*. Boulder, University of Kansas, 269p.
- HARDIE, L.A. SMOOT, J.P. & EUGSTER, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **2**: 7-41.
- HARMS, J.C. & FAHNESTOCK, R.K. 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Lawrence, **12**: 84-115.
- HARMS, J.C., MACKENZIE, D.B. & McCUBBIN, D.G. 1963. Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *Journal of Geology*, **71**: 566-580.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Short Course, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Lawrence, 161p.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. & WALKER, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Short Course, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Lawrence, 9p.
- HASUI, Y., ABREU, F.A.M. & VILLAR, R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: F.M.M. Almeida & Y. Hasui (coords), *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, EDUSP: 36-45.
- HASZELDINE, R.S. 1983a. Fluvial bars reconstructed from a deep, straight channel, Upper Carboniferous coal field of northeast England. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **53**: 1233-1248.
- HASZELDINE, R.S. 1983b. Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coal field of Northeast England. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 449-456.
- HAYWARD, A.B. 1983. Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of SW Turkey. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 323-336.
- HEIN, F.J. & WALKER, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, **14**: 562-570.
- HEWARD, A.P. 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models, with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 669-702.
- HOOKE, R.L.B. 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *Geology*, Amsterdam, **75**: 438-460.
- HOPKINS, J.C. 1985. Channel-fill deposits formed by aggradations in deeply scoured, superimposed distributaries of the Lower Kootenai Formation (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **55**: 42-52.
- HORNE, J.C., FERM, J.C., CARUCCIO, F.T. & BAGANZ, B.P. 1978. Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian region. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **62**: 2379-2411.
- HORNUNG J. & AIGNER T. 1999. Reservoir and aquifer characterization of fluvial architecture elements: Stubensandstein, Upper Triassic, Southwest Germany. *Sedimentary Geology*, **129**: 215-280.
- HOUSE, M.R. 1975. Facies and time in Devonian tropical áreas. *Proceedings from the Yorkshire Geological Society*, **40**(16): 233-288.
- HOUSE, M.R. 1996. An *Eocanites* fauna from the Early Carboniferous of Chile and its palaeogeographic implications. *Annals from Society of Geology of Belgium*, Bruxelles, **117**(1): 95-105.

HOWARD, J.D. & REINECK, R.E. 1981. Depositional facies of high-energy beach to offshore sequence: Comparison with low energy sequence. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **65**: 807-830.

I

IANUZZI, R. 1994. Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 205p.

ISACSON, P.E., HLADIL, J., SHEN, J.W., KALVODA, J. & GRADER, G. 1999. Late Devonian Famennian glaciation in South America and marine of flap on other continents. *Abhandlung Geologisches Bundesanstalt*, Frankfurt, **54**: 239-257.

J

JACKSON II, R.G. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 1523-1533.

JACKSON II, R.G. 1976a. Depositional model of point bars in the lower Wabash River. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **46**: 579-594.

JACKSON II, R.G. 1976b. Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 543-576.

JACKSON II, R.G. 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *Journal of Sedimentary Petrology*, Lawrence, **51**: 1169-1192.

JAEGER, H. 1976. Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. *Nova Acta Leopoldesia*, **45**(224): 263-299.

JANSA, L.F. & WEIDMANN, J. 1982. Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: A comparison. In: V. Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (eds), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, Berlin: 215-269.

JO, H.R. 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology*, **161**: 269-294.

JOHNSON, J.G., KLEPPER, G. & SANDBERG, C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euro-America. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 567-587.

JOHNSON, S.Y. 1984. Cyclic fluvial sedimentation in a rapidly subsiding basin, northwest Washington. *Sedimentary Geology*, **38**: 361-392.

JONES, CM. & McCABE, P.J. 1980. Erosion surfaces within giant fluvial cross-beds of the Carboniferous in Northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **50**: 613-620.

JOPLING, A.V. 1965. *Laboratory study of the distribution of grain sizes in the cross-bedded deposits*. Tulsa, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: 65p.

K

KEGEL, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da DGM*, Rio de Janeiro, **141**: 1-41.

KEGEL, W. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti, Carbonífero Inferior do Piauí. *Notas Preliminares e Estudos da DGM*, Rio de Janeiro, **24**: 1-14.

KEGEL, W. 1956. As inconformidades da Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. *Boletim da DGM*, Rio de Janeiro, **160**: 1-60.

KERR, D.R. & JIRIK, L.A. 1990. Fluvial architecture and reservoir compartmentalization in the Oligocene Middle Frio Formation, South Texas. *Transactions from the Gulf Coast Association of Geological Societies*, **40**: 3-12.

KERR, D.R. 1984. Early Neogene continental sedimentation in the Vallecito and Fish Creek Mountains, Western Salton Trough, California. *Sedimentary Geology*, **38**: 217-246.

KIM, S.B., CHOUGH, S.K. & CHUM, S.S. 1995. Bouldery deposits in the lowermost of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: Cohesionless debris flows and debris falls on a steep-gradient delta slope. *Sedimentary Geology*, **98**: 97-119.

KIRK, M. 1983. Bar developments in a fluvial sandstone (Westphalian 'A'), Scotland. *Sedimentology*, Oxford, **30**: 727-742.

L

- LANGE, F.W. & PETRI, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, **1**: 5-55.
- LAUBACHER, G., BOUCOT, A.J. & GRAY, J. 1982. Additions to Silurian stratigraphy, lithofacies, biogeography and paleontology of Bolivia and Southern Peru. *Journal of Paleontology*, London, **56**: 1138-1170.
- LE HÉRISSÉ, A., MELO, J.H.G., QUADROS, L.P. & STEEMANS, P. 2001. Palynological characterization and dating of the Tianguá Formation, Serra Grande Group, Northern Brazil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **20**: 25-42.
- LEEDER, M.R. 1973. Fluvial fining-upward cycles and the magnitude of paleochannels. *Geological Magazine*, **110**: 265-276.
- LEEDER, M.R. 1985. Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: A quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geological Magazine*, **112**: 257-270.
- LEEDER, M.R. 1978. A quantitative stratigraphic model for alluvium, with special reference to channel deposit density and interconnectedness. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 587-596.
- LEEDER, M.R. 1983. On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 5-18.
- LEITE, J.F., ABOARRAGE, A.M. & DAEMON, R.F. 1975. Projeto carvão da Bacia do Parnaíba. Relatório Final, DNPM/CPRM, Recife, 284p.
- LEVEY, R.A. 1978. Bed-form distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, S.C. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 105-127.
- LIMA, E.A.A. & LEITE, J.F. 1978. Projeto-estudo global dos recursos minerais da Bacia do Parnaíba: integração geológico-metalogenética. Relatório Final, DNPM/CPRM, Recife, 437p.
- LIMA FILHO, F.P. & ANELLI, L.E. 1997. Contribution to the Late Paleozoic stratigraphy of the Parnaíba Basin. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, **15**: 36-37.
- LIMA FILHO, F.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1992. Sedimentos desérticos da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, **12**: 67-68.
- LIMA FILHO, F.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1993. Formação Piauí: um modelo de ambiente desértico e evaporítico. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **65**(3): 324-325.
- LIMA FILHO, F.P., MACHADO, M.F., CÓRDOBA, V.C. & SOUZA, D.C. 1995. O Permo-Pensilvaniano na porção nordeste da Bacia do Parnaíba: exemplo de sedimentação costeira. *Anais do 16º Simpósio de Geologia do Nordeste*, Recife, **1**: 370-373.
- LIMA FILHO, F.P. 1999. A seqüência Permo-Pensilvaniana da Bacia do Parnaíba. Tese de doutorado / Universidade de São Paulo. 155p.
- LIMARINO C.O. & CÉSARI, S. 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in the north-west. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Amsterdam, **65**: 115-131.
- LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of Northern Brazil. *American Journal of Sciences*, **177**: 425-442.
- LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., STREEL, M. & CAPUTO, M.V. 1992. Middle Devonian and Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin. *Annals of Society of Geology of Belgium*, Bruxelles, **115**: 215-226.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M.V. & MELO, J.H.G., 1993. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospores from selected boreholes in Amazonas and Parnaíba Basins Brazil: Additional data, synthesis, and correlation. *Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, Lyon, **125**: 277-289.

- LONG, D.G.F. 1978. Proterozoic stream deposits: Some problems of recognition and interpretation of ancient sandy fluvial systems. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 313-342.

M

- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estudos do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, **2**: 63-154.
- MABESOONE, J.M. 1977. Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão syncline (Brazil): A geological history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, **19**(1): 7-38.
- MABESOONE, J.M. 1994. Sedimentary basins of Northeast Brazil. *Publicação Especial do Departamento de Geologia da UFPE*, Recife, **2**: 1-310.
- MABESOONE, J.M. & CAMPANHA, V.A. 1974a. Paleoambiente e paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimenteiras, Devoniano do Piauí. *Anais 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, **2**: 221-235.
- MABESOONE, J.M. & CAMPANHA, V.A. 1974b. Sinopse da estratigrafia das seqüências sedimentares do nordeste brasileiro. *Boletim do Núcleo Nordeste da SBG*, Recife, **2**: 7-22.
- MABESOONE, J.M. & LIMA, L.V.O. 1984. Levantamento bibliográfico dos fósseis encontrados no Nordeste. Atas do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal: 370-379.**
- MABESOONE, J.M., VIANA, M.S. & LIMA FILHO, M. 1999. Late Mesozoic history of sedimentary basins in NE Brazilian Borborema Province before the final separation of South America and Africa 3: Paleogeography. *Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 621-625.
- MACHADO, E.R. 1972. O carvão neopaleozóico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **44**(1): 209-235.
- MAJOR, J.J. & IVERSON, M.R. 1999. Debris flow deposition: Effects of pore-pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 1424-1434.
- MARTINSEN, O.J. 1990. Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of Northern England. *Sedimentology*, Oxford, **37**: 1099-1114.
- MASSARI, F. 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 287-300.
- MCCABE, P.J. 1977. Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, Northern England. *Sedimentology*, Oxford, **24**: 271-290.
- McCLURE, H.A. 1978. Early Paleozoic glaciation in Arabia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **25**: 315-326.
- McGHEE JR, G.R. 1988. Evolutionary dynamics of the Frasnian-Famennian extinction events. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto **14**: 10-23.
- McGHEE JR, G.R. 1996. *The Late Devonian mass extinction the Frasnian/Famennian crisis*. New York, Columbia University Press, 303p.
- McGOWEN, J.H. & GARNER, L.E. 1970. Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: Modern and ancient examples. *Sedimentology*, Oxford, **14**: 77-112.
- McKEE, E.D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**: 381-389.
- McKERRROW, W.S., LAMBERT, R.S.J. & CHAMERLAIN, V.E. 1980. The Ordovician, Silurian, and Devonian time scales. *Earth and Planetary Science Letters*, **51**(1): 1-8.
- McLAREN, D.J. 1970. Time, life, and boundaries. *Journal of Paleontology*, London, **44**, 801-815.
- McLEAN, J.R. & JERZYKIEWICZ, T. 1978. Cyclicity, tectonics and coal: Some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formations, Coal Valley area, Alberta, Canada. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 441-468.
- McLEOD, P., CAREY, S. & SPARKS, S.J. 1999. Behaviour of particle-laden flows into the ocean: Experimental simulation and geological implications. *Sedimentology*, Oxford, **46**: 523-536.

- MELO, J.H.G. 1988. Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto **14**: 669-703.
- MELO, J.H.G. & LOBOZIAK, S. 2000. Visean miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, Northern Brazil). *Review of Paleobotany and Palynology*, London, **112**:147-165.
- MENEZES, L. & LIMA FILHO, F.P. 2001. Técnicas para parametrização de reservatórios utilizando afloramentos fluviais análogos: exemplo da Formação Açu, Bacia Potiguar. *Revista Técnica de Energia, Petróleo e Gás*, Natal, **1**: 12-19.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basin, North Brazil. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **48**: 1475-1512.
- METELO, C.M.S. 1999. Caracterização estratigráfica do Grupo Serra Grande (Siluriano) na borda sudeste da Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102p.
- MIALL, A.D. 1976. Paleocurrent and paleohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, Oxford, **23**: 459-484.
- MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences*, Amsterdam, **13**: 1-62.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 597-604.
- MIALL, A.D. 1980. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, Ottawa, **28**: 59-80.
- MIALL, A.D. 1984a. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York, Springer, 490p.
- MIALL, A.D. 1984b. Variations in fluvial style in the Lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands. *Sedimentary Geology*, **38**: 499-523.
- MIALL, A.D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences*, Amsterdam, **22**: 261-308.
- MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. New York, Springer, 582p.
- MIALL, A.D. & GIBLING, M.R. 1978. The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, Arctic Canada, and some regional paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, **21**: 85-127.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flow: mechanics of flow and deposition: In: G.V. Middleton & A.H. Bouma (eds), *Turbidites and deep-water sedimentation*. Pacific Section SEPM: 1-38.
- MIDDLETON, L.T. & TRUJILLO, A.P. 1984. Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scanlan conglomerate, Central Arizona. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **10**: 189-201.
- MILANI, E.J. & ZALÁN, P.V. 2000. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3): 199-206.
- MILLIMAN, J.D. & SYVITSKI, J.P.M. 1992. Geomorphic and tectonic control of discharge to ocean: The importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, **100**: 525-544.
- MOHAMMED, N. & EL HASSAN, C. 2002. Facies and sequence stratigraphy of a Late Barremian wave dominated deltaic deposit, Agadir Basin, Morocco. *Sedimentary Geology*, **150**, 375-384.
- MOHRING, D., WHIPPLE, K.X., HONDZO, M., ELLIS, C. & PARKER, G. 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, **110**: 387-394.
- MOLLARD, J.D. 1973. Airphoto interpretation of fluvial features. *Proceedings from the 1973 Hydrological Symposium*, Edmonton: 341-380.
- MOORE, B. 1963. Geological reconnaissance of the Southwest corner of the Maranhão Basin. Relatório Interno. Petrobras (DIVEX/SIEX 130), Salvador, 44p.
- MOSSOP, G.D. & FLACH, P.D. 1983. Deep channel sedimentation in the Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca oil sands, Alberta. *Sedimentology*, Oxford, **30**: 493-509.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, **103**: 285-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J.P.M. & SKENE, K.I. 1998. Modeling of erosion and deposition of turbidity currents generated at river mounts. *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 124-137.

- MULLER, H. 1962. Report on palinological results of samples examined from wells in Maranhão. Relatório Interno, Petrobras (DEPEX/SIEX 108), Salvador, 44p.
- MUNIZ, G.C.B. 1982. Icnofósseis devonianos da Formação Longá no Estado do Piauí. *Anais do 32º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, **4**: 1305-1316.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R. & ZAVALA, C. 1996. The importance of fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basin. *Memoires of Sciences Geologic*, **48**: 233-291.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMANCHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S. & FAVA, L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note Series*, Tulsa, **39**: 1-61.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S. & CALABRESE, L. 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad de Geología de España*, Madrid, **13**(2): 165-190.
- MYROW, P.M. 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximally trenes for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **62**: 99-115.

N

- NAMI, M. & LEEDER, M.R. 1978. Changing channel morphology and magnitude in the Scalby Formation (Middle Jurassic) of Yorkshire, England. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 431-440.
- NANSON, G.C. 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, Northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, Oxford, **27**: 3-30.
- NANSON, G.C. & PAGE, K. 1983. Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 133-144.
- NEMEC, W. & MUSZYNSKI, A. 1982. Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia District (Bulgaria). *Annals of Society of Geology from Poloniae*, Warsaw, **52**: 239-303.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **10**: 1-31.
- NEMEC, W. 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes. In: M.N. Oti & G. Postuma (eds), *Geology of deltas*. Rotterdam, A.A. Balkema: 31-93.
- NIJMAN, W. & PUIGDEFABREGAS, C. 1978. Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 487-510.
- NOHVEDT, A. & Kreisa, R.D. 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, Amsterdam, **15**: 357-361.
- NOREM, H., LOCAT, J. & SCHIELDROP, B. 1990. An approach to physics and the modeling of submarine flowslides. *Marine Geotechnology*, , **9**: 93-111.

O

- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813p.
- OLSEN, T. 1993. Large fluvial systems: The Atane Formation, a fluvio-deltaic example from the Upper Cretaceous of Central West Greenland. *Sedimentary Geology*,, **85**: 457-473.
- OMRAN, E.F. & IBRAHIM H.G. 1991. Facies analysis of Nile delta continental shelf sediments of Egypt. *Netherlands Journal of Sea Research*, Amsterdam, **27**(2): 165-171.
- ORI, G.G. 1979. Barre di meandre nelle alhivioni ghiaiose del fiume Reno (Bologna). *Bulletin della Società di Geologia de Italia*, Roma, **98**: 35-54.
- ORI, G.G. 1982. Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, Reno River, Po plain (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, , **31**: 231-248.

P

- PAIVA, G. & MIRANDA, J. 1937. Carvão mineral do Piauí. *Boletim da DGM*, Rio de Janeiro, **20**: 1-16.

- PARKASH, B., AWASTHI, A.K. & GOHAIN, K. 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra District, Haryana, India. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 337-344.
- PAZ, J.D.S. & ROSSETTI, D.F. 1999. Análise faciológica da Formação Codó (Aptiano Superior) na região de Codó, MA, leste da Bacia do Grajaú. *Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 201.
- PEREIRA, E. 2000. Evolução tectono-sedimentar do intervalo ordoviciano-devoniano da Bacia do Paraná, com ênfase na sub-bacia de Alto Garças e no Paraguai Oriental. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 277p.
- PETERSON, F. 1984. Fluvial sedimentation on a quivering craton: Influence of slight crustal movements on fluvial processes, Upper Jurassic Morrison Formation, Western Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, **38**: 21-50.
- PIERSON, T.C. & COSTA, J.E. 1987. Archaeologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, Washington D.C., **7**: 1-12.
- PINTO, C.P. & SAD, J.H.G. 1986. Revisão da estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. *Anais 34º Congresso Brasileiro de Geologia*, Goiânia, **1**: 346-356.
- PLINT, A.G. 1983. Sandy fluvial point-bar sediments from the middle Eocene of Dorset, England. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 355-368.
- PLINT, A.G., EYLES, N., EYLES, C.H. & WALKER, R.G. 1992. Control of sea level change. In: R.G. Walker N.P. James (eds) *Facies Models: Response to sea level change*. Ottawa, Geological Association of Canada: 15-25.
- PLUMMER, F.B. 1946. *Report on Maranhão-Piauí geosyncline*. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, 70p.
- PLUMMER, F.B., PRICE, L.I. & GOMES, F.A. 1948. Estados do Maranhão e Piauí (Geologia). Conselho Nacional do Petróleo (ed.) *Relatório de 1946*. Rio de Janeiro, CNP: 87-134.
- PONTE, F.C. 1992. Origem e evolução das pequenas bacias cretácicas do interior do Nordeste do Brasil. *Boletim do 2º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 55-58.
- PONTE, F.C. 1994. Geologia das bacias sedimentares brasileiras. *Short Course Notes from the 14th International Sedimentological Congress*, Recife: 1-26.
- POPPE, L.J. & POAG, C.W. 1993. Mesozoic stratigraphy and paleoenvironments of the Georges Bank Basin: A correlation of exploratory and cost wells. *Marine Geology*, **113**: 147-162.
- POSTUMA, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: A synthesis. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **10**: 13-27.
- PRIOR, D.B., YANG, Z.S., BORNHOLD, B.D., KELLER, G.H., LIN, G.H., WISMAN JR, W.J., WRIGHT L.D. & LIN, T.C. 1986. The subaqueous delta of the modern Huanghe (Yellow River). *Geologic Marine Letter*, **6**: 67-75.
- PUIGDEFABREGAS, C. 1973. Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology*, Oxford, **20**: 133-144.
- PUIGDEFABREGAS, C. & VAN VLIET, A. 1978. Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. *Canadian Society of Petroleum Geology Memoir*, Toronto, **5**: 469-485.

Q

- QUADROS, L.P. 1982. Distribuição bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Parnaíba. *Ciência-Técnica-Petróleo*, Rio de Janeiro, **12**: 3-28.

R

- RAMOS, A. & SOPEÑA, A. 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 301-312.

- RAVENNE, C. & BEGHIN, P. 1983. Apport des experiences en canal a l'interpretation sedimentologique des dépts de cones detritiques sous-marins. *Reveu de l'Institute Français du Pétrole*, Paris, **38**: 279-297.
- READING, H.G. 1978. *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell, 557p.
- READING, H.G. 1996. Facies. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed., Oxford, Blackwell: 4-19.
- READING, H.G. & ORTON, G.J. 1993. Variability of deltaic process in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, Oxford, **40**: 475-512.
- REZENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, **13**: 5-14.
- RIBEIRO, H.J.P.S. (org.) 2001. *Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 428p.
- RIBEIRO, J.A.P. & MELO, F. 1994. Caracterização litofaciológica do Carbonífero da Bacia do Parnaíba na Folha Caxias (SB.23X-B). *Anais 38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camburiú, **3**: 232-233.
- RICCOMINI, C. ; GIANNINI, P.C.F. ; MANCINI, F. 2000 . Rios e processos aluviais. In: Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F.. (Org.). *Decifrando a Terra*. 1 ed. São Paulo, v. , p. 191-214.
- ROBERTS, H.H & COLEMAN, J.M., 1996. Holocene evolution of the deltaic plain: A perspective from past to present. *Engineering Geology*, , **45**: 113-138.
- RODRIGUES, R. 1967. Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba. Relatório Interno da Petrobras, Rio de Janeiro, 63p.
- RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1989. Strontium isotopic cronostratigraphy in Paleozoic section. *Abstracts from the International Geochemistry Symposium*, Belém: 177.
- RODRIGUES, R. & TAKAKI, T. 1994. Estratigrafia química da Formação Codó, Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba. *Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Rio Claro: 115-117.
- RODRIGUES, R.M.M 2003. Estudo faciológico em afloramentos selecionados das formações Longá e Poti (Fameniano e Tournasiano), Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 84p.
- ROGERS, A.W. 1902. On a glacial conglomerate in the Table Mountain Series. *Transactions from South African Philosophical Society*, Cape Town, **2**: 236-242.
- ROGERS, A.W. 1904. The glacial conglomerate in the Table Mountain Series near Clanwilliam. *Transactions from South African Philosophical Society*, Cape Town, **16**: 1-8.
- ROSSETI, D.F., GOÉS, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 2001. *O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Emilio Goeldi, 246p.
- RUST, B.R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, Oxford, **18**: 221-246.
- RUST, B.R. 1978a. A classification of alluvial channel systems. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 187-198.
- RUST, B.R. 1978b. Depositional models for braided alluvium. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 605-625.
- RUST, B.R. 1979. Facies models 2: Coarse alluvial deposits. In: R.G. Walker (ed.), *Facies models*. Toronto, The Canadian Society of Petroleum Geologists: 9-21.
- RUST, B.R. 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **51**: 745-755.
- RUST, B.R. & LEGUN, A.S. 1983. Modern anastomosing fluvial deposits in arid Central Australia, and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 385-392.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.H. 1984 Coarse alluvial deposits. In: R.G. Walker, *Facies models*. Toronto, The Canadian Society of Petroleum Geologists: 53-59.

S

- SANDERS, J.E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. *SEPM Special Publication*, Lawrence, **12**: 192-219.

- SANTOS, M.E.C.M. 1994. Províncias biogeográficas e variação do nível do mar: Neopaleozóico da Bacia do Parnaíba. *Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camburiú, **3**: 232-233.
- SANTOS, V.H., RODRIGUES, R.M., NEUMANN, V.H., VALENÇA, L.M.M., JESUS NETO, J.C. & SANTOS, A.J. 2001 Arquitetura deposicional em corpos aflorantes como análogos de reservatórios em subsuperfície: um estudo na seqüência flúvio-deltaica da Formação Cabeças da Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. *Anais do 1º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, Natal: 86.
- SCHINDLER, E. 1993. Event-stratigraphic markers within the Kellwasser crisis near the Frasnian/Famennian boundary, Upper Devonian in Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, **104**: 115-125.
- SCHLUMBERGER 1998. *Searching for oil and gas in the land of giants*. Rio de Janeiro, Schlumberger, 149p.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (coords) 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM.
- SCHUMM, S.A. 1963. *A tentative classification of alluvial river channels*. , U.S. Geological Survey, 477p.
- SCHUMM, S.A. 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, **79**: 1573-1588.
- SCHUMM, S.A. 1977. *The fluvial system*. New York, John Wiley, 338p.
- SCHUMM, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy Special Publication*, Lawrence, **31**: 19-30.
- SCHWARTZ, D.E. 1978. Hydrology and current orientation analysis of a braided to meandering transition: The Red River in Oklahoma and Texas, USA. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto, **5**: 231-256.
- SCRUTON, P.C. 1960. Delta building and the deltaic sequence. *Abstracts from the Symposium on Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*, Tulsa: 164.
- SEILACHER, A. 1967. Bathymetry of trace-fossils. *Marine Geology*, **5**: 413-428.
- SHANMUGAM, G. 1996. High density turbidity currents: Are they sandy debris flow? *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 2-10.
- SHANMUGAM, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water process and facies models: A critical perspective. *Marine Geology*, **17**: 285-342.
- SHELTON, J.W. & NOBLE, R.L. 1974. Depositional features of braided-meandering stream. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **58**: 742-749.
- SHERIDAN, R.E. 1987. Pulsation tectonics as the control of long term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, **2**(2): 97-118.
- SHULTZ, A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **54**: 749-772.
- SIMONS, D.B. & RICHARDSON, E.V. 1961. Forms of bed roughness in alluvial channels. *American Society of Civil Engineers Proceedings*, **87**(3): 87-105.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F. 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Lawrence, **12**: 34-52.
- SINGH, I.B. & KUMAR, S. 1974. Mega- and giant ripples in the Ganga, Yamuna, and Son rivers, Uttar Pradesh, India. *Sedimentary Geology*, **12**: 53-66.
- SKENE, K.I., MULDER, T. & SYVITSKI, J.P.M. 1997. INFLO 1: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. *Computer Geosciences*, **23**: 975-991.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **74**: 93-114.
- SMALL, H. 1914. Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. *Boletim da Inspeção de Obras Contra as Secas*, Rio de Janeiro, **25**: 1-80.
- SMITH, A.G. 1997. Estimates of the Earth's spin geographic axis relative to Gondwana from glacial sediments and paleomagnetism. *Earth Sciences*, Amsterdam, **42**, 161-179.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. 1981. *Palaeokontinentale welkarten des Phanerozoikuns*. Enke, Stuttgart, 102p.

- SMITH, D.G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: Modern examples from Western Canada. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 155-168.
- SMITH, N.D. 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North Central Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, **81**: 2993-3014.
- SMITH, N.D. 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 3407-3420.
- SMITH, N.D. 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **42**: 624-634.
- SMITH, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, **82**: 205-224.
- SNEH, A. 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **53**: 1271-1280.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B. & FÚLFARO, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. *Anais do 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, **4**: 61-83.
- SOHN, Y.K., RHEE, C.W. & KIM, B.C. 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, Northwestern part of Cretaceous Yongdong Basin, Central Korea. *Journal of Geology*, **107**: 111-132.
- SOMOZA, L., BARNOLA, A., ARASA, A., MAESTRO, A., REES, J.G. & HERNANDEZ-MOLINA, F.J. 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuation delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, **117**, 11-32.
- SOUTHARD, J.B. 1971. Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **41**: 903-915.
- SOUTHARD, J.B., SMITH, N.D. & KUHNLE, R.A. 1984. Chutes and lobes: Newly identified elements of braiding in shallow gravelly streams. *Canadian Society of Petroleum Geology Memoir*, Toronto, **10**: 51-59.
- SPARKS, S.J., BONNECAZE, R.T., HUPPERT, H.E., LISTER, J.R., HALLWORTH, M.A., MADER, H. & PHILLIPS, J. 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. *Earth Planetary Sciences Letters*, **114**: 243-257.
- STAUB, J.R. & COHEN, A.D. 1979. The Snuggedy swamp of South Carolina: A back-barrier coal-forming environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **49**: 133-144.
- STEAR, W.M. 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 405-420.
- STEEL, R.J. & GLOPPEN, T.G. 1980. Late Caledonian (Devonian) basin formation, Western Norway: Signs of strike-slip tectonics during infilling. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **4**: 79-104.
- STEWART, D.J. 1983. Possible suspended-load channel deposits from the Wealden Group (Lower Cretaceous) of Southern England. *International Association of Sedimentology Special Publication*, Lawrence, **6**: 369-384.
- SUGUIO, K. & FÚLFARO, V.J. 1977. Geologia da margem ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará). *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, **8**: 31-54.
- SUNDBORG, A. 1956. The River Klarlven, a study of fluvial processes. *Geographical Annals*, **38**: 125-316.
- SWIFT, D.J.P., FIGUEREIDO JR, A.G., FREELAND, G.L., & OERTEL, G.F. 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard? *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **53**: 1295-1318.
- SZATMARI, P. & FRANÇOLIN, J.B.L. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **17**(2): 196-207.
- SZATMARI, P. & FRANÇOLIN, J.B.L., ZANOTTO, O. & WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **17**(2): 180-188.

- TAPPAN, H., 1982. Extinction or survival: Selectivity and causes of Phanerozoic crises. *Geological Society of America Special Publication*, Lawrence, **190**: 265-276.
- THOMPSON, J.B. & NEWTON, C.R. 1988. Late Devonian mass extinction: Episodic climatic cooling or warning? *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto **14**: 24-29.
- TODD, S.P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly, traction carpets: Possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Irland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, Oxford, **36**: 513-530.
- TRINDADE, N.M. & SOMMER, F.W. 1966. Os megaesporos do furo SN-5, de José de Freitas, Carbonífero do Piauí. *Anais 20º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **1**: 82-83.
- TRUCKENBRODT, W. 1985. Micromarcas onduladas em sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba e da região de Gurupi (NE do Estado do Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **15**(2): 103-109.
- TUNBRIDGE, I.P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation: Some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. *Sedimentary Geology*, , **28**: 79-96.
- TUNBRIDGE, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; The Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, Oxford, **31**: 697-716.

V

- VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. *AAPG Studies in Geology*, Tulsa, **27**: 1-9.
- VAN DER VOO, R. 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwan and intervening dislocated terranes: Comparations of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, , **100**: 311-324.
- VAN LOON, A.J. 1999. The meaning of 'abruptness' in the geological past. *Earth Sciences*, Amsterdam, **45**, 209-214.
- VASLET, D. 1990. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, ., **13**(3): 147-161.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, . **98**, 475-487.
- VESSELL, R.K. & DAVIES, D.K. 1981. Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Lawrence, **31**: 31-45.
- VITORELLO, I. & PADILHA, A.L. 1993. Perfis de resistividade AMT: contribuição ao reconhecimento estrutural da borda sudeste da Bacia do Parnaíba. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **23**(1): 81-91.
- VOS, R.G. & TANKARD, A.J. 1981. Braided fluvial sedimentation in the Lower Paleozoic Cape Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, ., **29**: 171-193.

W

- WALKER, R.G. (ed.) 1984. *Facies models*. 2nd ed., Toronto, The Canadian Society of Petroleum Geologists, 238p.
- WALLISER, O.H. 1990. How to define a global bio-events? *Lectures and Notes on Earth Sciences*, , **30**: 1-3.
- WASSON, R.J. 1977. Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentary Geology* **4**: 781-800.
- WILLIAMS, G.E. 1971. Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia. *Sedimentology*, Oxford, **17**: 1-40.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **39**: 649-679.
- WRIGHT, L.D. 1977. Sediment transport and deposition at river mounts: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 857-868.

- WRIGHT, L.D., YANG, Z.S., BORNHOLD, B.D., KELLER, G.H., PRIOR, D.B. & WIESEMAN JR. W.J. 1986. Hiperpycnal plumes and plumes fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geological Marine Letters*, **6**: 97-105.

Y

- YOUNG, C.G.K. 2003. Contribuição à análise estratigráfica da Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba): caracterização de um potencial intervalo de rochas-reservatório. Relatório de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 84p.

Z

- ZHARKOF, M.A. 1988. Devonian evaporite basins (distribution and paleogeography). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, Toronto **14**: 415-427.