



**Universidade Federal do Pará**  
**Centro de Geociências**  
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**ANÁLISE FACIOLÓGICA DAS FORMAÇÕES POTI E PIAUÍ  
(CARBONÍFERO DA BACIA DO PARNAÍBA) NA REGIÃO DE  
FLORIANO-PI.**

TESE APRESENTADA POR

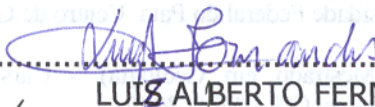
**CLEIVE MARIA MONTEIRO RIBEIRO**

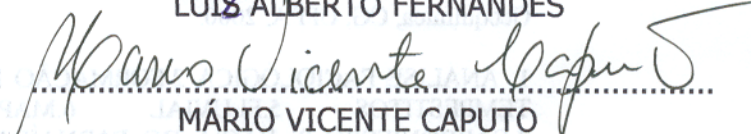
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 20.07.2000

**Comitê de Tese:**

  
ANA MARIA GÓES (Orientador)

  
LUÍS ALBERTO FERNANDES

  
MÁRIO VICENTE CAPUTO

*Aos meus pais, irmãos, mestres e  
amigos*



## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem a colaboração de diversas pessoas e instituições.

Agradeço as instituições CNPq e UFPa, que deram suporte financeiro, técnico e infra-estrutura para a realização deste trabalho, além da concessão de bolsa de estudos.

Agradeço principalmente à Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Ana Maria Góes, orientadora desta dissertação, pelo apoio e incentivo a mim dedicados durante o curso de Pós-Graduação.

Ao Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro pelo auxílio e acompanhamento em diversas etapas do trabalho.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelos ensinamentos, contribuições e discussões, que auxiliaram na confecção desta dissertação.

Aos Profs Drs. Mario Vicente Caputo e Luiz Alberto Fernandes pelas valiosas avaliações e correções deste trabalho

Ao Prof. Msc. Wladimir Távora pelas correções e revisões do texto.

Ao geólogo Éder Silva de Oliveira pela digitalização dos mapas.

Ao Msc. José Anaisse Júnior pelas críticas, sugestões e auxílio na confecção das figuras.

Aos funcionários e alunos do Centro de Geociências que auxiliaram no desenvolvimento das fases de campo e laboratório.

Aos amigos do GSED, Antônio Emídio, Raimundo Júnior e Jackson Paz pelo incentivo e apoio em todas as fases de trabalho.

Aos amigos do curso de Graduação e Pós-Graduação do Centro de Geociências, que foram de fundamental importância para a conclusão deste trabalho

## SUMÁRIO

|                                                                               |           |
|-------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>DEDICATÓRIA</b>                                                            | <b>i</b>  |
| <b>AGRADECIMENTOS</b>                                                         | <b>ii</b> |
| <b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b>                                                   | <b>v</b>  |
| <b>RESUMO</b>                                                                 | <b>1</b>  |
| <b>ABSTRACT</b>                                                               | <b>3</b>  |
| <b>1- INTRODUÇÃO</b>                                                          | <b>5</b>  |
| <b>2- MÉTODOS E TÉCNICAS</b>                                                  | <b>7</b>  |
| <b>3- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>                                         | <b>9</b>  |
| 3.1- BACIA DO PARNAÍBA                                                        | 9         |
| 3.2- ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS DAS UNIDADES ESTUDADAS                      | 12        |
| 3.2.1- Formação Poti                                                          | 12        |
| 3.2.2- Formação Piauí                                                         | 15        |
| <b>4- CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA</b>                                 | <b>17</b> |
| 4.1- ASPECTOS LITOFACIOLÓGICOS                                                | 17        |
| 4.1.1- Formação Poti                                                          | 19        |
| 4.1.1.1- Descrição das litofácies                                             | 19        |
| 4.1.1.1.1- Arenitos/Folhelhos com laminação cruzada cavalgante por onda (AFb) | 20        |
| 4.1.1.1.2- Arenito maciço (Am)                                                | 24        |
| 4.1.1.1.3- Arenito com laminação quase plano-paralela (Aq)                    | 24        |
| 4.1.1.1.4- Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)                  | 24        |
| 4.1.1.1.5- Arenito/Siltito com laminação cruzada (ASc)                        | 28        |
| 4.1.1.1.6- Arenito com laminação cruzada cavalgante unidirecional (Au)        | 28        |
| 4.1.1.1.7- Arenitos com estratificação cruzada <i>swaley</i> (Ay)             | 28        |
| 4.1.1.1.8- Siltito laminado (SI)                                              | 30        |
| 4.1.1.2- Associação das fácies                                                | 30        |
| 4.1.1.2.1- Associação de fácies de barras de tempestade (ABT)                 | 30        |
| 4.1.1.2.2- Associação de fácies de barras sigmoidais (ABS)                    | 39        |
| 4.1.1.3- Relações espaciais entre as associações de fácies                    | 45        |
| 4.1.1.4- Modelo deposicional- paleogeográfico da Formação Poti                | 52        |
| 4.1.2- Formação Piauí                                                         | 55        |
| 4.1.2.1- Descrição das litofácies                                             | 55        |
| 4.1.2.1.1- Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)                  | 55        |
| 4.1.2.1.2- Arenito com estratificação cruzada tabular (At)                    | 57        |

|                                                                     |           |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| 4.1.2.1.3- Arenito com laminação cruzada (Au)                       | 57        |
| 4.1.2.1.4- Conglomerado com estratificação incipiente (Ci)          | 61        |
| 4.1.2.1.5- Siltitos com laminação plano-paralela (Sl)               | 61        |
| 4.1.2.2- Associação das fácies geradas por processos fluviais (AFF) | 64        |
| 4.1.2.3- Modelo deposicional-paleogeográfico da Formação Piauí      | 74        |
| 4.1.3- Relações de contato entre as formações Poti e Piauí          | 77        |
| <b>5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.</b>                    | <b>82</b> |
| <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>                                   | <b>84</b> |
| <b>ANEXOS</b>                                                       | <b>89</b> |
| ANEXO A- Mapa geológico proposto para a área de estudo              |           |
| ANEXO B- Mapa de drenagem e lineamentos da área de estudo           |           |

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                          | página |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| Figura 1. Mapa de localização e acesso a área de estudo -----                                                                                                                                                            | 6      |
| Figura 2. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio Norte -----                                                                                                                                                | 10     |
| Figura 3. Coluna litoestratigráfica da Bacia do Parnaíba -----                                                                                                                                                           | 10     |
| Figura 4. Faixa de afloramento das formações Poti e Piauí -----                                                                                                                                                          | 13     |
| Figura 5. Mapa geológico proposto para a área de estudo -----                                                                                                                                                            | 18     |
| Figura 6. Fácies AFb com laminação microgradada (ponto 5, Formação Poti) -----                                                                                                                                           | 21     |
| Figura 7. (a) Fácies heterolíticas geradas por ondas na associação ABT. (b) desenho de (a). (c) Estruturas diagnósticas da ação de ondas segundo De Raaf (1977) -----                                                    | 22     |
| Figura 8. Classificação de laminações cruzadas, segundo Jopling & Walker (1968) -----                                                                                                                                    | 23     |
| Figura 9. Camadas com fácies AFb e lâminas de arenito com padrão <i>pinch and swell</i> (ponto 7, Formação Poti) -----                                                                                                   | 23     |
| Figura 10. Fácies As com geometria externa sigmoidal, sotoposta a fácies SAp (ponto 4, Formação Poti) -----                                                                                                              | 25     |
| Figura 11. Camadas com fácies Aq (ponto 9, Formação Poti) -----                                                                                                                                                          | 26     |
| Figura 12. Direções de paleocorrente obtidas em camadas com fácies As -----                                                                                                                                              | 27     |
| Figura 13. Afloramento com fácies SAc, Au e Am com granocrescência ascendente (ponto 4, Formação Poti) -----                                                                                                             | 29     |
| Figura 14. Camadas com fácies Ay (ponto 9, Formação Poti) -----                                                                                                                                                          | 31     |
| Figura 15. Bioturbação observada em camadas da associação ABT (ponto 1, Formação Poti) -----                                                                                                                             | 31     |
| Figura 16. Processos e forças atuantes durante a ação de tempestades -----                                                                                                                                               | 33     |
| Figura 17. (a) Seqüência idealizada de tempestitos, segundo Walker (1983). (b) Seqüência de tempestitos observada na área de estudo -----                                                                                | 34     |
| Figura 18. Associação de fácies ABT com fácies Aq e Ay em litotipos essencialmente arenosos (ponto 11, Formação Poti) -----                                                                                              | 36     |
| Figura 19. Tipos de estratificação formadas em areias finas por ação de ondas. (a) Relação entre estruturas e velocidade orbital da onda. (b) Estruturas formadas em função dos fluxos unidirecional e oscilatório ----- | 37     |
| Figura 20. Terminações de camadas tempestíticas com fácies AFb e feições de sobrecarga (ponto 8, Formação Poti) -----                                                                                                    | 38     |
| Figura 21. Campos de estabilidade das diferentes formas de leito em relação à velocidade do fluxo e tamanho dos grãos -----                                                                                              | 41     |
| Figura 22. Ambiente gerador e feições resultantes de desconfinamento de fluxo -----                                                                                                                                      | 43     |
| Figura 23. Camadas com associação ABS em ciclos granocrescentes ascendentes -----                                                                                                                                        | 44     |
| Figura 24. Seções verticais da Formação Poti ao longo da BR-343 -----                                                                                                                                                    | 46     |
| Figura 25. Superfície limite entre as associações de fácies da porção superior da Formação Poti (ponto 2) -----                                                                                                          | 47     |
| Figura 26. Perfil vertical com contato erosivo ondulado entre as associações de fácies ABT e ABS -----                                                                                                                   | 48     |
| Figura 27. Superfícies erosivas com marcas onduladas menores sobrepostas -----                                                                                                                                           | 50     |
| Figura 28. Associação de fácies ABT com laminação convoluta -----                                                                                                                                                        | 51     |

|                                                                                                                                               |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 29. Modelo deposicional proposto para a porção superior da Formação Poti -----                                                         | 53 |
| Figura 30. Localização paleogeográfica da Bacia do Parnaíba no EoCarbonífero -----                                                            | 53 |
| Figura 31. Afloramento da Formação Piauí com sua respectiva seção colunar (ponto 21) -----                                                    | 56 |
| Figura 32. Estratificação cruzada tabular observada nos depósitos fluviais da porção inferior da Formação Piauí (ponto 29) -----              | 58 |
| Figura 33. Direções de paleocorrente obtidas em camadas com fácies At -----                                                                   | 59 |
| Figura 34. Fácies Au e Si observadas na Formação Piauí ao longo do Riacho dos Porcos-----                                                     | 60 |
| Figura 35. Fácies conglomerática (Ci) observada nos depósitos fluviais da Formação Piauí -----                                                | 62 |
| Figura 36. Depósitos de arenitos com laminações cruzadas lenticulares observados nos depósitos fluviais da Formação Piauí -----               | 63 |
| Figura 37. Afloramento da Formação Piauí com respectiva seção vertical (ponto 23).-----                                                       | 65 |
| Figura 38. Relações entre velocidade da corrente, tamanho da partícula, formas de leito e estruturas sedimentares de depósitos fluviais ----- | 66 |
| Figura 39. Modelos morfológicos de rios, proposto por Miall (1977) -----                                                                      | 67 |
| Figura 40. Modelo estratigráfico de canais entrelaçados proposto por Cant & Walker (1976) -----                                               | 69 |
| Figura 41. Variações faciológicas nos depósitos de canais entrelaçados, de acordo com sua localização em relação à nascente do rio -----      | 72 |
| Figura 42. Modelo deposicional proposto para a porção inferior da Formação Piauí -----                                                        | 75 |
| Figura 43. Localização paleogeográfica da Bacia do Parnaíba no NeoCarbonífero -----                                                           | 76 |
| Figura 44. Ciclos úmidos e quentes registrados na flora do NeoCarbonífero -----                                                               | 76 |
| Figura 45. Contatos observados entre as formações Poti e Piauí na região de Floriano-PI -----                                                 | 78 |
| Figura 46. Lineamentos observados na área de estudo a partir de imagem de radar -----                                                         | 80 |
| Figura 47. Lineamentos de extensão regional presentes na Bacia do Parnaíba -----                                                              | 81 |

## TABELAS

|                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1- Sumário das litofácies da porção superior da Formação Poti, região de Floriano-PI -----  | 19 |
| Tabela 2- Sumário das litofácies da porção inferior da Formação Piauí, região de Floriano-PI ----- | 55 |
| Tabela 3- Classificação dos tipos de rios, segundo Miall (1977) -----                              | 67 |

## RESUMO

Na região de Floriano-PI, foram realizados mapeamento e análise faciológica de unidades litológicas pertencentes ao Carbonífero da Bacia do Parnaíba, correspondentes ao topo da Formação Poti e base da Formação Piauí. A revisão cartográfica constou da elaboração de mapa geológico na escala de 1:60000, abrangendo uma área de aproximadamente 352km<sup>2</sup>, que foi de grande auxílio na compreensão da distribuição das litofácies e distinção entre as formações Poti e Piauí. São propostas algumas mudanças na distribuição das unidades litoestratigráficas verificadas neste trabalho em relação às unidades definidas em mapeamentos anteriores, tais como a ampliação de ocorrência da Formação Piauí e redução de ocorrência da Formação Poti. Os contatos observados entre as formações Poti e Piauí ocorrem tanto de forma erosiva, refletindo as características globais de soerguimento da Bacia do Parnaíba no NeoCarbonífero, como por falhamentos normais, com direções NW-SE e NE-SW, atribuídos à reativações de antigas zonas de fraqueza desenvolvidas durante o Cretáceo.

Na Formação Poti foram definidas 8 litofácies agrupadas em duas associações de fácies. A associação de fácies de barras de tempestade (**ABT**) corresponde a porção superior das rochas estudadas, sendo composta por arenitos/folhelhos com laminação cruzada cavalgante por onda, arenitos com laminação quase plano-paralela e arenitos com estratificação cruzada *swaley*. A presença abundante de estratificação cruzada *swaley*, laminação quase-planar, e outras feições em laminações cruzadas atribuídas a fluxos oscilatório e combinado permitem interpretar esta associação como gerada pela ação de ondas de tempestades. A presença de fósseis marinhos na porção inferior da Formação Poti sugere origem marinha para essa associação, provavelmente *shoreface* superior devido a presença de tempestitos amalgamados. A associação de fácies de barras sigmoidais (**ABS**) é composta por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, arenitos com acamamento maciço, arenitos com laminação cruzada cavalgante unidirecional, siltitos laminados e arenito/siltito com laminação cruzada, organizadas em ciclos granocrescentes ascendentes. Estudos comparativos sugerem um processo gerador a partir de desconfinamento de fluxo para essas estruturas, provavelmente, atuando na desembocadura de um delta ou estuário. As associações **ABT** e **ABS** são separadas através de um contato erosivo ondulado mapeado ao longo de 1km de extensão, onde se observam feições deformacionais (acamamentos convolutos, segregação dos arenitos subjacentes gerando pseudo-clastos) atribuídas ao impacto de ondas de tempestades.

Na Formação Piauí foram definidas 4 litofácies organizadas em uma única associação de fácies composta por arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenitos com estratificação cruzada tabular (At), arenitos com laminação cruzada cavalgante unidirecional (Au), siltitos com laminação plano-paralela (Sl) e conglomerado intraformacional (Ci). A abundância de arenitos com estratificações cruzadas acanalada e tabular, intercalações subordinadas de pelitos e conglomerados em perfis com granodecrescência ascendente indicam que esta associação foi gerada por correntes fluviais de alta energia. A presença de conglomerados de fundo de canal na base, predominância de barras arenosas com estratificações cruzadas acanalada e tabular de médio porte e ocorrência restrita dos depósitos pelíticos, sugerem condições de canal entrelaçado raso. As fácies Aa e At são atribuídas a depósitos de barras de canal, enquanto a fácies Ci representa os depósitos de fundo de canal gerados nos períodos de descarga elevada. Os depósitos compostos por camadas intercaladas com espessuras centimétricas a decimétricas das fácies Au e Sl são gerados no fundo dos canais nos períodos de descarga mais baixa. Considerações de caráter regional sugerem que estes depósitos correspondem ao início da instalação de condições de continentalização e desertificação da Bacia do Parnaíba. No NeoCarbonífero essas condições de desertificação ocorreram de modo global, refletindo as mudanças geográficas, topográficas e climáticas propiciadas pelas variações do nível do mar.



## ABSTRACT

This work presents a geological map and the results of facies analysis of the top of Poti Formation and the lower part of Piauí Formation (Carboniferous) in the Floriano region, Parnaíba Basin. The study area covers approximately 352km<sup>2</sup> and the map presented in the scale of 1:60.000 shows the distribution of the lithostratigraphic units something different from earlier mapping results. The observed contacts between Poti and Piauí formations are both erosive (vertical) or controlled by normal faults (lateral). The erosive contact is related to uplift of the Parnaíba Basin during the Late Carboniferous time. The faults, with NW-SE and NE-SW directions, are Cretaceous in age but follow Precambrian zones of weakness.

The upper part of the Poti Formation consists of eight lithofacies, which were grouped into two facies associations interpreted as storm bars and sigmoidal bars. The first one is composed of sandstones/mudstones with climbing wave-ripple lamination, quasi-planar lamination, and swaley cross stratification. These features indicate oscillatory and combined flows, generated by storm waves. The presence of marine fossils in the lower part of the Poti Formation and amalgamated bars suggest a transitional setting for these associations, probably developed in an upper shoreface environment. The association characterized by sigmoidal bars is composed of sandstones with sigmoidal cross stratification, massive bedding, climbing ripple lamination, and cross lamination as well as siltstones, organized in coarsening upward cycles. Comparative studies suggest that these structures were produced by unconfined flows, probably acting in the outlet of a delta or estuary. The two associations are separated by a gently undulated unconformity that was mapped along 1km of extension. Directly underlying this contact deformational features were observed in sandstones such as convolute bedding and pseudo-clasts attributed to the impact of storm waves.

The upper part of the Piauí Formation consists of four lithofacies, which characterize one facies association. The lithofacies are composed of sandstones with trough cross stratification (Aa), planar cross stratification (At), climbing ripple lamination (Au), siltstone with parallel lamination (Sl) and conglomerate with horizontal bedding (Ci). Both the abundant sandstone with trough and planar cross stratification and the subordinate siltstones and conglomerates in thinning upward profiles allow to interpret this association as generated by high energy currents of a shallow braided river. Facies Aa and At were attributed to channel bar deposits while the facies Ci represents channel bottom deposits. Facies Au and Sl were deposited in the troughs of the

larger bedforms during the falling stage of the river. Regional observations of these deposits suggest that they correspond to the beginning of the installation of desert conditions in the Parnaíba Basin. During the Late Carboniferous time desert conditions spread out in a global way, reflecting the topographic and climatic changes controlled by the building up of the Pangeae Supercontinent and sea levels changes.

## 1- INTRODUÇÃO

Na Bacia do Parnaíba as sedimentações do Carbonífero Inferior e Superior são representadas pelas formações Poti e Piauí, respectivamente. Estas formações pertencem, cada uma, a um ciclo transgressivo-regressivo de preenchimento desta bacia. A Formação Poti representa o topo do Grupo Canindé, sendo composta predominantemente por rochas siliciclásticas arenosas com intercalações subordinadas de siltitos (Lima & Leite 1978, Santos *et al.* 1984). A Formação Piauí assinala a base do Grupo Balsas e consiste de uma sucessão essencialmente arenosa com intercalações de siltitos e folhelhos, com calcário e sílex no topo, depositados em ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas (Lima & Leite 1978, Santos *et al.* 1984). O limite entre essas duas unidades é marcado por grande hiato deposicional, que representa um limite de megassequências, atribuído a movimentações tectônicas precursoras, decorrentes da agregação do Supercontinente Pangéia (Góes & Feijó 1994).

O objetivo principal deste trabalho consistiu na construção de um modelo paleoambiental para as formações Poti e Piauí a partir de conceitos de análise faciológica, visando contribuir ao melhor entendimento da evolução paleoambiental destas formações. Porém, devido a grande similaridade litológica entre essas duas unidades (Lima & Leite 1978, Cunha & Carneiro 1979 e Alencar *et al.* 1995), aliada a ausência de trabalhos de mapeamento de detalhe na região, foi necessário desenvolver uma revisão cartográfica da área de estudo, com confecção de mapa geológico na escala de 1:60.000, que auxiliou na compreensão da distribuição das litofácies e conseqüente distinção entre as formações Poti e Piauí. Estudos faciológicos detalhados das formações Poti e Piauí forneceram subsídios para discussões sobre parâmetros internos e externos que influenciaram os padrões de sedimentação, tais como os processos de geração das fácies e o ambiente de sedimentação a eles relacionados, particularmente variações climáticas ocorridas durante esse intervalo geológico.

A área de estudo localiza-se no centro-oeste do estado do Piauí a 245km a sul da cidade de Teresina e 11km a leste da cidade de Floriano, próximo a divisa com o estado do Maranhão. Abrange uma área de aproximadamente 352km<sup>2</sup> entre os paralelos 6°34'55"S e 6°47'56"S e meridianos 42°49'13"W e 42°56'51"W (Folha SB. 23-Z-B-V), tendo como principal via de acesso a rodovia BR-343, que corta a área na direção nordeste, além de estradas secundárias de picarra que dão acesso às fazendas e morros da área (Figura 1). Nesta região foram descritas e

interpretadas 11 litofácies, encontradas em excelentes exposições geológicas, pertencentes ao topo da Formação Poti e base da Formação Piauí.

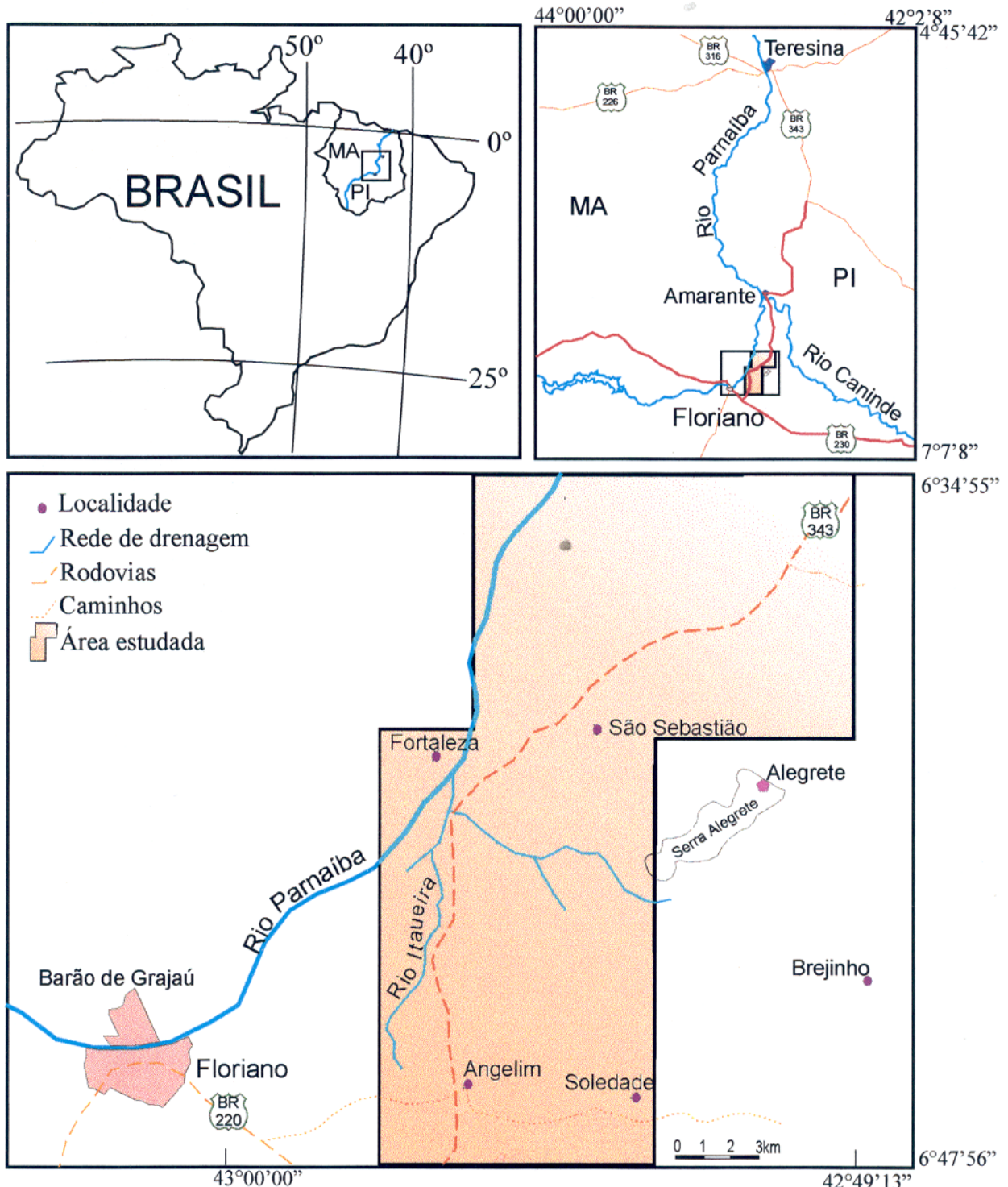


Figura 1- Mapa de localização e acesso à área de estudo (base cartográfica: Mapa planialtimétrico Folha SB.23- Z-B-V Nazaré do Piauí. Esc.1:100.000 ).

## 2- MÉTODOS E TÉCNICAS

Para alcançar os objetivos aqui propostos foram utilizadas dois métodos, um referente à reconstrução paleoambiental através de estudos faciológicos e outro referente ao mapeamento geológico.

A análise faciológica foi realizada segundo conceitos de Tucker (1982), Walker (1992) e Reading & Levell (1996). De acordo com esses autores, uma fácies é definida como uma camada com atributos sedimentares particulares em relação às suas características litológicas, mineralógicas, texturais, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, coloração, geometria, padrão de paleocorrente, etc., e pode ser produzida por um ou mais processos operantes no ambiente deposicional e ainda ser modificada por processos pós-deposicionais. As fácies podem ser agrupadas em associações de fácies, desde que sejam cogenéticas e contemporâneas, e podem ocorrer em sucessões de fácies específicas, onde uma ou mais de suas características mudam progressiva e verticalmente em uma seção estratigráfica, devido a mudanças em alguma de suas feições características. Comumente as sucessões de fácies são limitadas por descontinuidades com superfícies erosivas ou não deposicionais. As fácies combinadas em associações e sucessões de fácies, de uma unidade estrutural estudada, são comparadas com exemplos antigos e modernos, gerando modelos de fácies e, através da caracterização desses modelos, pode-se definir o provável ambiente deposicional dessa unidade.

A descrição, individualização e distribuição em área das fácies foram auxiliadas por seções geológicas colunares e panorâmicas detalhadas. Estas últimas foram obtidas a partir de fotomosaicos dos afloramentos, segundo técnica recomendada por Wizevic (1991). Tais técnicas auxiliam na visualização e compreensão das feições geométricas dos litossomas, importante dado para a análise faciológica. Para isso é necessária a obtenção de fotos com máximo de resolução e o mínimo de distorção na geometria das feições, sendo necessária a confecção de fotos com sobreposição para diminuir a distorção. O produto final é uma figura composta de várias fotografias (seção panorâmica) onde um afloramento extenso pode ser melhor representado.

A nomenclatura das litofácies seguiu, preferencialmente, sugestões de Miall (1977) onde as letras maiúsculas representam os litotipos e as letras minúsculas as estruturas sedimentares das fácies. Em algumas fácies, para evitar repetições de nomes de litofácies ou onde ocorre mais de uma estrutura sedimentar, esta regra não foi seguida, com a letra minúscula significando o processo de geração da fácies. As descrições em termos de porte das estratificações cruzadas

foram realizadas de acordo com conceitos de McKee & Weir (1953) em que corpos com espessuras menores que 0,3m são classificados como de pequeno porte, corpos com dimensões de 0,3 a 3m de espessura são denominados de médio porte e maiores que 3m de espessura são classificados como de grande porte.

As medidas de paleocorrente foram rotacionadas e representadas em diagramas de roseta, utilizando-se o *software* ROSE (Imagemark Software 1993), a fim de se verificar seus rumos predominantes.

Para a confecção do mapa geológico foi utilizado mapa planialtimétrico, Folha Nazaré do Piauí (DSG 1972) e realizada análise fotointerpretativa, segundo o método Lógico e Sistemático de análise e interpretação de fotografias aéreas de Soares e Fiori (1976), utilizando-se fotografias aéreas na escala de 1:60.000. A partir desta análise foram confeccionados mapa de drenagem e de linhas de ruptura (positivas e negativas), onde foram destacados também os lineamentos de drenagem e relevo, respectivamente. A integração destes mapas forneceu subsídios para a confecção do mapa geológico, onde foram representadas as informações coletadas em campo referentes às unidades litológicas e feições estruturais encontradas. No mapa geológico foram incorporados apenas os lineamentos que possuem importância na compartimentação das unidades litológicas aqui estudadas, de acordo com as interpretações realizadas. Para a confecção dos perfis geológicos, utilizou-se a altimetria dos vários referenciais de nível (RN) existentes ao longo da BR-343 (DSG 1972) e as definidas pelo altímetro em cada ponto estudado. Os referenciais de nível auxiliaram no ajuste e calibração do altímetro barométrico Thommen, com precisão de até 10m. As leituras obtidas com o altímetro foram corrigidas com base em variação diária de pressão atmosférica e executando-se duas leituras, uma em ponto fixo executada com intervalo de 1h e outra leitura no ponto estudado. Foi realizada também análise visual de imagem de radar da folha SB-23Z-B na escala de 1:250.000 (DNPM 1972), para obtenção de dados estruturais. Este método não se mostrou de grande utilidade na separação das unidades litológicas devido a falta de contraste litológico e textural entre as formações Poti e Piauí.

### 3- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Na área de estudo afloram rochas pertencentes a duas bacias sedimentares: Bacia do Parnaíba e Bacia das Alpercatas (Figura 2). Como o escopo deste trabalho resume-se às rochas da Bacia do Parnaíba, daremos destaque apenas a esta bacia.

#### 3.1- BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia Sedimentar do Parnaíba está localizada na região norte-nordeste do Brasil (Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil), englobando parte dos estados do Piauí e Maranhão, e restritamente os estados do Ceará e Tocantins. Possui 400.000km<sup>2</sup> de extensão com uma coluna sedimentar com 3.000m de espessura máxima, sendo constituída por rochas geradas em três grandes ciclos transgressivos-regressivos, representados pelos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas que registram a sedimentação desde o Siluriano até o Triássico (Góes 1995; Figura 3).

O Grupo Serra Grande é constituído pelas formações Ipú, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipú, denominada anteriormente de Membro Mirador por Carozzi *et al.* (1975), é composta de arenitos, siltitos e folhelhos afossilíferos de origem fluvial e diamictitos de origem glacial, com idade ordo-siluriana (Caputo 1984). A Formação Tianguá contém folhelhos, siltitos e arenitos micáceos de ambiente nerítico (Góes & Feijó 1994). Segundo Daemon (1976), esta formação possui registro fossilífero rico em microfósseis marinhos com predominância de quitinozoários, acritarcas e algas além de *Tasmanites sp.*, que sugerem um ambiente redutor de baixa salinidade e idade siluriana (Landoveriano). Segundo Góes & Feijó (1994), a Formação Jaicós é constituída por arenitos médios a grossos e pelitos subordinados, depositados em sistemas fluviais entrelaçados durante o Siluriano (Ludloviano). Apresenta microfósseis de quitinozoários e acritarcas que registram o início da transgressão marinha nas bacias intra-cratônicas do Brasil (Daemon 1976).

O Grupo Canindé é constituído pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. A Formação Itaim é composta por arenitos finos esbranquiçados e folhelhos cinzas, depositados em sistemas deltaico e plataformar, com ação de correntes de marés e tempestades, no Mesodevoniano (Góes & Feijó 1994). A Formação Pimenteiras é composta por folhelhos cinzas depositados em ambiente nerítico plataformar com corpos arenosos depositados durante eventos de tempestade (Della Fávera 1990), ricos em fósseis marinhos com idade meso-





Figura 2- Bacias Sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte (compilado de Góes 1995).

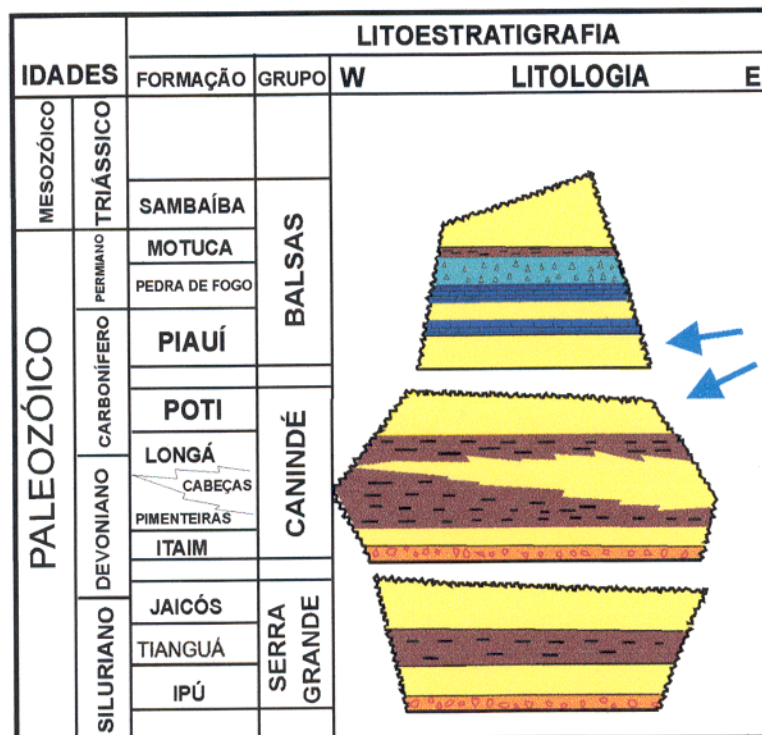


Figura 3- Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Setas indicam as unidades estudadas neste trabalho (compilado de Góes *et al* 1997).



neodevoniana (Daemon 1976). A Formação Cabeças contém arenitos finos a médios, bem selecionados e diamictitos, depositados em ambiente nerítico plataformar com correntes induzidas por processos de marés, gerando depósitos de ondas de areia (Della Fávera 1980) e tilitos glaciais (Caputo 1984), com idade meso-neodevoniana (Aguilar 1971). A Formação Longá contém folhelhos e silitos cinza, arenitos finos, argilosos, brancos, de ambiente nerítico plataformar com ocorrência de tempestades (Della Fávera 1980). Segundo Daemon (1976), a presença de macro e microfósseis indica uma rápida e incipiente transgressão durante o Neodevoniano (Fameniano). A Formação Poti é constituída por arenitos cinza-esbranquiçados com folhelhos e silitos subordinados depositados durante o Eocarbonífero. Esta unidade é melhor discutida no item 3.2.1.

O Grupo Balsas é constituído pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A Formação Piauí contém arenitos cinza-esbranquiçados, de granulação fina a média, eventualmente conglomeráticos, folhelhos vermelhos e calcários, de idade neocarbonífera (Góes & Feijó 1994). Estas rochas são consideradas como depositadas em ambiente fluvial, com contribuição eólica e incursões marinhas (Andrade & Daemon 1974). Esta unidade é melhor discutida no item 3.2.2. A Formação Pedra de Fogo é composta por calcários oolíticos, eventualmente estromatolíticos, intercalados com arenitos amarelados de granulação fina a média, folhelhos cinzas, anidritas e grandes troncos fósseis de *Psaronius* petrificados, além de sílex em abundância resultante da substituição de sílica em leitos evaporíticos (Della Fávera 1980). É interpretada como sendo depositada em ambiente nerítico raso a litorâneo, durante o Eopermiano (Góes & Feijó 1994). A Formação Motuca contém silitos avermelhados a amarronzados, arenitos brancos finos a médios, anidritas brancas e raros calcários (Góes & Feijó 1994), depositados em campos de dunas eólicas e lagos do deserto com idade neopermiana (Della Fávera 1980). A Formação Sambaíba é composta por arenitos róseos e amarelados, de granulação fina a média, bem selecionados (Góes & Feijó 1994), interpretados como depósitos de dunas eólicas. Sua idade mesoneotriássica é inferida pelas datações radiométricas realizadas nos derrames jurássicos da Formação Mosquito (Caldasso & Hama 1978).

### 3.2- ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS DAS UNIDADES ESTUDADAS

As formações estudadas aqui mais detalhadamente pertencem, cada uma, a um ciclo transgressivo-regressivo ou a parte de seqüências deposicionais de segunda ordem da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó 1994). A Formação Poti representa o topo do Grupo Canindé, onde prevalecem condições marinhas a transicionais em clima temperado, já a Formação Piauí representa a base do Grupo Balsas onde prevalecem condições continentais de deposição em clima mais quente.

#### 3.2.1- Formação Poti

A Formação Poti compreende as rochas siliciclásticas, com espessura máxima de 300m, que depositaram-se sobre os folhelhos da Formação Longá e são sotopostas pelos arenitos da Formação Piauí. Segundo Lima & Leite (1978), a Formação Poti ocorre nas regiões leste, sudeste, sul, sudoeste e oeste, acompanhando, aproximadamente, o contorno atual das faixas de afloramentos das rochas pertencentes à Bacia do Parnaíba (Figura 4).

O nome Poti foi primeiramente proposto por Lisboa (1914), para descrever camadas de arenitos que afloram no vale do Rio Poti. Paiva & Miranda (1937) denominaram de Formação Poti as camadas atravessadas a partir de 219m de profundidade pela sondagem 125 do Serviço Geológico e Mineralógico, em Teresina (PI). Campbell (1949) ampliou a definição de Formação Poti para todo o intervalo de 334 a 42,4m de profundidade. Mesner & Wooldridge (1964) subdividiram-na em dois membros: Inferior, composto por arenitos conglomeráticos com raras intercalações de folhelhos micáceos e Superior, contendo arenitos cinza claros com intercalações de folhelhos micáceos com restos vegetais e finos leitos de carvão, presentes somente na borda leste da bacia (Aguiar 1971). Na região sul e sudeste os arenitos da porção superior são róseos com intercalações de siltitos argilosos, ao sul desenvolvem-se níveis conglomeráticos com seixos de quartzo (Santos *et al.* 1984 ). Segundo Lima & Leite (1978), ocorrem níveis de conglomerado também na porção oeste da bacia, com seixos e blocos de siltitos e arenitos com até 30cm de diâmetro, além disso, nas porções sul e sudeste, o Membro Superior tem pouca representatividade.

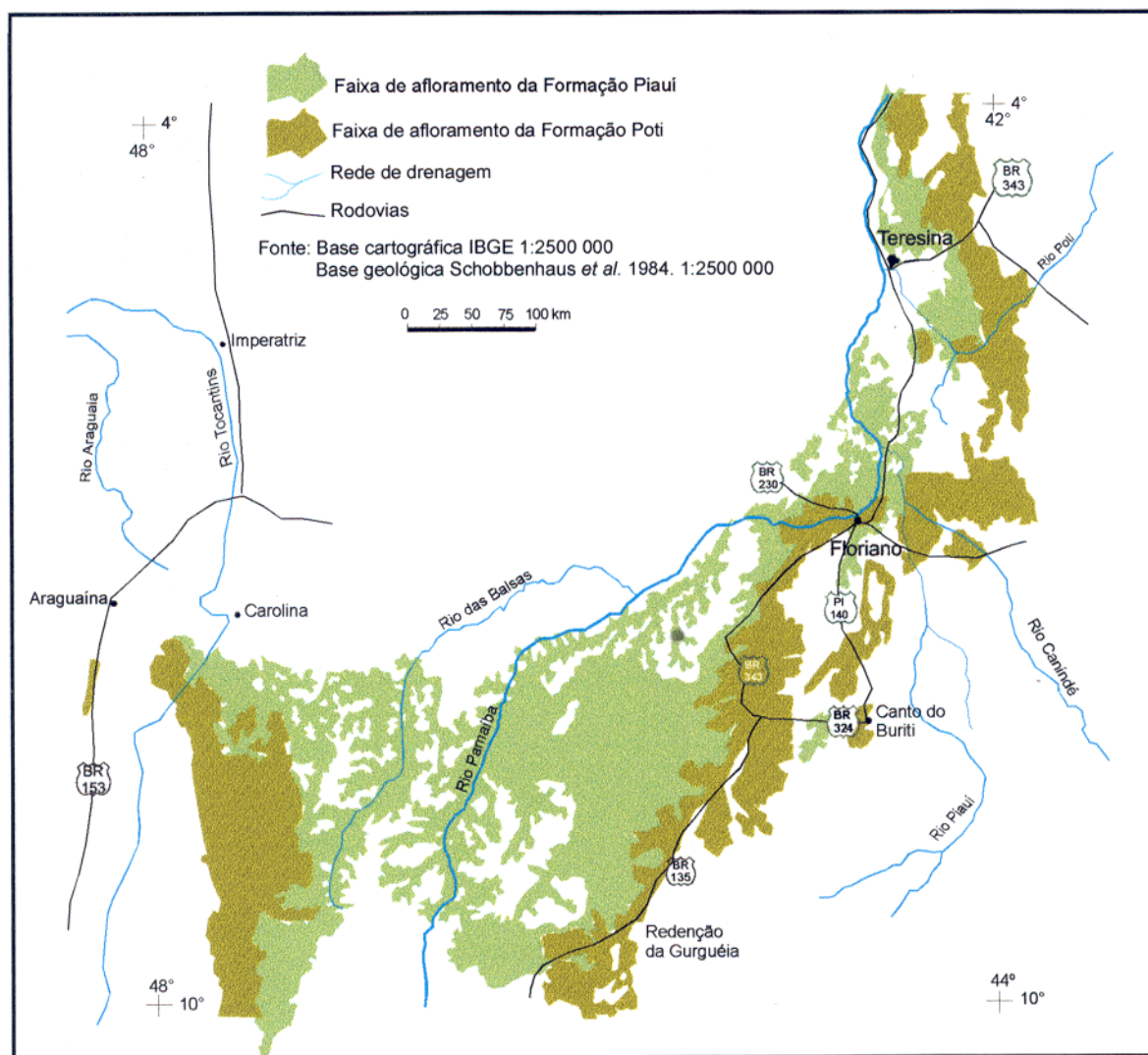


Figura 4- Faixa de afloramento das formações Poti e Piauí ( modificado de Góes 1995).

A porção inferior da Formação Poti apresenta relevo plano a suavemente ondulado, formando, por vezes, platôs elevados, com drenagem pouco acentuada com controle estrutural. A porção superior, entretanto, apresenta relevo mais dissecado com morros abaulados e drenagem semi-dendrítica (Lima & Leite 1978).

De acordo com Mesner & Wooldridge (1964), a sedimentação da Formação Poti ocorreu em clima úmido e temperado e iniciou-se com camadas marinhas seguidas por depósitos deltaicos e continentais. Para Lima & Leite (1978), as estruturas sedimentares da Formação Poti indicam algumas porções com ambiente inicialmente litorâneo de águas rasas e outras porções com origem continental-fluvial, compondo uma sucessão regressiva. Segundo Caputo (1984), a presença de arenitos maciços com seixos dispersos e clastos caídos (*rafted stone*), estruturas deformacionais como diques e veios de areia e topografia ruiniforme indicam condições periglaciais durante a deposição da Formação Poti. Góes *et al.* (1997), através de análise faciológica dos dados de superfície, observaram que a Formação Poti é constituída por depósitos costeiros retrabalhados por ondas normais e de tempestade e, subordinadamente, por correntes de maré. Análises de subsuperfície revelaram deposição em ambiente deltaico que evoluiu, em parte, para estuário (Góes 1995). Segundo Della Fávera (1980), ocorrem depósitos dominados por marés, onde os elementos mais importantes são o estuário e as “barras de maré” submersas.

O contato inferior da Formação Poti com a Formação Longá é concordante, por vezes gradacional, com os arenitos basais da Formação Poti passando para folhelhos, siltitos e arenitos intercalados da Formação Longá. Seu contato superior com a Formação Piauí é geralmente discordante e erosivo com angularidade de 3° a 5° (Lima & Leite 1978).

Segundo Mesner & Wooldridge (1964), a parte inferior da Formação Poti contém fauna marinha com *Edmondia*, *Nucula* e *LINGULIDISCINA*. Sua porção superior contém flora de idade carbonífera inferior, incluindo *sphenopteridae* que indicam que a formação inteira é de idade eocarbonífera (*Dolianiti*<sup>1</sup>, citado por Brito 1979). A flora observada na Formação Poti, composta de esfenófitas (*calamitaceas*), licófitas, pteridospermas e progymnospermas, indica idade eocarbonífera e clima temperado para estas rochas (Ianuzzi 1994).

---

<sup>1</sup> DOLIANITI, E. 1954. A flora do Carbonífero Inferior de Teresina, Piauí. *Bol. n. 148*, DNPM. Rio de Janeiro, 56p.

### 3.2.2- Formação Piauí

A Formação Piauí compreende as rochas que cobrem os arenitos e siltitos da Formação Poti e são encobertos pelo sílex basal da Formação Pedra de Fogo. Está exposta com espessuras que variam de 220m, na porção oeste da bacia, a 50m, na porção leste, segundo faixas aproximadamente norte-sul estreitando-se para norte (Figura 4).

O nome Piauí foi originalmente usado por Small (1914) que definiu como Série Piauí toda a seção paleozóica da Bacia do Parnaíba, entretanto, Duarte<sup>2</sup> citado em Caputo (1984) e Oliveira & Leonardos (1943) restringiram o nome Piauí às camadas de idade pensilvaniana. Lima & Leite (1978) adotaram como limites da Formação Piauí os arenitos e siltitos da Formação Poti, na base, e o sílex basal da Formação Pedra de Fogo, no topo. Mesner & Wooldridge (1964) dividiram-na em dois membros inferior e superior. A seção inferior é representada por arenitos avermelhados, finos a grossos, argilosos, feldspáticos com grãos subangulosos e foscas. Ocasionalmente ocorrem intercalações de siltitos vermelhos, argilosos com até 2m de espessura. A seção superior é constituída por arenitos avermelhados, finos a médios, regularmente selecionados e grãos subarredondados a esféricos, foscas e, localmente, com níveis de sílex no topo.

De sudeste para noroeste aumenta a espessura dos folhelhos e sílex, enquanto a espessura dos arenitos diminui (Aguiar 1971). Na borda oeste da bacia a seção inferior inicia-se com arenitos vermelhos, finos a grossos com estratificações cruzadas de grande porte com raros siltitos intercalados (Lima & Leite 1978). Na borda leste da bacia a Formação Piauí inicia-se com um conglomerado basal contendo seixos e calhaus de quartzo de até 30cm de diâmetro com fragmentos de arenito em matriz arenosa e cimento argiloso (Lima & Leite 1978). Nesta região, os estudos de Lima Filho (1998) indicam a predominância de paleocorrentes para SW e NW e paleoventos para NW. Observam-se superfícies de rochas com aspecto ruiforme (disjunção poligonal), erosivo, com formas exagonais e pentagonais (Lima & Leite 1978). Seu ambiente deposicional é interpretado como fluvial com contribuição eólica sob condições semi-áridas, ocasionalmente desérticas para a parte inferior (Mesner & Wooldridge 1964). Na porção superior ocorrem registros de condições desérticas com breves incursões marinhas. Os estudos faciológicos realizados na parte inferior desta formação, por Góes (1995) e Góes *et al.* (1997),

---

<sup>2</sup> DUARTE, A, 1936. Fósseis da Sondagem de Teresina, estado do Piauí, Brazil, Serviço Geológico e Mineralógico. Notas Preliminares e estudos, Rio de Janeiro. n° 2, p. 1-3.

revelaram a presença de depósitos de dunas eólicas, de leques aluviais e de *wadis*, caracterizando um sistema desértico.

Seu contato inferior é discordante erosivo com a Formação Poti e seu contato superior é concordante com a Formação Pedra de Fogo (Brito 1981). Apresenta ainda contato superior discordante com as formações mesozóicas (Santos *et al.* 1984), sendo que na região de Floriano este contato faz-se com a Formação Pastos Bons através de superfície ondulada (Lima & Leite 1978).

A fauna marinha de gastrópodes, productíneos e crinóides, encontrada em um calcário delgado no membro superior da Formação Piauí denominado, localmente, de Calcário Mocambo (Santos *et al.* 1984), estabeleceu idade pensilvaniana para esta formação (Mesner & Wooldridge 1964). Segundo Campanha & Rocha Campos (1976), sua assembléia microfaunística, observada em calcários, é constituída por foraminíferos e conodontes que indicam condições marinhas de águas quentes e rasas.

#### 4- CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA

Através da análise do mapa geológico proposto (Figura 5, Anexo A), pode-se verificar que na área investigada afloram, predominantemente, as rochas correspondentes ao topo da Formação Poti e base da Formação Piauí (Bacia do Parnaíba) e, subordinadamente, as rochas eocretáceas das formações Pastos Bons e Sardinha (Bacia das Alpercatas).

As rochas eocarboníferas da Formação Poti são compostas por uma sucessão predominantemente arenosa com siltitos e folhelhos subordinados, correspondente a parte superior desta formação. Ocorre predominantemente em afloramentos de pequena espessura, média de 7m, ao longo da BR-343 e, mais raramente, nas drenagens à sul da área de estudo. Sua espessura total aflorante é de 17m. São observados contatos superior erosivos com as formações Piauí e Pastos Bons.

As rochas neocarboníferas da Formação Piauí são compostas, predominantemente, por arenitos com siltitos subordinados, que representam a porção basal desta formação. Sua espessura total aflorante é de 25m. Seus afloramentos ao longo da BR-343 apresentam espessura média de 5m. As melhores exposições desta unidade estão presentes ao longo do Riacho dos Porcos e morros próximos, com espessuras médias de 15m e grande continuidade lateral. Aspectos ruiformes descritos por Lima & Leite (1978) são, comumente, observados nestes afloramentos.

As rochas juro-cretáceas sedimentares da Formação Pastos Bons afloram no centro-leste e sul da área, sendo compostas por folhelhos com intercalações subordinadas de arenitos. Rochas eocretáceas ígneas da Formação Sardinha estão representadas por soleiras de diabásio bastante alteradas, apresentando feições de esfoliação esferoidal e diques de pequena espessura. Efeitos termais gerados por essas intrusões são observados nas rochas adjacentes, que apresentam alterações mineralógicas e obliteração de suas estruturas primárias.

##### 4.1- ASPECTOS LITOFACIOLÓGICOS

Nos estudos litofaciológicos, realizados nas formações Poti e Piauí, foram definidas ao todo 11 fácies, sendo que 8 compõem as rochas que definem o topo da Formação Poti e 5 compõem as rochas que definem a base da Formação Piauí. As fácies **Au** e **Sl** ocorrem em ambas as formações, sendo descritas em cada uma destas com pequenas diferenças no que diz respeito ao modo de ocorrência e espessuras de suas camadas.



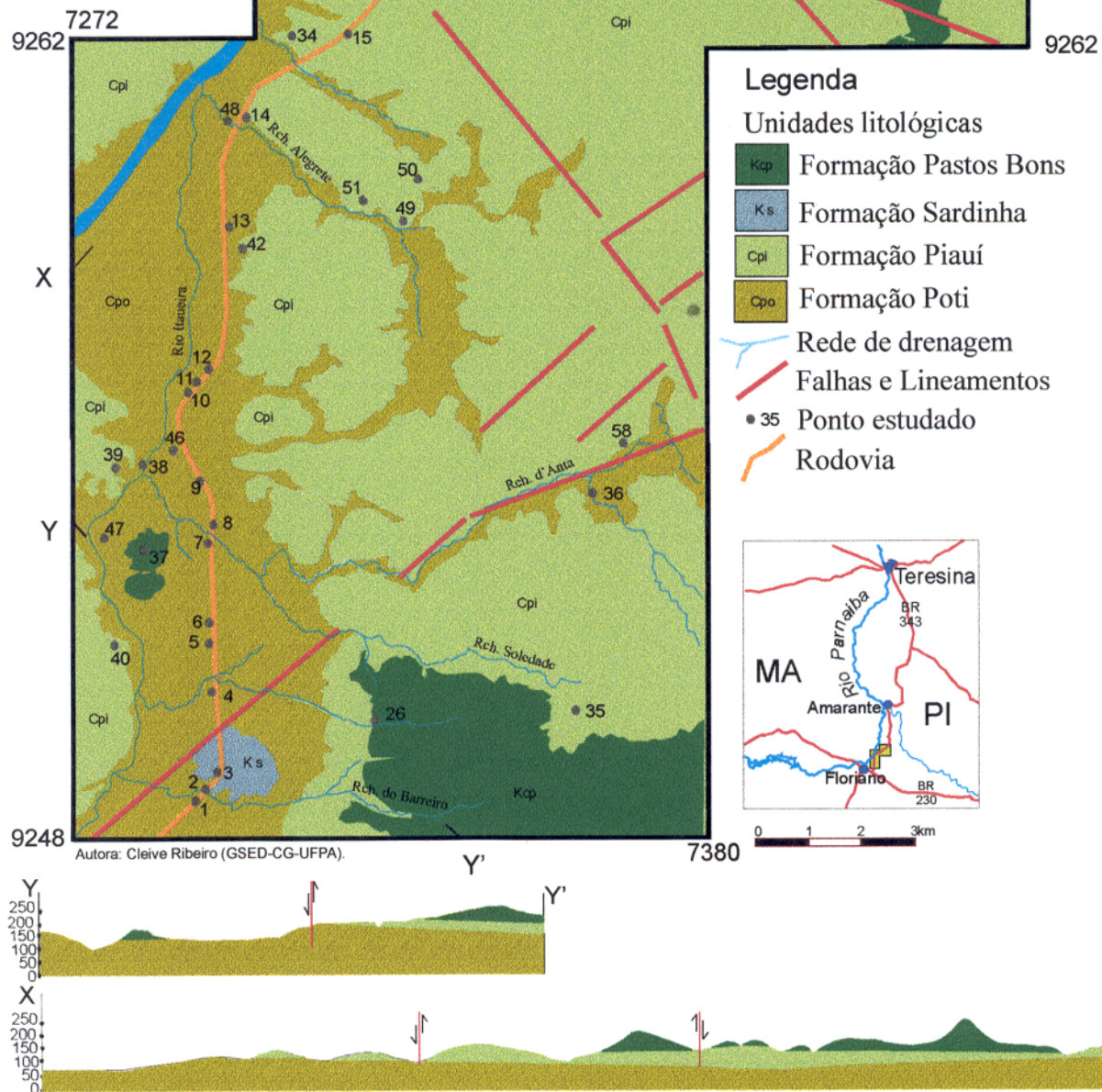


Figura 5 - Mapa e perfis geológicos propostos para a região de Floriano-PI com localização dos afloramentos estudados. Movimentações nos perfis inferidas a partir de observações de campo.



#### 4.1.1- Formação Poti

##### 4.1.1.1- Descrição das litofácies

A Formação Poti é representada, na região estudada, principalmente por camadas essencialmente arenosas e, subordinadamente, por arenitos finos e siltitos com estruturas em camadas heterolíticas. Ocorre em corpos tabulares de grande continuidade lateral, com espessuras bastante variáveis, tanto lateral quanto verticalmente. O sumário das principais características e processos geradores das litofácies presentes é apresentado na Tabela 1.

Tabela 1- Sumário das litofácies da Formação Poti superior observadas na região de Floriano-PI.

| Litofácies                                                               | Principais feições sedimentares                                                                                                                                                                                      | Processo sedimentar                                                                                                                                   |
|--------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Arenitos/folhelhos com laminação cruzada cavalgante por onda (AFb)       | Laminação interna truncante, localmente mergulhos opostos, bases erosivas, formas côncavo-convexas ou “micro-hummockies”                                                                                             | Agradação e migração de formas de leito onduladas de pequeno porte, sob ação de fluxo combinado e/ou oscilatório                                      |
| Arenitos maciços (Am)                                                    | Barras com grande continuidade lateral e bases planas                                                                                                                                                                | Rápida sedimentação com fluidização                                                                                                                   |
| Arenitos com laminação quase plano-paralela (Aq)                         | Arenitos com microgradações, lâminas com truncamentos de baixo grau e laminação plano-paralela e quase plano-paralela, limites de <i>sets</i> ondulantes, localmente gradando para laminação cruzada de baixo ângulo | Regime de fluxo superior sob ação de fluxo combinado e/ou oscilatório                                                                                 |
| Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)                       | Camadas com <i>foresets</i> sigmoidais formando <i>sets</i> com geometria externa sigmoidais                                                                                                                         | Migração de formas de leito de pequeno e médio porte, transição entre regime de fluxo inferior e superior, sob condições de alta taxa de sedimentação |
| Arenito/siltito com laminação cruzada e plano-paralela (ASc)             | Siltitos e arenitos finos intercalados em camadas com granocrescência ascendente e <i>coarsening-up</i> em laminação cruzada gradando para plano-paralela                                                            | Variação de energia com desaceleração do fluxo, migração e agradação de formas de leito onduladas de pequeno porte                                    |
| Arenito com laminação cruzada cavalgante por corrente unidirecional (Au) | Topos aproximadamente planos, ausência dos flancos a montante da marca ondulada                                                                                                                                      | Agradação e migração de formas de leito onduladas de pequeno porte, sob condições de corrente unidirecional                                           |
| Arenitos com estratificação cruzada <i>swaley</i> (Ay)                   | Concavidades ( <i>scours</i> ) amplas e rasas, lâminas de preenchimento concordantes, em <i>onlap</i> com a base ou côncavo-convexas, predominam os tipos sinformes assimétricos                                     | Migração e agradação de formas de leito de médio e grande porte sob condições de fluxo combinado                                                      |
| Siltitos laminados (SI)                                                  | Micáceo, pacotes com grande continuidade lateral, laminação plano-paralela                                                                                                                                           | Deposição por suspensão                                                                                                                               |

#### 4.1.1.1.1- Arenitos/Folhelhos com laminação cruzada cavalgante por onda (AFb)

Esta litofácies é de natureza heterolítica, composta por intercalações de arenitos muito finos, siltitos e argilitos em camadas microgradadas (Figura 6), de cor amarela e roxa, com predominância dos litotipos arenosos. Nos arenitos ocorrem várias estruturas definidas por De Raaf *et al.* (1977) como indicativas de processos de onda (Figura 7), que variam bruscamente entre si. É freqüente a presença de laminações cruzada cavalgante e truncadas por ondas com arranjos internos em *bundled upbuilding*, lâminas com mergulhos opostos, *pinch and swell*, truncamentos de lâminas em *chevron*, etc. Estas estruturas gradam lateral e verticalmente para laminação quase plano-paralela. A base das estruturas é geralmente erosiva com formas côncavas, truncando as estruturas subjacentes com ângulos baixos (em torno de 1 a 3°). As lâminas basais acompanham as superfícies limitantes inferior e superior, que chegam a formar lâminas onduladas contínuas lateralmente. Muitas vezes, os arenitos com laminação truncada por onda apresentam variações para *sets* com lâminas côncavo-convexas, que se truncam lateralmente com ângulos médios de 8°, semelhantes a *micro-hummockies*. A espessura dos *sets* varia lateralmente, devido a erosão pelas camadas superiores, possuindo em média espessuras de 16cm. A amplitude das laminações cruzadas é de cerca de 1,5cm com comprimentos de onda médios de 11cm. As laminações cruzadas cavalgantes podem ser classificadas como os tipos B e C de Jopling & Walker (1968), caracterizadas pela preservação dos *stoss sides*, lâminas de pelitos nos *stoss sides* e *lee sides* das estruturas e continuidade lateral das ondulações (Figura 8). Os litotipos pelíticos ocorrem em proporções variadas em relação aos mais arenosos, desde delgados recobrimentos até camadas de 90cm de espessura. As lâminas delgadas de pelito são mais abundantes nas calhas das estruturas, contudo ocorrem também acompanhando a superfície ondulada arenosa, desenvolvendo estruturas *drape* e, quando mais espessas, *wavy* (Figura 7). Quando há predomínio de pelitos, as camadas arenosas intercaladas ocorrem com espessuras bastante variáveis milimétricas a centimétricas, com formas lenticulares ou contínuas lateralmente, formando padrão *pinch and swell* (Figura 9), ou mais delgadas e contínuas lateralmente semelhantes à *laminated sand-streaked mud* de De Raaf (1977).



Figura 6 - Camadas microgradadas da fácies AFb (associação ABT) com interlaminções regulares de pelitos (mais escuro). Notar truncamento das camadas em superfície ondulada (seta 1) e pequenas marcas de sobrecarga (seta 2) nas lâminas pelíticas (ponto 5-BR 343, Formação Poti).



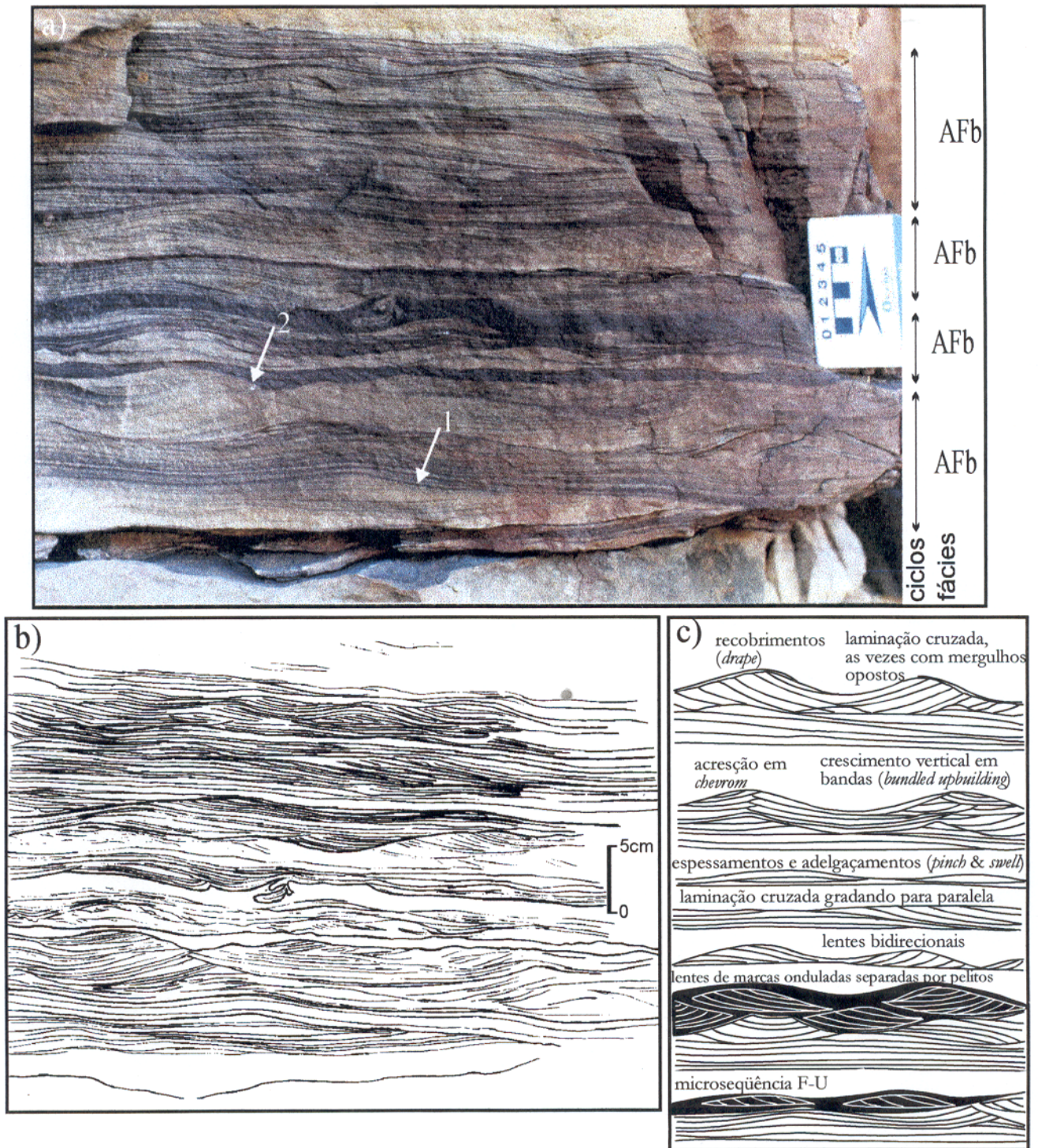


Figura 7- a) Fácies heterolíticas geradas por ondas na associação **ABT**. Observa-se, pelo menos, 4 ciclos de tempestade com estruturas de pequeno porte geradas por ondas e limitadas por camadas pelíticas. Ciclos contêm fácies com pequena superfície de truncamento (seta 1), truncamentos em *bundled upbuilding* (seta 2), laminação cruzada cavalgante e lâminas individuais acompanhando a superfície ondulada (*drape*). Notar feições de sobrecarga dentro das lâminas pelíticas. b) Desenho de a) (ponto 7-BR 343, Formação Poti). c) Estruturas diagnósticas da ação de ondas (segundo de Raaf *et al.* 1977). Notar a semelhança entre estas estruturas e aquelas desenhadas na figura b.



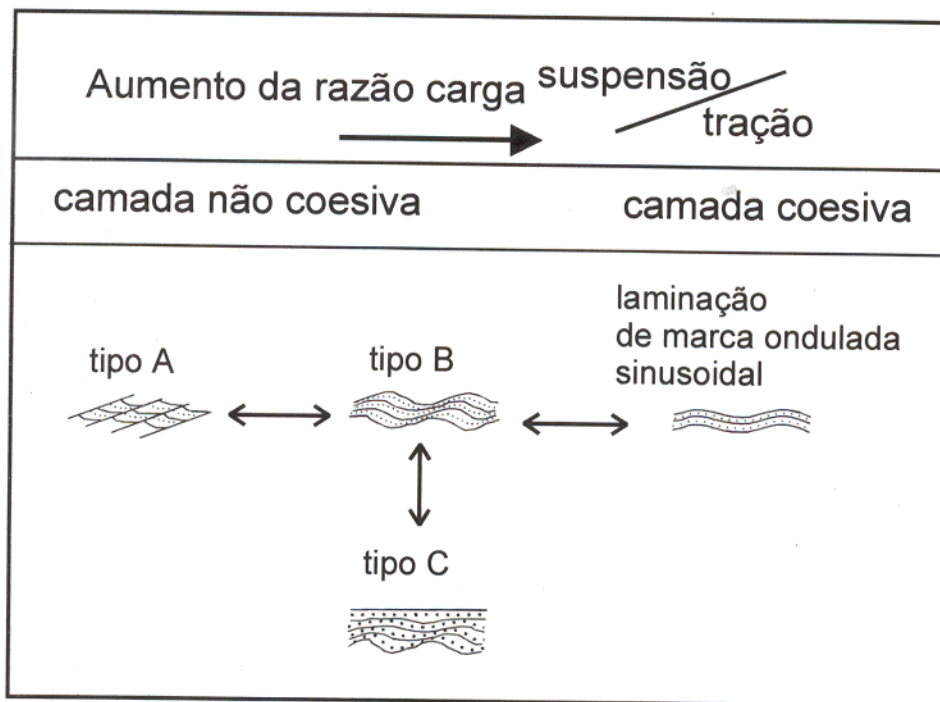


Figura 8- Classificação de Jopling & Walker (1968) para laminação cruzada, baseada na razão carga de suspensão-tração.



Figura 9- Camadas com litofácies **AFb** com predomínio de folhelhos e, subordinadamente, arenitos com lâminas em padrão *pinch and swell* (seta, ponto 1-Br 343, Formação Poti).

#### 4.1.1.1.2- Arenito maciço (Am)

A litofácies **Am** é composta por arenitos finos a médios de cor branca a amarelada, localmente friáveis. Ocorre predominantemente em camadas tabulares, sem qualquer estrutura sedimentar aparente, com espessura média de 1,3m. Possui bases planas e grande continuidade lateral. Entretanto, pode ocorrer também como corpos isolados com geometria sigmoidal ou irregular, tendo limites abruptos (Figura 10).

#### 4.1.1.1.3- Arenito com laminação quase plano-paralela (Aq)

A litofácies **Aq** é constituída essencialmente por arenitos muito finos, cor variando de amarelada a arroxeada, em lâminas com gradação normal. Internamente observa-se laminação estritamente plano-paralela que grada para lâminas truncantes com ângulos muito baixos, quase 1°, muito semelhantes à laminação plano-paralela (*quasi-planar laminated* de Arnott 1993), ou ainda várias lâminas truncadas suavemente por uma superfície de topografia positiva, formando pequenos *onlaps* (*undulating parallel lamination* de De Raaf *et al.* 1977). Lateralmente essas camadas gradam para laminações cruzadas de *foreset* mais íngremes (Figura 11). Ocorre em camadas tabulares com espessuras bastante variáveis que chegam até 40cm.

#### 4.1.1.1.4- Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As)

A litofácies **As** é composta por arenitos finos a médios e siltitos de cor branca, possuindo granocrescência ascendente. Apresenta-se em corpos com geometria externa sigmoidal. Internamente possui estratificação cruzada sigmoidal em lâminas com gradação normal, com raros recobrimentos milimétricos de siltitos nos *foresets*. As lâminas possuem mergulhos abruptos na sua porção média, em geral de 18°, que se tornam gradualmente suaves em direção a base, com formas côncavas. As terminações da base da estrutura são mais contínuas lateralmente que as terminações do topo (Figura 10). Os corpos sigmoidais possuem comprimentos médios de 13m e espessura de 1,5m, com limites aproximadamente planos e bem definidos. Medidas do mergulho dos *foresets* indicam sentido de migração das formas de leito para NNW (Figura 12).



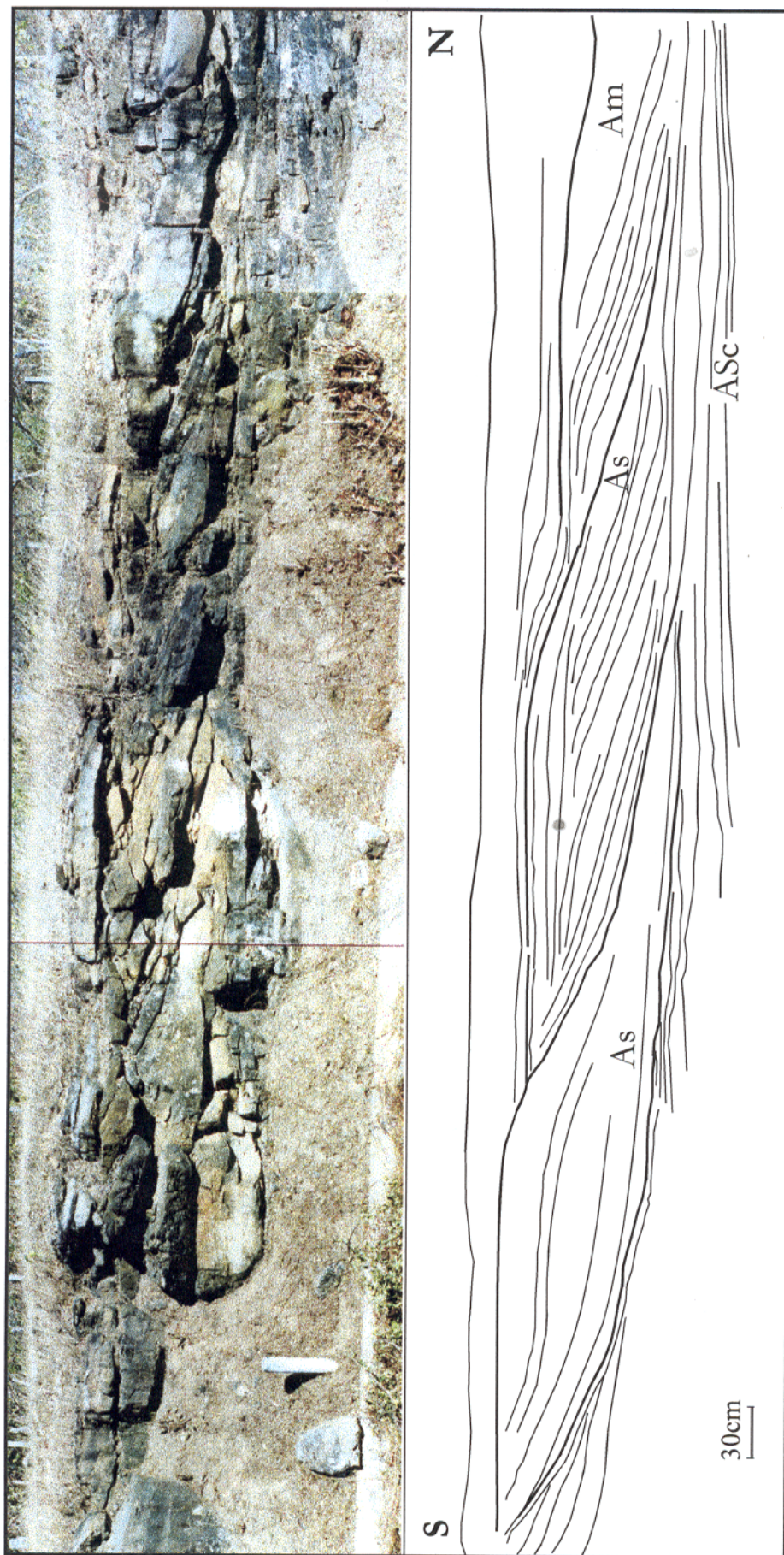


Figura 10-Litofácies **As**. Notar geometria das camadas definindo formas sigmoidais com limite inferior e superior bem definidos. A direita da foto observa-se fácies **As** e **Am** dentro do mesmo corpo com geometria sigmoidal, sotopostas as fácies **ASc** (ponto 4-BR 343, Formação Poti).



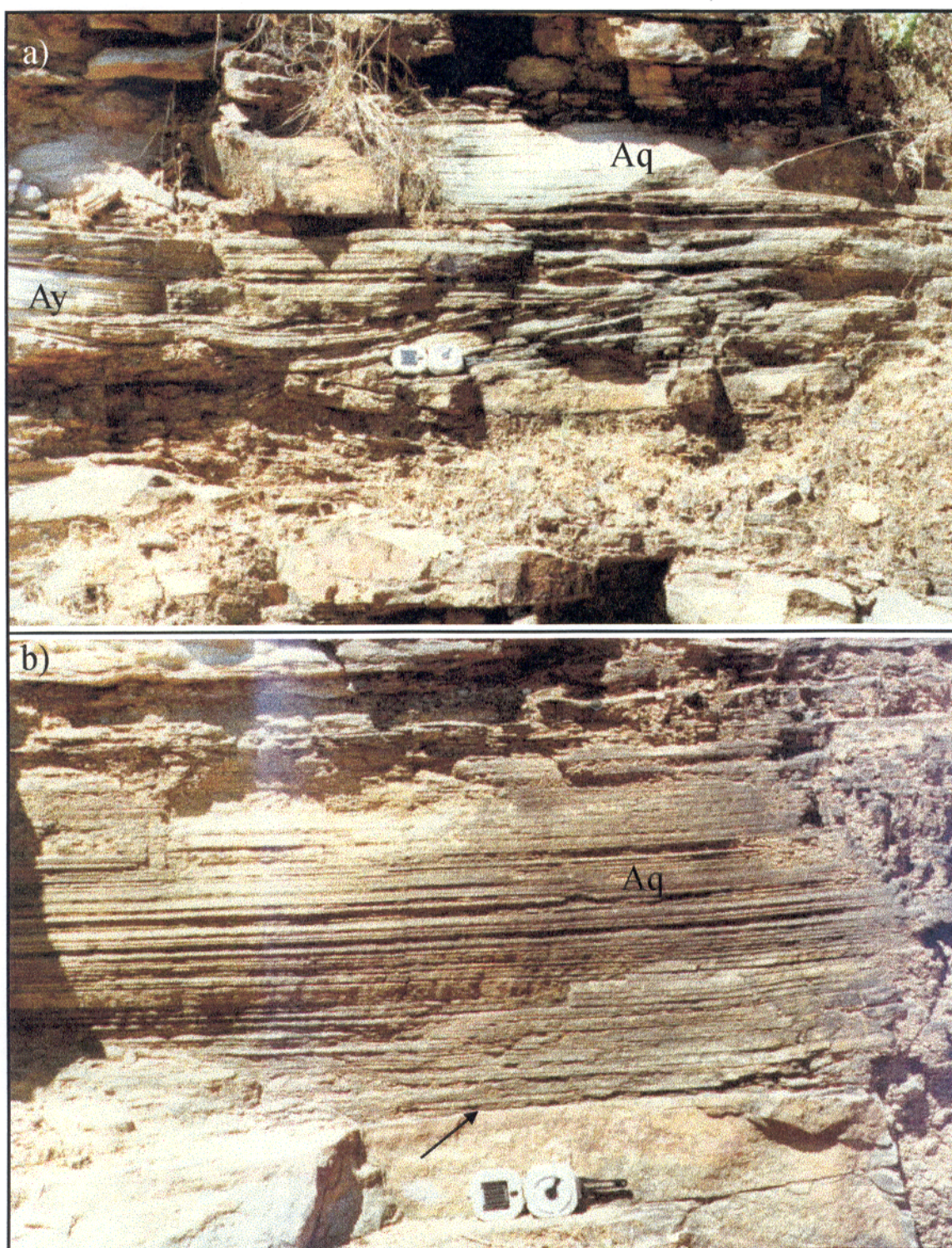


Figura 11- a) Camadas amalgamadas com litofácies Aq e Ay intercaladas. b) Detalhe da fácies Aq. Notar suave truncamento na base da camada (seta, ponto 9-BR 343, Formação Poti).

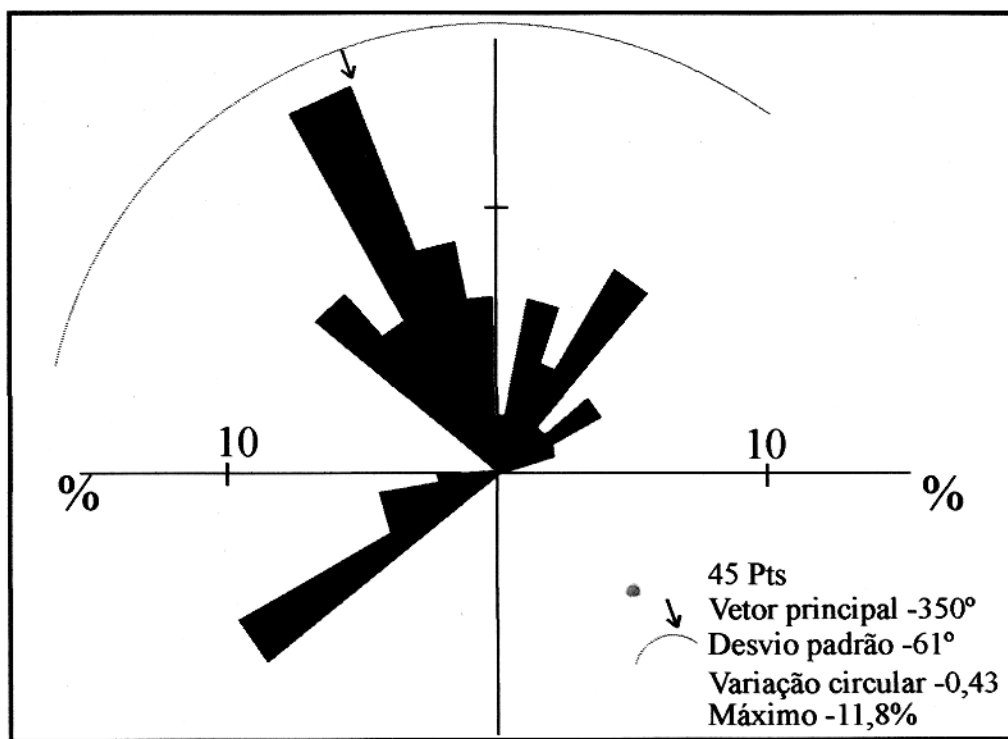


Figura 12- Sentidos de paleocorrente obtidas na associação **ABS** da Formação Poti em camadas com litofácies **As**. Direções preferenciais para NNW.



#### 4.1.1.1.5- Arenito/Siltito com laminação cruzada (ASc)

Esta litofácies é de natureza heterolítica, composta por intercalações de siltitos de coloração cinza e arenitos finos de cor branco-amarelada, em proporções variadas. Esses litotipos estão dispostos em *sets* cujos limites são gradacionais, apresentando granocrescência ascendente (*coarsening upward*) e aumento da espessura das camadas de arenito em direção ao topo (*thickening upward*). Internamente observa-se lâminas contínuas ou lenticulares de siltitos e arenitos intercalados, dependendo de suas proporções, formando arranjos de laminações cruzadas com *stoss sides* preservados (laminações cavalgantes) ou erodidos (Figura 13) com *sets* variando de 5cm a 7cm. As lâminas cruzadas apresentam mergulhos que variam lateralmente, mais suaves no topo e na base e mais íngremes nos *foresets*.

#### 4.1.1.1.6- Arenito com laminação cruzada cavalgante unidirecional (Au)

A litofácies Au é composta por arenitos finos de cor branca a amarelada com laminação cruzada cavalgante. A base da estrutura é erosiva com formas côncava assimétrica ou plana truncando as estruturas subjacentes (Figura 13). A laminação dos *stoss sides* é totalmente erodida, preservando-se apenas os *foresets*. Internamente observa-se os *lee sides* das marcas onduladas com geometria em *downlap* sobre as bases escavadas, formando micro-laminação cruzada tabular, ou descem com diminuição gradual dos mergulhos, em formas côncavas ou sigmoidais. Os *sets* possuem topos retos com grande continuidade lateral e ângulos de inclinação dos *lee sides* em torno de 10°, sendo classificadas como o tipo A de Jopling & Walker (1968) devido a ausência dos *stoss sides* e forma dos *lee sides* (Figura 8). Possui amplitudes médias de 1,5cm e comprimentos de 11cm, formando barras com até 1m de espessura. Medidas perpendiculares às cristas de marcas onduladas indicam sentido de migração das formas de leito para NNW.

#### 4.1.1.1.7- Arenitos com estratificação cruzada *swaley* (Ay)

A litofácies Ay está presente em arenitos finos a muito finos, localmente grossos a conglomeráticos com gradação normal, de cor branca a amarelada, com estratificação cruzada dominante *swaley*. São constituídas por arenitos conglomeráticos com grânulos e seixos de quartzo e argila (máximo 2cm de diâmetro) que gradam para o topo para arenitos de granulação mais fina com tendência granodecrescente ascendente. A base da estrutura possui forma côncava rasa, erosiva e predominantemente assimétrica, sendo preenchida por lâminas que acompanham a



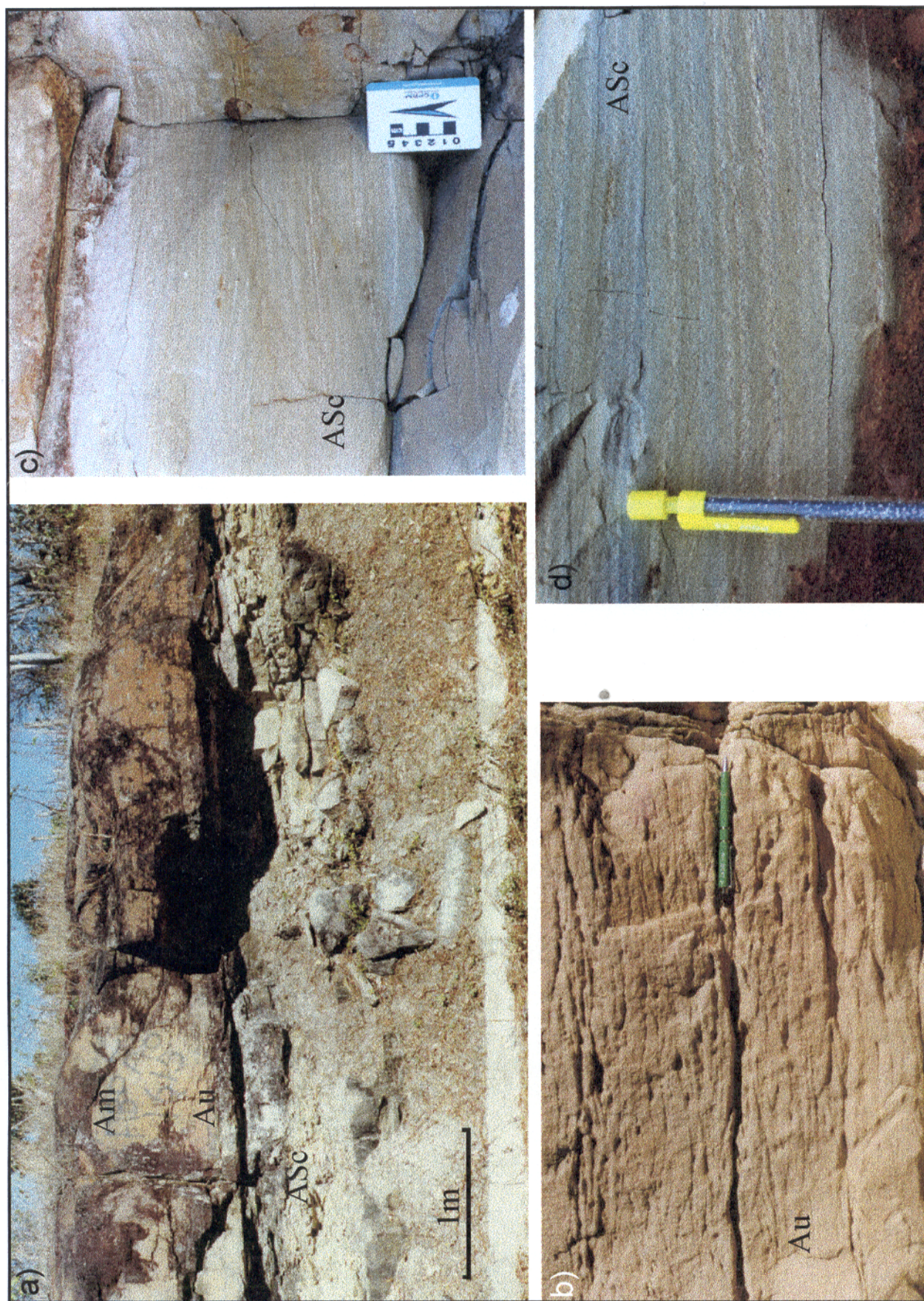


Figura 13- a) Afloramento com litofácies ASc, Au e Am, em granocrescência ascendente. b) detalhe da Fácies Au com bases planas e côncavas, *foresets* ora tabulares ora côncavas com total ausência dos *stoss sides*. c) Fácies ASc com intercalações de siltitos (cinza) e arenitos (branco), tornando-se mais arenosa para o topo. d) Detalhe da fácies ASc com intercalações de siltitos e arenitos (ponto 4-BR 343, Formação Poti).



base, moldando-se à geometria *swaley*, ou que truncam-na em *onlaps*, com camadas, aproximadamente horizontais, depositando-se sobre uma superfície inclinada e tornam-se gradualmente planas para o topo. O preenchimento pode chegar a ultrapassar o *scour* da estrutura, gerando lâminas quase plano-paralelas no topo das estruturas, que muitas vezes são truncadas pela superfície de *scour* sobrejacente gerando estruturas amalgamadas ou, mais raramente, separadas por recobrimentos argilosos com até 5cm de espessura. As *swaleys* possuem amplitudes médias de 0,5m e comprimento de até 6m. Lateralmente o preenchimento das *swaleys* pode gradar para estruturas quase planares truncadas ou, mais raramente, lâminas côncavo-convexas de pequena amplitude, formando geometria *hummocky* com escavações de até 2m de comprimento e 30cm de espessura (Figura 14).

#### 4.1.1.1.8- Siltito laminado (SI)

A litofácies SI consiste em siltitos de cor cinza arroxeado a esverdeado, micáceo. A sua estrutura principal é a laminação plano-paralela, mais evidente no topo das camadas. Ocorre em corpos lenticulares, pouco espessos com cerca de 1cm de espessura e em camadas mais contínuas e espessas com até 70cm de espessura.

#### 4.1.1.2- Associação das fácies

Duas associações de fácies foram definidas para o topo da Formação Poti. Uma associação de fácies gerada pela ação de tempestades (ABT) e outra associação de fácies composta por barras sigmoidais (ABS).

##### 4.1.1.2.1- Associação de fácies de barras de tempestade (ABT)

Esta associação é composta, predominantemente, pelas fácies Aq e Ay e, subordinadamente, fácies AFb. A continuidade lateral e o retrabalhamento por ondas, gerando marcas onduladas de pequeno porte no topo das camadas, são feições marcantes nesta associação. Observam-se feições de bioturbação (*Planolites*), mais acentuadas no topo das camadas (Figura 15), que podem obliterar todas as suas estruturas originais. A presença abundante de estratificação cruzada *swaley*, laminação quase-planar, estruturas *hummocky* e outras feições atribuídas a fluxos oscilatórios permitem interpretar esta associação como gerada pela ação de tempestades.





Figura 14- Camadas amalgamadas com litofácies Ay e Aq intercaladas, essencialmente arenosas. Notar superfície erosiva da estratificação cruzada *swaley* (seta), truncando as camadas subjacentes também com fácies Ay que grada lateralmente para fácies Aq (ponto 9-BR 343, Formação Poti).



Figura 15- Associação de fácies ABT. Detalhe da bioturbação no topo das camadas, chegando a obstruir toda a sua estrutura primária (ponto 1-BR 343, Formação Poti).

O processo de geração de estruturas por ondas de tempestade foi estudado por vários autores (Dott & Bourgeois 1982, Southard *et al.* 1990, Einsele 1992, Yagishita *et al.* 1992, Cheel & Leckie 1993, McKie 1994). Para esses autores, a estratificação cruzada *swaley* e outras estruturas a ela associada são geradas pelo fluxo combinado, resultante da interação entre um fluxo oscilatório e um fluxo unidirecional. Fortes tempestades podem gerar um aumento local do nível do mar na costa (*coastal set-up*), que induz uma corrente descendente com fluxo unidirecional. Este fluxo unidirecional acelera em direção ao *offshore* e, no hemisfério sul, é, progressivamente, defletido para a esquerda pelas forças de Coriolis, culminando em um fluxo geostrófico paralelo à costa, que pode se estender por centenas de quilômetros do centro da tempestade. Este fluxo é bastante efetivo no transporte de areias para regiões mais profundas. As características do fluxo combinado dependem da intensidade relativa de cada corrente. A magnitude relativa das forças cisalhantes induzidas nas ondas e correntes do fluxo combinado diferem do *shoreface* para as plataformas interna e externa. A componente induzida pela onda rapidamente aumenta em direção à costa e pode causar feições erosivas mais ou menos normais à praia, enquanto as forças cisalhantes induzidas pelas correntes no fundo tem ação muito menor nessa direção. Portanto, o *shoreface* e parte da plataforma interna são dominados pelas forças cisalhantes induzidas pelas ondas durante tempestades, enquanto ambientes mais profundos são controlados principalmente pelas correntes regulares oblíquas ao *offshore* ou quase paralelas à praia (Figura 16).

Walker *et al.* (1983) propuseram uma seqüência para os depósitos gerados pela ação de tempestades (Figura 17a) baseado em Dott & Bourgeois (1982). Na seção de Walker *et al.* (1983) são encontradas, da base para o topo, escavações preenchidas por uma camada basal conglomerática, arenito com laminação paralela, arenito com estratificação cruzada *hummocky*, arenito com estratificação cruzada *swaley*, arenito com laminação quase plano-paralela, arenito com laminação cruzada de pequeno porte e pelito com laminação plano-paralela. O que se observa na área de estudo são, geralmente, variações desta seqüência (Figura 17b) com escavações de pequeno e médio porte preenchidas por estratificação quase plano-paralela e estratificação cruzada *swaley* com raros clastos de argila na base, arenitos e folhelhos em camadas heterolíticas com laminação cruzada truncada por ondas, laminação cruzada cavalgante e pelitos laminados.

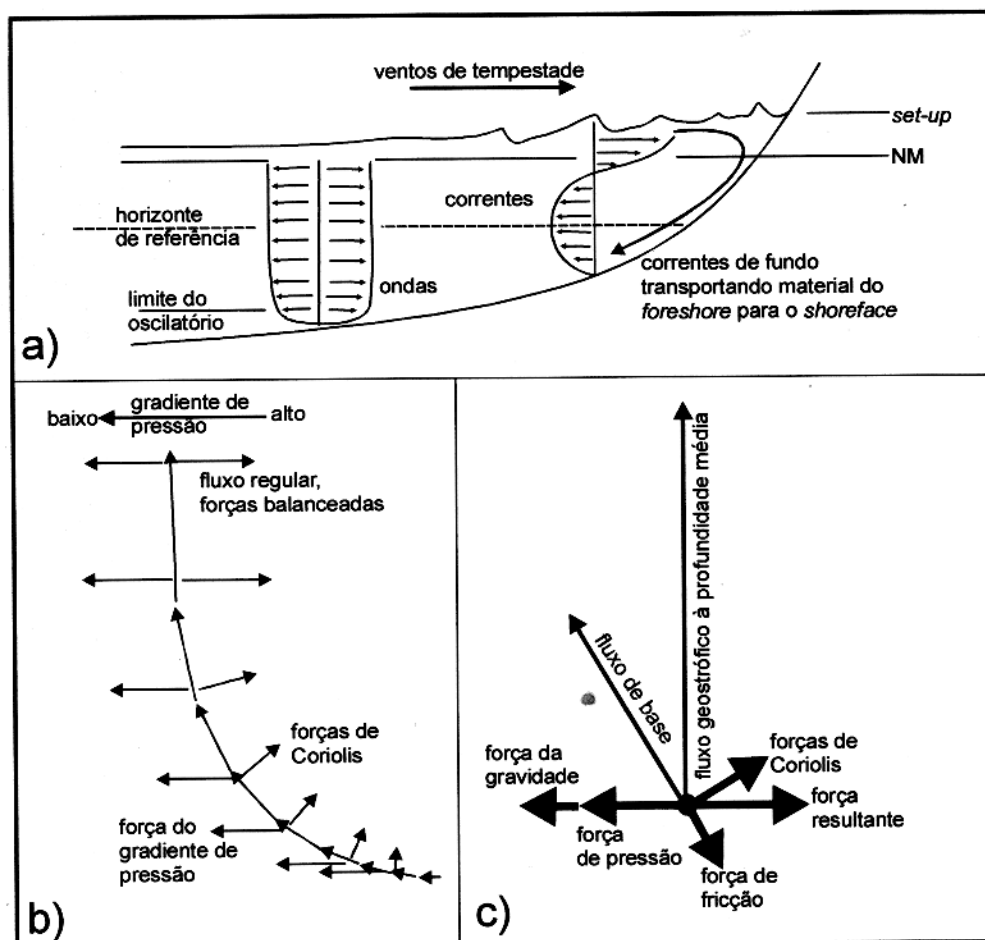


Figura 16- Processo e forças atuantes durante a ação de tempestade. Em a) forças relativas aos processos de ondas e correntes e seus limites de atuação no ambiente litorâneo; b) relação entre as forças e c) intensidade relativa e direções das forças atuantes durante ação de tempestades (compilado de Cheel & Leckie 1993).

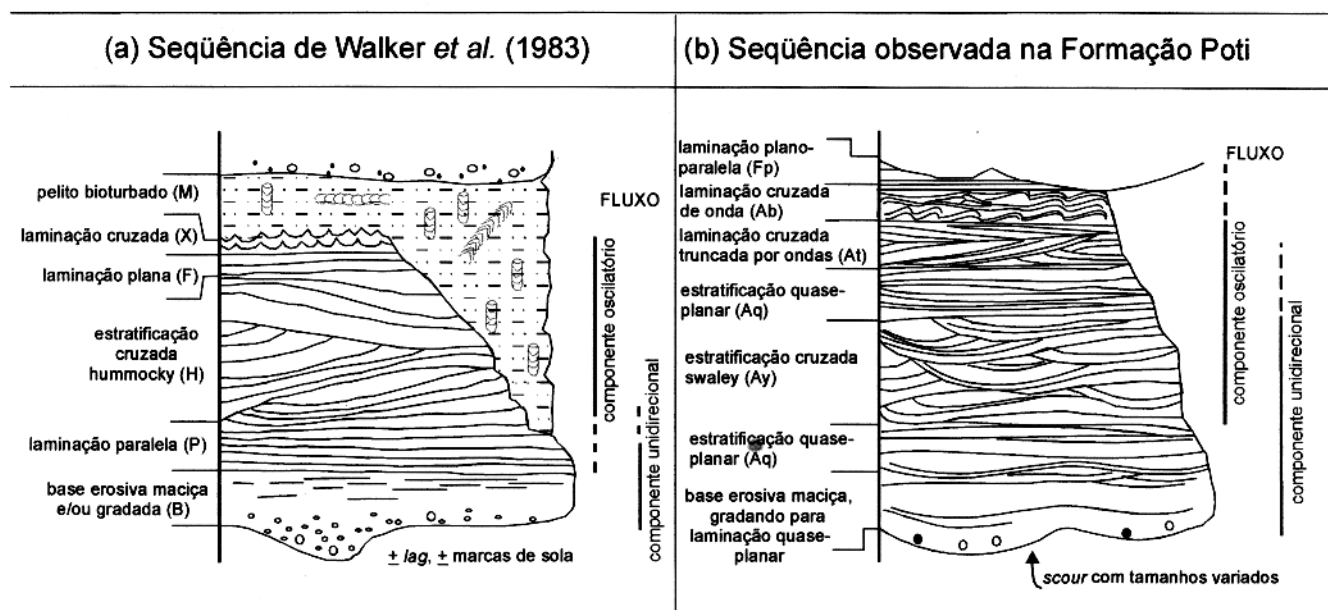


Figura 17- a) Seqüência idealizada de tempestito segundo Walker *et al.* (1983). b) Seqüência observada nas fácies de *shoreface* do intervalo superior da Formação Poti. Região de Floriano-Pi.



Camadas compostas, exclusivamente, pelas fácies **Ay** e **Aq** gradam entre si lateral e verticalmente e mostram-se, freqüentemente, amalgamadas com raros pelitos intercalados. Nesta porção dos depósitos tempestíticos as camadas são mais espessas e mais arenosas (Figura 18). Segundo Brenchley *et al.* (1993), as camadas amalgamadas refletem eventos múltiplos e dificultam a identificação das estruturas geradas em cada evento de tempestade. Cheel & Leckie (1993) caracterizam seqüências amalgamadas pela ausência total ou parcial de pelitos, que ocorreriam apenas localmente como lentes. Tais camadas estariam acima de camadas individualizadas, separadas por pelitos, em sucessões de linha de costa regressiva, sendo representativas de sedimentação em *shoreface* inferior. De acordo com Dott & Bourgeois (1982), a parte mais proximal dos depósitos de tempestade é formada por camadas amalgamadas (tempestitos proximais amalgamados de Aigner 1982), enquanto camadas associadas com grandes proporções de pelitos indicam regiões mais distais. Deste modo, pode-se interpretar que as camadas amalgamadas com fácies **Ay** e **Aq** representam as porções mais proximais dos depósitos tempestíticos, sendo geradas pelo fluxo das grandes ondas de tempestade que escavam a superfície preexistente e depositam areias provindas do *shoreface* superior ou do *foreshore* em eventos múltiplos de curta duração com velocidade orbital moderada a alta. A fácies **Aq**, dentro do contexto de ação de tempestade, representa um predomínio do fluxo unidirecional, sob alta velocidade orbital. A fácies **Ay**, assim como a estrutura *hummocky*, é característica de depósitos de tempestade representando o predomínio de fluxos unidirecionais dentro do fluxo combinado e depositadas sob menores velocidades orbitais (Figura 19).

As camadas com granulação mais fina que compõem as fácies heterolíticas **AFb**, são mais delgadas e gradam rapidamente entre si (Figura 20). Esta litofácies pode estar relacionada às porções mais distais dos depósitos de tempestade, onde foi possível a preservação dos sedimentos pelíticos. Sua formação está associada com a diminuição da força da tempestade, sendo gerada por fluxos de baixa intensidade, seguindo-se condições de calmaria com deposição por tração de areias e de decantação do material mais fino. As camadas mais pelíticas e essencialmente pelíticas representam também o declínio das forças de tempestades, com tração de correntes de densidade fracas fluindo próximo ao fundo, sendo depositadas juntamente com a deposição por suspensão normal ao ambiente ou somente pela deposição por suspensão em condições normais, apresentando um problema descritivo e interpretativo, semelhante às zonas **d** e **e** da Seqüência de

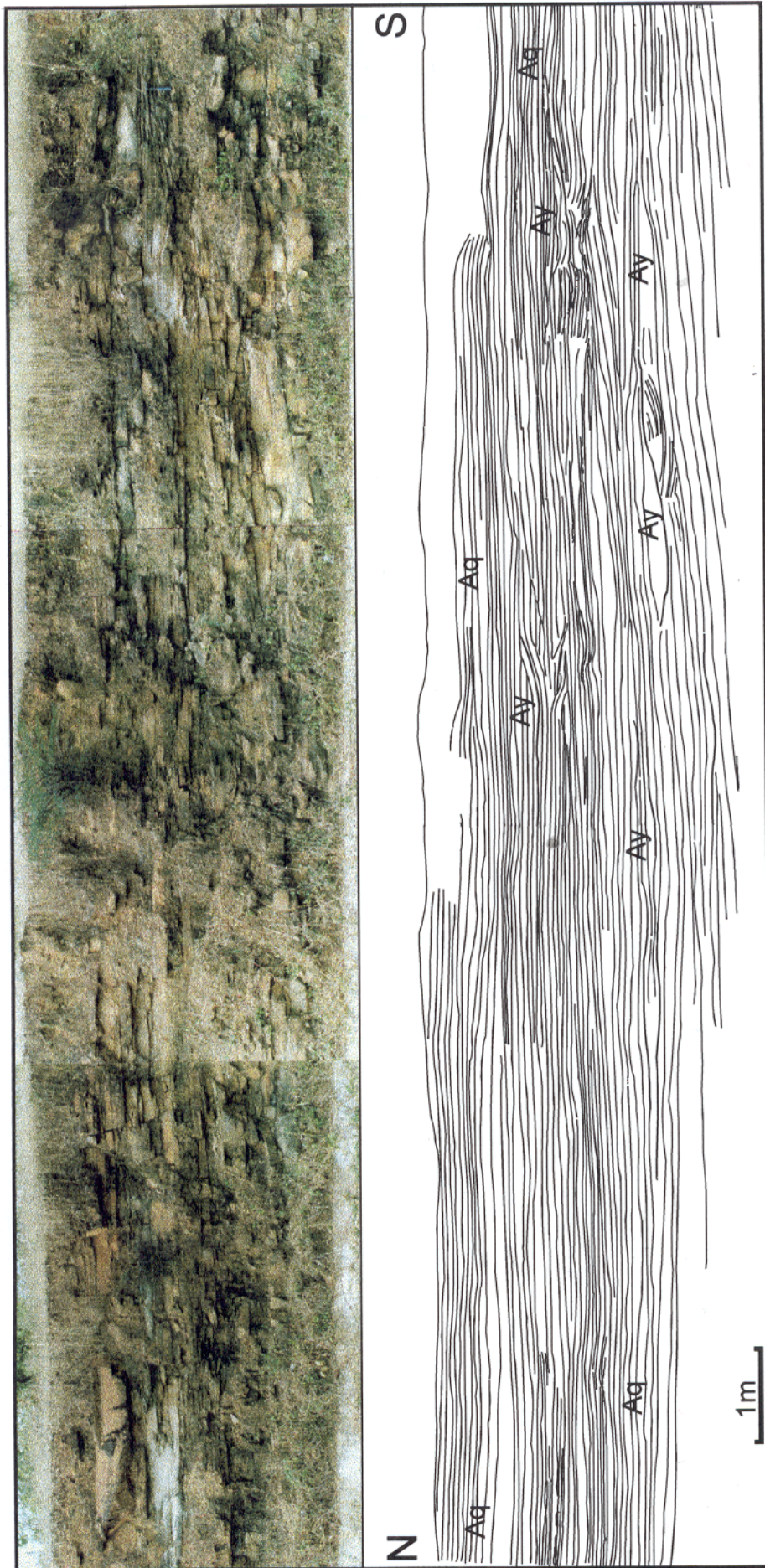


Figura 18- Associação de fácies **ABT** composta pelas fácies **Aq** e **Ay** em litotipos essencialmente arenosos, amalgamados. Fácies heterolíticas **AFb** são raras a ausentes neste afloramento (ponto 11-BR 343, Formação Poti).

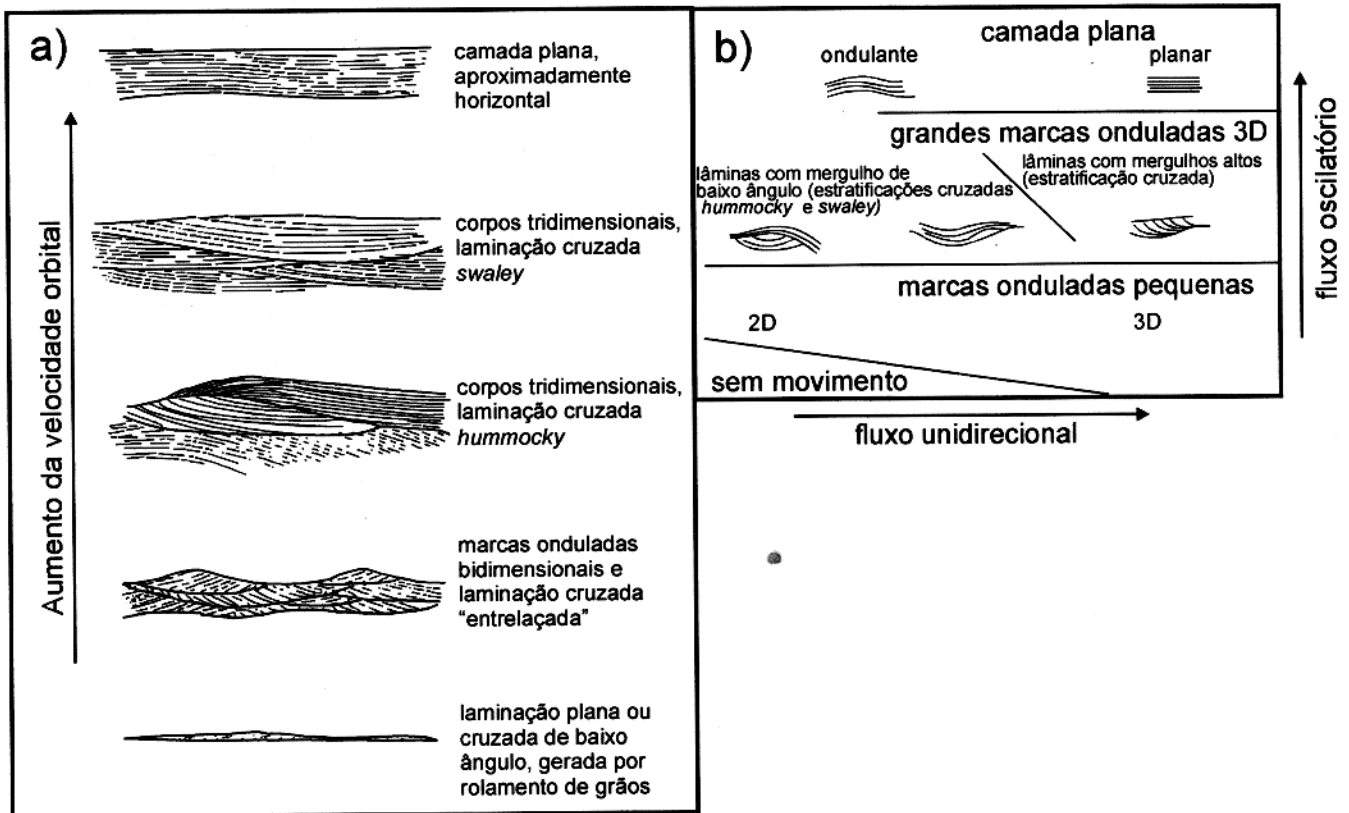


Figura 19- Tipos de estratificação formadas em areias finas por ação de ondas. Em a) relação entre estruturas e velocidade orbital da onda, para ondas com períodos moderados a grandes (compilado de Harms *et al.* 1982). b) Estruturas formadas em função das velocidades de fluxos unidirecional e oscilatório (modificado de Arnott & Southard 1990, compilado de Rossetti 1996).



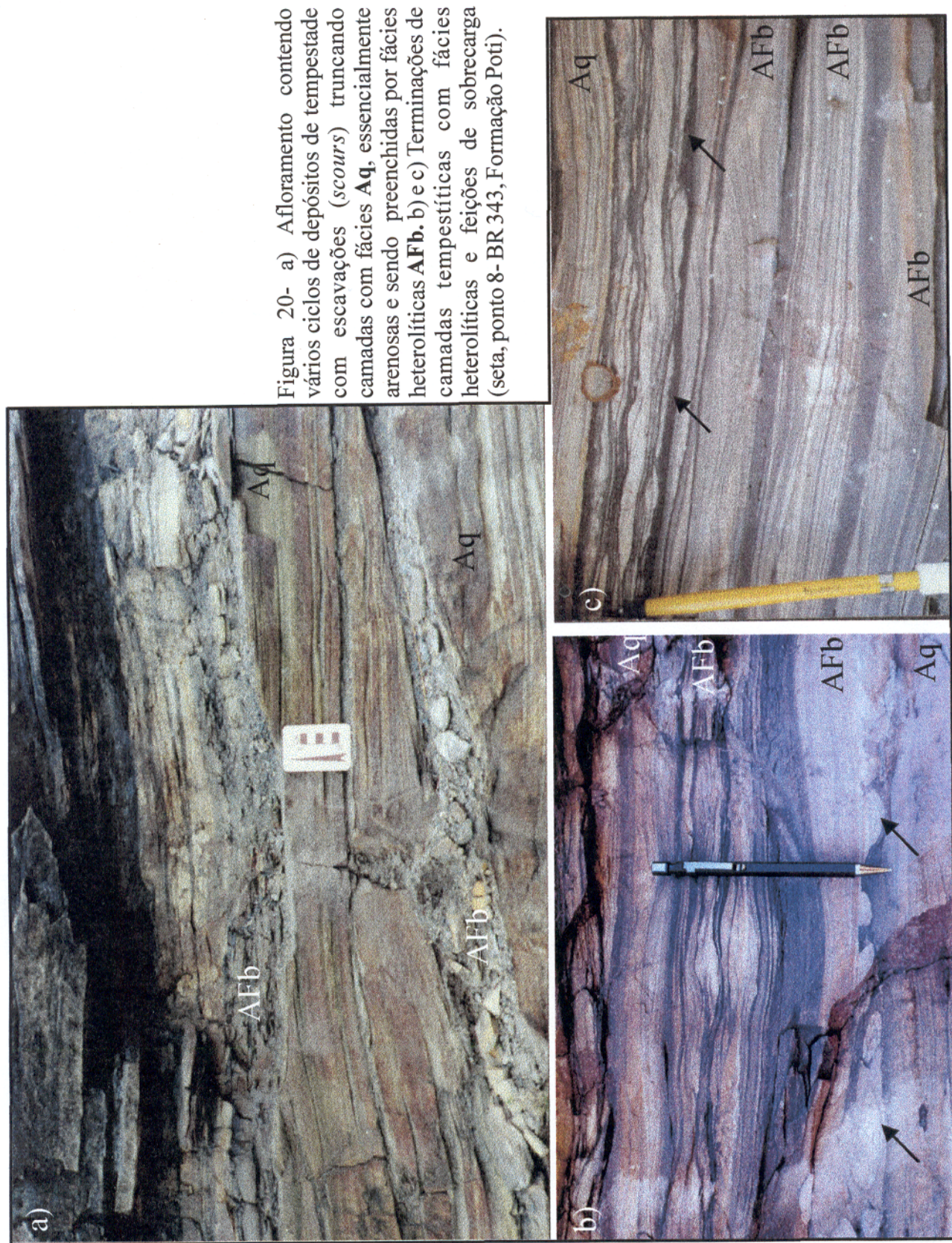


Figura 20- a) Afloramento contendo vários ciclos de depósitos de tempestade com escavações (*scours*) truncando camadas com fácies Aq, essencialmente arenosas e sendo preenchidas por fácies heterolíticas AFb. b) e c) Terminações de camadas tempestíticas com fácies heterolíticas e feições de sobrecarga (seta, ponto 8-BR 343, Formação Poti).



Bouma (Dott & Bourgeois 1982). A presença destas camadas implica em condições hidráulicas mais calmas ou menor razão de deposição entre os eventos de tempestade (Harms *et al.* 1982). Esse período de condições de calmaria permite também a colonização destas camadas pela fauna característica do ambiente que, dependendo das condições ambientais e intervalo entre os eventos de tempestade, pode obstruir toda a estrutura original das camadas ou ainda permitir a separação de diferentes eventos de tempestade (Dott & Bourgeois 1982).

Depósitos com estruturas diagnósticas de ação de tempestade podem ocorrer em diversos ambientes deposicionais. Eyles & Clark (1986) e Martel & Gibling (1991) descrevem a ocorrência de depósitos tempestíticos em lagos, respectivamente, do Pleistoceno e Carbonífero no Canadá. Cotter & Graham (1991) descrevem a ocorrência de variações de estratificação cruzada *hummocky* em depósitos fluviais. Porém a maioria dos registros de depósitos tempestíticos, descritos na literatura, ocorrem em ambientes marinhos rasos. O contato transicional com depósitos plataformais da Formação Longá e a presença de fósseis marinhos na base da Formação Poti (Kegel 1954, Mesner & Wooldridge 1964) indicam origem marinha para os depósitos da Formação Poti. Segundo Della Fávera (1990), o topo da Formação Poti corresponde a uma seqüência transgressiva - regressiva de pequena espessura, que teve seu registro regressivo removido pela discordância erosiva gerada pelos soerguimentos da Orogenia Herciniana, com intercalações de depósitos de lobos sigmoidais, presumivelmente deltaicos, e tempestitos depositados em ambiente plataformal dominado por tempestades. Acredita-se que os depósitos aqui estudados, similares aos depósitos descritos por Della Fávera (1990), foram depositados em ambiente marinho-transicional. A presença de camadas amalgamadas e predominância do litotipo arenoso, em detrimento de camada heterolíticas e pelíticas, sugerem sua formação em ambiente proximal, provavelmente, *shoreface*.

#### 4.1.1.2.2- Associação de fácies de barras sigmoidais (ABS)

Esta associação é composta por 4 litofácies denominadas de **As**, **Au**, **Am** e **ASc**, dispostas em estratos tabulares de grande porte (até 2m de espessura) e sigmoidais de médio porte com granocrescência ascendente. Suas exposições são, em geral, homogêneas, com pouca variabilidade entre suas estruturas, onde predominam barras arenosas compostas por fácies **Au**, com gradações para fácies **Am**. Camadas em cortes longitudinais ao fluxo, onde se observa fácies **As** com estratificação cruzada sigmoidal típica, são raras.

A ocorrência de estratificação cruzada sigmoidal está relacionada principalmente a processos de desconfinamento de fluxo, caracterizados por grande diminuição da velocidade do fluxo e alta concentração de sedimentos em suspensão (Della Fávera 1984). Outra origem também discutida para essas estruturas está relacionada com o retrabalhamento de areias por correntes de maré em ambientes variados.

De acordo com Collinson & Thompson (1989), estratificações cruzadas com geometria sigmoidal formam-se na fase de dunas. Estudos desenvolvidos por Roe (1987) sugerem que esta estratificação seria gerada na fase de transição entre dunas e o estágio superior (Figura 21) por correntes unidirecionais e resultariam da interação entre processos de deposição por avalanche e suspensão, além disso a preservação da geometria sigmoidal indica que as camadas possuem, aproximadamente, sua espessura original. O predomínio de processos de avalanche ou suspensão controlam a forma e inclinação da lâmina do *foreset* resultante (Reineck & Singh 1986). Segundo Della Fávera (1984), estas estruturas possuem caráter instantâneo (deposição episódica de inunditos), necessitando para a sua formação e preservação uma certa espessura da lâmina de água, mesmo que momentânea.

Segundo Barrio (1991), *foresets* sigmoidais com recobrimentos argilosos podem estar relacionados a flutuações na velocidade de corrente, que são características de ambientes de maré. Kreisa & Moiola (1986) também descrevem bandamentos de maré em estratificações cruzadas sigmoidais, onde se observa pares de lâminas pelíticas e arenosas com variações sistemáticas de espessura, dentro da camada sigmoidal e relacionadas a flutuações na velocidade da corrente de maré durante o mês lunar, gerando registros de maré de quadratura e sizígia. Os pares de lâminas pelíticas representam pausas no fluxo da corrente. A geometria sigmoidal seria formada durante um episódio individual, dominante de maré e relacionadas a uma corrente inicialmente de aceleração, seguida por um período de fluxo máximo, encerrando-se com uma corrente de desaceleração da maré. Nio & Yang (1991) descrevem barras arenosas com formas variadas, geradas na cabeceira de estuários e sendo retrabalhadas por correntes de maré com feições de bandamento de maré.

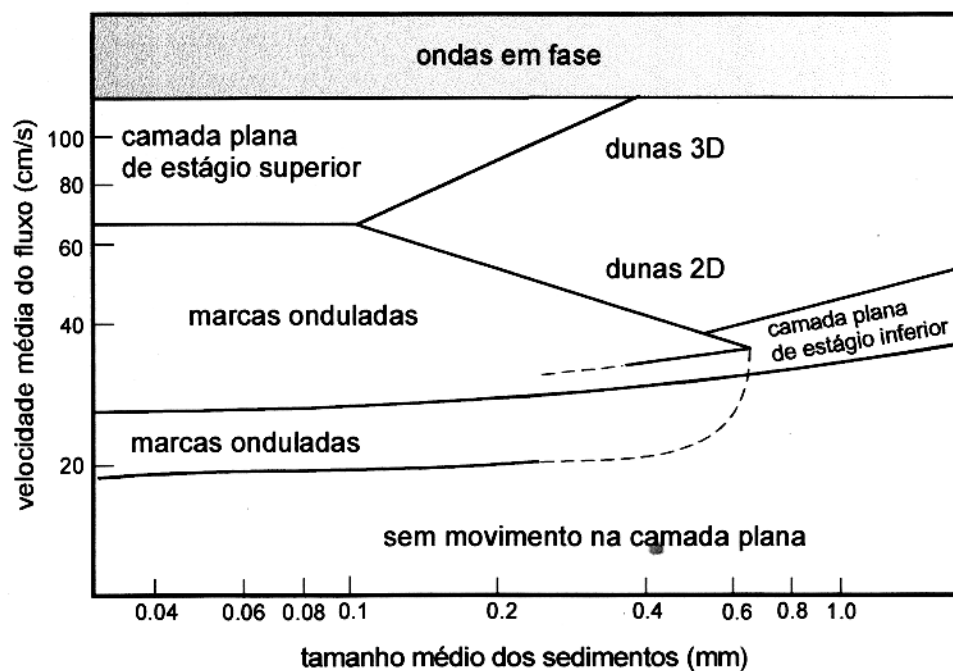


Figura 21- Campos de estabilidade das diferentes formas de leito em relação a velocidade de fluxo e tamanho dos grãos à profundidade de 20cm. Para outras profundidades a posição das linhas é elevada (compilado de Collinson & Thompson 1989).

Della Fávera (1984) sugeriu uma seqüência de estruturas resultante da desaceleração muito rápida de jatos de água turbulentos na saída dos cursos de água, caracterizada pela presença de laminação cruzada sigmoidal em litologias arenosas ou areno-argilosas, que podem conter porções maciças, e passam lateralmente para laminação cruzada cavalgante e argilas em uma seqüência granocrescente ascendente (Figura 22). Esta seqüência depositar-se-ia preferencialmente próximo às desembocaduras dos cursos de água, em condições de fluxo homopícnal, onde fluxos pouco densos mantêm grande parte dos sedimentos em suspensão, gerando geometria de lobos sigmoidais.

As camadas observadas na área de estudo são formadas principalmente por estratificação cruzada sigmoidal de médio porte, com porções maciças, que passam para camadas heterolíticas com laminação cruzada e laminação plano-paralela (figuras 10 e 23). Camadas compostas essencialmente por siltitos laminados ocorrem intercaladas subordinadamente (Figura 23a e b). Outras seqüências, menos desenvolvidas ou amalgamadas, observadas na área, são compostas por camadas mais delgadas, com espessura média de 50cm, com estratificação cruzada sigmoidal e laminação plano-paralela (subordinadamente laminação cruzada) em camadas heterolíticas.

A ausência de feições características de maré nesta associação não permite predizer uma origem por correntes de maré para a sua geração. Assim, o caráter granocrescente das camadas e a semelhança entre esta associação e a seqüência proposta por Della Fávera (1984) sugerem que um processo gerador a partir de desconfinamento de fluxo seria mais apropriado para essas estruturas. Deste modo, pode-se concluir que as porções mais proximais deste depósito, compostas pelas litofácies As, foram geradas por rápida deposição com grande acúmulo vertical de sedimentos, ao mesmo tempo que ocorre a migração lateral sob fluxo unidirecional. Dados de paleocorrente desta associação foram coletados principalmente na fácies As onde se observa que os mergulhos dos *foresets* ocorrem preferencialmente para NNW (Figura 12).

Variações laterais entre as fácies As e Am indicam condições de fluxo muito semelhantes para essas duas fácies, ou seja rápida deposição resultante da desaceleração de correntes com alta carga de sedimentos em suspensão, com os grãos depositando-se tão rapidamente, que são soterrados antes que possam se mover como carga de fundo. Outra possível origem dessas camadas sem estruturação poderia ser atribuída a processos posteriores à deposição como liquefação, que produziria feições de escapes de fluidos e também proporcionaria a geração de acamamento maciço, porém não foram encontradas evidências dessas estruturas em campo.



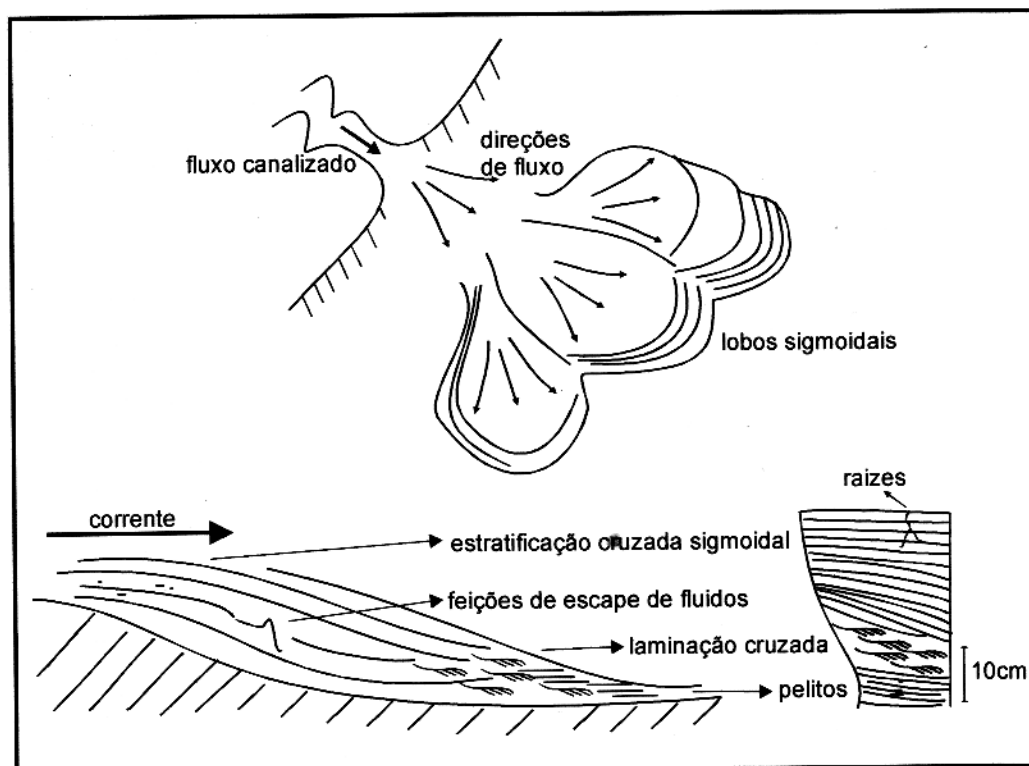


Figura 22- Ambiente gerador e feições resultantes de desconfinamento de fluxo. Notar a geometria externa maior em forma de lobos. Em corte paralelo ao fluxo observa-se geometria sigmoidal com estratificação cruzada sigmoidal, laminiação cruzada e laminiação plano paralela em seqüência granocrescente ascendente. Feições de escape são comuns nas porções mais espessas do corpo sigmoidal, o que pode gerar acamamento maciço. Seqüência idealizada por Della Fávera (1984).

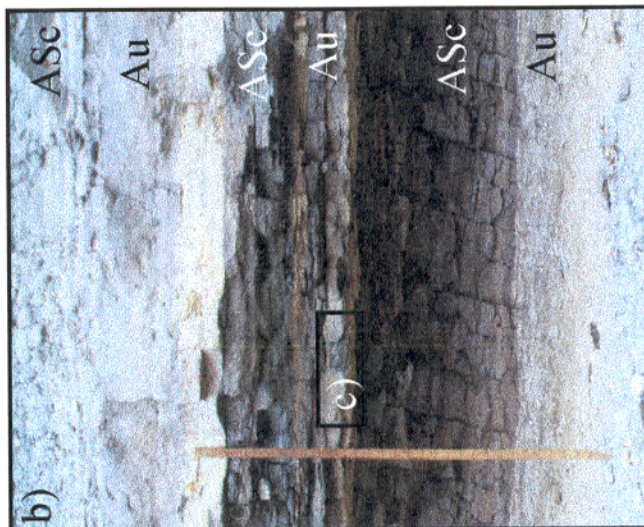
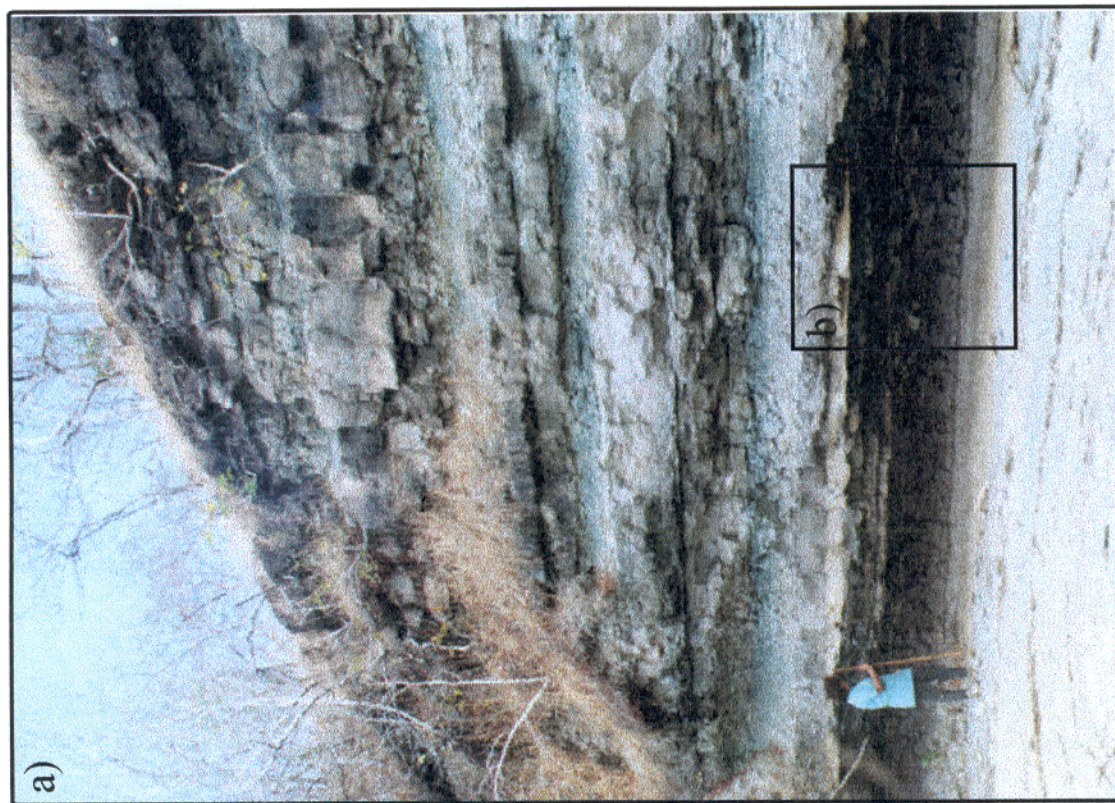


Figura 23- a) Camadas com associação de fácies ABS em granocrescência ascendente. b) Detalhe de a). Intercalações de fácies Au e ASc. c) Detalhe de a) com fácies Au (ponto 36-riacho d'Anta, Formação Poti).



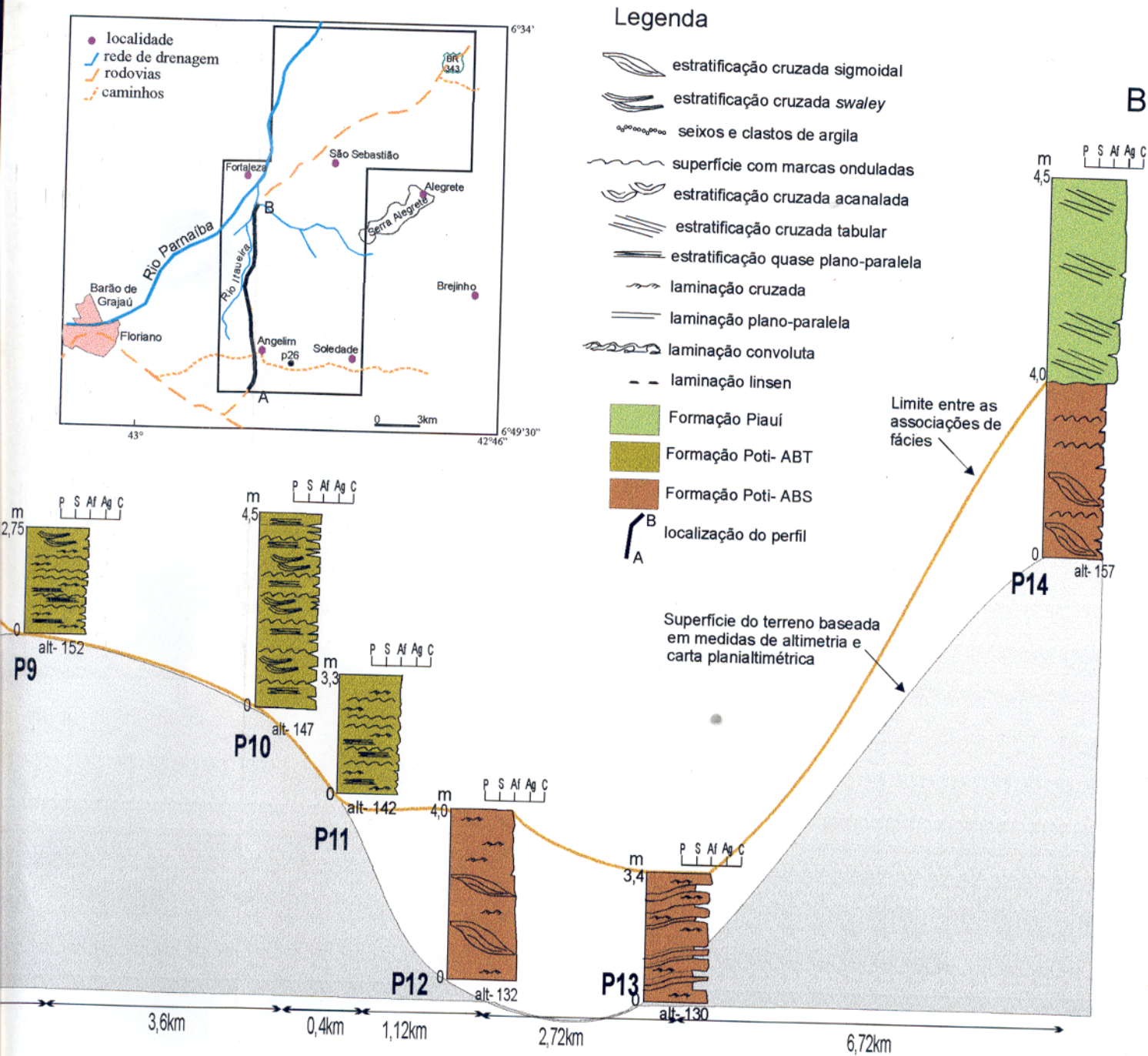
A litofácies **ASc** representa as porções mais distais dos lobos sigmoidais, com deposição principal a partir de suspensão, juntamente com deposição a partir de tração de areias finas. As variações de granulação (silte-areia) sugerem variações de energia, com eventos repentinos superpondo às condições de sedimentação normal dos grãos mais finos. As camadas essencialmente silticas (litofácies **SI**) representam processos de decantação em condições normais de sedimentação.

Depósitos com estratificação cruzada sigmoidal podem ser gerados em vários ambientes como canais de maré, estuários, deltas, planícies de inundação de canais fluviais (Della Fávera 1984). Na área de estudo não foram encontrados critérios consistentes para predizer o exato ambiente de deposição da associação **ABS**, porém as relações de contato desta com a associação **ABT**, anteriormente descrita, e a definição de ambiente marinho raso para a associação **ABT** sugerem que a associação **ABS** foi depositada também em ambiente litorâneo, na desembocadura de um delta ou estuário.

#### 4.1.1.3- Relações espaciais entre as associações de fácies

A associação **ABS** ocorre restritamente na área, em exposições pouco preservadas, na forma de cortes de estrada e, mais restritamente, em pequenos cursos d'água, com espessura máxima de 16m (Figura 23a). A associação **ABT** é a mais expressiva em volume e em área de afloramentos, tendo espessura máxima aflorante em torno de 10m. O contato entre as duas associações é observado apenas em quatro afloramentos, com a associação **ABT** sempre sobreposta à associação **ABS**. As relações estratigráficas entre as associações de fácies **ABT** e **ABS** (Figura 24) sugerem que o topo da Formação Poti, aflorante na região de Floriano-PI, possui tendência transgressiva, coerente com o apresentado por Della Fávera (1990) em dados de subsuperfície. Embora as barras sigmoidais observadas na área de estudo ocorram sempre subjacentes aos depósitos tempestíticos, em outras áreas desta bacia, em exposições mais espessas da porção inferior da Formação Poti, pode-se constatar que estas associações são recorrentes, com contatos laterais ou intercaladas (Góes *et al.* 1997).

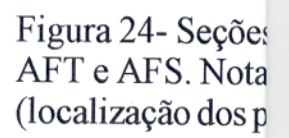
O contato entre as duas associações é marcado por uma superfície regularmente ondulada, observada ao longo de 1km de extensão (pontos 1, 2, 7 e 8, vide Figura 5). Estas ondulações caracterizam-se pela presença de antiformes e sinformes abertos a suaves, geralmente simétricos. Em especial no ponto 2, essa superfície ondulada possui amplitudes de aproximadamente 0.5m e comprimentos de até 3m (Figura 25), visualmente confundidas com dobras tectônicas.



verticais da Formação Poti ao longo da BR-343, mostrando contatos entre as associações de fácies e os contatos entre as formações Poti e Piauí com ambas as associações de fácies da Formação Poti (ver na Figura 5).



m      P   S   Af   Ag   C





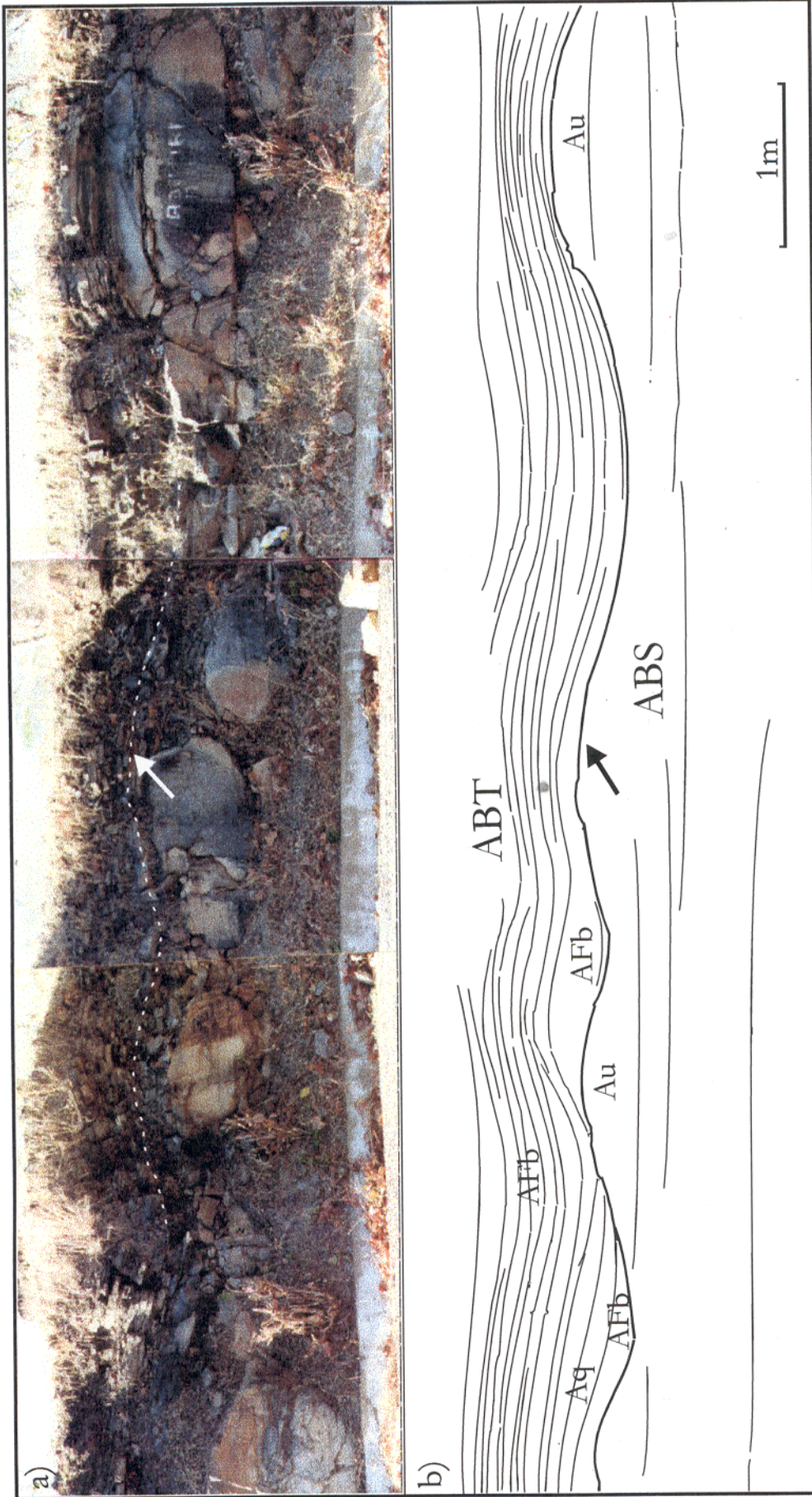
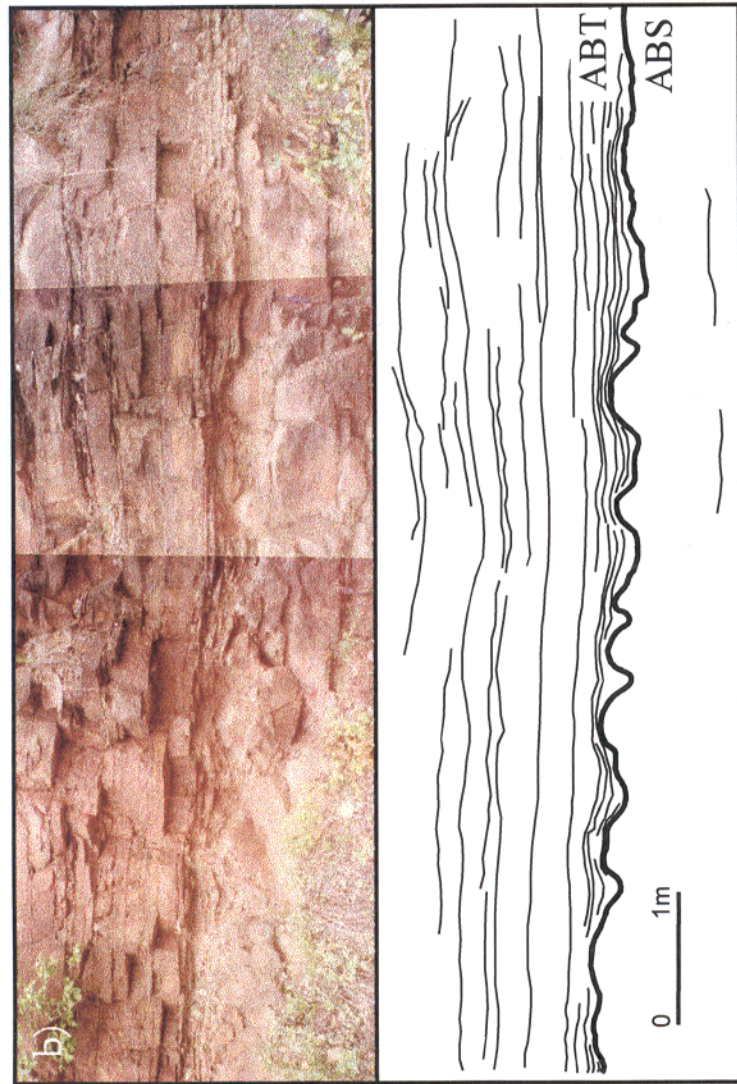
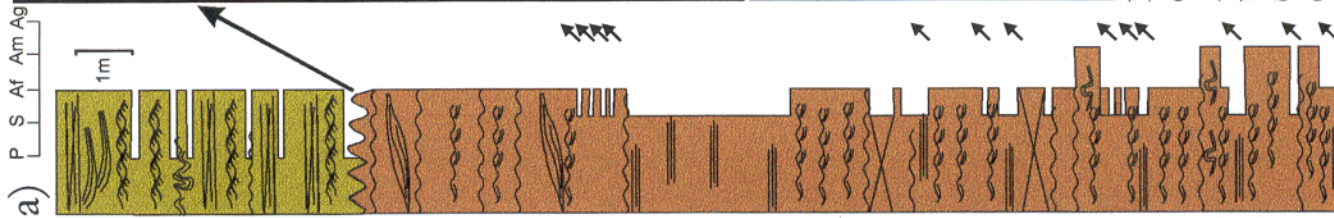


Figura 25- a) Afloramento com superfície limite entre as associações de fácies da porção superior da Formação Poti, **ABT** e **ABS** (seta). Notar que as camadas da associação **ABT** moldam-se à superfície ondulada e tornam-se mais planas em direção ao topo. b) Desenho de a). Setas indica a superfície de contato entre as associações de fácies (ponto 2-BR 343).





# Legenda

- estratificação cruzada sigmoidal
- estratificação cruzada swaley
- laminacão quase planar
- laminacão plano-paralela
- laminacão cruzada de onda
- laminacão cruzada de corrente
- superfície com marcas onduladas
- superfície erosiva ondulada
- laminacão convoluta
- feições de escape de fluidos
- Associação de fácies ABT
- Associação de fácies ABS
- encoberto

Figura 26- a) Perfil vertical com contato erosivo ondulado entre as associações **ABT** e **ABS**. Notar o caráter progradante das camadas da associação **ABS** (setas menores). Seta maior indica a superfície de contato entre as associações de fácies. b) Afloramento com camadas **ABS** e **ABT** em contato erosivo. Observar que as camadas da associação **ABT** moldam-se à topografia ondulada, tornando-se gradualmente planas para o topo (desenho). c) detalhe do contato. Notar evidências de erosão que gerou formas onduladas em camadas **ABS**. d) Pseudo-clasto da associação **ABS** (seta) observado no contato entre as duas associações de fácies (ponto 8-BR 343, Formação Poti).

As ondulações menores, no contato entre as associações de fácies, atingem até 0,60cm de comprimento e 0,40cm de amplitudes (figuras 26b e c). Observa-se em uma mesma superfície ondulações menores superpostas às maiores (Figura 27b e c). As camadas sobrejacentes (**ABT**) preenchem as escavações em *onlap* (Figura 27c) e moldam-se à geometria ondulada da superfície, tornando-se gradualmente planas em direção ao topo (Figura 26b e 27c). Este fato associado à observação de truncamentos das camadas da associação inferior (**ABS**) evidenciam o caráter erosivo desta superfície, descartando a possibilidade de ação de processos tectônicos para sua geração.

Localmente observam-se blocos arenosos, maciços da associação inferior (**ABS**) totalmente envolvidos por material pelítico da associação superior (**ABT**), dando a falsa impressão de clastos (Figura 26d). Segundo Della Fávera (1990), é comum a ocorrência de blocos de arenito fluidizado no contato entre tempestitos transgressivos e depósitos deltaicos, regressivos, atribuídos ao impacto de ondas violentas sobre o substrato inicialmente inconsolidado. Este impacto produz feições de escape e fragmentação, após o endurecimento eodiagenético do material do topo do intervalo regressivo. De fato, feições de erosão e fluidização encontradas nas camadas da **ABS** sugerem que o topo deste intervalo já se apresentava coeso durante a formação da superfície erosiva. A presença de superfícies erosivas dentro da associação **ABT** com ondulações menores superpostas, que truncam as estruturas sedimentares (Figura 27a), reforçam a atribuição de origem pela ação de ondas de tempestade para estas superfícies erosivas.

A ação erosiva de tempestades pode gerar escavações (*scours*) com tamanhos variados, de acordo com a intensidade das ondas e profundidade das camadas (Cheel & Middleton 1993, McKie 1994, Anaisse Jr. 1999). Na área de estudo o preenchimento dessas escavações é feito exclusivamente por camadas da **ABT**, que, internamente, apresentam diversas superfícies erosivas de menor escala, resultando numa sequência geralmente incompleta e amalgamada, com remoção parcial ou total das camadas pelíticas. Além disso, é comum observar-se em fácies heterolíticas da associação **ABT** (pontos 5, 6, 7, 8 e 11) estruturas deformacionais de pequeno porte, principalmente, laminação convoluta e, subordinadamente, pseudo-nódulos, estruturas em chama e diques de injeção (figuras 20b e 28).



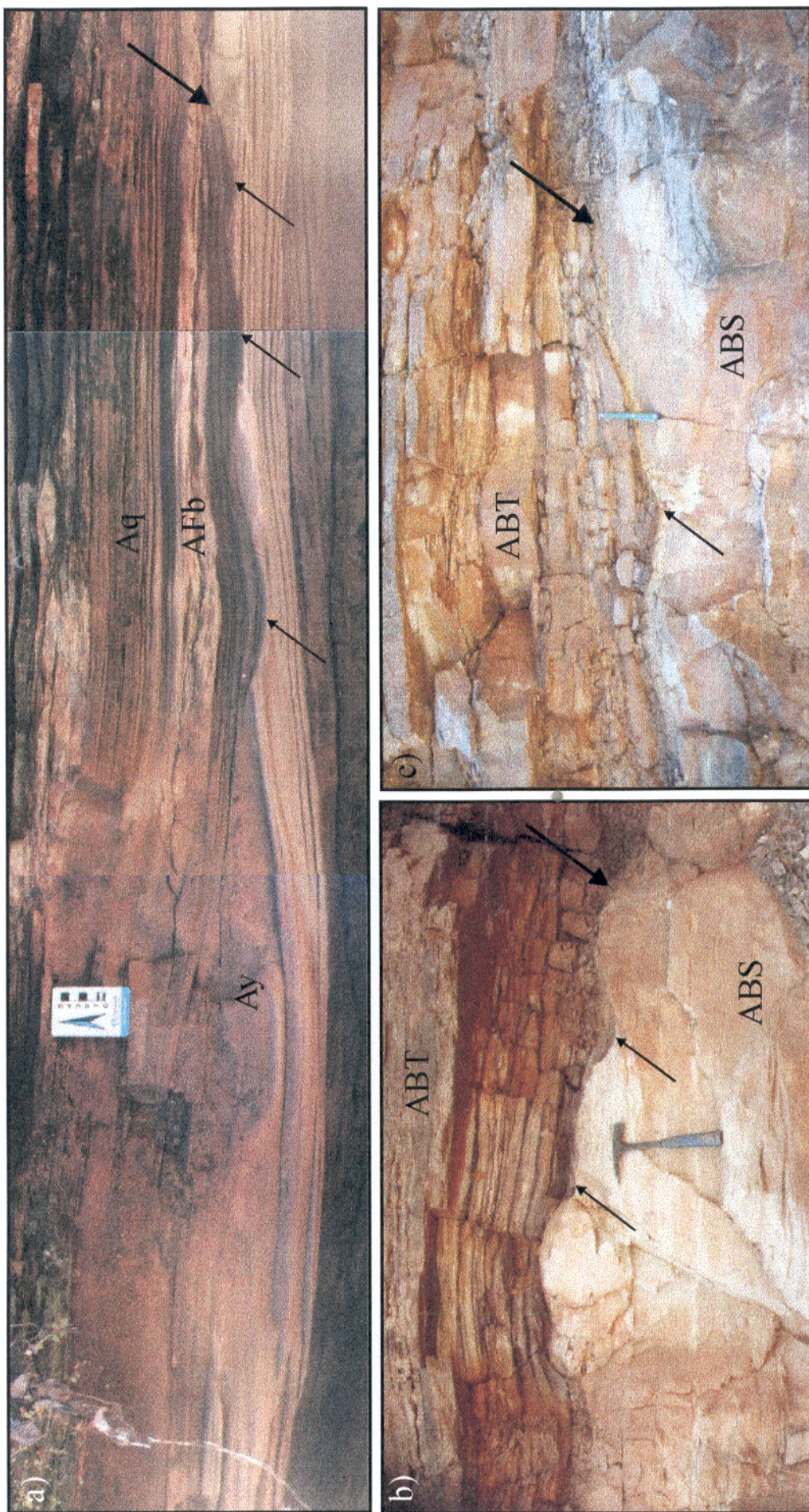


Figura 27 -Superfícies erosivas (seta maior) com marcas onduladas menores (seta menor) observadas na Formação Poti. a) Superfície erosiva maior com marcas onduladas menores sobre camadas com fácies **Aq**, preenchida por camadas com fácies **Ay** e **Aq** (ponto 26) . b) Superfície erosiva ondulada com feições onduladas menores no contato entre as associações de fácies **ABS** e **ABT** e preenchida por camadas com fácies **AFc** (ponto 7) . c) Superfície erosiva no contato entre as associações de fácies **ABT** e **ABS**, preenchida por camadas da fácies **AFc** e **Aq** em *onlap* (ponto 8-BR 343).





Figura 28- a) Associação de fácies **ABT** com laminação convoluta (setas). Notar que as camadas acima e abaixo do nível de convolutas não estão perturbadas (ponto 11). b) detalhe de laminação convoluta (ponto 8-BR 343, Formação Poti).

As laminações convolutas desenham dobras com formas e tamanhos variados, semelhante a dobras em bainha (de 05cm a 30cm de comprimento). Sua geração pode estar relacionada à sobrecargas de arenitos em folhelhos induzidas pelo impacto da ação de tempestades, como advogam diversos autores (Johnson 1977; Dalrymple 1979 e 1980; Myrow & Hiscoh 1991).

Della Fávera (1990) descreveu a ocorrência de um único seixo que ocorreria associado a camadas contendo as feições acima descritas e que foi interpretado como clasto caído (*dropped stone*). Superfícies de escavação com feições deformacionais relacionadas, são também reportadas por Eyles & Clarck (1988) como produzidas pela ação de gelo em depósitos lacustres do Pleistoceno. Porém, devido a ocorrência, dentro da área de estudo, de depósitos tempestíticos, a ausência de quaisquer outras evidências de processo glaciais e o padrão geométrico regular da superfície erosiva atribui-se a origem dessas estruturas a processos de tempestade.

#### 4.1.1.4- Modelo deposicional- paleogeográfico da Formação Poti

Os dados de paleocorrentes dos depósitos deltaicos (Figura 12) indicam migração preferencial dos depósitos de barras sigmoidais na direção NNW. Esses depósitos foram gerados em ambiente marinho transicional, possivelmente em *shoreface*. O amplo domínio dos depósitos tempestíticos sugerem uma costa aberta, sujeita à ação dos eventos de tempestade. A deposição dos depósitos tempestíticos ocorreu também em ambiente de *shoreface*. Interdigitações entre esses dois depósitos podem ter ocorrido, com progradações dos depósitos deltaicos entre os intervalos de tempestades. Porém o caráter erosivo das ondas geradas pelas tempestades suprimiram muitos registros dessas progradações deltaicas. O recobrimento dos depósitos sigmoidais por depósitos tempestíticos de grande espessura sugerem uma costa com ocorrência intermitente de tempestades (Figura 29).

De acordo com a localização da Bacia do Parnaíba dentro do continente Gondwana (Figura 30), sua posição geográfica estava inserida entre os paralelos de 25° a 35° durante o Carbonífero Inferior. Segundo Duke (1985), essa paleolatidade no Paleozóico sofreu ação de furacões, que geraram os depósitos tempestíticos da associação ABT.



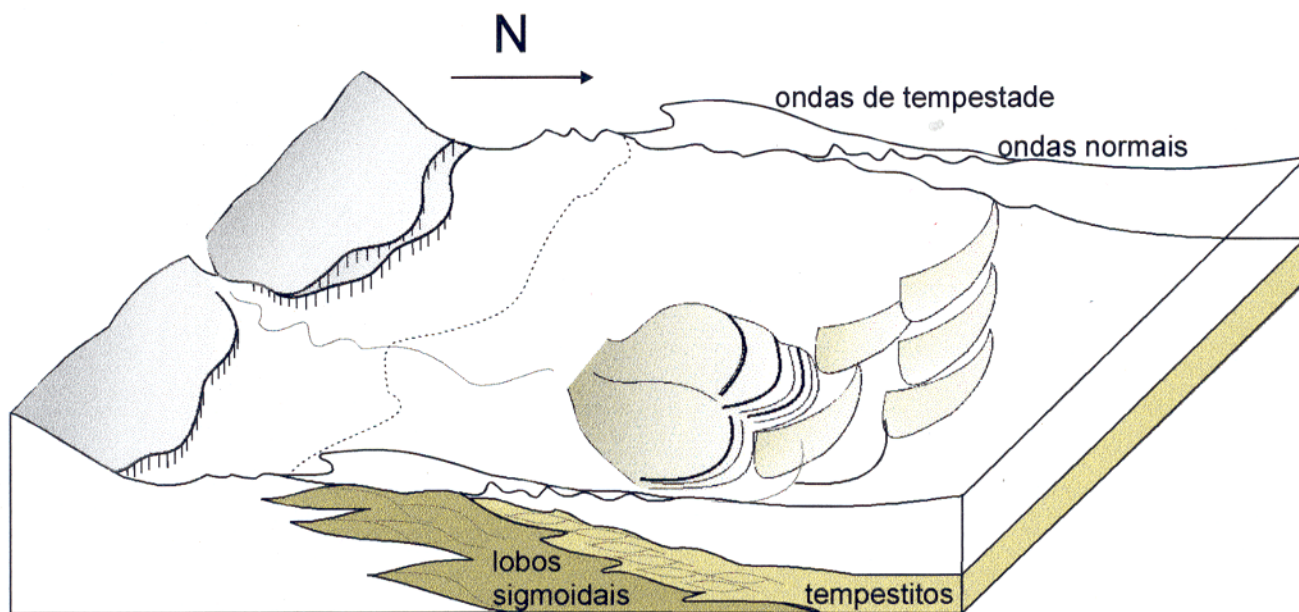


Figura 29- Modelo deposicional proposto para a porção superior da Formação Poti (esquemático, sem escala).

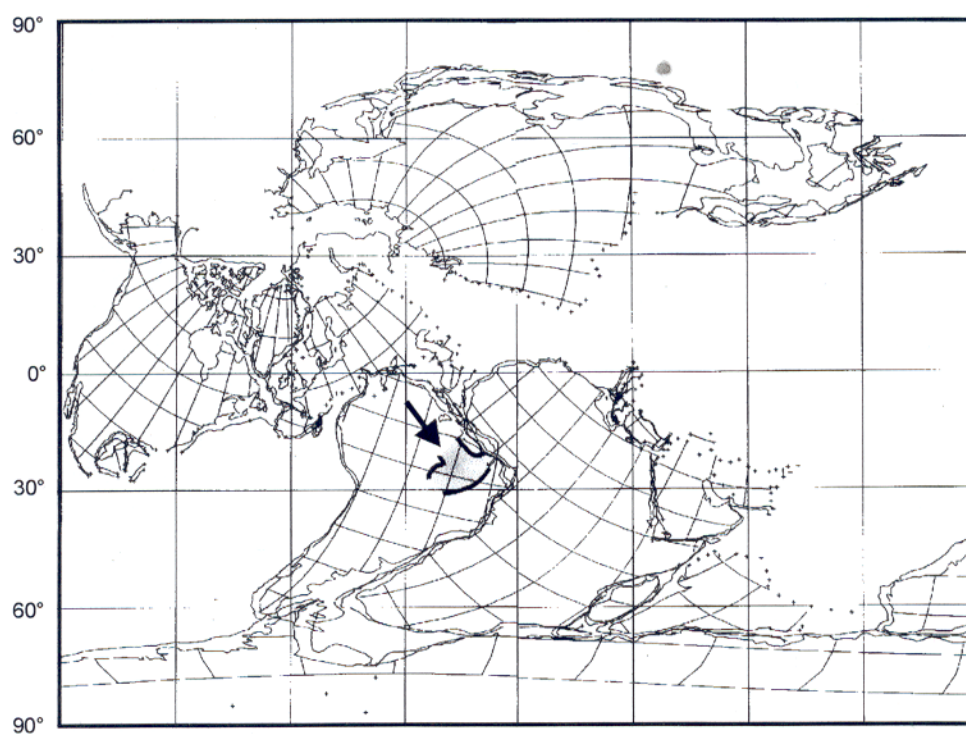


Figura 30- Localização paleogeográfica aproximada da Bacia do Parnaíba (seta) no Carbonífero Inferior (compilado de Smith *et al.* 1982). Limites da bacia baseados em isópacas de Cunha (1986). Linhas abertas indicam ligações com outras bacias sedimentares no período.

A tendência regressiva do mar durante o Período Carbonífero está relacionada com movimentos de isostasia e com os soerguimentos gerados pela Orogenia Herciniana, que se desenvolveu, principalmente, à norte do supercontinente Gondwana com períodos colisionais entre 380 e 280Ma (Windley 1995). Estes processos culminaram com a agregação do Supercontinente Pangéia (Góes & Feijó 1994). No Carbonífero Inferior prevaleciam condições globais de mares rasos sobre os crátons, denominados mares epicontinentais, com climas frios a moderados que propiciaram o desenvolvimento abundante de vida vegetal (Navarra 1980).

Através de estudos da flora carbonífera da Formação Poti, Ianuzzi (1994) sugeriu que a região norte da América do Sul saiu de latitudes temperadas a subtropicais no final do Carbonífero Inferior, atingindo latitudes tropicais no final do Carbonífero Superior, com deriva do Continente Americano em direção ao Equador.

#### 4.1.2- Formação Piauí

A Formação Piauí é representada na área de estudo, principalmente por rochas arenosas e, subordinadamente, por rochas conglomeráticas e silticas em ciclos granodecrescente com grande continuidade lateral. O sumário das principais características e processos geradores das litofácies presentes é apresentado na Tabela 2.

Tabela 2- Sumário das litofácies da Formação Piauí inferior observadas na região de Floriano-PI.

| Litofácies                                        | Principais feições sedimentares                                                                                                               | Processo sedimentar                                                                               |
|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) | Corpos com areia média a grossa, seixos de argila e quartzo esparsos                                                                          | Migração de formas de leito de médio porte com crista sinuosa. Sob ação de fluxos unidirecionais  |
| Arenito com estratificação cruzada tabular (At)   | Corpos tabulares com granodecrescência ascendente, granulação média a conglomerática                                                          | Migração de formas de leito de médio porte com crista reta sob fluxo unidirecional                |
| Arenitos com laminação cruzada (Au)               | Laminações cruzadas com bases planas a côncavas rasas, erosivas, "micro-acanaladas"                                                           | Migração de formas de leito de pequeno porte com crista sinuosa sob ação de fluxos unidirecionais |
| Conglomerado intraformacional (Ci)                | Corpos irregulares com seixos, fragmentos angulosos de siltitos sustentados por clastos ou areia com estratificação plano-paralela incipiente | Erosão e posterior deposição sob altas condições de energia                                       |
| Siltitos com laminação plano-paralela (Si)        | Camadas contínuas ou corpos lenticulares de tamanhos variados, laminados                                                                      | Deposição por suspensão                                                                           |

##### 4.1.2.1- Descrição das litofácies

##### 4.1.2.1.1- Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)

A litofácies Aa é composta por arenitos médios a conglomeráticos de cor branca, moderadamente selecionado. Ocorrem clastos compostos predominantemente por fragmentos de argila de tamanhos variados, com diâmetros de 0,5cm a 16cm, e, subordinadamente, seixos de quartzo com diâmetros médios de 1cm. As granulometrias mais grossas são raras e concentram-se em gradação normal, preferencialmente na base dos *sets*. As camadas com estratificação cruzada acanalada apresentam-se em *sets* de médio porte (tamanhos médios de 2,4m de comprimento e 45cm de altura) a pequeno porte (1m de comprimento e 0,25m de altura) com bases côncavas. São observados cortes longitudinais e oblíquos ao fluxo, apresentando *foresets* tangenciais e cortes perpendiculares ao fluxo, com formas acanaladas (Figura 31). Os *sets* com estratificação cruzada acanalada geralmente apresentam limites erosivos, gerando corpos



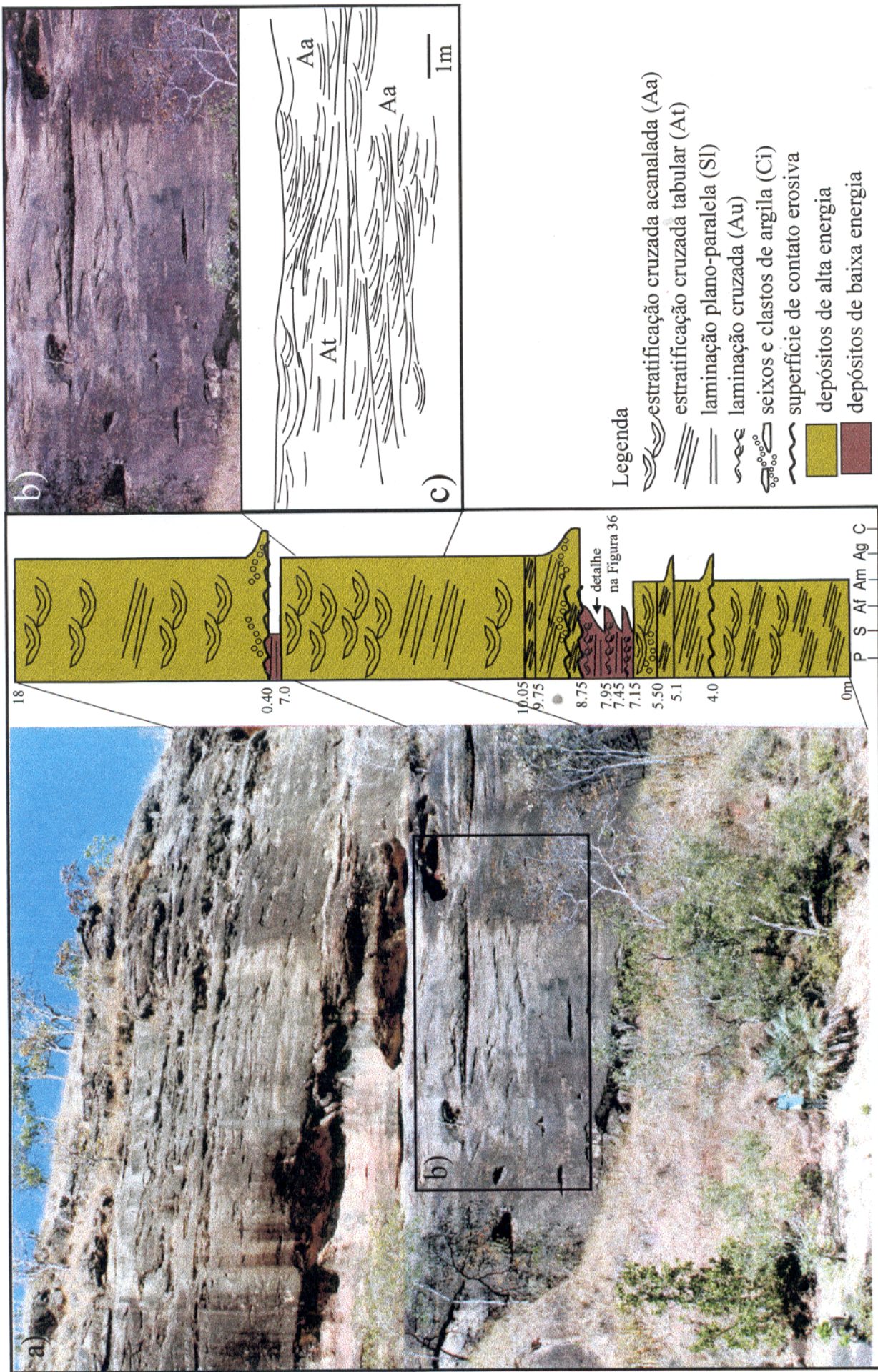


Figura 31 - a) Afloramento da Formação Piauí com respectiva seção colunar. b) Detalhe de a) onde se observa litofácies **At** e **Aa**. c) Desenho de b) mostrando barras arenosas compostas pelas fácies **Aa** e, subordinadamente, **At** (ponto 21 - Riacho dos Porcos).



amalgamados e formando pacotes espessos com até 8m de espessura (Figura 31a). Medidas do mergulho dos *foresets* indicam sentido de migração das formas de leito para NNW, com grande espalhamento das medidas por todo o hemisfério norte.

#### 4.1.2.1.2- Arenito com estratificação cruzada tabular (At)

A litofácies **At** é composta por arenitos médios a conglomeráticos com coloração branco-amarelada. Ocorrem seixos e calhaus quartzosos, porém são mais raros e possuem formas angulosas e subarredondadas com diâmetros de 1cm até 34cm. Clastos de argila são mais abundantes e possuem tamanhos que variam de 0,5cm a 5cm, dispostos em camadas com gradação normal. Apresenta-se em corpos com geometria externa sigmoidal ou tabular de grande continuidade lateral e espessura média de 1m. O limite inferior dos corpos arenosos pode ser plano ou irregular, com evidências de erosão, e marcado pela concentração de clastos de quartzo e de argila com tamanhos bastante variados. Internamente possui estratificação cruzada tabular de médio porte, organizadas em *sets* com espessura média de 0,3cm (Figura 32). As camadas individuais dentro dos *sets* possuem espessuras médias de 2cm e podem conter pequenos clastos de quartzo e argila acompanhando a estratificação, chegando a formar lâminas conglomeráticas com gradação normal ou serem compostas totalmente por areias médias e grossas. Na base dos *foresets* podem ser encontradas laminações cruzadas com *lee sides* migrando em sentido contrários ao mergulho dos *foresets* das camadas tabulares (laminação cruzada de *backflow*, Figura 32d). Medidas do mergulho dos *foresets* indicam sentido de migração das formas de leito variando entre NW e NE com grande espalhamento das medidas por todo o hemisfério norte e ângulos médios de mergulho de 20° (Figura 33).

#### 4.1.2.1.3- Arenito com laminação cruzada (Au)

A fácies **Au** é composta por arenitos finos de cor branca a amarelada, com laminações cruzada e cruzada cavalgante geradas pela migração de marcas onduladas assimétricas. A base da estrutura é erosiva com formas côncava assimétrica ou plana truncando as estruturas subjacentes (Figura 34). Nas laminações cruzadas cavalgantes a laminação dos *stoss sides* é geralmente preservada e contínua até os *foresets*. Internamente observa-se os *lee sides* das marcas onduladas com formas côncavas, tabulares e sigmoidais, formando micro-laminações cruzadas com geometria variada. Localmente pode-se observar laminações com erosão total dos *stoss sides* pelas laminações sobrejacentes, porém seus *lee sides* são iguais aos da laminação cruzada



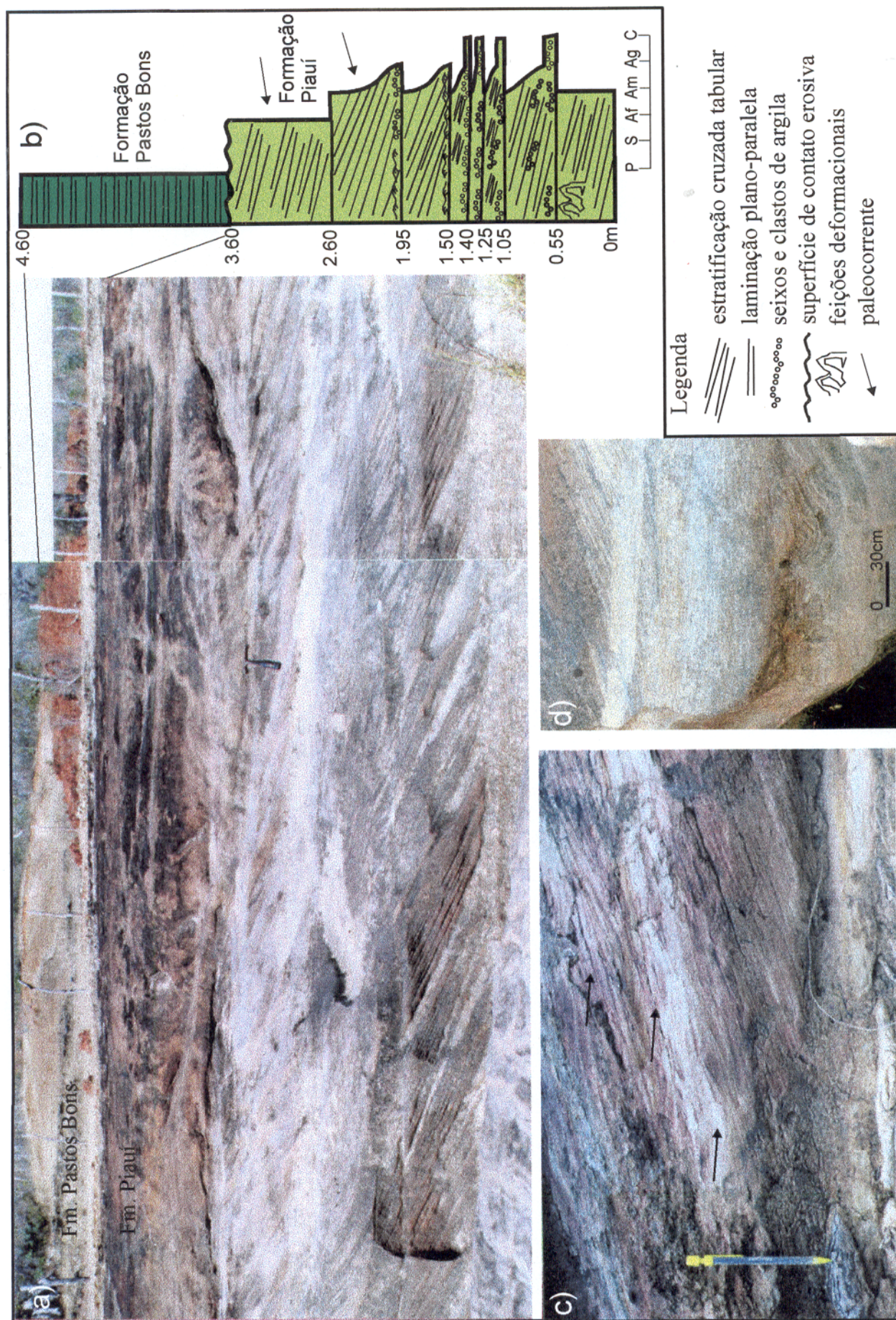


Figura 32- Afloramento com contato entre as formações Piauí e Pastos Bons. a) Estratificação cruzada tabular observada na Formação Piauí (fácies Af) em espessuras variadas. Notar na parte superior da foto contato entre as formações Piauí e Pastos Bons. b) Seção colunar do afloramento em a). c) detalhe da laminiação cruzada de contra-fluxo (seta) observada na base dos *foresets* das estratificações cruzadas maiores. d) Detalhe da deformação observada em alguns *foresets* da estratificação (ponto 41-localidade de Malhada Alta).



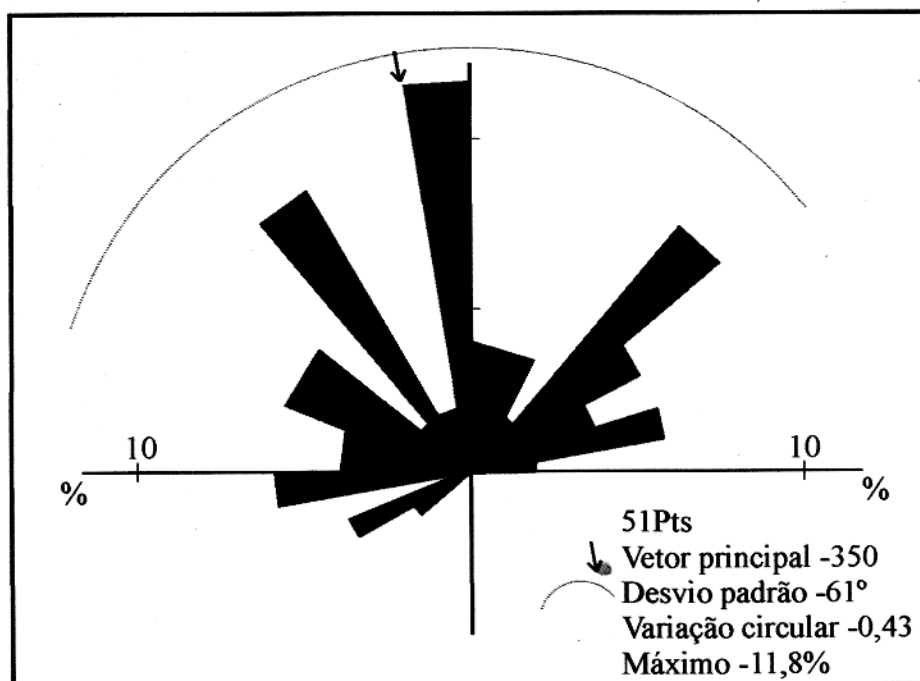
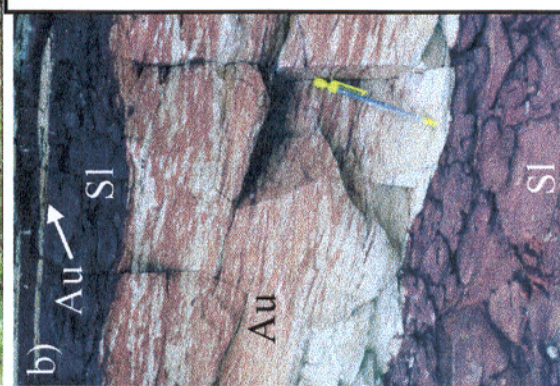


Figura 33- Sentidos de paleocorrentes obtidas em camadas pertencentes aos depósitos fluviais (AFF) da Formação Piauí em litofácies At.



Figura 34-a) Depósitos observados na Formação Piauí com fácies **Sl** e **Au** intercaladas, sobrepostas por fácies **At**. b) Detalhe de a). Notar a espessura variada das litofácies e cor variegada da fácies **Au** (ponto 56- Riacho dos Porcos ).



cavalgante. Os *sets* possuem topos, em geral, retos, com formas onduladas subordinadas, sendo classificadas como o tipo A de Jopling & Walker (1968) devido a ausência dos *stoss sides* e forma dos *lee sides* (Figura 8). Possui amplitudes médias de 2cm e comprimentos de 15cm, formando pacotes com até 50cm de espessura.

#### 4.1.2.1.4- Conglomerado com estratificação incipiente (Ci)

A litofácies **Ci** é composta por seixos e, subordinadamente, blocos moderadamente selecionados, sustentados por clastos ou por areias com estratificação plano-paralela incipiente, podendo ocorrer variações entre esses tipos de conglomerados, com predominância dos sustentados por clastos na base e sustentados por areia em direção ao topo. Os seixos são arredondados a subarredondados e compostos por quartzo e fragmentos de argilitos com diâmetros que variam de 1cm até 5cm. Os fragmentos de rocha compostos por argilitos de colorações cinza-amarelada, esverdeada e avermelhada, com laminação plano-paralela, predominando as geometrias alongadas com eixo maior paralelo disposto paralelo ao acamamento, com tamanhos que vão de 1,2cm a 80cm de comprimento (Figura 35). Os conglomerados sustentados por clastos são mais abundantes possuindo imbricação dos seixos com direção NW. A matriz arenosa possui granulação fina a grossa, gradação normal, coloração branco-amarelada a avermelhada, estratificação plano-paralela incipiente e presença de seixos concordantes com a estratificação. As camadas conglomeráticas ocorrem geralmente em corpos tabulares e, subordinadamente, com geometrias lenticulares em dimensões decimétricas a métricas, com espessuras médias de 60cm. O limite inferior das camadas conglomeráticas é bastante irregular, notadamente erosivo, formando escavações nas camadas subjacentes.

#### 4.1.2.1.5- Siltitos com laminação plano-paralela (SI)

A litofácies **SI** é composta por siltitos de cores cinza-azulada, verdes e marrom-avermelhados, com laminação plano-paralela. Ocorre em camadas lenticulares com tamanhos variáveis. Corpos maiores alcançam cerca de 60cm de comprimento e 0,5cm de altura, com limite inferior bem definido, côncavo a plano e topos irregulares, bastante erodidos (Figura 34). As lentes menores possuem cerca de 10cm de comprimento e 0,8cm de altura (Figura 36) também com evidências de erosão pelas estruturas subjacentes.





Figura 35- Fácies conglomerática (Ci) observada nos depósitos fluviais da Formação Piauí. a) Intercalações de arenitos e conglomerados. Fácies Ci com arcabouço sustentado por clastos, predominantemente, pelíticos e, mais raramente, quartzosos (setas, ponto 25-Riacho dos Porcos). b) e c) Fácies conglomeráticas com arcabouço sustentado por areia. Os clastos são compostos por pelitos, pobremente selecionados e bastante angulosos (pontos 20-BR 343 e 23-Riacho dos Porcos, respectivamente).



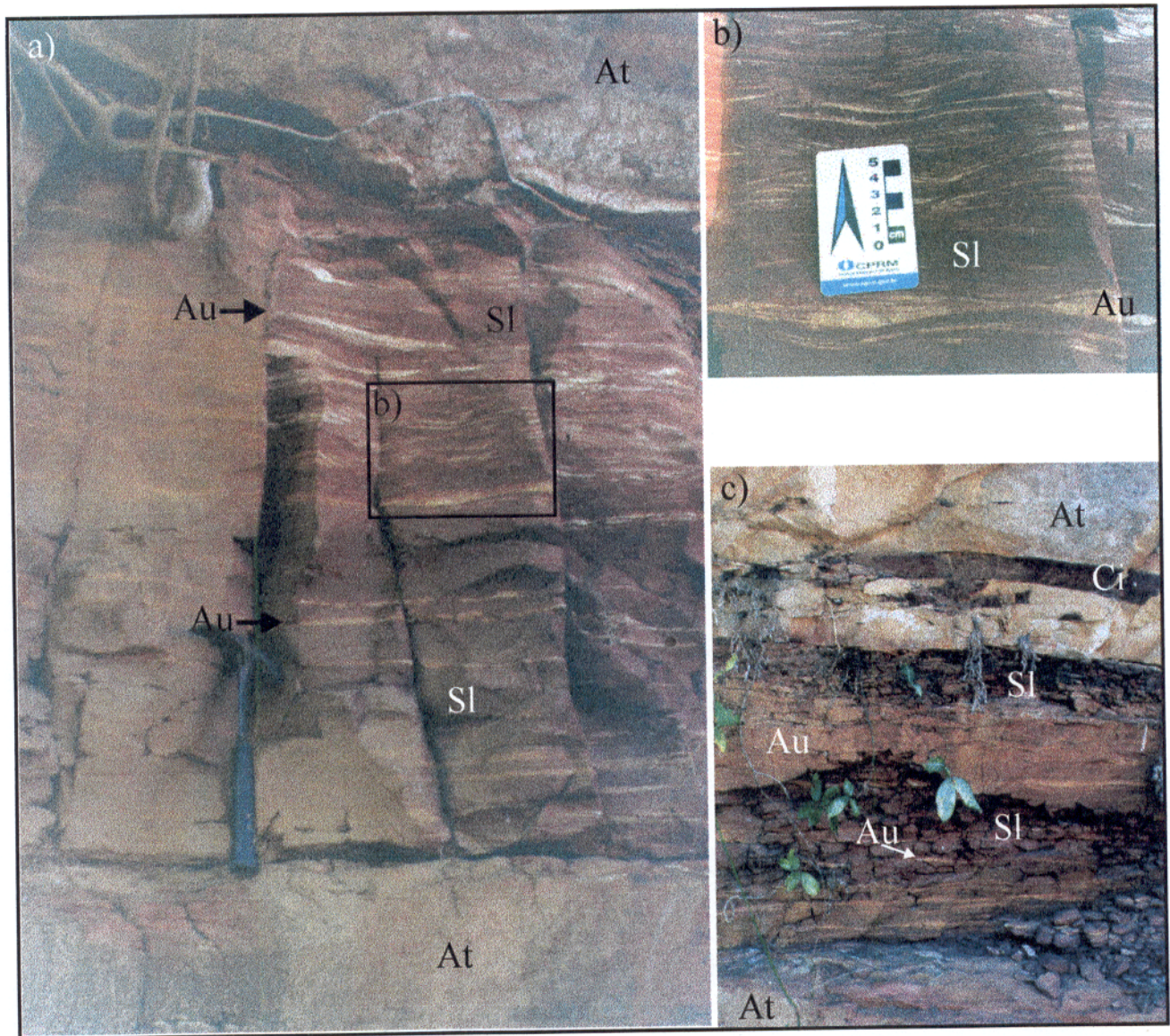


Figura 36- a) Intercalações delgadas de fácies **Au** e **Sl** com maior frequência e espessamento das camadas de arenito em direção ao topo. b) Detalhe de a) onde se observa fácies **Au** com laminação cavalgante supercrítica. c) Intercalações entre as fácies **Au** e **Sl**. Notar na porção superior da foto conglomerado (**Ci**) gerado pelo retrabalhamento dos depósitos pelíticos (ponto 21-Riacho dos Porcos).

#### 4.1.2.2- Associação das fácies geradas por processos fluviais (AFF)

A associação de fácies AFF é composta predominantemente pelas litofácies Aa e At e, subordinadamente, pelas litofácies Ci, Au e Sl. A abundância de arenitos com estratificações cruzadas acanalada e tabular, intercalações subordinadas de pelitos e conglomerados em perfis com granodecrescência ascendente permitem interpretar esta associação como gerada por correntes fluviais (Figura 37).

As relações entre regime hidrodinâmico, erosão, transporte de sedimentos e acumulação, dentro do ambiente fluvial, foram amplamente estudadas ao longo dos anos, gerando modelos e padrões de comportamento das partículas bem conhecidos. Isto permite entender o comportamento das partículas de diferentes tamanhos, formas e densidades, bem como a formação de estruturas (Figura 38, Einsele, 1992). De maneira geral, as litofácies presentes no sistema fluvial resultam do transporte por correntes de tração e suspensão intermitente. Segundo Leopold & Wolman<sup>3</sup> citado em Miall (1977), pelo menos nove variáveis interagem para determinar a natureza resultante do canal fluvial que são: descarga (quantidade e variabilidade), quantidade e tamanho dos sedimentos transportados, largura, profundidade, velocidade, talude e rugosidade do fundo do canal. Fatores climáticos e geológicos também devem ser considerados (Schumm 1968). Miall (1977) propôs uma classificação para os rios baseada principalmente na morfologia (Tabela 3, Figura 39) e amplamente usada.

Os rios de canal reto possuem baixa sinuosidade, ocorrem em taludes suaves com predomínio de sedimentos em suspensão que podem gerar barras compostas por pelitos dentro do canal; os rios de canal anastomosado (*anastomosing*) são permanentes e relativamente estáveis com alta sinuosidade e bancos coesivos, separados por ilhas grandes e estáveis com cobertura vegetal e predomínio de carga de suspensão; os rios de canal meandrante ocorrem em taludes pouco inclinados com alta sinuosidade e equilíbrio entre carga de fundo e carga em suspensão, com predomínio de barras arenosas laterais; e os rios de canal entrelaçado (*braided*) são caracterizados por canais largos com taludes íngremes e baixa sinuosidade com um ou mais canais principais e barras que migram continuamente dentro do canal, com predomínio de carga de fundo (Miall 1977).

<sup>3</sup> LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. 1957. River channel patterns, braided, meandering and straight. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 282-B



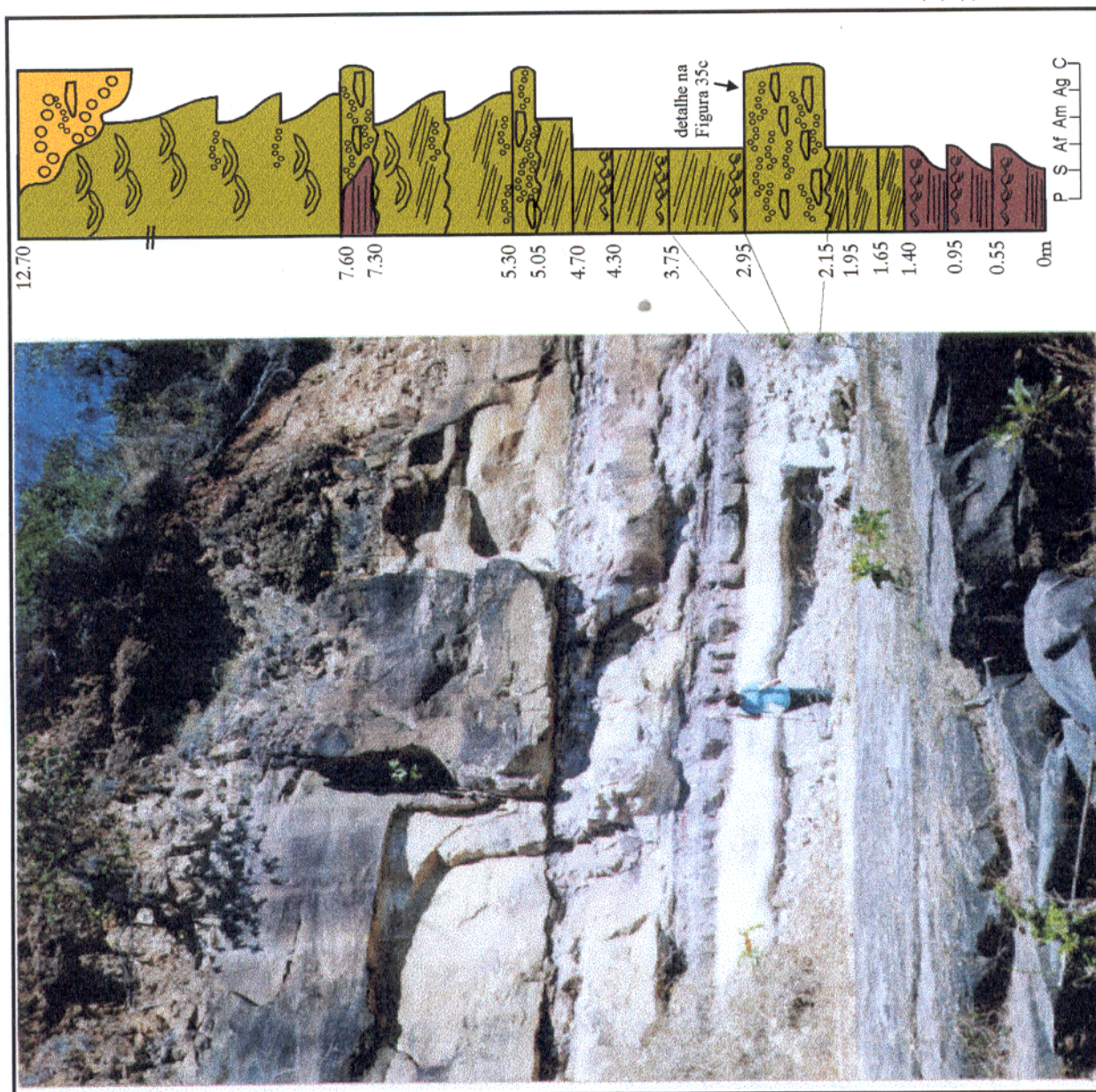


Figura 37- Afloramento da Formação Piauí com respectiva seção vertical. Notar os depósitos sucessivos de siltitos (porção inferior) e gradação lateral de conglomerados para siltitos na porção superior da seção (ponto 23- Riacho dos Porcos).

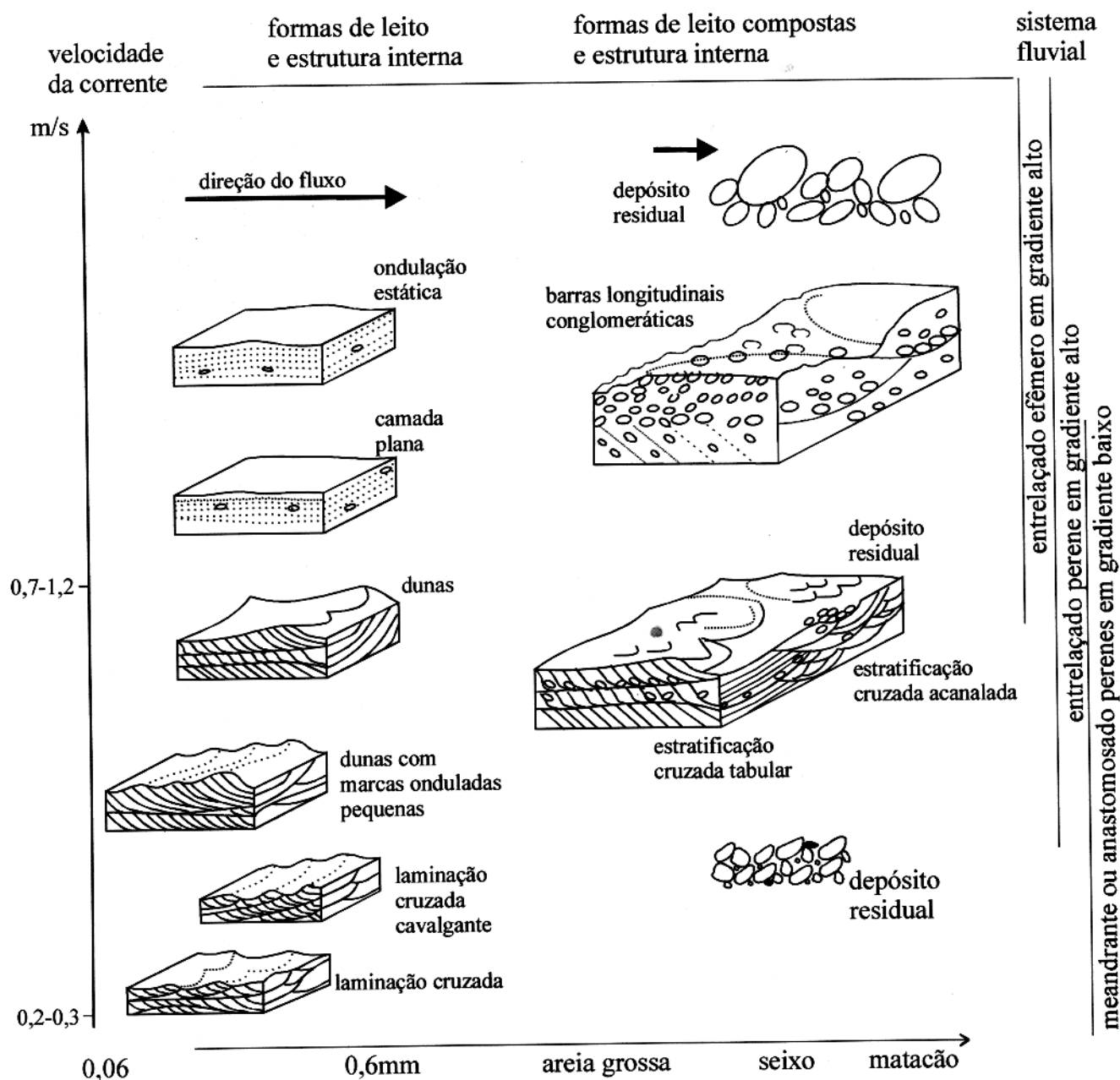


Figura 38- Relações entre velocidade de corrente, tamanho da partícula, formas de leito e estruturas sedimentares de depósitos fluviais (compilado de Einsele, 1992)

Tabela 3- Classificação dos tipos de rios, segundo Miall (1977).

| Tipo             | Morfologia                                               | Sinuosi<br>dade | Tipo de<br>carga                  | Carga de<br>fundo (%) | Razão<br>larg./prof. | Erosão do<br>canal                          | Deposição<br>no canal                                    |
|------------------|----------------------------------------------------------|-----------------|-----------------------------------|-----------------------|----------------------|---------------------------------------------|----------------------------------------------------------|
| Meandrante       | canal único                                              | >1.3            | suspensão<br>ou carga de<br>fundo | <11                   | <40                  | incisão do<br>canal, bastante<br>meandrante | barras em<br>pontal                                      |
| Entrelaçado      | canais<br>múltiplos com<br>barras e<br>pequenas<br>ilhas | <1.3            | carga de<br>fundo                 | >11                   | >40                  | canal amplo                                 | agração<br>do canal<br>com barras<br>no meio do<br>canal |
| Reto             | canal único<br>talvegue<br>meandrante                    | <1.5            | suspensão<br>e carga de<br>fundo  | <11                   | <40                  | canal estreito,<br>inciso                   | barras<br>laterais                                       |
| Anastomosa<br>do | canais<br>múltiplos com<br>ilhas estáveis                | >2.0            | suspensão                         | <3                    | <10                  | meandros<br>lentos e<br>amplos              | acresção<br>lenta de<br>bancos                           |

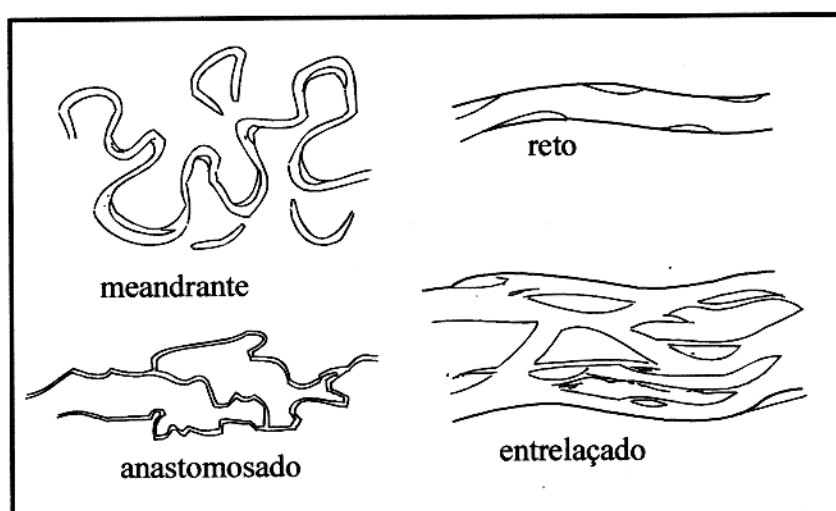


Figura 39- Modelos morfológicos de rios propostos por Miall (1977).



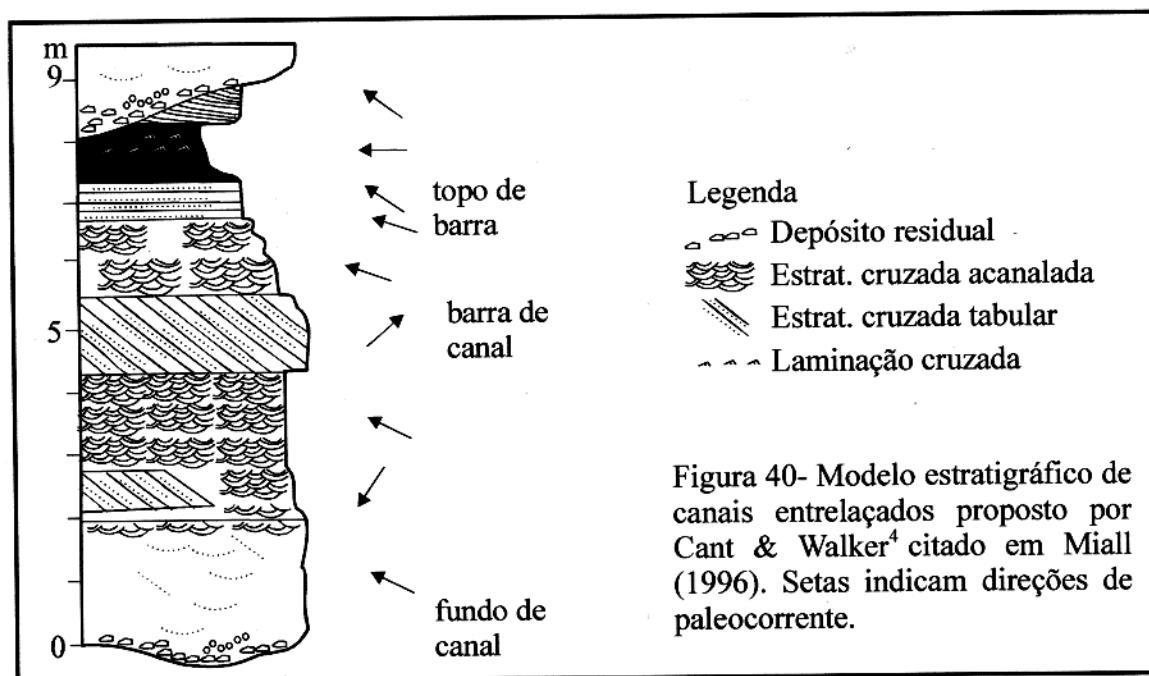
Os depósitos aqui estudados caracterizam-se pela ocorrência de ciclos granodecrescentes ascendentes com presença de conglomerados de fundo de canal na base, predominância de barras arenosas com estratificações cruzadas acanalada e tabular de médio porte e ocorrência restrita no topo de arenitos finos com laminações cruzada e cruzada cavalgante, além de siltitos laminados. A formação desta seqüência requer, inicialmente, condições de alta energia para a sua geração e finaliza com condições de baixa energia. Comparações entre a seqüência de fácies encontrada na área de estudo (figuras 33 e 38), e os vários modelos de canais discutidos na literatura indicam que os rios aqui estudados podem ser classificados como entrelaçados. Os canais entrelaçados caracterizam-se por canais rasos e aproximadamente simétricos, ao longo do canal observa-se cavidades relativamente profundas e protuberâncias irregulares (Suguio & Bigarella 1990). Seus depósitos são, em geral, dominados por areias e cascalhos, ao contrário dos outros tipos de rios que possuem depósitos de granulação mais fina (Miall 1977). Cant & Walker<sup>4</sup> citado em Miall (1996) propuseram um modelo geral para depósitos fluviais de canais entrelaçados, caracterizados pela presença de depósitos residuais (*lag*) na sua porção basal, que marcam o fundo do canal, sobrepostos por camadas com estratificações cruzadas acanalada e tabular. O topo das barras consistem em camadas com estratificação cruzada tabular e pequenas escavações (*scours*) preenchidas. Estes depósitos podem ser sobrepostos por depósitos contendo intercalações de arenitos e siltitos com laminações cruzadas e finalmente arenitos com laminações plano-paralela e/ou cruzada de baixo ângulo (Figura 40). Nos modelos clássicos de canais fluviais entrelaçados, caracterizados por numerosos canais, separados por barras arenosas e pequenas ilhas ocorre o predomínio de seções arenosas em detrimento das pelíticas (Davis 1992).

Nos rios entrelaçados os processos de transporte fluvial são mais eficientes durante os períodos de descarga elevada, quando ocorrem inundações do canal fluvial e adjacências e sedimentos de todos os tamanhos são transportados. Nessas condições a deposição de clastos de tamanhos variados ocorre em pequenas escavações dentro do canal (depósitos de *lag* ou residual), onde há menores condições de energia, gerando camadas conglomeráticas com ou sem imbricação, que protege as camadas arenosas subjacentes da erosão (Einsele, 1992). Estes

---

<sup>4</sup> CANT D.J. & WALKER, R.G. 1976. Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point sandstone, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, 13: 102- 119

depósitos residuais constituem os depósitos de fundo de canal, que podem ser maciços ou desenvolver uma estratificação plano-paralela incipiente (Smith 1970).



Nas litofácies **Ci**, observadas na área de estudo, os conglomerados são compostos predominantemente por clastos de argilito com estratificação plano-paralela incipiente, que marcam a base de camadas com fácies **Aa** e **At** e podem gradar lateralmente para fácies **SI** (Figura 38a), o que indica que os clastos observados foram gerados, principalmente, pelo retrabalhamento dos pelitos da fácies **SI**, demonstrando também a relação de continuidade temporal entre condições de alta e baixa energia. Fato comum, segundo Collinson (1996), nas seqüências fluviais dominadas por depósitos de canal, onde os clastos intraformacionais, mesmo raros, são indicadores da natureza contemporânea dos depósitos entre canais (*interchannel setting*). A presença de camadas conglomeráticas estratificadas sugere transporte em lençóis planares sob condições de fluxo de alta energia e seu desenvolvimento permite a acumulação de partículas menores, que geram barras arenosas com geometrias variadas (Rust 1972).

Constantes confusões ocorrem em relação a denominação dos corpos arenosos encontrados nos canais fluviais, principalmente no que diz respeito às formas de médio e grande porte. Várias classificações foram propostas ao longo dos anos, levando-se em consideração o tamanho dos corpos, geometria da crista, tipo de fluxo gerador, etc. (Harms *et al.* 1982, Collinson

& Thompson 1989). Asshley (1990) e Miall (1996) tentaram padronizar essas várias denominações. O termo duna de Miall (1996) é usado com o mesmo sentido de *megaripple*, enquanto as barras transversais, também referidas como *sandwaves*, ou *bedforms* com crista reta devem ser denominadas de dunas "bidimensionais" e barras lingüiformes, lobadas ou *bedforms* com crista sinuosa devem ser referidas como dunas "tridimensionais". Miall (1996) sugere também que o termo "barra" seja usado apenas para macroformas produzidas pelo sistema fluvial. Divergências a cerca da estrutura gerada pela migração de cada tipo de forma de leito também ocorrem, porém ainda não há consenso quanto a este aspecto. Serão consideradas aqui principalmente as interpretações de Harms *et al.* (1982) e Miall (1996).

As barras longitudinais são alongadas paralelamente a direção do fluxo, com pouca expressão vertical, circundadas por canais ativos e submersas totalmente apenas nos períodos de descarga elevada (Harms *et al.* 1982). São formadas geralmente pela mistura de cascalho e areia, que geram corpos de crista reta com migração lenta e *foresets* pouco desenvolvidos (Smith 1974, Rust 1972). Nos corpos mais delgados, sem formação de *foreset* e compostos essencialmente por clastos, a estratificação desenvolvida é plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo (Harms *et al.* 1982), o que é representado na área de estudo pelas camadas mais espessas com fácies Ci. As dunas bidimensionais desenvolvem-se em clastos e areias, possuindo cristas retas, superfícies planas e bases geralmente erosivas, ocorrem expostas subaereamente nos períodos de descarga baixa e circundadas por canais ativos. Sua migração gera estratificação cruzada tabular, quando vistas paralelamente ao fluxo, e plano-paralela, quando vistas perpendicularmente ao fluxo. As camadas com estratificação cruzada tabular estudadas neste trabalho (fácies At) apresentam clastos tanto na sua base como nos estratos, acompanhando os *foresets* da estrutura, contudo as formas essencialmente arenosas são predominantes. Variações no ângulo e forma dos *foresets* das camadas tabulares dependem das condições do fluxo, que podem gerar uma aparência sigmoidal e o desenvolvimento de marcas onduladas de pequeno porte na base dos *foresets*, devido a separação do fluxo na face de deslizamento da barra arenosa (Collinson & Thompson 1989). Essas feições são também encontradas na área de estudo onde se observa raros *foresets* sigmoidais e marcas onduladas com laminação cruzada oposta à direção de migração dos *foresets* (Figura 33c).

As dunas "tridimensionais" são descritas como formas lobadas com cristas sinuosas e superfície inferior erosiva, que tornam-se parcialmente expostas apenas nos períodos de descarga



baixa. Ocorrem, principalmente, em conjuntos coalescentes com sedimentos arenosos e associados a fluxos confinados nas porções mais profundas dos canais (Miall 1977). A migração destes corpos gera camadas com estratificação cruzada acanalada. Nos depósitos aqui estudados, essas camadas são as mais abundantes, representadas pela fácies **Aa**, que possuem raros clastos de argila e quartzo na sua base. Camadas compostas essencialmente por grânulos em gradação normal também são encontradas, porém as formas arenosas são predominantes. Ocorrem aqui em corpos coalescentes com espessura total de até 8m de espessura, compostos totalmente por fácies **Aa**. Pacotes menos espessos, com média de 60cm de espessura, são intercalados por conglomerados da fácies **Ci**, camadas com estratificação cruzada tabular (fácies **At**) e, mais raramente, por arenitos finos e siltitos das fácies **Au** e **Sl**, respectivamente (figuras 31 e 37). A espessura relativamente pequena das camadas arenosas com fácies **Aa** e **At** indicam que o canal fluvial aqui estudado era pouco profundo.

Camadas de arenitos finos com laminações cruzadas e siltitos laminados desenvolvem-se dentro dos canais nos períodos de pequena descarga, quando o nível de água do rio é mais baixo e as formas maiores param de migrar, ou em pequenos "poços" com águas paradas que se instalam no fundo dos canais nesses períodos. Estas intercalações de arenitos finos e siltitos podem atingir até 2m de espessura (Reineck & Singh 1986). Depósitos de arenitos finos com pelitos intercalados podem se desenvolver, também, no topo das barras arenosas, zonas de baixios ou planícies de inundação de canais entrelaçados nos períodos de descarga elevada (Smith 1970), embora esses últimos sejam mais raros (Miall 1996). No próximo período de descarga elevada esses depósitos mais finos podem ser retrabalhados, gerando os intraclastos observados nas fácies **Ci**, **Aa** e **At**. Na área de estudo estes depósitos estão representados pelas fácies **Au** e **Sl**, com camadas contínuas de até 60cm de espessura da fácies **Au** e 30cm da fácies **Sl** (Figura 34), ou em camadas lenticulares (Figura 36) com aumento da quantidade de areia e espessamento das lentes arenosas em direção ao topo (camadas *coarsening upward* e *thickening upward*). As camadas com fácies **Sl** correspondem ao depósitos gerados por suspensão, enquanto as camadas arenosas com laminação cruzada (**Au**) são geradas pela migração e agradação de formas de leito de pequeno porte com crista sinuosa nas regiões de baixa energia do fluxo.

No sentido de distinguir categorias intermediárias entre os modelos fluviais Miall (1977) sugeriu uma classificação de rios baseada na distribuição de fácies, tamanho dos grãos e índice de relevo (Figura 41). De acordo com essas considerações, pode-se verificar que os rios

encontrados na parte inferior da Formação Piauí localizam-se em porções distais em relação à sua área fonte.

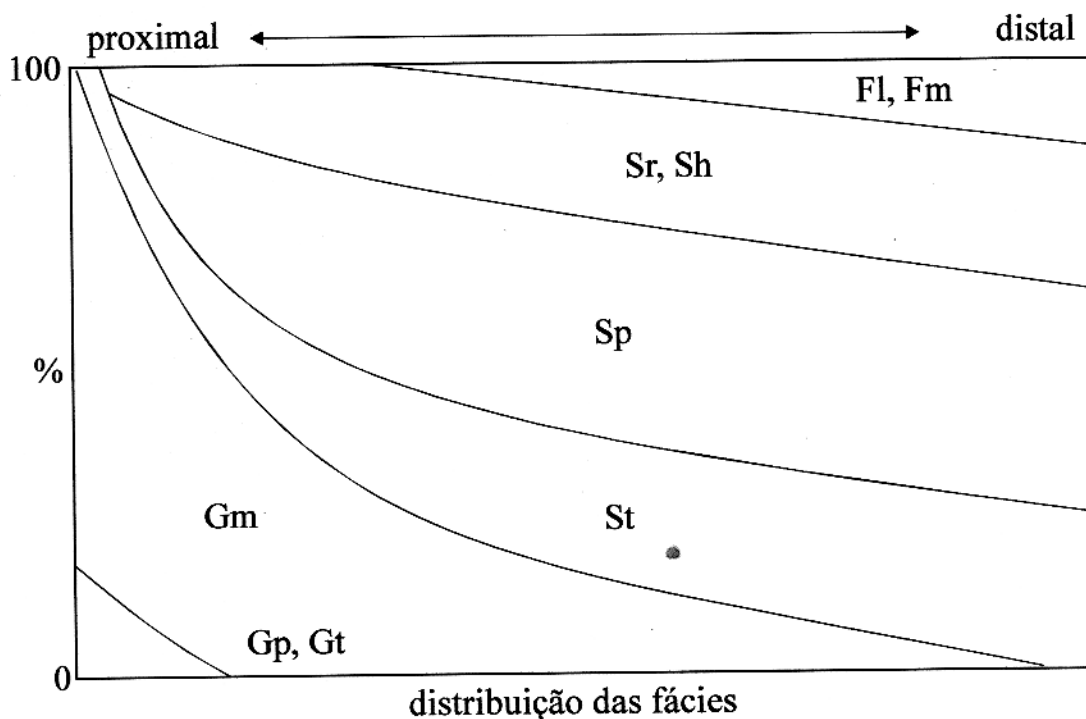


Figura 41- Mudanças nos depósitos de canais entrelaçados de acordo com sua localização proximal ou distal em relação à nascente do rio (compilado de Miall, 1977). Gp, Gt e Gm correspondem à fácies conglomeráticas, St arenitos com estratificação cruzada acanalada, Sp arenitos com estratificação cruzada tabular, Sr e Sh arenitos finos com laminação cruzada e plano-paralela, Fl e Fm correspondem à fácies pelíticas.

Nos depósitos fluviais encontrados na área de estudo há predominância de depósitos arenosos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte em corpos coalescentes de grande espessura, presença restrita de camadas com estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte, também coalescentes, formando pacotes com até 4m de espessura (Figura 32a) e ocorrência subordinada de conglomerados e depósitos pelíticos. Depósitos fluviais semelhantes a esses foram descritos por Smith (1970, 1971), em canais fluviais atuais do Rio Platte. Miall (1996) classifica os rios do tipo Platte como entrelaçados perenes e rasos dominados por areia (Figura 37b). Porém a semelhança da seqüência aqui estudada com dois outros modelos, também propostos por Miall (1996), revela a dificuldade e risco em se classificar um rio de acordo com um modelo pré-estabelecido, visto ocorrerem pequenas variações em cada modelo que podem ser significativas em termos de processo e condições geográficas de deposição. Assim, de acordo com as informações obtidas em campo, podemos afirmar apenas que o rio aqui estudado possui canal entrelaçado raso e distal.

Nas camadas com estratificação cruzada tabular ( fácies At) foram encontradas dobras recumbentes com tamanhos que variam de 50cm a 10cm (Figura 34b), aparentemente limitadas à espessura da camada que contém a deformação. Lateralmente as estruturas originais continuam presentes, o que indica que esta estrutura tem caráter local. Segundo vários autores (Wells *et al.* 1993, Rust 1968, Allen & Banks 1972), dobras recumbentes em camadas com estratificação cruzada são comuns em depósitos fluviais, sendo geralmente atribuídas a processos de cisalhamento na direção da corrente.



#### 4.1.2.3- Modelo deposicional-paleogeográfico da Formação Piauí

De acordo com os estudos aqui desenvolvidos, pode-se verificar que os depósitos observados na porção inferior da Formação Piauí foram gerados em ambiente fluvial com canais entrelaçados rasos (Figura 42). Os dados de paleocorrentes, obtidos principalmente nas barras transversais, indicam que este rio possuía direção preferencial para N. O elevado grau de desvio-padrão nas direções de paleocorrente é coerente com os rios entrelaçados, devido à presença de múltiplos canais.

Rios com canais entrelaçados desenvolvem-se normalmente associados a leques aluviais, leques deltaicos, planícies de lavagem de depósitos glaciais e ambientes desérticos (Davis 1992), onde ocorrem alto gradiente e baixas descargas aquosas ou descargas episódicas. Estudos anteriores da Formação Piauí mostram que o contexto geral destes depósitos está inserido no sistema desértico, o que indica que os depósitos fluviais aqui estudados possuem nítida relação com este ambiente. Os depósitos aqui estudados representam, possivelmente, o início da continentalização e instalação de condições desérticas na Bacia do Parnaíba.

Mudanças profundas começaram a ocorrer no Carbonífero Superior. As áreas marginais dos grandes mares epicontinentais foram soerguidas, em resposta a Orogenia Herciniana, aumentando as razões de erosão dessas regiões (Navarra 1980), propiciando a instalação geral de condições de desertificação dentro dos continentes. Variações eustáticas propiciaram a regressão do nível do mar neste período e limitaram as condições marinhas dentro da Bacia do Parnaíba à suas porções norte e nordeste (Figura 43). Estas condições marinhas foram registradas, principalmente, pela ocorrência de calcários marinhos na porção superior da Formação Piauí. Estudos de floras do Carbonífero Superior (Parrish *et al.* 1986) também indicam variações climáticas neste período com oscilações entre períodos mais quentes e mais frios e tendência geral de aquecimento (Figura 44).

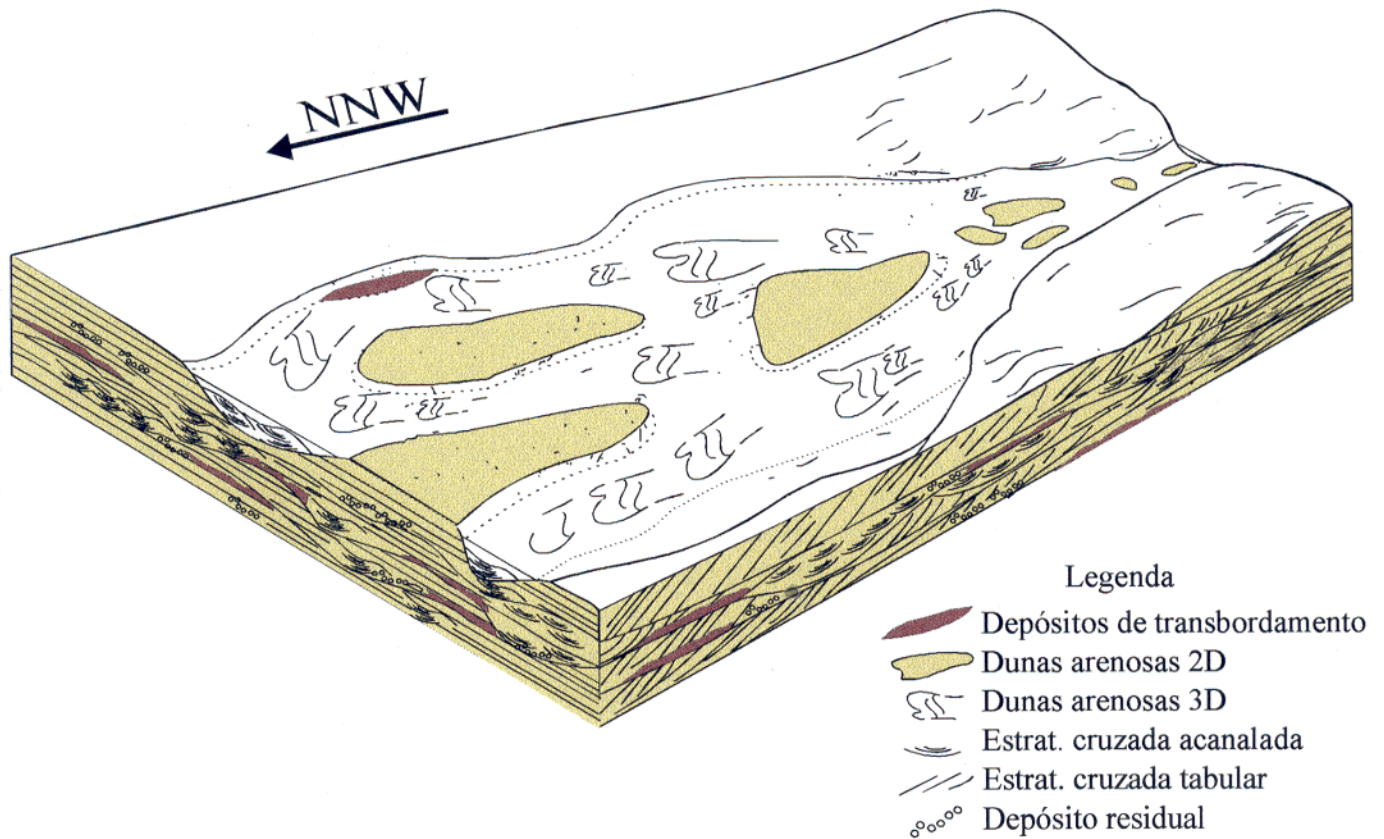


Figura 42- Modelo deposicional fluvial da porção inferior da Formação Piauí na região de Floriano-PI (esquemático, sem escala).

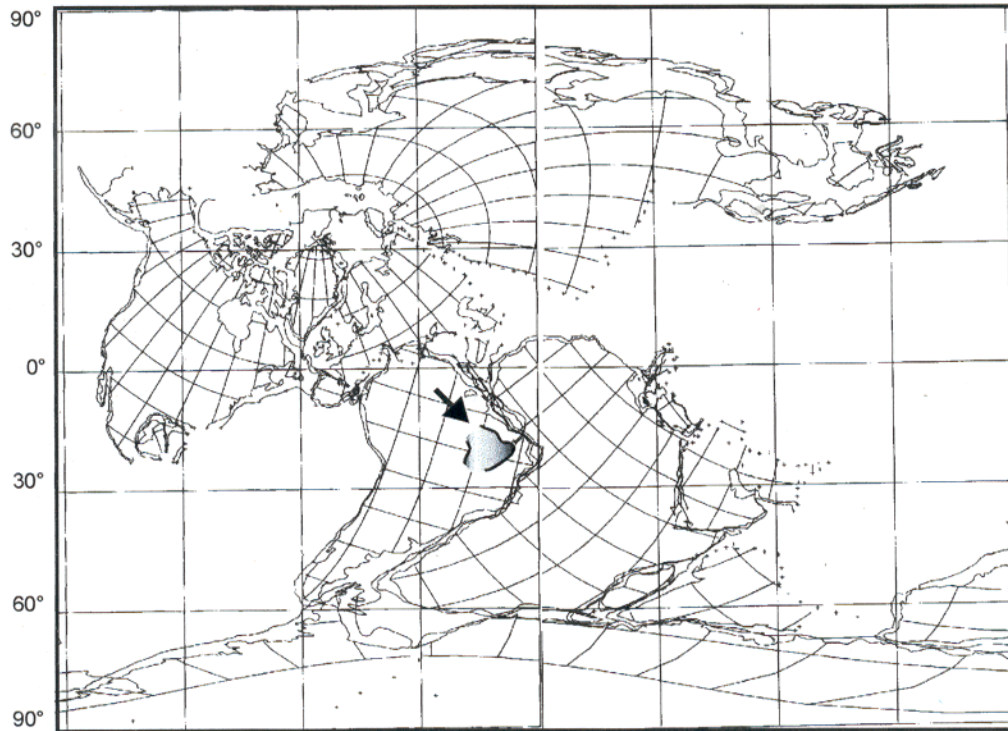


Figura 43- Localização paleogeográfica aproximada da Bacia do Parnaíba (seta) no Carbonífero Superior (compilado de Smith *et al.* 1982). Limites da Bacia baseados em isópacas de Cunha (1986). Linhas abertas indicam ligações com outras bacias sedimentares neste período.

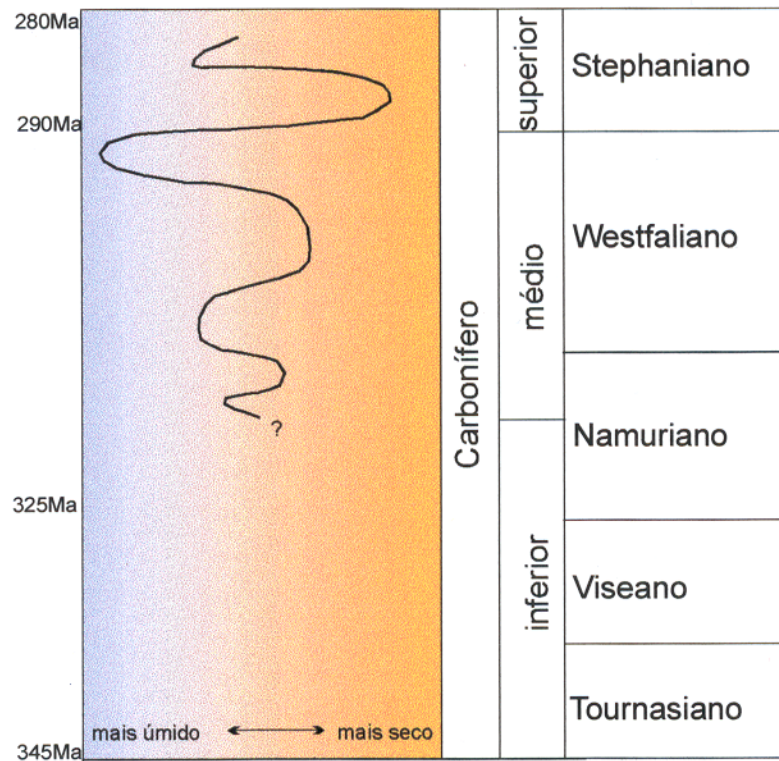


Figura 44- Ciclos úmidos e quentes registrados nas floras do Carbonífero e comparados com a abundância de reservas de carvão da América do Norte (compilado de Parrish *et al.* 1986).



#### 4.1.3- Relações de contato entre as formações Poti e Piauí

Os contatos erosivos entre as formações Poti e Piauí marcam um grande hiato deposicional na Bacia do Parnaíba. A seqüência deposicional representada pelo Grupo Canindé, que tem como topo a Formação Poti, foi marcada por quiescência tectônica e ciclos marinhos transgressivos e regressivos com eixo deposicional influenciado pelos lineamentos de direções NE-SW (Lineamento Transbrasiliiano) e NW-SE (Lineamento Marajó-Parnaíba). O fechamento deste ciclo deposicional é marcado por uma regressão marinha de caráter global com possível influência dos soerguimentos gerados pela Orogenia Eo-Herciniana (eocarbonífero), resultando em discordância de caráter regional (Góes *et al.* 1993). No Neocarbonífero foi retomada a sedimentação da bacia sob influência de importantes mudanças estruturais e sedimentológicas com deposição do Grupo Balsas, que tem como base a Formação Piauí, em condições marinhas restritas e de desertificação, influenciada tectonicamente pelas zonas de fraqueza de direção NW-SE e soerguimentos a leste da bacia (Góes *et al.* 1993). Contatos de natureza erosiva entre as formações Poti e Piauí foram observados na porção central da área de estudo (figuras 45a e 45b), onde se observam camadas arenosas da associação de barras sigmoidais (ABS) sobrepostas por camadas arenosas de origem fluvial da Formação Piauí. Pode-se constatar que a semelhança litológica entre as duas formações na zona de contato é um dos principais problemas para definir os limites entre elas, contudo, através de correlações faciológicas não restam dúvidas sobre a exata localização deste contato.

Os contatos por falhamentos observados entre as formações Poti e Piauí a norte da área de estudo (Figura 45c) são atribuídos a reativações de antigas descontinuidades pré-cambrianas (lineamentos Transbrasiliiano, Picos-Santa Inês e Marajó-Parnaíba), que ocorreram no Juro-Cretáceo, devido à atividade tectônica, e relacionada aos processos de ruptura do continente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (Góes *et al.* 1993). Segundo Borges *et al.* (no prelo), a região próximo à cidade de Floriano sofreu intensa atividade tectônica no Cretáceo Inferior, manifestada, principalmente, pela geração de pequenas bacia que acolheram as formações Pastos Bons, Corda e Sardinha com reativações ao longo do Arco de Xambioá e do Lineamento Transbrasiliiano.



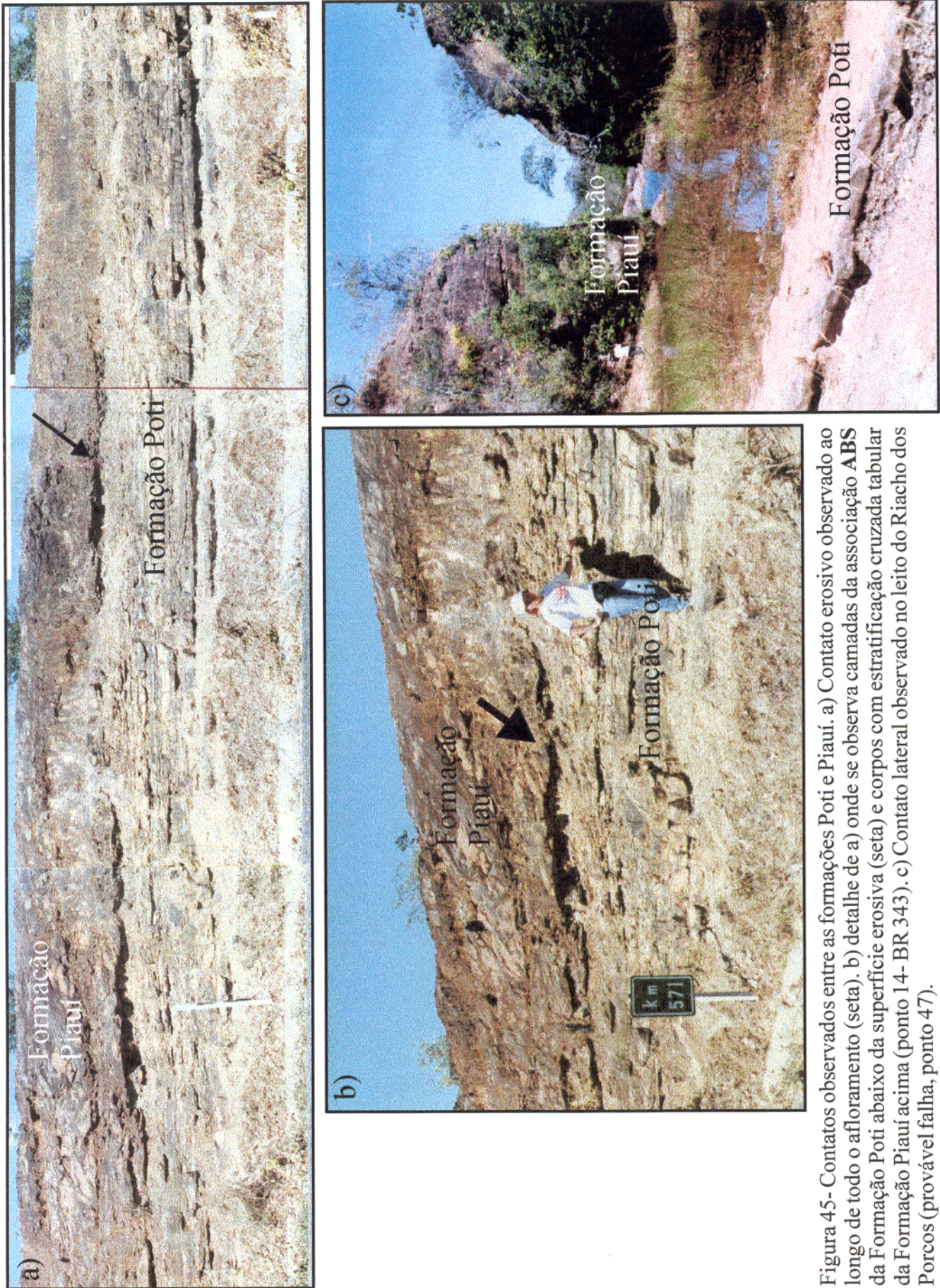


Figura 45- Contatos observados entre as formações Poti e Piauí. a) Contato erosivo observado ao longo de todo o afloramento (seta). b) detalhe de a) onde se observa camadas da associação ABS da Formação Poti abaixo da superfície erosiva (seta) e corpos com estratificação cruzada tabular da Formação Piauí acima (ponto 14- BR 343). c) Contato lateral observado no leito do Riacho dos Porcos (provável falha, ponto 47).



A análise das principais feições estruturais do mapa geológico proposto (Figura 5, Anexo A) mostra que esta região apresenta-se compartimentada em dois blocos principais, a sudoeste e a nordeste da área, definidos pela interação entre os lineamentos NW-SE e NE-SW (figuras 5 e 46). Esta compartimentação em blocos é melhor entendida em escala regional, onde se observa a importância desses lineamentos na estruturação regional dos depósitos paleozóicos e neocomanianos (Figura 47) como resposta a reativação dos lineamentos Transbrasiliano e Marajó-Parnaíba durante o Cretáceo. Esses blocos apresentam ainda lineamentos menores com orientações semelhantes, observados no mapa de drenagem (Anexo B) e em imagem de radar (Figura 46).

No bloco sudoeste estão presentes afloramentos das formações Poti, Piauí, Pastos Bons e Sardinha, com as formações Poti e Piauí praticamente equivalentes em área de exposição, o que difere do proposto em mapeamentos anteriormente executados na área (Cunha & Carneiro 1979, Schobbenhaus *et al.* 1984). Observa-se contatos erosivos da Formação Pastos Bons com as formações Poti e Piauí em cotas topográficas bem distintas, 150 e 200m respectivamente. Ocorrem também pequenos soerguimentos devido a presença de rochas básicas da Formação Sardinha, porção sudoeste deste bloco.

No bloco nordeste observa-se predominância das formações Piauí e Pastos Bons. Os afloramentos da Formação Pastos Bons mostram-se praticamente confinados ao interior de um bloco menor, limitado pelos lineamentos de direção NW-SE. Nesta porção da área de estudo, a Formação Poti aflora em área relativamente reduzida, apenas no leito do riacho dos Porcos, apresentando contatos controlados por falhamentos com a Formação Piauí. Foram observados, nos dois blocos, diques com 1 a 3m de espessura de rochas básicas da Formação Sardinha, com direções NW-SE e NE-SW.

Nos perfis geológicos propostos (Figura 5), observa-se que a Formação Piauí possui espessura relativamente reduzida, chegando a 25m de espessura, o que pode ser atribuído a forte erosão ou deposição relativamente delgada desta unidade na área de estudo.



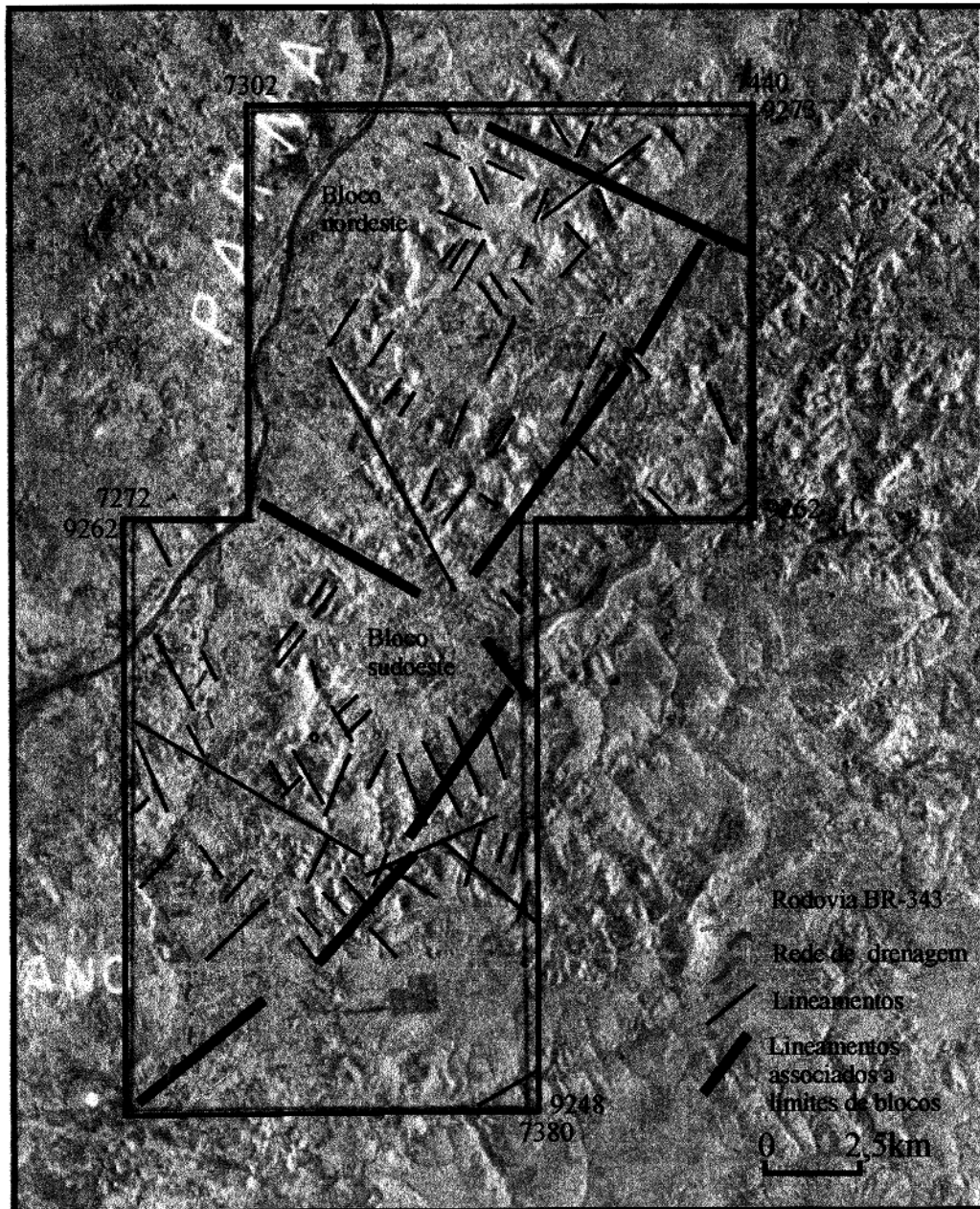


Figura 46- Principais lineamentos observados na área de estudo a partir de imagem de radar (Folha SB-23-Z- B, DNPM 1972).

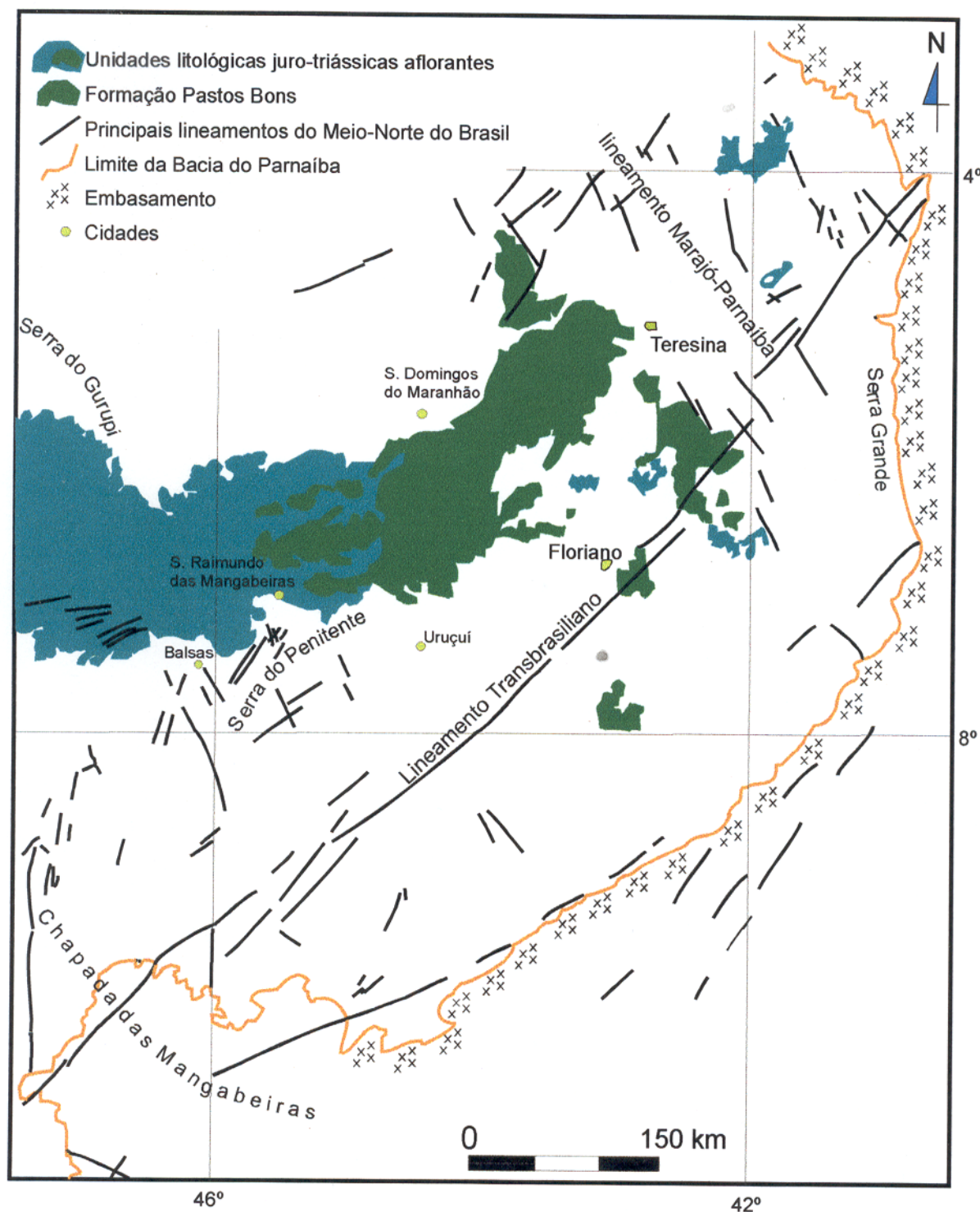


Figura 47- Lineamentos controladores da estruturação dos depósitos paleozóicos da Bacia do Parnaíba e da sedimentação juro-triássica (Base geológica- Schobbenhaus *et al.* 1984).

## 5- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.

Os depósitos da Formação Poti aqui estudados são, principalmente, produto de processos tempestíticos com sedimentos de frente deltaica subordinados. Estes depósitos integram um sistema transicional de mar raso com ação de processos de desaceleração de fluxo, proveniente do continente, que geraram lobos sigmoidais de médio porte em ciclos granocrescentes ascendentes. Este registro sedimentar foi bastante perturbado pela ocorrência de tempestades que geraram depósitos espessos e amalgamados compostos por camadas com estratificação cruzada *swaley* e quase plano-paralela, características da ação de fluxos combinados de alta velocidade. A presença de camadas amalgamadas nos depósitos tempestíticos e predominância do litotipo arenoso sugerem a formação desses depósitos em ambiente de *shoreface* superior. O contato entre os depósitos de frente deltaica e os tempestíticos é marcado por uma superfície erosiva, regularmente ondulada, com sinformes e antiformes simétricos e ondulações menores sobrepostas, que tem sua geração atribuída ao impacto de ondas de tempestade. Outras superfícies semelhantes a esta são observadas dentro dos depósitos tempestíticos.

Os depósitos da Formação Piauí são representados por associações de fácies com origem fluvial, caracterizados pela ocorrência de ciclos granodecrescentes ascendentes compostos por conglomerados, na base, camadas arenosas de granulação grossa a média e, no topo, siltitos e arenitos finos intercalados. As estruturas arenosas são as formas mais expressivas, compostas por espessas camadas com estratificações cruzadas acanalada e tabular. A presença de conglomerados de fundo de canal na base, predominância de barras arenosas com estratificações cruzadas acanalada e tabular de médio porte e ocorrência restrita dos depósitos pelíticos, sugerem condições de canal entrelaçado raso e distal. Esses depósitos representam o início da continentalização e instalação de condições desérticas na Bacia do Parnaíba.

Os contatos observados entre as formações Poti e Piauí ocorrem tanto de forma erosiva, refletindo as características regionais de regressões do nível do mar na Bacia do Parnaíba, durante o Carbonífero Superior, como por falhamentos, atribuídos a reativações de antigas zonas de fraqueza, no Cretáceo.

No mapeamento, na escala de 1:60.000 (Anexo A), realizado na região de Floriano-PI, verificou-se algumas modificações em relação aos resultados de mapeamentos anteriores (Lima & Leite 1978, Cunha & Carneiro 1979), como a ampliação da área de ocorrência da Formação Piauí e conseqüente redução da área de ocorrência das formações Poti e Pastos Bons. Acredita-se



que as unidades litológicas aqui mapeadas, sofreram movimentações tectônicas, devido a reativações no Cretáceo, que geraram falhamentos com direções preferencias NW-SE e NE-SW. Porém, investigações mais detalhadas quanto a geometria e cinemática dos lineamentos existentes na região são necessárias, bem como suas relações com o quadro evolutivo regional onde a área de estudo está inserida.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, G. A. 1971. Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25. São Paulo. *Anais...SBG* v.3, p.113-122.
- AIGNER, T. 1982. Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limenestones (Middle Trias, SW-Germany). In: EINSELE, G.; SEILACHER, A (eds.) *Cyclic and event stratification*. New York, Springer. p. 248-262.
- ALENCAR, B. V. De; BORGES, M. S.; GÓES, A. M. 1995. Avaliação paleomagnética e tectono-sedimentar das formações Poti e Pastos Bons na região de Floriano-Nazaré do Piauí. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 4. Rio de Janeiro. *Anais...v2*, p.1060-1062.
- ALLEN, J.R.L.; BANKS, N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257-283.
- ANAISSÉ, Jr. J. 1999. *Fácies costeiras dos Depósitos Itapecuru (Cretáceo), Região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. Belém. Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará. (Dissertação de Mestrado). 86p.
- ANDRADE, S.M.; DAEMON, R.F. 1974. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais... SBG*, v 2, p.129- 137.
- ARNOTT, R. W. 1993. Quasi-planar-laminated sandstone beds of the lower Cretaceous Bootlegger Member, north central Montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 488-494.
- ARNOTT, R. W.; SOUTHARD, J. B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 211-219.
- ASSHLEY, G. M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160-172.
- BARRIO, C. A 1991. Lateral variations in tidal deposits of the Upper Cretaceous Neuquén Basin, western Argentina. In: SMITH, D. G.; REINSON, G. E.; ZAITLIN, B. A; R. A RAHMANI (eds.) *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 321-334 (Memoir, 16).
- BORGES, M. S., COSTA, J. B. S.; GÓES A M.; HASUI, Y. ALENCAR, B. V. de. Arcabouço tectônico do Cretáceo Inferior na região central do Estado do Piauí. *Acta Leopoldensia* (no prelo)
- BRENCHLEY, P.J.; PICKERILL, R. K.; STROMBERG, S. G. 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.
- BRITO, I. M. 1979. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba I- A sequência sedimentar inferior. *Anais da Academia brasileira de ciências*, 51 (4): 695-727.
- BRITO, I. M. 1981. Estratigrafia da Bacia do Parnaíba II- As seqüências sedimentares superiores. *Anais da Academia brasileira de ciências*, 53 (3): 529-549.
- CALDASSO, A. L. S.; HAMA, M. 1978. Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais... SBG* v.2, p.567-581.
- CAMPANHA, V. A.; ROCHA CAMPOS A. C. 1976. Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero) Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, Ouro Preto, *Resumo dos trabalhos*, p. 366.

- CAMPBELL, D. F. 1949. *Bacia do Maranhão*. Rio de Janeiro. Conselho Nacional do Petróleo. p. 81-83. (Relatório)
- CAPUTO, M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography by of northern basin of Brazil*. University of California, Santa Barbara (Ph.D. Thesis). 538 p.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F. U. M.; CARNEIRO, R. G.; ESTEVES, R. E.; CONTREIRAS, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectôno-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração do Petróleo*, 7: 1-48
- CHEEL, R. J.; LECKIE, D. A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, 1: 103-122.
- CHEEL, R.J. & MIDDLETON, G.V. 1993. Directional scours on a transgressive surface: examples from the Silurian Whirlpool sandstone of suthern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 392-397.
- COLLINSON, J. D. 1996 Alluvial sediments. In: READING, H.G (ed.) *Sedimentary environments: Process, facies and stratigraphy*. London, Blackwell Scientific Publications. p.37-82.
- COLLINSON, J. D.; THOMPSON. D. B. 1989. *Sedimentary Structures*. London, George Allen Unwin. 194p.
- COTTER E.; GRAHAM J. R. 1991. Coastal plain sedimentation in the Late Devonian of southern Ireland; hummocky cross-stratification in fluvial deposits? *Sedimentary Geology* 72: 201-224.
- CUNHA, F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro. Instituto de Geociências-Universidade Federal do Rio de Janeiro. (Dissertação de mestrado). 107p.
- CUNHA, F. M. B.; CARNEIRO, R. G. 1979. *Carta geológica da Bacia do Parnaíba*, Escala 1:250.000. PETROBRÁS/DNPM.
- DAEMON, R. F. 1976. Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Belo Horizonte, *Anais...* SBG v.2, p.189-194.
- DALRYMPLE R. W. 1979. Wave induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 26: 835-844.
- DALRYMPLE R. W. 1980. Wave induced liquefaction: an addendum. *Sedimentology*, 27: 461
- DAVIS Jr. R. A 1992. *Depositional systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*, New Jersey, Prentice Hall. 604p.
- DE RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- DELLA FÁVERA, J. C. 1980. Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. *Resumos SBG*. p. 357
- DELLA FÁVERA, J. C. 1984. Eventos de Sedimentação episódica nas bacias brasileiras, uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG. v.1, p; 489-501.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba*. Porto Alegre, 2 v. Instituto de Geociências-Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado) 243p.
- DNPM. 1972. *Mosáico semi-controlado de radar, folha SB. 23- Z- B*. Projeto Radam. Escala 1:250.000.



- DOTT, JR, R. H.; BOURGEOIS, J., 1982. Hummocky Stratification: Significance of its bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 3: 663-680.
- DSG. 1973. *Mapa plani-altimétrico Nazaré do Piauí, folha SB.23-Z-B-V*. Escala 1:100.000
- DUKE, W. L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storm. *Sedimentology*, 32:167-194.
- EINSELE, G. 1992. *Sedimentary Basins, Evolution, facies, and Sediment Budget*. Berlim, Springer-Verlag, 628p.
- EYLES, N.; CLARK, B. M. 1986. Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, 14: 679-682.
- EYLES, N.; CLARK, B. M. 1988. Storm-influenced deltas and ice scouring in a late Pleistocene lake. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 793-809.
- GÓES, A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo. Instituto de Geociências - USP (Tese de Doutorado). 171p.
- GÓES, A.M.; COIMBRA, A.M. 1996. Bacias Sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5. Belém, *Boletim de resumos expandidos e guia de excursões* SBG-Norte, p. 186-187.
- GÓES, A.M. de O.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8, p.57-67.
- GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M.; NOGUEIRA, A. C. R. 1997. Depósitos influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. In : COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R.S. (coords.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP-SBG, Núcleo Norte. p. 285-306.
- GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. 1993. Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém, Petrobrás, v.1 (relatório interno).
- HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; WALKER, R. G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. Tulsa,. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course, 9).
- IANUZZI, R. 1994. *Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba*. São Paulo, Instituto de Geociências-USP. (Dissertação de Mestrado). 233p.
- JOHNSON, H. D. 1977. Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 24: 389-411.
- JOPLING, A. V.; WALKER, R. G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 971-984.
- KEGEL, W. 1954. Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*. DNPM, 88: 1-14.
- KREISA, R. D.; MOIOLA, R. J. 1986. Sigmoidal tide bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.
- LIMA, E. A M.; LEITE, J. F. 1978. *Projeto Estudo Global dos recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba-Integração Geológica-Metalogenética, Recife: Relatório final da etapa III, vol. 1 e 2 (textos)*. DNPM/CPRM
- LIMA, E. A M.; NAHASS, S. 1978. Novos conceitos sobre a estratigrafia e evolução paleoambiental da Bacia do Meio Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Recife. *Roteiro das excursões*. SBG. p. 59-68. (Boletim, 2).
- LIMA FILHO, F. P. 1998. *A sequência permo-pensilvaniana da Bacia do Parnaíba*. São Paulo. Instituto de Geociências. (Tese de Doutorado). 155p.

- LISBOA, M. A. R. 1914. The permian geology of the northern Brazil. *American Journal of Sciences*. 177: 425-442.
- MARTEL A T.; GIBLING M. R. 1991. Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada, *Special publication Int. Ass. Sediment* 13: 223-243.
- McKEE, E. D.; WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4): 381-390.
- McKIE, T. 1994. Geostrophic versus friction-dominated storm flow: palaeocurrent evidence from the Late Permian Brotherton Formation, England: *Sedimentary Geology*, 93: 73-84.
- MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.C. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. *Bulletin Association of Petroleum Geologists*, 48: 1476-1512.
- MIALL, A. D. 1977. A review of braided-river depositional environment. *Earth science Review*, 13: 1-62.
- MIALL, A D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Italy, Springer. 582p.
- MYROW P. M.; HISCOTT, R. N. 1991. Shallow-water gravity flow deposits, Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, Canada. *Sedimentology*, 38: 935-959.
- NAVARRA, J. G. 1980. *Earth, space and time an introduction to earth science*. New York, John Wiley & Sons. 438p.
- NIO, S. D.; YANG, C. S. 1991. Sea level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies, *Sedimentary Geology* 70: 161-193.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. 1943. Geologia do Brasil. *Serviço de Informação Agrícola*, Rio de Janeiro, Série didática 2, 813p.
- PAIVA, G.; MIRANDA, J. 1937. Carvão Mineral do Piauí. DNPM. p.1-16. (Boletim, 20).
- PARRISH, J. T.; BARRON, E. J. 1986. Paleoclimates and economic geology. Tulsa. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Short Course, 18).
- READING, H.G.; LEVELL, B. K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: READING, H.G (ed.) *Sedimentary environments: Process, facies and stratigraphy*. London, Blackwell Scientific Publications. p.5-36.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. 1986. *Depositional Sedimentary Environments*. 2 ed., New York, Springer-Verlag. 543p.
- ROE, S. L. 1987. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. *Sedimentology*, 34: 89-101.
- ROSSETTI, D.F. 1996. *Facies analysis and sequence stratigraphic significance of the Upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, Northern Brazil*. Department of Geological Sciences-University of Colorado. (Tese de doutorado). 203p.
- RUST, B. R. 1968. Deformed cross-bedding in Tertiary-Cretaceous sandstone, Arctic Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38 (1): 87-91
- RUST, B. R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18: 221-246
- SANTOS, E. J.; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. RAMALHO, R. 1984. A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais In: SCHOBENHAUS, J.C.; CAMPOS, D. DE A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coords.). *Geologia do Brasil*; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais; escala 1:2500000. DNPM. Brasília. p. 131-189.

- SCHOBHENHAUS, J.C.; CAMPOS, D. DE A.; DERZE, G. R & ASMUS, H. E. 1984. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*; escala 1:2500000. DNPM. Brasília.
- SCHUMM, S. A. 1968. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 79: 1573-1588.
- SMALL, H. 1914. *Geologia e supprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. Mossoró*, Escola Superior de Agricultura de Mossoró. 168p (Coleção Mossoroense, 82).
- SMITH, A.G.; HURLEY, A.M.; BRIDEN, J.C. 1982. *Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums*. Stuttgart, Enke Verlag. 102p.
- SMITH, D.G. 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, D.G. 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3407- 3420
- SMITH, D.G. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal of Geology*, 82: 205-224
- SOARES, P.C.; FIORI, A. P. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de fotografias aéreas. *Noticias Geomorfológicas*, 16(32): 71.
- SOUTHARD, J.B.; LAMBIE, J.M.; FEDERICO, D.C.; PILE, H.T.; WEIDMAN C.R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 1-17.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. C. 1990. *Ambientes fluviais*, 2. ed. Florianópolis-SC, UFSC-UFPR., 183p.
- TUCKER, M.E. 1982. *The Field Description Of Sedimentary Rocks*, Geological Society of London handbook, series, 2.
- WALKER, R. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G.; JAMES, N. P. (eds.) *Facies models-response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada. p.1-14.
- WALKER, R.G., DUKE, W.L.; LECKIE, D.A. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245-1251.
- WELLS, N. A.; RICHARDS, S. S.; PENG, S.; KEATTCH, S. E.; HUDSON, J. A.; COPSEY, C. J. 1993. Fluvial process and recumbently folded crossbeds in the Pennsylvanian Sharon Conglomerate in Summit County, Ohio, U.S. A. *Sedimentary Geology*, 85: 63-83
- WINDLEY B. F. 1995. *The evolving continents*. 3. ed. Bath, Avon, John Wiley & Sons. 399p.
- WINN, Jr., R. D. 1991. Storm deposition in marine sand sheets: wall creek member, Fortier Formation, Powder River Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 86-101.
- WIZEVICH, M. C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic technics. In: MIAL, A. D & TYLER, N. (eds.) *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in Sedimentology and Paleontology. Tulsa, Society for Sedimentary Geology. p. 22-24. (SEPM, 3).
- YAGISHITA, K. ARAKAWA, S. TAIRA, A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedimentary Geology*, 78: 181-189.



**Cpi**

**Carbonífero : Formação Piauí**

**Cpo**

**Carbonífero : Formação Poti**

— Lineamentos fotogeológicos

— Diques

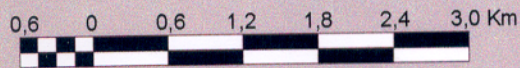
● Povoado

— Rodovia

— Caminho

— Cursos d'água

Escala 1 : 60.000



#### MAPA DE LOCALIZAÇÃO



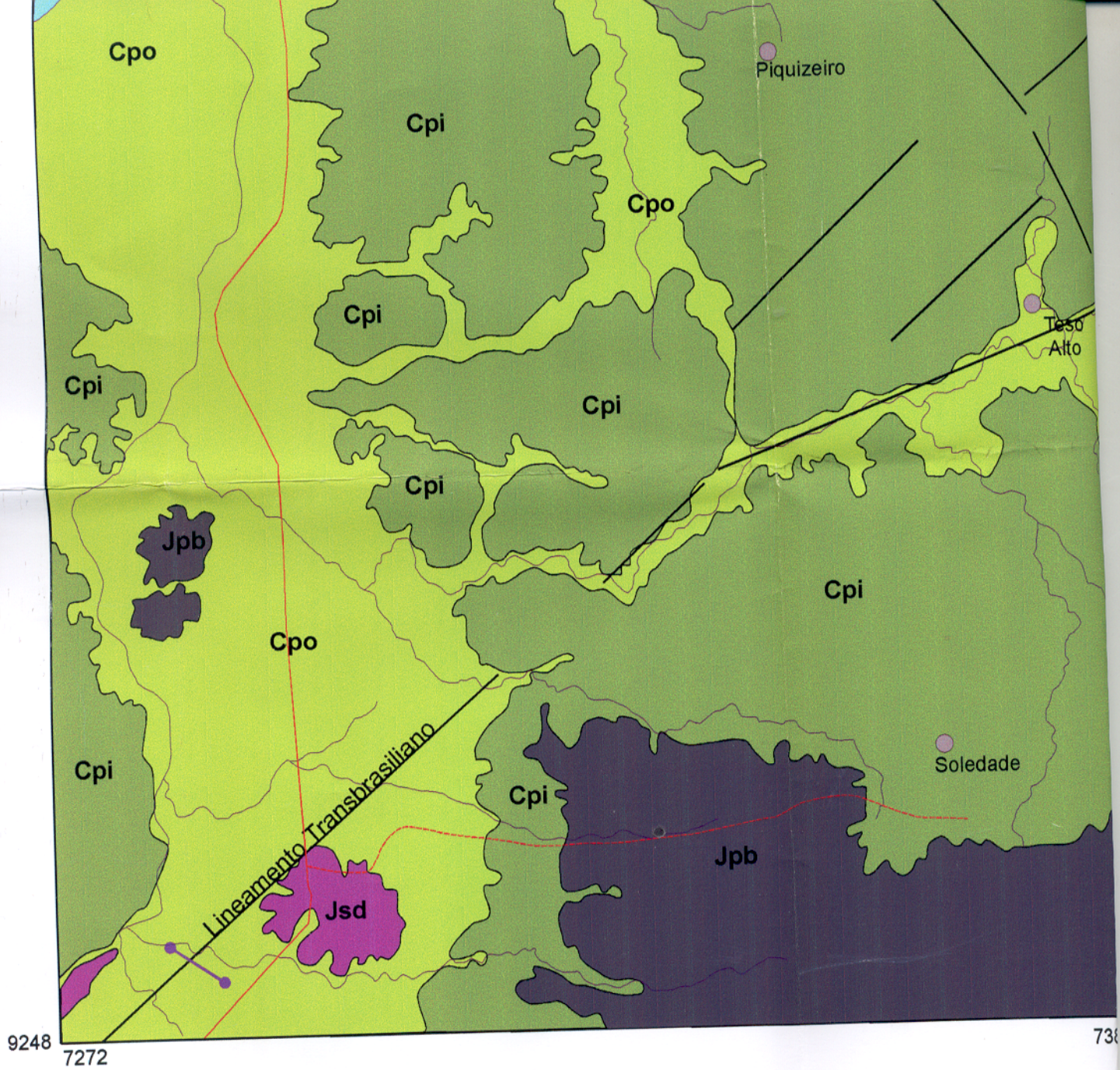
#### DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Título : Análise Faciológica das Formações Poti e Piauí (Carbonífero da Bacia do Parnaíba), na Região de Floriano - PI.**

**Autora : Cleive Maria Monteiro Ribeiro**

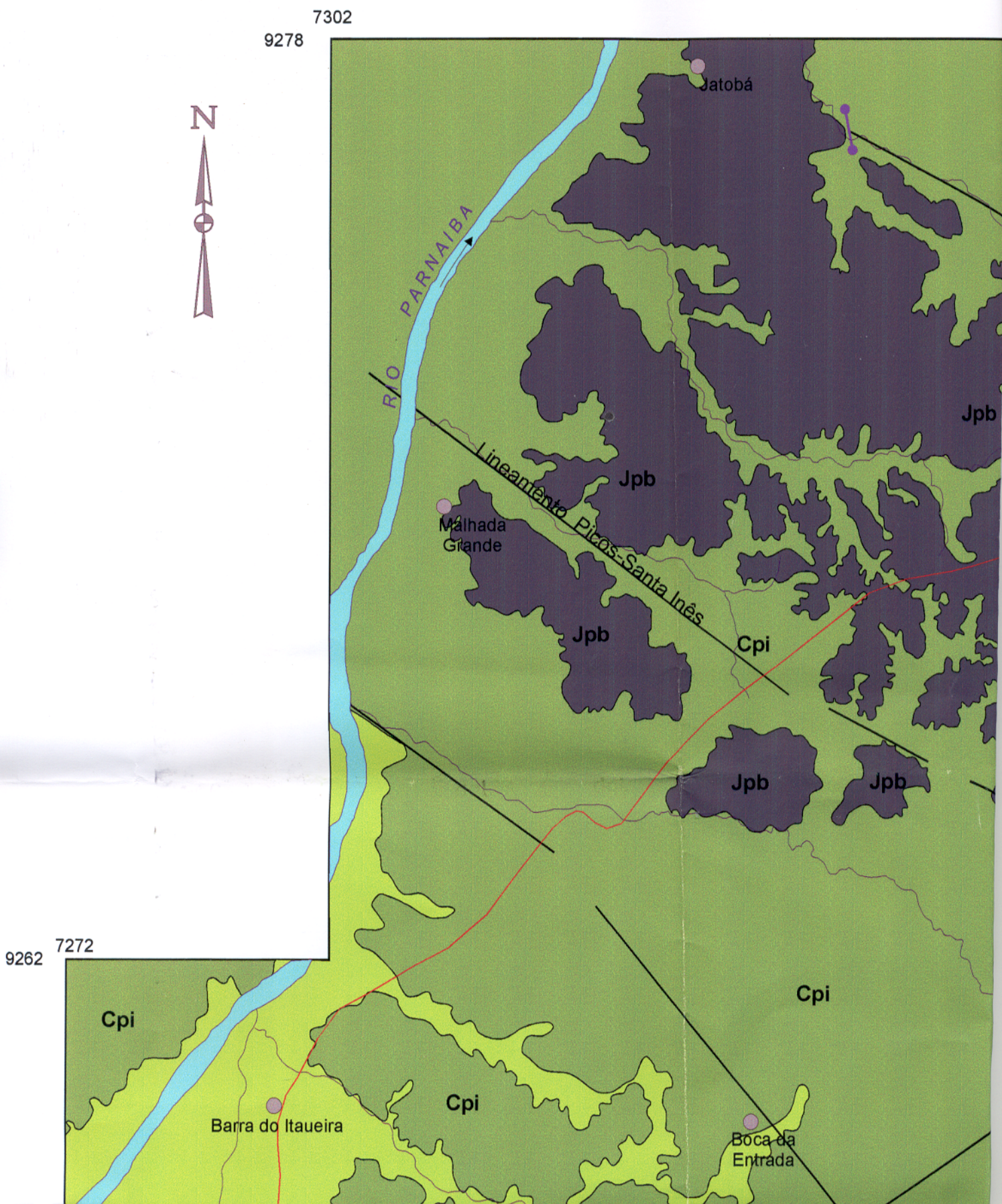
**Orientadora : Ana Maria Góes**





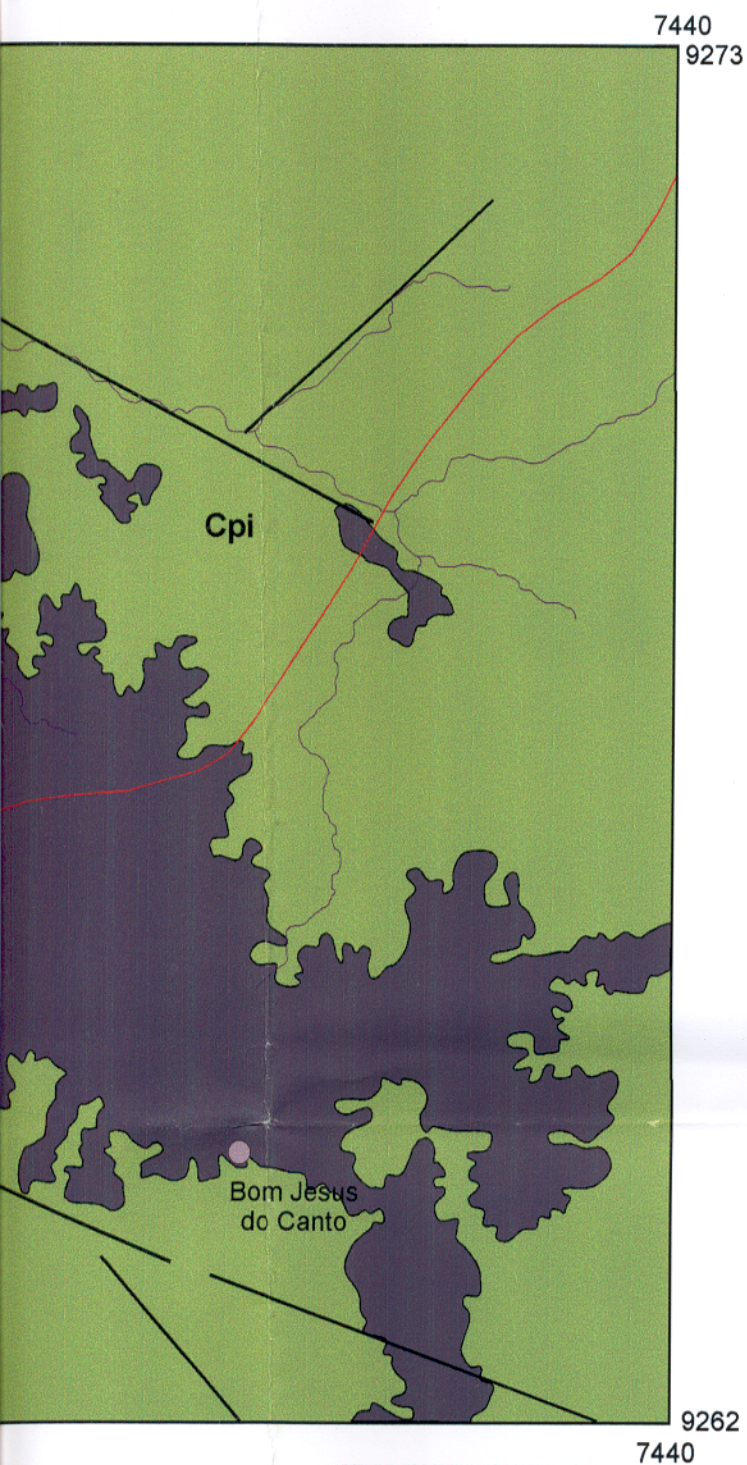


## MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO NOROCCIDENTAL





DO PARÁ  
CIAS  
LOGIA E GEOQUÍMICA  
E DE FLORIANO - PI



LEGENDA

Jpb

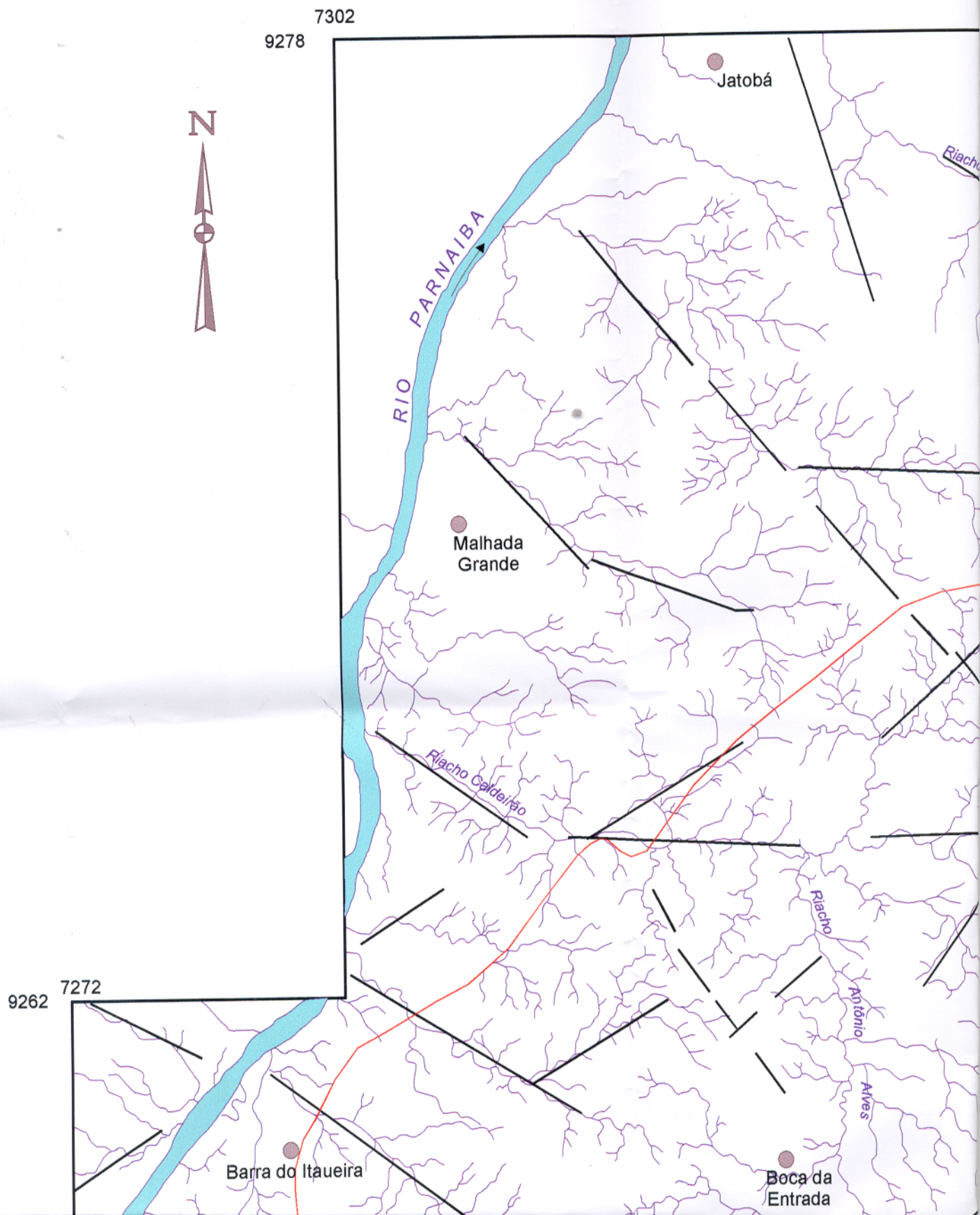
Jurássico : Formação Pastos Bons

Jsd

Mesozóico : Formação Sardinha

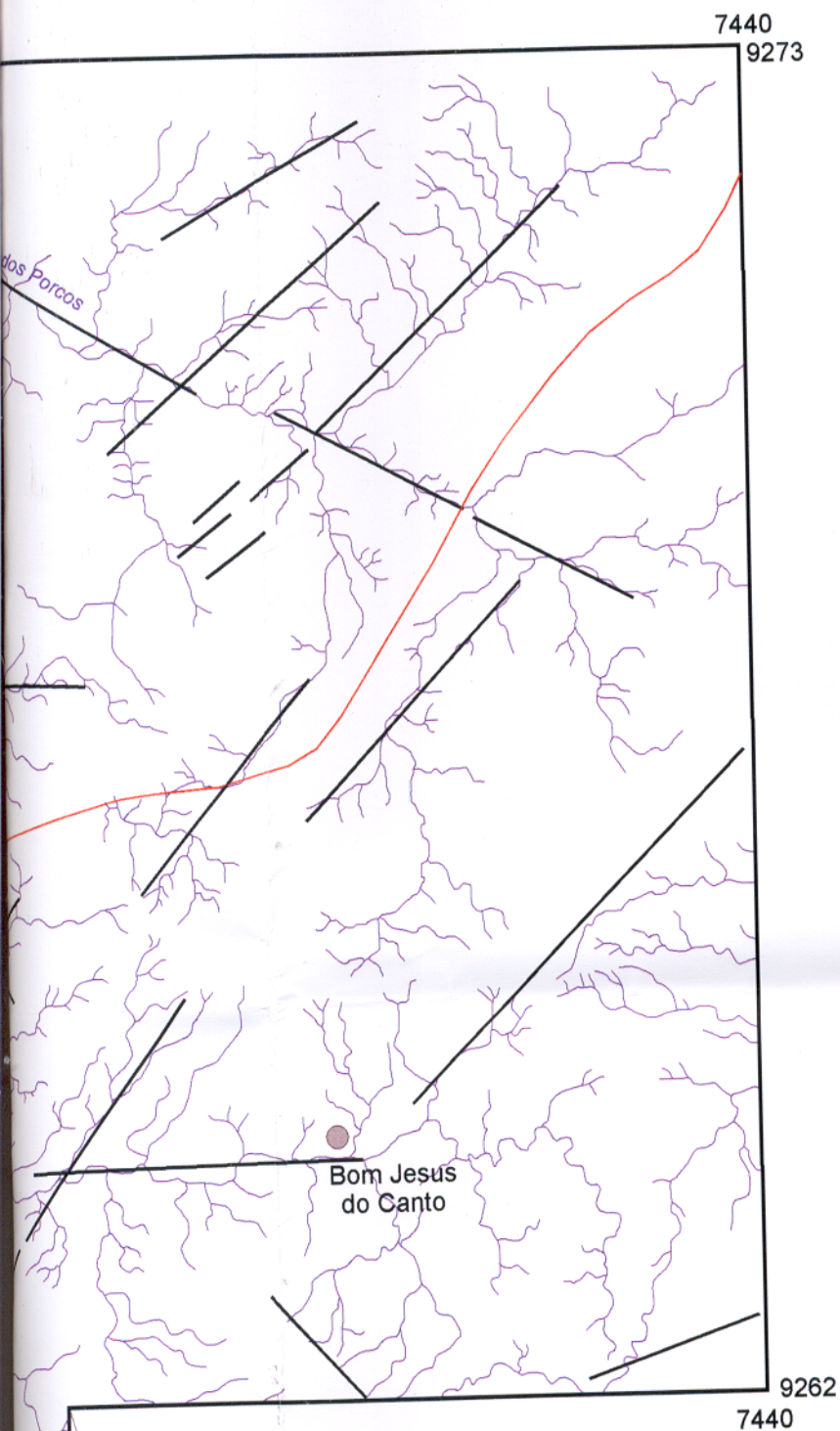


## MAPA DE DRENAGEM E LINEAMENTOS



AL DO PARÁ  
CIÊNCIAS  
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

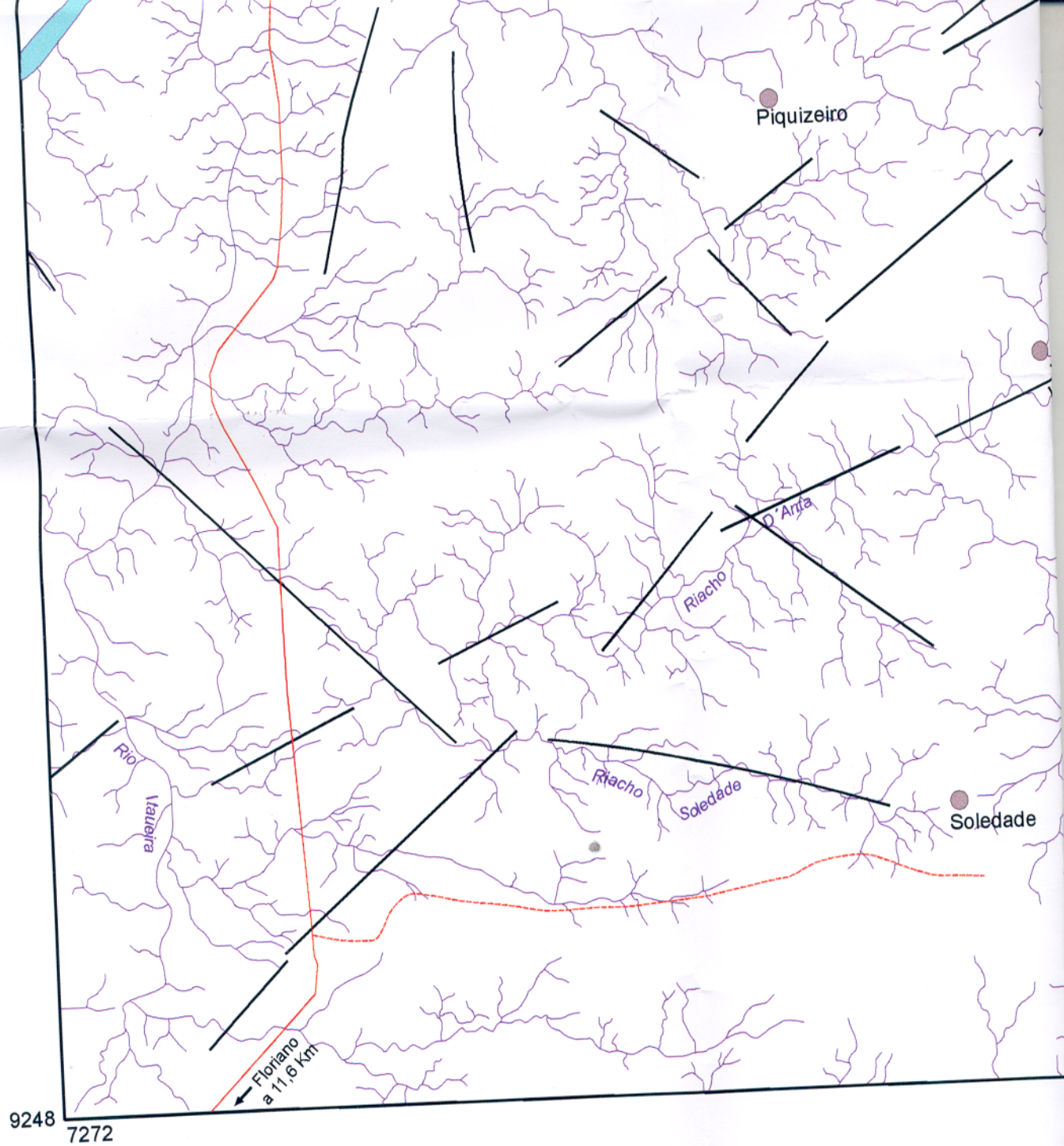
# DA REGIÃO NE DE FLORIANO - PI



## LEGENDA

— Lineamentos fotogeológicos

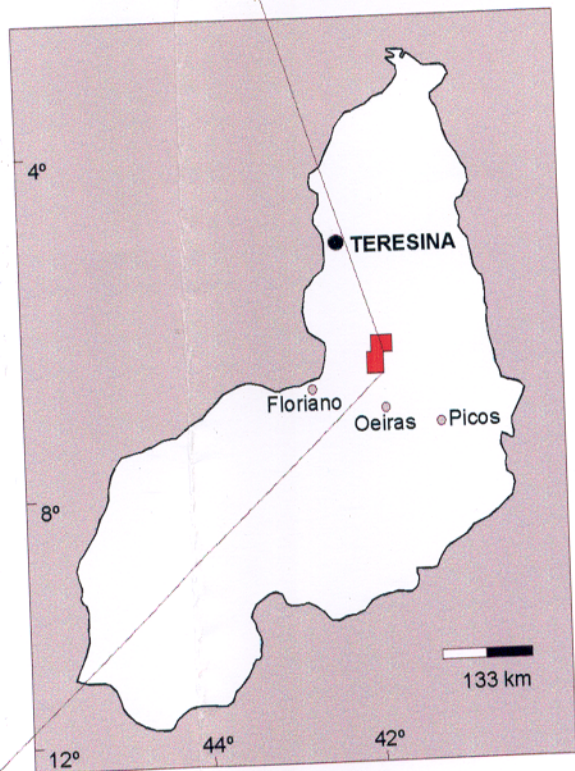
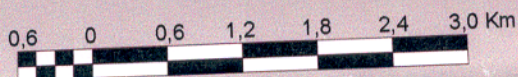




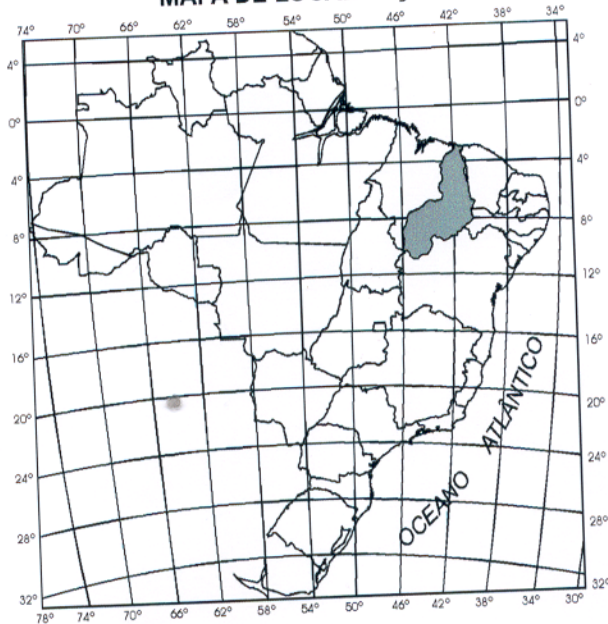


-  Rodovia
-  Caminho
-  Cursos d'água

Escala 1 : 60.000



MAPA DE LOCALIZAÇÃO



### DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Título : Análise Faciológica das Formações Poti e Piauí (Carbonífero da Bacia do Parnaíba), na Região de Floriano - PI.

Autora : Cleive Maria Monteiro Ribeiro

Orientadora : Ana Maria Góes