



Instituto de Geociências – IG

Área de Concentração: Geologia Regional

Mestrado em Geologia

Dissertação de Mestrado

*Litofácies, Ambientes Depositionais e Ciclicidade do Grupo Paranoá:
Exemplo da região da Serra de São Domingos, nos municípios de Buritis e
Formoso, MG.*

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 289

Icília de Lima Feitosa

Brasília – 2012



Instituto de Geociências – IG

Área de Concentração: Geologia Regional

Mestrado em Geologia

Dissertação de Mestrado

*Litofácies, Ambientes Depositionais e Ciclicidade do Grupo Paranoá:
Exemplo da região da Serra de São Domingos, nos municípios de Buritis e
Formoso, MG.*

Icília de Lima Feitosa

*Dissertação de mestrado submetida ao Departamento de Geociências da Universidade de
Brasília - UnB, como requisito para obtenção de Título de Mestre.*

Orientador: Carlos José Souza de Alvarenga

Co-orientadora: Caroline Thaís Martinho

Comissão Examinadora: Carlos Emanuel Sousa Cruz (Petra)

Edi Guimarães (UnB)

Lucieth Cruz (Suplente)

Brasília – 2012

FEITOSA, ICÍLIA DE LIMA

Litofácies, Ambientes Depositionais e Ciclicidade do Grupo Paranoá: Exemplo da região da Serra de São Domingos, nos municípios de Buritis e Formoso, MG. Brasília-Distrito Federal, 2012.

Dissertação de Mestrado N° 289 – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.
Orientador: Carlos J.S de Alvarenga

Co-Orientadora: Caroline Thaís Martinho

1. Faciologia
2. Ambientes Depositionais
3. Ciclicidade

Dedico

*À Deus e meus pais, Antônio M.B. F. Mendes e Ociete L. Feitosa,
Por ensinar os verdadeiros valores da vida e pela total confiança na
minha capacidade de vencer.*

Agradecimentos

Agradeço a todos que contribuíram de alguma forma na realização de mais uma etapa da minha vida acadêmica.

À Universidade de Brasília (UnB), pela infraestrutura oferecida no Programa de Pós- Graduação do Instituto de Geociências.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas - CNPQ, pela bolsa de estudo concedida nesta pesquisa

Ao meu orientador, Carlos José Souza de Alvarenga, pelo voto de confiança em aceitar me orientar, pela amizade, atenção, pela disponibilidade em emprestar os seus livros e a dedicação a mim conferida.

À minha co-orientadora em especial, pelo incentivo, pela atenção, disponibilidade, pelas críticas, sugestões e questionamentos fundamentais na elaboração desta dissertação.

Aos meus colegas, conselheiros e incentivadores conquistados na pós-graduação e na graduação, aos professores Walmir Sousa, Edi Guimarães, Elton Dantas, aos amigos e amigas, Lorena Malta, Moeme Máximo, Cibele Tunussi, Marcelo Brandão, Allany, Hugo Nunes, André Von Glen, Dayanna Onofre, e a todos os que me ajudaram de alguma forma.

Obrigado a Marina Hanna, Emílio Castro e Gilberto que ajudaram na execução do levantamento de campo.

A minha grande Família, meus pais e meus irmãos, por simplesmente fazerem parte da minha história, pois estão comigo para o que der e vier.

Á Deus, nosso maior mestre.

RESUMO

Na Serra de São Domingos (SSD) está exposta uma sucessão de mais de 1.000 metros, de rochas predominantemente siliciclásticas com intervalos carbonáticos na base e no topo, pertencentes ao Grupo Paranoá de idade Mesoproterozóica. A SSD inclui camadas com mergulho de 20° a 50° para oeste que se estendem entre Arinos (MG) e Alvorada do Norte (GO). Levantamentos estratigráficos na escala de 1:300 foram realizados ao longo de dois córregos que cruzam perpendicularmente a serra, expondo afloramentos contínuos e correlatos onde foi realizado um estudo faciológico, com caracterização de processos sedimentares e ambientes deposicionais. Foram reconhecidas 12 litofácies individualizadas e caracterizadas nas seções estudadas por: *De* (dolomito com estromatólitos), *DI* (dolomito laminado), *AFl* (arenito fino laminado), *AFm* (arenito fino com marcas onduladas de onda e corrente), *AFh* (arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*), *AMc₁* (arenito médio com estratificações cruzadas unidirecionais), *AMc₂* (arenito médio com estratificações cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais), *AMe* (arenito médio estratificado), *AMs* (arenito médio com geometria sigmoidal), *Cp* (conglomerado com estratificação planar), *Pl* (pelito laminado) e *PAht* (pelito e arenito com laminação heterolítica). A partir da descrição e interpretação dessas litofácies foram reconhecidas cinco associações faciológicas, sendo identificadas por FA-I caracterizada pelas litofácies *PAht* e *AFm* interpretada como de subsistema de intermaré e FA-II caracterizada pelas *AMc₁*, *AMc₂*, *AMs*, *AMe* e *Cp* interpretada como de subsistema de inframaré. Ambas associações de fácies, FA-I e FA-II, são típicas de sistema deposicional costeiro de planície de maré. FA- III caracterizada pela associação de litofácies *AFm*, *AFl*, *AFh* e *Pl* e interpretada como de subsistema de zona de plataforma (*offshore* proximal) com combinação de atividade de onda e maré com componente variável de tempestade, FA-IV caracterizada pelas litofácies *AFl*, *Pl*, *AFh*, *DI* e *De* interpretada como de subsistema de zona de plataforma (*offshore* intermediária-distal) e FA-V caracterizada pela associação de litofácies *DI* e *De* interpretada como de subsistema de zona de plataforma rasa. Ambas associações de fácies, FA-III, FA-IV e FA-V são típicas de sistema deposicional de plataforma marinha mista carbonática-siliciclástica. A partir dos sistemas deposicionais foram delimitadas 3 sucessões estratigráficas e com base no empilhamento das fácies foram identificados 19 ciclos sedimentológicos, com padrão de granodecrescente ascendente, granocrescência ascendente e agradacional evidenciando a mudança da profundidade da lâmina d'água do ambiente deposicional.

Palavras-chave: Grupo Paranoá, Serra de São Domingos, faciologia, Neoproterozóico, sucessão mista carbonática – siliciclástico.

ABSTRACT

In the Serra de São Domingos (SSD), it is exposed a succession with more than 1000 meters of dominantly siliciclastic rocks with carbonate intervals at the base and the top, belonging to the Mesoproterozoic sediments of Paranoá Group. The SSD includes 20° - 50° dipping layers that extend westward from Arinos (MG) and Alvorada do Norte (GO). Stratigraphic surveys in scale of 1:300 were performed along two perpendicular streams that cross the mountain, exposing continuous and correlated outcrops, where a faciological study was carried out by characterization of sedimentary processes and depositional environments. Twelve lithofacies were recognized individually in the studied sections characterized by: *De* (stromatolites dolomite), *DI* (laminated dolomite), *AFl* (laminated fine grained sandstone), *AFm* (fine grained sandstone with wave and current ripple), *AFh* (fine grained sandstone with hummocky cross-stratification), *AMc₁* (medium grained sandstone with unidirectional cross-stratification), *AMc₂* (medium grained sandstone with bidirectional or multidirectional cross-stratification), *AMe* (stratified medium grained sandstone), *AMs* (medium grained sandstone with sigmoidal geometry), *Cp* (conglomerate with planar stratification), *Pl* (laminated pelite) and *PAht* (pelite and sandstone with heterolithic laminations). From the description and interpretation of lithofacies, five facies associations were identified by: FA-I is characterized by lithofacies *AFm* and *PAht*, and is interpreted as intertidal subsystem e FA-II characterized by *AMc₁*, *AMc₂*, *AMs*, *AMe* and *Cp*, and is interpreted as infratidal subsystem. Both facies associations, FA-I and FA-II, are typical of coastal tidal flat depositional system. Facies associations FA-III characterized by lithofacies *AFm*, *AFl*, *AFh* and *Pl* interpreted as a proximal shelf with a combination of tidal and wave activity and a variable component of storms; FA-IV characterized by lithofacies *AFl*, *Pl*, *AFh*, *De* and *DI*, interpreted as a intermediate-distal shelf subsystem and FA-V characterized by lithofacies *DI* e *De* as a interpreted shallow shelf subsystem. Both facies associations, FA-III, FA-IV and FA-V, are typical of marine shelf mixed carbonate-siliciclastic depositional system. From the interpretation of the depositional systems, three stratigraphic successions were defined, and based in the facies successions 19 sedimentological cycles were identified with fining-upward, coarsening upward and aggradational trends, evidencing the change of the water depth in the depositional environment.

Keywords: Paranoá Group, Serra de São Domingos, Neoproterozoic, faciology, mixed carbonate-siliciclastic succession.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 – Considerações iniciais

<i>1.1 Introdução</i>	13
<i>1.2 Objetivo</i>	13
<i>1.2.1 Objetivo Geral</i>	13
<i>1.2.2 Objetivos Específicos</i>	14
<i>1.3 Localização da área estudada</i>	14
<i>1.4 Materiais e Métodos</i>	15
<i>1.4.1 Pesquisa Bibliográfica</i>	15
<i>1.4.2 Trabalhos de campo</i>	15
<i>1.4.3 Análises laboratoriais e tratamento dos resultados obtidos</i>	16

CAPÍTULO 2 – Aspecto Geológico.....17

<i>2.1 Cratón São Francisco</i>	17
<i>2.2 Grupo Paranoá nas regiões de Alto Paraíso de Goiás, Bezerras-Cabeceiras, Distrito Federal, Cristalina e na Serra de São Domingos</i>	18
<i>2.3 Geocronologia</i>	21
<i>2.4 Químioestratigrafia em rochas neoproterozóicas</i>	23

CAPÍTULO 3 – Revisão da Literatura..... 25

<i>3.1 Estratigrafia de Sequências aplicada ao Neoproterozóico</i>	25
<i>3.2 Modelos de seqüências</i>	26
<i>3.3 Superfícies estratigráficas</i>	27
<i>3.4 Ciclos sedimentares</i>	29
<i>3.5 Plataforma siliciclástica: Ambiente Marinho Raso</i>	32
<i>3.5.1 Ambiente Marinho Raso dominado por onda</i>	32
<i>3.5.2 Ambiente Marinho Raso dominado por maré</i>	33
<i>3.5.3 Depósitos de antigas planícies de maré</i>	34
<i>3.5.4 Fácies sedimentares ao longo dos cursos de transporte pela maré</i>	34

3.6 Ambientes dominados por tempestades	37
CAPÍTULO 4 – Sedimentologia	39
4.1 Descrição e interpretação das litofácies	39
4.1.1 Fácies De – Dolomito com estromatólito.....	44
4.1.2 Fácies Dl – Dolomito laminado.....	44
4.1.3 Fácies Cp– Conglomerado com estratificação planar.....	46
4.1.4 Fácies AMc - Arenito médio com cruzadas.....	46
4.1.5 Fácies AMe – Arenito médio estratificado.....	51
4.1.6 Fácies AMs– Arenito médio com geometria sigmoidal.....	51
4.1.7 Fácies AFl – Arenito fino laminado.....	52
4.1.8 Fácies AFm - Arenito fino com marcas onduladas.....	54
4.1.9 Fácies AFh – Arenito fino com estratificação cruzada hummocky.....	54
4.1.10 Fácies Pl – Pelito laminado.....	56
4.1.11 Fácies PAht – Pelito e Arenito heterolítico com laminações lisen-wavy e flaser.....	57
4.2 Associação faciológica e Sistema Depositional	60
4.2.1 Associação de fácies FA-I.....	61
4.2.2 Associação de fácies FA-II.....	62
4.2.3 Associação de fácies FA-III.....	62
4.2.4 Associação de fácies FA-IV.....	63
4.2.5 Associação de fácies FA-V.....	63
4.3 Modelo Depositional	63
4.4 Aspectos petrográficos dos pelitos, arenitos e dolomitos da Serra de São Domingos – MG	64
CAPÍTULO 5 – Estratigrafia e ciclos sedimentológicos	75
5.1 Discussões dos resultados.....	83
Conclusão	85
Referências	87

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 1- Considerações iniciais

- Figura 1.1** Mapa de localização da área estudada ao longo dos córregos Ponte Pequena e Riacho Morto na Serra de São Domingos (destaque para área de estudo demarcada em verde). Fonte IGAM (Instituto Mineiro de Gestão das Águas 2006). 14
-

Capítulo 2 - Aspecto Geológico

- Figura 2.1** Mapa geológico do Cráton São Francisco mostrando as bacias neoproterozóicas de São Francisco e Irecê e as faixas móveis limitantes do cráton (Modificado de Alkimin 1993). 17
- Figura 2.2** Carta cronoestratigráfica da Bacia de São Francisco (Duarte 2008). 18
- Figura 2.3** Mapa geológico da área de estudo, segundo a classificação da folha SD-23. Em destaque as seções estudadas (em vermelho) ao longo da Serra de São Domingos, Minas Gerais (CPRM 2004). 22
- Figura 2.4** Seção litológica da Serra de São Domingos com valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos por Santos *et al.* (2000) em rochas carbonáticas do Grupo Paranoá e Bambuí.. 24
-

Capítulo 3 - Revisão da Literatura

- Figura 3.1** Modelos de sequência modificados de Galloway (1989) e Embry e Johannessen (1992). A – Sequência genética estratigráfica de Galloway (1989) usando superfícies máximas de inundação (MFS). B – Sequência T-R de Embry e Johannessen (1992) em que usa discordâncias subaéreas, discordância por ravinamento no litoral e superfície máxima regressiva (MRS) para o centro da bacia. Sendo propostos dois tratos de sistemas: trato de sistema transgressivo e trato de sistema regressivo. 27
- Figura 3.2** Superfícies estratigráficas resultantes dos principais eventos do ciclo de nível de base (Modificado de Catuneanu *et al.* 1998b; Embry e Catuneanu 2002). 28
- Figura 3.3** Ciclos deposicionais e sua duração em tempo, baseado em Vail *et al.* (1977b) e Vail *et al.* (1991). 30
- Figura 3.4** Padrões de empilhamento de parassequências: A) progradacional: taxa de suprimento > taxa de acomodação; B) retrogradacional: taxa de suprimento < taxa de acomodação; C) agradacional: taxa de suprimento = taxa de acomodação (Van Wagoner *et al.* 1990). 31
- Figura 3.5** Estruturas internas das marcas onduladas, mostrando laminações cruzadas por onda (Modificado de Reineck e Sign 1973). 32
- Figura 3.6** Distribuição de zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte pela maré na plataforma: A) modelo geral, B) modelo com alto suprimento de areia e C) modelo com baixo suprimento de areia. Modificado de Johnson e Baldwin (1986). 36

Figura 3.7	A) Modelo esquemático da estratificação cruzada hummocky (Modificado de Ducke 1982). B) Feições características de atividade de tempestade (Modificado de Leckie e Krystinick 1989).	38
Figura 3.8	Modelo esquemático de fácies de arenitos marinhos rasos do Precambriano superior e Cambriano inferior dominado por correntes e tempestades (Modificado de Jonhson e Baldwin 1996).	38

Capítulo 4 - Sedimentologia

Figura 4.1	A) Perfil da Serra de São Domingos, incluindo a Falha de São Domingos a norte de Bunitis- MG (Alvarenga e Dardenne 1978; Santos <i>et al.</i> 2000). B) Vista panorâmica da Serra de São Domingos, a seta vermelha indica o local onde foi realizado o levantamento da seção. C) Detalhe da deformação das camadas na falha de São Domingos.	39
Figura 4.2	Seção litoestratigráfica do córrego Ponte Pequena (CPQ), na Serra de São Domingos, á noroeste de Minas Gerais, destacando as litofácies e ambientes deposicionais.	42
Figura 4.3	Seção litoestratigráfica do córrego Riacho Morto (CRM), na Serra de São Domingos, á noroeste de Minas Gerais, destacando as litofácies e ambientes deposicionais.	43
Figura 4.4	Observar as formas das feições estromatolíticas localizadas na base da seção do córrego Ponte Pequena, situados na cota de 5 a 15 metros (A e B). C) Detalhe da fácies <i>Dl</i> (seta amarela destacando as laminações). D) Localmente na cota de 16 metros ocorrem níveis de intraclastos de dolomito e pelito (indicado pela seta azul).	45
Figura 4.5	A) Aspecto geral da fácies <i>Cp</i> , em destaque a variação do tamanho dos clastos de argila (B e C). Esses níveis são localizados respectivamente na espessura de 509 e 906 metros.	46
Figura 4.6	A) Aspecto geral da fácies <i>AMc₁</i> , em destaque os <i>sets</i> das estratificações cruzadas tabulares (B). C) Observar as estratificações cruzadas acanaladas (indicada pela seta laranja).	48
Figura 4.6	D) Estratificações acanaladas de grande escala presentes na fácies <i>AMc₁</i> . E) <i>Foresets</i> de cruzadas separadas por superfície de reativação, ao lado desenho esquemático de interpretação (F). G e H) Cruzadas acanaladas recobertas por pelito (indicadas pela seta amarela).	49
Figura 4.7	A-B, C-D e E-F-G) Estratificações cruzadas bidirecionais das fácies <i>AMc₂</i> (por vezes indicadas por seta azul), além de desenho esquemático de interpretação. G) Detalhe dos níveis conglomeráticos nos planos das estratificações cruzadas.	50
Figura 4.8	Aspecto geral da fácies <i>AMe</i> , entre as sucessões estratificadas ocorre intercalações das fácies <i>AFm</i> e <i>PAht</i> .	51
Figura 4.9	A-B, Aspecto geral das fácies <i>AMs</i> , as linhas amarelas destacam a geometria sigmoidal, as setas amarelas indicam recobrimento de pelitos entre cada <i>sets</i> das cruzadas sigmoidais.	52
Figura 4.10	A) Aspecto geral da fácies <i>AFl</i> , observar a variação de espessura. B) Laminações plano-paralelas (indicada pela seta lilás). C) Localmente observa-se geometria lenticular nas camadas <i>AFl</i> . D) Estruturas <i>gutter cast</i> (indicadas pela seta amarela) são observadas na base dessa fácies. E) A fácies <i>AFl</i> pode ocorrer associada com as fácies <i>Pl</i> e <i>AFh</i> .	53

Figura 4.11	A) Marca ondulada com crista reta. B - C) Marca ondulada internamente com laminações cruzadas de corrente. D) Laminações bidirecionais típicas de atividade de onda, essas estruturas são ressaltadas no desenho esquemático (E).	55
Figura 4.12	A-B, C-D: Estratificações cruzadas <i>hummockys</i> presentes ao longo da seção estudada. E) Localmente megaondulações observadas no topo da fácies <i>AFh</i> .	56
Figura 4.13	A) Fácies <i>Pl</i> localizada na espessura de 270 metros. B) Essas fácies ocorre intercalada com a fácies <i>AFm</i> formando um padrão rítmico, podendo também ocorrer intercaladas pela fácies <i>AFl</i> com geometria lenticular (C) e “ <i>gutter cast</i> ” (D).	57
Figura 4.14	A) Aspecto geral da fácies <i>PAht</i> , localizadas na espessura de 469 metros. B) Laminação “ <i>lisen/wavy</i> ”. C) Nessa fácies também é observada estrutura de carga (indicada pela seta branca).	58
Figura 4.14	D) Laminação <i>flaser</i> . E - F - G - H) Localmente na porção superior da fácies <i>PAht</i> ocorre estruturas de greta de contração (indicada por seta amarela), respectivamente localizadas na seção na espessura 469 e 975 metros.	59
Figura 4.15	Modelo esquemático modificado de Jonhson e Baldwin (1996), com as respectivas associações faciológicas encontradas na Serra de São Domingos –MG (identificadas pelo código FA).	61
Figura 4.16	Modelo deposicional de plataforma mista siliciclástica – carbonática do Grupo Paranoá na Serra de São Domingos.	63
Figura 4.17	A) Fotomicrografia do pelito laminado, em destaque as lâminas em geral sub-milimétricas, constituídas de argilominerais e palhetas de minerais micáceos como ilita e muscovita (Aumento 4X/NX). B) Grãos de quartzo em geral subhedral, além de minerais opacos (Aumento 4X/N//). C e D) Fotomicrografia de níveis de grãos de glauconita (Glc) observadas nas fácies <i>Pl</i> (Aumento 4X/N// e NX). E) Palhetas sub-milimétricas de ilita (ilt) entre os grãos de quartzo (indicados por setas amarelas), localmente raras palhetas de muscovita (Aumento 10X/NX). F) Fotomicrografia das microestruturas de carga (Aumento 4X/N//).	64
Figura 4.18	A) Fotomicrografia do aspecto geral das fácies <i>AFm</i> , em destaque observa-se grãos de quartzo sub-angulosos à sub-arredondados (Aumento 4X/NX). B) Em destaque em geral os grãos possuem sobrecrecimento de quartzo, indicado por setas vermelhas (Aumento 10X/NX). C) Em alguns grãos de quartzo é observada a extinção ondulante (Aumento 10X/NX). D) Os contatos dos grãos de quartzo em geral são retos e longitudinais (indicado por seta amarela) (Aumento 10X/NX). E) Os fedspatos (Fk) constituem os grãos maiores em lâmina (Aumento 10X/NX). F) Cimento ferruginosos entre os grãos de quartzo (Aumento 10X/NX). Grãos de glauconita (Glc) em geral sub-arredondados a arredondados, por vezes alongados de aspecto irregular, por vezes na forma de pseudo-matriz (Aumento 10X/ N// e NX).	66
Figura 4.19	Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo em sub-angulosos (Aumento 4X/NX). B) Grãos sub-arredondados com extinção ondulante, em alguns casos apresentando sobrecrecimento de quartzo indicado pela seta amarela (Aumento 10X/NX). C e D) Em petrografia também são observadas lentes de argila, estrutura “ <i>flaser</i> ” (Aumento 4X/N// e NX).	68

Figura 4.20	A) Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo, em geral subhedral à anedral (Aumento 4X/NX). B) Em alguns grãos de plagioclásio observa-se maclas polissintéticas (Aumento 10X/NX). C) Em destaque grãos de glauconita entre os cristais de quartzo (Aumento 10X/N// e NX). D) Minerais micáceos como biotita são observados alterando para muscovita indicados por setas amarelas (Aumento 10X/N// e NX). E- F- G) As ilitas e biotitas ocorrem como palhetas sub-milimétricas, entre grãos detríticos (Aumento 10X/NX). H) Em destaque por setas amarelas, os grãos de glauconita (Glc) em tons esverdeados e acastanhados ocorrem dispersos em lâmina, tanto nas porções arenosas quanto nas pelíticas (Aumento 4X/N//).	70
Figura 4.21	A) Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo, as setas amarelas indicam os minerais opacos (Aumento 4X/N//). B) Localmente observam-se grãos de quartzo bem arredondados (Aumento 10X/NX). C) O cimento em geral é de quartzo, formando bordas de sobrecrecimento (Aumento 10X/NX). D) Feldspato bastante fraturado com geminação em xadrez (Aumento 10X/NX).	72
Figura 4.22	A) Fotomicrografia da fácies <i>Dl</i> , a seta amarela indica as laminações sub-milimétricas de material argiloso (Aumento 4X/N//). B) Observar a variação do tamanho dos cristais de dolomita (Aumento 10X/NX). C) Em destaque, minerais ferruginosos que em geral encontra-se dispersos em lâmina (Aumento 4X/N//). D) Localmente são observados grãos de quartzo dispersos entre os cristais de dolomita (Aumento 4X/NX).	73
Figura 4.23	A) Fotomicrografia mostrando localmente cristais de dolomita em geral de cristalinidade fina à média, localmente com cimento espático. B) Intraclastos preenchidos por dolomita fina (micrito) e envoltos por cristais de dolomita média. C) Intraclastos envoltos por cimentação ferruginosa. E) Localmente ocorrem cristais de dolomita com extinção ondulante.	74

Capítulo 5 – Estratigrafia e ciclos sedimentológicos

Figura 5.1	Ciclos de espessamento e de granocrêscencia ascendente observados na espessura de 140 metros da seção do córrego Ponte Pequena.	76
Figura 5.2	Seção litoestratigráfica e perfil cintilométrico (A) córrego Pomte Pequena e (B) córrego Riacho Morto localizados na Serra de São Domingos (MG). Em destaque, os ciclos sedimentológicos e sua correlação.	77
Figura 5.3	Ciclos granocrescente ascendente observados na SE-01.	78
Figura 5.4	A-B Fotomosaico destacando os ciclos granocrescente ascendente presentes na SE-1 na base da seção do córrego Riacho Morto (corresponde a C-04 e C-05 da figura 5.2B). A figura B é a continuação da figura A. Esse ciclo está localizado na espessura de 150 a 200 metros.	79
Figura 5.5	Modelo esquemático mostrando as características estratais de uma parassequência de sistema deposicional costeiro dominado por maré. (Modificado Van Wagoner <i>et al.</i> 1990).	80
Figura 5.6	A e B) Ciclo granodecrescente ascendente localizado no córrego Ponte Pequena na cota	81

688 metros. C) Ciclos de *coarsening-up* observados no topo da sucessão SE-02.

LISTAS DE TABELAS

Capítulo 4 - Sedimentologia

Tabela 4.1	Fácies e interpretação dos processos sedimentares.	40
Tabela 4.2	Associações faciológicas, sub-sistemas e sistemas deposicionais.	60

CAPÍTULO 1- Considerações Iniciais

Esse capítulo expõe uma breve introdução do tema abordado na dissertação, descreve os objetivos da mesma e a localização da área de estudo.

1. 1 Introdução

A Serra de São Domingos, situada entre os municípios de Formoso e Buritis, MG (46°10'W/15°11S-46°33'W/15°28'S) contém uma das mais completas sucessões estratigráficas aflorantes do meso-neoproterozóico da bacia do São Francisco (Fig. 1.1). Seções ao longo dos córregos Ponte Pequena e Riacho Morto incluem mais de 1.000 metros de espessura de afloramentos contínuos de rochas carbonático-siliciclásticas do Grupo Paranoá. De acordo com Faria e Dardenne (1995), o Grupo Paranoá foi subdividido em 11 unidades estratigráficas informais para a região entre São Gabriel e Alto Paraíso, GO. Na base do grupo foi individualizada uma unidade formada por conglomerados com clastos diversos em uma matriz areno-carbonática. Esses conglomerados são cobertos por uma sucessão psamo-pelítica, na qual se intercalam unidades rítmicas de quartzitos, siltitos e argilitos (unidades R1 e R2), unidades quartzíticas (Q1 e Q2) e unidades de siltitos argilosos com lentes de carbonato e quartzitos. Os carbonatos têm geralmente registro de estromatólitos (Dardenne 1978; Fairchild *et al.* 1996).

A correlação entre as unidades litoestratigráficas do grupo foi proposta por Faria (1994) para as exposições entre Alto Paraíso, Brasília e Cristalina. Outra proposta de subdivisão litoestratigráfica do Grupo Paranoá foi feita nas regiões de Bezerra e Cabeceiras, GO (Guimarães, 1997) e para a região da Serra de São Domingos (Alvarenga e Dardenne 1978).

Diversos trabalhos científicos incluem apenas subdivisões litoestratigráfica. Neste trabalho por meio de duas seções geológicas correlatas temos como proposta desenvolver um estudo faciológico, com caracterização de processos sedimentares e ambientes deposicionais, abordando os ciclos sedimentares na tentativa de correlacionar e estabelecer sequências e parassequências.

1.2 Objetivo

1.2.1 Objetivo Geral

A partir de seções contínuas com bons afloramentos foram feitas seções estratigráficas de detalhe, com a identificação das rochas e suas estruturas e texturas sedimentares, com o objetivo de se estabelecer associações de fácies.

1.4 Materiais e Métodos

Foram realizados três levantamentos de campo, no período de 24 a 30 de agosto de 2010, 27 a 04 de março e 22 ao dia 25 de junho de 2011. A execução deste trabalho teve colaboração de alunos da graduação de geologia. A realização deste trabalho consistiu das etapas descritas abaixo:

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

Consistiu no levantamento de artigos e livros referentes à estratigrafia da Bacia do São Francisco, principalmente na sua borda oeste. O enfoque principal da pesquisa foi o Grupo Paranoá, incluindo descrição das seções-tipo, dados geocronológicos e isotópicos existentes na literatura. Para o auxílio no entendimento da área de estudo, também foram realizadas pesquisas bibliográficas sobre a sedimentação em plataformas siliciclásticas dominadas por onda e maré.

1.4.2 Trabalhos de campo

a) Coleta de amostras

A partir de levantamentos geológicos de seções colunares em escala 1:300 foram realizadas coleta sistemática de amostras, das diferentes litologias encontradas em campo. O posicionamento dos locais amostrados em campo foi feito pelo GPS (*Global Positioning System*), cujos dados de localização foram transferidos para um mapa base da área. As amostras coletadas foram conservadas em sacolas plásticas de 20 cm de comprimento, sendo lacradas com fita.

b) Medições cintilométricas

Nas seções de detalhe no distanciamento de três em três metros foram feitas medidas cintilométricas desde a base até o topo do perfil estudado. Para tal, utilizou-se um gamaespectrômetro marca Scintex, modelo GRS-500.

c) Análise de fácies

A análise de fácies foi baseada na técnica de Walker *et al.* (1992), cujos principais procedimentos são: a) reconhecimento no campo das fácies sedimentares por meio de caracterização e descrição, onde se detalha a composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares; b) entendimento dos processos sedimentares que revela como a fácies foi gerada e; c) associação de fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento,

geometria e posição relativa dentro da unidade deposicional. Para os diversos litotipos foram feitas seções colunares.

d) Correlação estratigráfica

É uma das principais ferramentas da estratigrafia para a determinação de equivalência entre sucessões estratigráficas. A correlação pode ser baseada na equivalência da litologia (litocorrelação), no conteúdo fóssilífero (biocorrelação) e/ou pela correlação global por meio de variação isotópica global dos estratos (cronocorrelação). Neste trabalho a correlação utilizada foi a litocorrelação baseada na equivalência das características litofaciológicas.

1.4.2 *Análises laboratoriais e tratamento dos resultados obtidos*

Observação: As análises foram todas efetuadas com materiais e equipamentos disponibilizados pelo Instituto de Geologia da Universidade de Brasília (IG/UnB). Este estudo está vinculado ao projeto “Sedimentologia e Estratigrafia do Neoproterozóico”.

a) Confecção de seções colunares

As seções colunares foram feitas para representação das sequências sedimentares, as inter-relações e as espessuras das unidades estratigráficas, litologias e estruturas sedimentares (Suguio 1973). Todas as seções foram confeccionadas por meio do programa Corel DRAWX3.

b) Análise Petrográfica

Foram feitas 20 lâminas delgadas polidas das principais litologias. Para a classificação das rochas siliciclásticas, utilizou-se a classificação de Folk (1968), que é baseada na quantidade dos grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha. Nos dolomitos, utilizou-se a classificação de Folk (1962), que considera a granulometria da rocha.

CAPÍTULO 2 – Aspecto Geológico

Esse capítulo expõe de forma sucinta o contexto geológico do Cráton e da Bacia de São Francisco, características litoestratigráficas do Grupo Paranoá nas regiões Alto-Paraíso de Goiás, Bezerras-Cabeceiras, Distrito Federal e Cristalina, além de dados geocronológicos e isotópicos.

2.1 Cratón São Francisco

O Cráton São Francisco é considerado uma unidade geotectônica Neoproterozóica, moldada e individualizada em decorrência da orogenia Brasiliana (Alkimin *et al.* 1993). Podendo ser definido em dois domínios estruturais (I e II), separados por um corredor de deformação vergente e polarizado (Corredor Paramirim). As coberturas proterozóicas deformadas epidermicamente equivalem às porções externas, representados pelo Domínio II, sendo que apenas dois compartimentos na porção central do Domínio I, não houve deformação significativa na cobertura proterozóica. Desta forma, são individualizadas as faixas de dobramentos Brasília a oeste, Rio Preto a noroeste, Araçuai a leste, Sergipana a nordeste e Riacho do Pontal a norte (Alkimin *et al.* 1993).

A bacia de São Francisco contém uma extensiva cobertura sedimentar de 300.000 Km² de rochas clásticas e carbonáticas neoproterozóicas (Babinski *et al.* 2007). As unidades litoestratigráficas maiores aflorantes são Supergrupo Espinhaço de idade paleo/mesoproterozóica e o Supergrupo São Francisco de idade neoproterozóica (Fig 2.1).

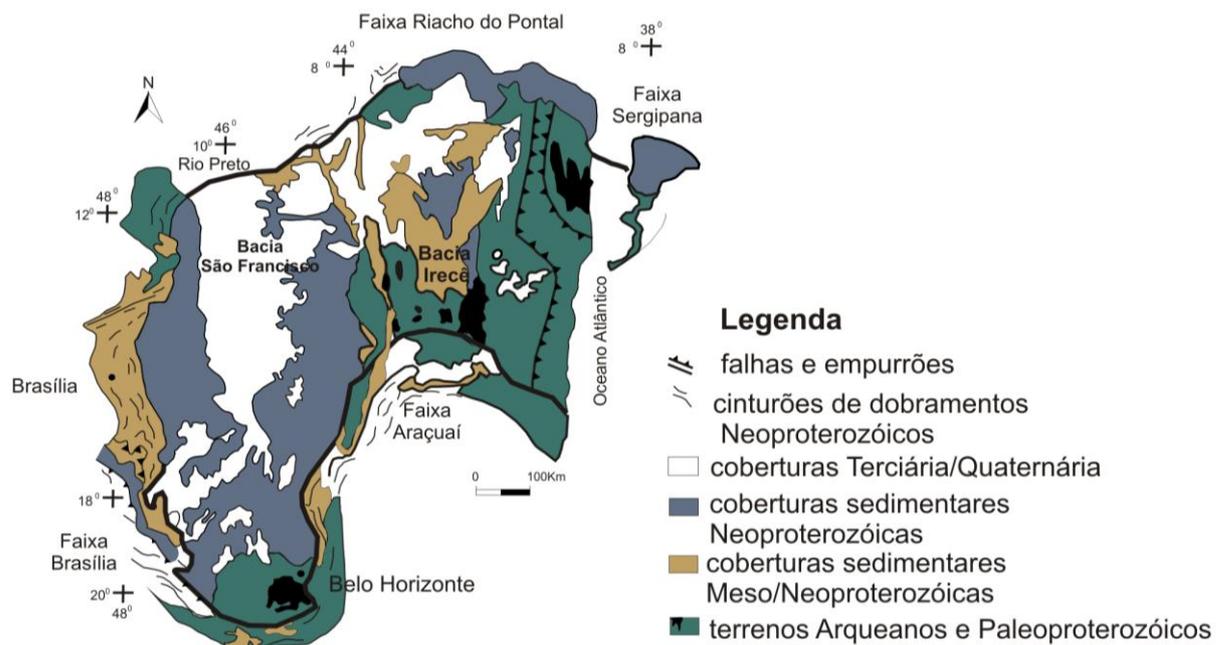


Figura 2.1– Mapa geológico do Cráton São Francisco mostrando as bacias neoproterozóicas de São Francisco e Irecê e as faixas móveis limitantes do cráton (Modificado de Alkimin 1993).

As principais unidades litoestratigráficas no leste de Goiás e oeste de Minas Gerais, que compõem a Faixa Brasília são os Grupos Paranoá, Vazante, Araxá, Bambuí e Formação Jequitaí, com idades meso a neoproterozóicas (Dardenne 1981). O Grupo Paranoá, mesoproterozóico, é uma unidade caracterizada predominantemente por rochas siliciclásticas, com contribuição carbonática. Na carta cronoestratigráfica proposta por Duarte (2008) o equivalente cronoestratigráfico do Grupo Paranoá é o Grupo Vazante, enquanto na proposta de Zalan e Romeiro (2007) o equivalente seria o Grupo Macaúbas. Em geral, as cartas estratigráficas propostas por diversos autores para a Bacia de São Francisco apresentam divergências no posicionamento das supersequências (Martins, 1999; Zalan e Romeiro 2007; Duarte, 2008). Nesta dissertação será adotada a carta cronoestratigráfica de Duarte (2008) elaborada com base em trabalhos de Martins (1999) e Zalan e Romeiro (2007) (Fig. 2.2).

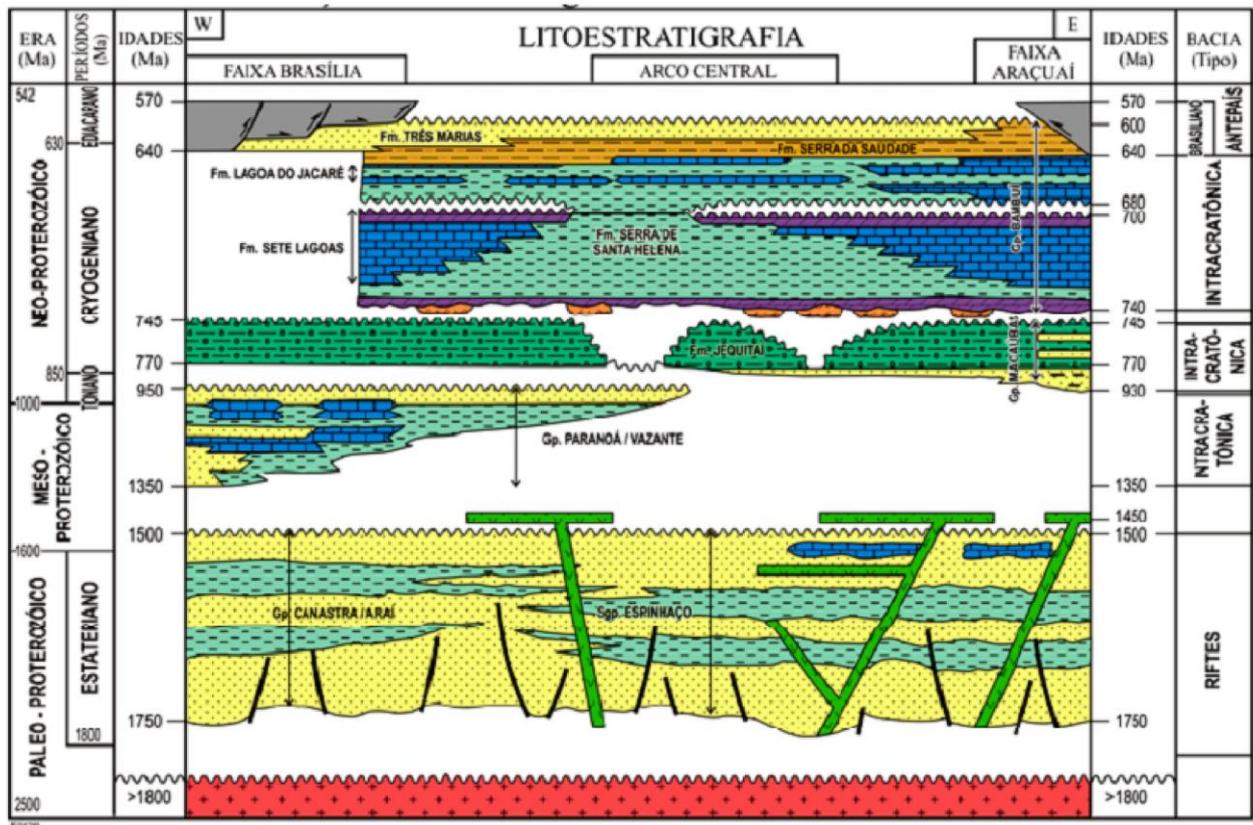


Figura 2.2 – Carta cronoestratigráfica da Bacia de São Francisco (Duarte 2008).

2.2 Grupo Paranoá nas regiões de Alto Paraíso de Goiás, Bezerras-Cabeceiras, Distrito Federal, Cristalina e na Serra de São Domingos.

Os dados mais recentes da estratigrafia do Grupo Paranoá são encontrados em Faria (1995) e Faria e Dardenne (1995), que analisaram diversas seções nas regiões de Cristalina, Distrito Federal, São João da Aliança e Alto Paraíso de Goiás. Segundo Faria (1995) o Grupo Paranoá representa uma megassequência deposicional marinha rasa, predominantemente transgressiva que assenta sobre o Grupo Araí por intermédio do paraconglomerado São Miguel. No topo suas rochas são limitadas por discordância.

Dentre as regiões estudadas pelos autores, a seção-tipo considerada, é a descrita na região de Alto Paraíso, GO (Baeta *et al.* 1978). Na base do grupo foi individualizada uma unidade formada por conglomerados com clastos diversos em uma matriz areno-carbonática. Esses conglomerados são cobertos por uma sucessão psamo-pelítica, na qual se intercalam unidades rítmicas de quartzitos, siltitos e argilitos (unidades R1 e R2), unidades quartzíticas (Q1 e Q2) e unidades de siltitos argilosos com lentes de carbonato e quartzitos. Os carbonatos têm geralmente registro de estromatólitos (Dardenne 1978; Fairchild *et al.* 1996).

Na região de Bezerras-Cabeceiras, afloram rochas da porção média-superior do Grupo Paranoá. São caracterizadas por uma sucessão de sedimentos terrígenos com contribuição carbonática, no qual se destacam níveis glauconíticos (Guimarães *et al.* 1986, Guimarães e Dardenne 1998 e Guimarães 1997). Na região, o Grupo Paranoá é representado por quatro unidades litoestratigráficas, respectivamente denominadas por:

- Quartzito Inferior (QI) constituídos por corpos de quartzito limitados no topo e base por siltitos. As estruturas sedimentares presentes nos quartzitos são estratificações cruzadas planares e acanaladas (Guimarães 1997).

- Ritmito Inferior (RI) são representados por intercalações de siltitos e arenitos finos a grossos (Guimarães 1997).

- Nível Arcosiano (NA) em geral silicificados, vermelhos ferruginosos à branco-rosados, médio a fino, intercalações de conglomerados finos com seixos e grânulos de feldspato, fragmentos líticos, quartzo, incluindo siltitos, dolomitos e folhelhos (Guimarães 1997).

- Ritmito Superior (RS) é formado por siltitos laminados, intercalações rítmicas de arenito, silito e argilito, corpos lenticulares de arenitos, folhelhos pretos, níveis glauconíticos, lentes carbonáticas por vezes, com estromatólitos. Segundo Guimarães (1997) os níveis glauconíticos foram formadas

em ampla área da borda da plataforma, assinalando período de mar alto, consistindo em um marco estratigráfico na bacia. Vale ressaltar que esses níveis glauconíticos também são observados em arenitos médios, em geral ferruginosos na Serra de São Domingos.

Quanto à litoestratigrafia do grupo Paranoá no Distrito Federal são distinguidas sete litofácies, tendo como base o quartzito conglomerático, correlato deste o Alto Paraíso de Goiás à porção oriental do Distrito Federal, onde sobrepõem a litofácies pelito carbonatada (Faria 1995).

As litofácies descritas são a) *Quartzito conglomerático* (Q₂): fino à médio, com raros leitões marcados com níveis conglomeráticos; b) *Metassilito* (S): com estruturas de contração, geometria lenticular-ondulada com raras estratificações cruzadas tabulares e marcas onduladas; c) *Ardósia* (A); *Metarritmito arenoso* (R₃): subdividido em duas sublitofácies, a inferior com quartzitos finos à médio, laminados, geometria ondulada-lenticular e a superior é representada por metarritmito laminado constituído por finas alternâncias de metassilitos e metargilitos, com quartzitos finos à médios; d) *Quartzito médio* (Q₃): laminado, contendo marcas onduladas simétricas e de corrente, estratificação cruzada tabular e acanalada; e) *Metarritmito argiloso* (R₄) – metassilitos, metargilitos e quartzitos, sobrepondo esta litofácies ocorre *pelito-carbonatada* (Pc), que constitui o topo da sequência deposicional do Paranoá, composta por metargilitos, metassilitos e ardósias, com intercalações de quartzitos (Faria 1995).

Na região de Cristalina (GO) o Grupo Paranoá foi subdividido em cinco unidades distintas (Faria 1985). A unidade basal é representada por sequência rítmica de metargilitos e metassilitos, sericíticos, com intercalações de quartzito, com marcas onduladas, além de estruturas como: *flaser*, *quick sand*, *flute cast* entre outras. Sobrepondo esta unidade ocorre quartzito fino, localmente intercalado por ritmito. As estruturas características são estratificações cruzadas planares de médio porte, tipo espinha de peixe, marcas de onduladas e gretas de contração. Segue-se uma unidade com metarritmitos com bancos de quartzitos, fino, com metassilito e metargilitos. Sobre esta unidade, ocorre quartzito grosso, fedspático, possui leitões conglomeráticos com seixos de quartzo e bolas de argila. Os níveis superiores, topo do Grupo Paranoá na região de Cristalina, são representados por metarritmito arenoso, sendo comuns estruturas de pseudonódulos, gretas de contração, marcas onduladas e laminações cruzadas (Faria 1985).

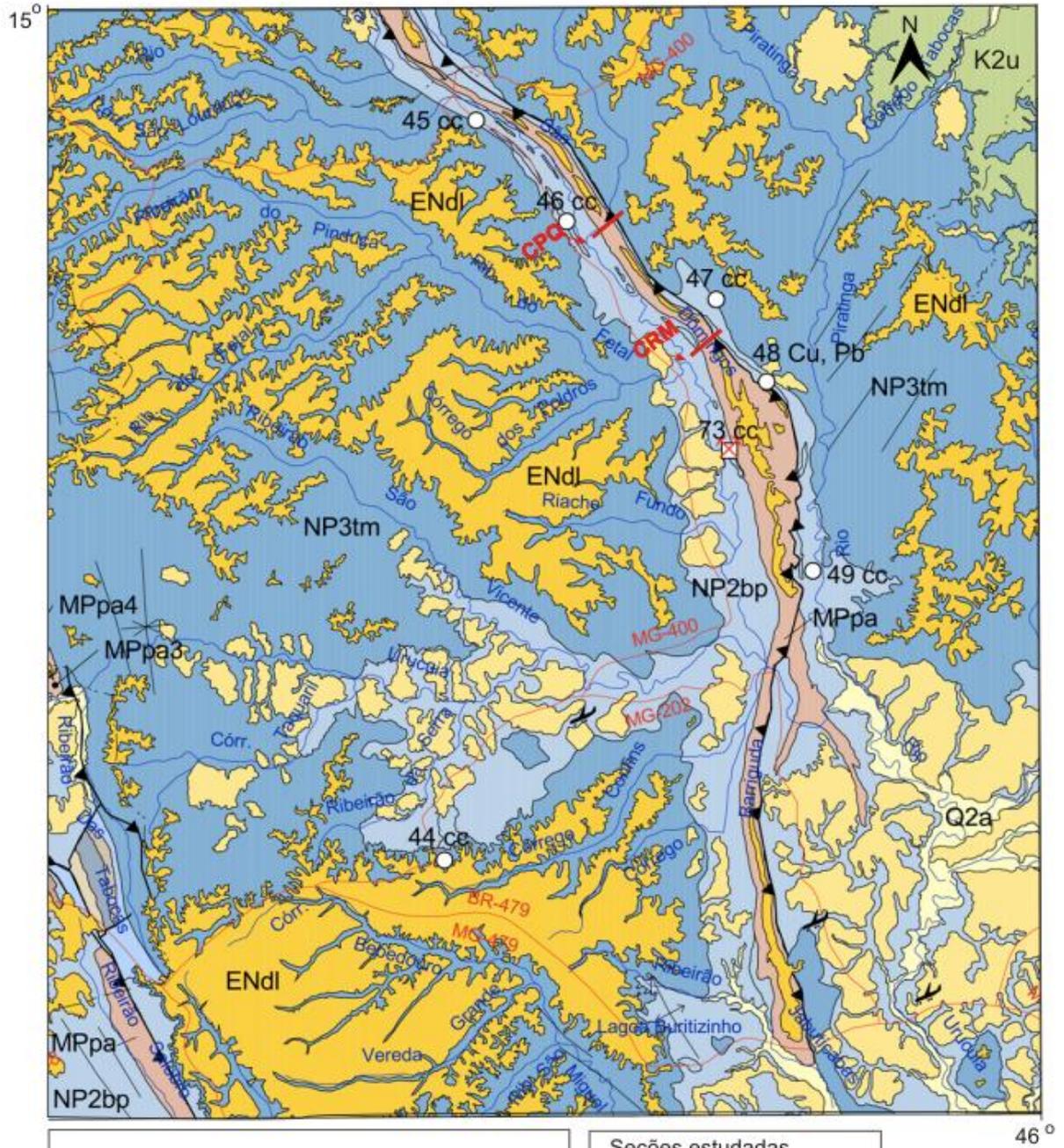
Na literatura geológica os primeiros estudos sedimentológicos e estratigráficos do Grupo Paranoá na Serra de São Domingos – MG foram realizados por Alvarenga e Dardenne (1978) e

Alvarenga (1987). De acordo com autores mencionados, o Grupo Paranoá é representado por duas formações: a Inferior caracteriza uma sequência de rochas silticas intercaladas por quartzitos, com frequentes lentes de dolomitos estromatolíticos e a Superior composta de quartzitos, siltitos, dolomitos estromatolíticos distribuídos em quatro unidades. A sedimentação é atribuída à influência de uma lenta e progressiva regressão, composta por pequenos ciclotemas regressivos, seguidos de uma súbita menor transgressão (Alvarenga e Dardenne 1978). Na folha geológica SD-23 (CPRM, 2004), na escala de 1:1.000.000, estão localizados os dois perfis estratigráficos estudados neste trabalho (Fig. 2.3).

Vale ressaltar que essa revisão litoestratigráfica feita anteriormente do Grupo Paranoá, os vários autores citados descrevem as rochas utilizando nomenclaturas que indicam baixo grau de metamorfismo. Na área estudada não foram empregados os mesmos termos, pois as rochas descritas apresentam-se apenas silicificadas, sem qualquer evidência de metamorfismo. Além disso, é observada a grande dificuldade de estabelecer uma correlação estratigráfica das várias seções descritas para o Grupo Paranoá.

2.3 Geocronologia

A idade de deposição do Grupo Paranoá foi inferida entre 1350-959 milhões de anos (M.a) por meio de estromatólitos colunares do tipo (*Conophyton metula* Kirichenko) (Dardenne *et al.* 1973, 1976). Também com base em estromatólitos Fairchild *et al.* (1996) restringiu o intervalo de 1170 – 950 Ma. Outra forma de estimativa da idade de deposição destes sedimentos foi realizada por diversos autores, por meio de correlações estratigráficas regionais entre sequências sedimentares similares aflorantes nos estados da Bahia e Minas Gerais, (Dardenne 1981; Faria 1995). Recentes datações foram realizadas pelo método U-Pb por LA-ICPMS em zircões detríticos, tendo como idade inferida entre 1079 ± 45 Ma (Rodrigues *et al.* 2010).



Legenda

Cenozóico

Q2a Depósitos Aluvionares Recentes: areia com intercalações de argila e cascalho e restos de matéria orgânica.

ENdl Coberturas Detrito Lateríticas: areia com níveis de argila e cascalho e crosta laterítica

Nqdl Coberturas Detrito Lateríticas: areia com níveis de argila e cascalho

Mesozóico

K2u Grupo Urucua: arenitos com níveis de pelito e na base arenito conglomerático e conglomerado

Neoproterozóico

NP2bp Rochas do Grupo Bambuí

NP3tm Formação Três Marias (arcóseo, siltito e argilito)

Mesoproterozóico

MPpa Rochas do Grupo Paranoá

Seções estudadas

CPQ - Seção do córrego Ponte Pequena

CRM - Seção do córrego Riacho Morto

Figura 2.3 – Mapa geológico da área de estudo, segundo a classificação da folha SD-23. Em destaque as seções estudadas (em vermelho) ao longo da Serra de São Domingos, Minas Gerais (CPRM 2004).

2.4 Químioestratigrafia em rochas neoproterozóicas

A químioestratigrafia tem sido amplamente utilizada por diversos autores em estudos de sequências pré-cambrianas, em virtude da ausência de delimitadores bioestratigráficos claros, a assinatura isotópica tem sido extensivamente adotada, em busca de informações que forneçam possíveis vínculos de correlação, desta forma contribuindo para elucidar as condições paleoambientais.

O neoproterozóico é marcado por uma ocorrência em escala global de carbonatos epicontinentais e sequências siliciclásticas que envolvem eventos glaciais (Santos *et al.* 2010). Os valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos e as grandes excursões negativas têm sido utilizados para reconhecer causas e consequências destas múltiplas glaciações decorrentes neste período geológico (Halverson *et al.* 2010). Esses estudos envolvendo razões isotópicas de carbono têm sido empregados pela preservação da razão isotópica em resposta às alterações pós-deposicionais (Halverson *et al.* 2010).

O registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ mais completo da bacia de São Francisco é o encontrado na Serra de São Domingos, incluem carbonatos mais antigos pertencentes ao Grupo Paranoá (Martins & Lemos 2007). Trabalhos recentes de compilação de dados isotópicos de Santos *et al.* (2000), Santos *et al.* (2004), Alvarenga *et al.* (2007) evidenciam diferenças isotópicas entre os carbonatos do Mesoproterozóico e Neoproterozóico do Cráton São Francisco. Razões de $\delta^{13}\text{C}$ para os carbonatos do Grupo Paranoá em torno de 1,5 ‰ enquanto que os valores encontrados para os carbonatos do Grupo Bambuí variam entre -2,0 e + 12‰ (Santos *et al.* 2000) (Fig 2.3). Os altos valores de $\delta^{13}\text{C}$ têm sido interpretados como relacionados ao aumento das condições de restrição da bacia (Santos *et al.* 2000, 2004). Portanto, os sedimentos do Paranoá foram depositados em plataforma aberta conectado com o oceano, enquanto os sedimentos do Grupo Bambuí foram depositados em mar epicontinentais influenciados por tectônica e condições restritas do ambiente marinho (Santos *et al.* 2000).

Uma comparação de perfis isotópicos de vários autores, em diferentes localizações na Bacia de São Francisco mostra uma forte constância dos isótopos ao longo de toda a bacia (Santos *et al.* 2000, 2004; Martins Lemos 2007). A partir das correlações isotópicas realizadas foram observadas anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}$, características de carbonatos depositados em períodos posteriores à períodos glaciais, refletindo mudança na composição da água do mar (Kaufman *et al.* 2008;

Hoffman *et al.* 2008). Portanto, no neoproterozóico por meio das variações isotópicas é possível representar marcadores estratigráficos que pode ser usado como uma ferramenta cronoestratigráfica dentro de uma escala de bacia.

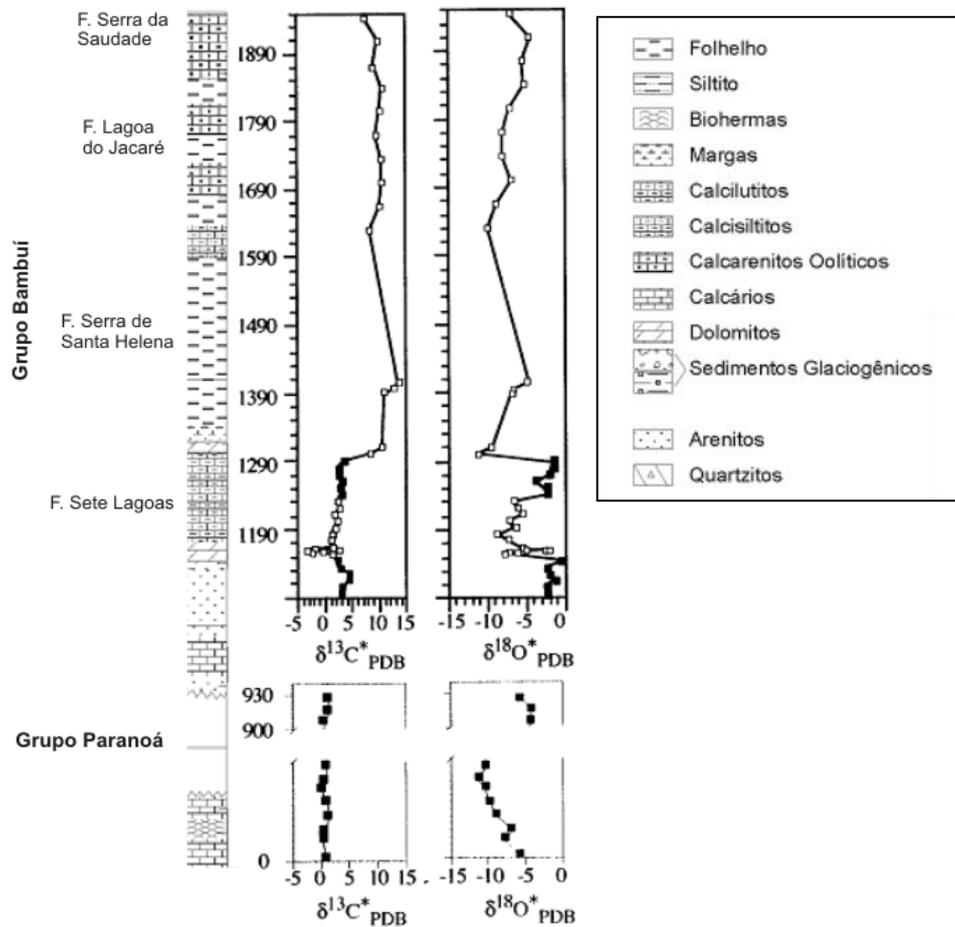


Figura 2.4 – Seção litológica da Serra de São Domingos com valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos por Santos *et al.* (2000) em rochas carbonáticas do Grupo Paranoá e Bambuí.

CAPÍTULO 3 – Revisão de Literatura

Este capítulo expõe de forma sucinta uma revisão de estratigrafia de sequências, cicloestratigrafia, modelos de sequências, além de ambientes sedimentares. As informações são importantes no entendimento desta dissertação.

3.1 Estratigrafia de Sequências aplicada ao Neoproterozóico

A Estratigrafia de seqüências analisa a resposta sedimentar superimpostas as mudanças no nível de base, e as tendências deposicionais da interação do espaço de acomodação e da sedimentação. Os princípios básicos da estratigrafia de sequências abordam um arcabouço geométrico de fácies sedimentares geneticamente relacionadas limitadas por discordâncias ou superfícies de não deposição (Vail 1987, Posamentier e Vail 1988) e independem do tipo de ambiente deposicional dentro de uma bacia sedimentar (ex: siliciclástico e/ou carbonático). Em geral, os sistemas siliciclásticos são usados por padrão para explicar e exemplificar os conceitos básicos (Catuneanu 2002). Estes conceitos possuem aplicação desde a escala sísmica dos sistemas deposicionais siliciclásticos que se formam em margens passivas, utilizados normalmente na indústria do petróleo até a escala de afloramentos (Van Wagoner *et al.* 1990).

A estratigrafia de seqüência é geralmente considerado como “tronco” da estratigrafia sísmica da década de 70 (Catuneanu 2006). Na verdade, grandes estudos investigando a relação entre sedimentação, discordâncias e mudanças no nível de base, que são diretamente relevantes para seqüência estratigráfica, foram publicados antes da estratigrafia sísmica (por exemplo, Grabau 1913; Barrell 1917; Sloss *et al.* 1949; Wheeler e Murray 1957; Wheeler 1958, 1959, 1964; Sloss 1962, 1963; Curray 1964; Frazier 1974). No entanto no século XVIII, Hutton reconheceu a periódica repetição ao longo do tempo de processos de erosão, sedimentação, transporte e deposição, estabelecendo as bases da definição do que é conhecido hoje como o conceito de "ciclo geológico" (Catuneanu 2006).

Segundo Vail *et al.* (1977), Van Wagoner *et al.* (1987) e Haq *et al.* (1987) a estratigrafia de sequências é o estudo das relações de fácies sedimentares geneticamente relacionados, utilizando um arcabouço cronoestratigráfico formado por discordâncias e/ou conformidades relativas.

No estudo da estratigrafia das rochas do Proterozóico, as correlações são normalmente litoestratigráficas, devido à imprecisão de alguns métodos utilizados e datações existentes. Uma das dificuldades encontradas ao estudar o Proterozóico consistem em definir os hiatos e

discordâncias, com isso torna-se difícil o entendimento do arcabouço cronoestratigráfico de suas bacias.

Segundo Christie-Blick *et al.* (1988) os contatos litoestratigráficos abruptos coincidem com limites de seqüências e/ou superfícies transgressivas, mas em sua maioria são definidos por variações faciológicas. Estes autores sugerem a combinação de mapeamento faciológico e perfis sedimentares em escala regional e local como ferramenta básica na identificação dos limites de sequências deposicionais no Proterozóico, bem como discordâncias entre os estratos (*onlap*, *downlap*, *toplap*) e truncamento erosivo, descontinuidades nas sucessões faciológicas, mudanças nas direções de paleocorrentes e texturas diagenéticas de exposições. Deve ressaltar que a passagem de uma superfície transgressiva e pelas superfícies de inundação máxima também se caracteriza por uma descontinuidade faciológica com pouca ou nenhuma evidencia de erosão.

3.2 Modelos de seqüências

A seqüência definida por Sloss *et al.* (1949) como uma unidade limitada por discordância, foi amplamente adotado e formalizado no (Guia de Estratigráfica Internacional de 1994). A modificação do conceito original de seqüência pela introdução de conformidades correlativas como parte de superfícies limitantes desencadeou o progresso e os debates na estratigrafia. O trabalho de estratigrafia sísmica e sequêcia estratigráfica publicado em *AAPG Memoir 26* (Payton 1977) e *SEPM Publicação especial 42* (Wilgus *et al.* 1988) resultou na definição de seqüência deposicional. Esta unidade estratigráfica é delimitada por discordância subaérea na margem da bacia e conformidades correlativas para o centro da bacia. Posamentier e Vail (1988) subdividiram a sequêcia deposicional em tratos de sistema de mar baixo, mar alto e transgressivo. Galloway (1989), com base em Frazier (1974), propôs superfícies de inudação máxima, ao invés de discordâncias subaéreas, como limites de sequências.

Embry e Johannessen (1992) propuseram um modelo de sequêcia transgressiva-regressiva (T-R) com objetivo de suprir alguns problemas de definição das demais sequências já existentes. Este modelo de seqüência usa a discordância subaérea como a porção do limite da inconformidade e a superfície máxima regressiva como a conformidade correlativa. Essa metodologia mantém a discordância subaérea no limite e também prevê uma conformidade correlativa que podem ser objetivamente determinadas. Desta forma, evita-se as falhas comuns que ocorrem neste tipo de análise. A seqüência T-R podem ser divididas em um trato de sistemas transgressivo abaixo e um

trato de sistemas regressivo acima usando a superfície máxima de inundação como delimitação (Fig. 3.1).

Os vários modelos de sequência existentes possuem suas particularidades, porém cada modelo pode funcionar melhor sob determinada circunstância, não tendo um modelo universal preferível (Catuneanu 2002). Dentre os modelos, que se refletem na literatura sequência estratigráfica, são aqueles popularizado pela escola Exxon (Posamentier e Vail 1988; Van Wagoner *et al.* 1990; Posamentiere e Allen 1999) e em menor proporção por Galloway (1989) e Embry e Johannessen (1992).

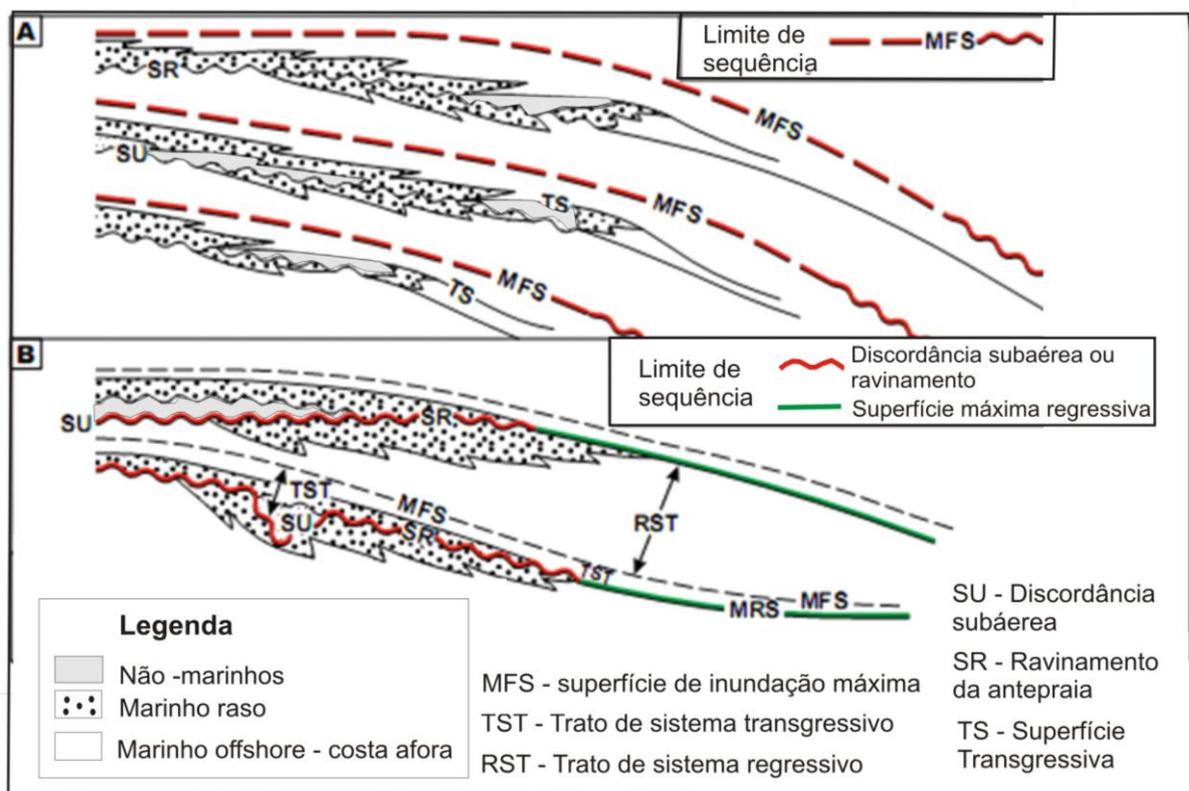


Figura 3.1 – Modelos de sequência modificados de Galloway (1989) e Embry e Johannessen (1992). A – Sequência genética estratigráfica de Galloway (1989) usando superfícies máximas de inundação (MFS). B – Sequência T-R de Embry e Johannessen (1992) em que usa discordâncias subaéreas, discordância por ravinamento no litoral e superfície máxima regressiva (MRS) para o centro da bacia. Sendo propostos dois tratos de sistemas: trato de sistema transgressivo e trato de sistema regressivo.

3.3 Superfícies estratigráficas

As superfícies estratigráficas são fundamentais para interpretação genética, pois marcam eventos de tempo no regime deposicional. A identificação de mais de um tipo de superfície

estratigráfica pode resultar em vários tipos de unidades formadas por uma série de mudanças na tendência deposicional durante um ciclo de subida e/ou descida do nível de base (Fig. 3.2) (Embry e Johannessen 1992). Essas mudanças na tendência deposicional resultam em seis distintas superfícies estratigráficas que podem ser usadas para a correlação e na definição das unidades de uma sequência estratigráfica. Estas são: discordância subaérea e conformidade correlativa, superfície regressiva de erosão marinha, superfície de ravinamento no litoral, superfície máxima regressiva e superfície de inundação máxima (Embry e Johannessen 1992).

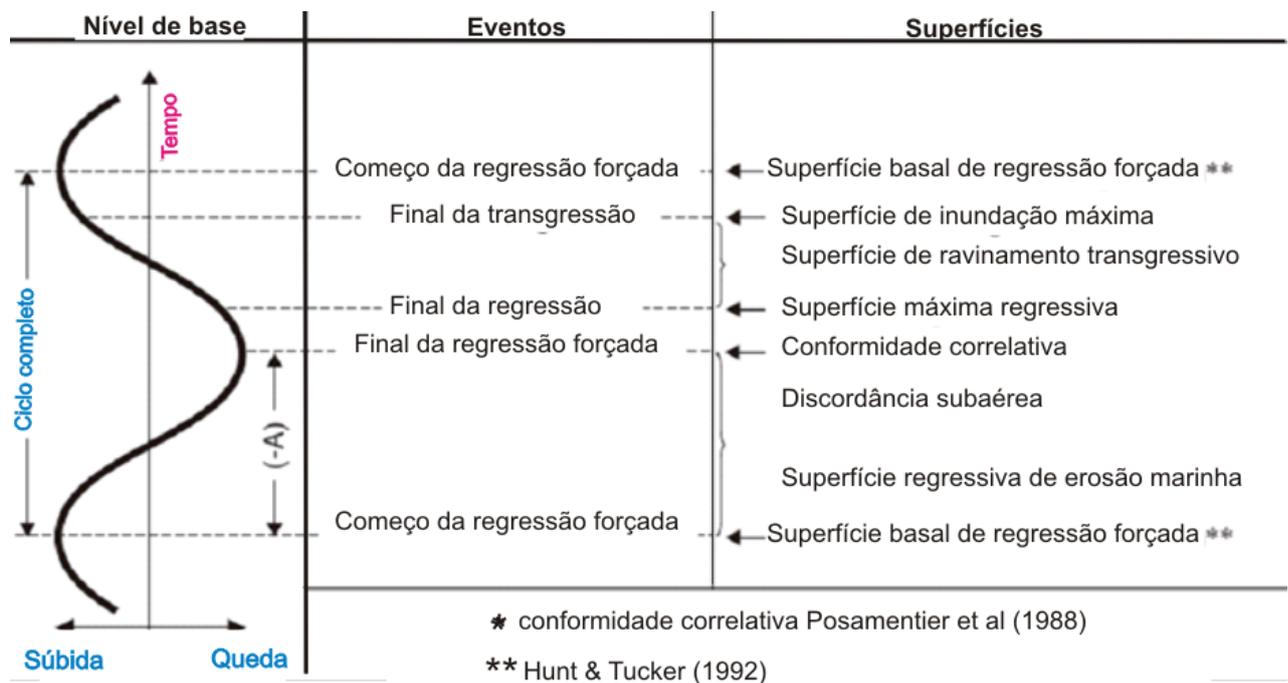


Figura 3.2 – Superfícies estratigráficas resultantes dos principais eventos do ciclo de nível de base (Modificado de Catuneanu *et al.* 1998b; Embry e Catuneanu 2002).

A Discordância subaérea é uma superfície de erosão que corta depósitos marinhos sendo formada na base de canais fluviais (Catuneanu 2006). Uma outra superfície estratigráfica que pode ser comumente confundida com a discordância subaérea é a superfícies de ravinamento. Essa superfície podem ser formadas durante a transgressão marinha, por processos erosivos causados por onda e/ou maré, remobilizando sedimentos de praia e sedimentos não-marinhos e redepositando em um outro ambiente sedimentar (Embry *et al.* 2007).

A superfície estratigráfica também utilizada em determinados modelos de sequência é a conformidade correlativa, segundo Hunt e Tucker (1992) marca o topo de depósitos marinhos durante a regressão forçada de linha de costa, incluindo também os depósitos de águas profundas (leques submarinos). Esta superfície estratigráfica é definida como base no empilhamento do padrão estratal marcando a mudança rápida de parasequências progradantes para parasequências agradacionais (Haq 1991).

Outra superfície formada pela descida do nível de base é a superfície regressiva de erosão marinha é uma discordância diacrôna, que se expande na queda do nível de base até o litoral, com a taxa de regressão forçada. Trata-se de um limite de trato de sistemas que retrabalha a superfície basal da regressão forçada (Catuneanu 2006). Além desta, a superfície estratigráfica bastante reconhecida em estratos marinhos, porém formada em resposta da súbida do nível de base é a superfície regressiva máxima. Esta superfície regressiva máxima presente em estratos clásticos marinhos, separam estratos de “*coarsening upward*” de estratos “*finning upward*”. Representando uma mudança de uma tendência deposicional regressiva para transgressiva (Embry 2001).

De todas as superfícies estratigráficas citadas anteriormente, uma das mais importantes utilizadas na determinação de limites de sequência é a superfície máxima de inundação. Marcando nos estratos marinhos, o momento em que a taxa de geração de espaço de acomodação foi máxima, representado por fácies de águas profundas, separando conjuntos de parasequências retrogradacionais de conjuntos progradacionais, delimitando assim o trato transgressivo do trato de mar alto (Faccini e Paim 2001).

Nesta dissertação serão discutidos aspectos do padrão dos ciclos, estes sendo ciclos *shallowing-up* ou de “raseamento” e/ou ciclos *deepening-up* ou de “afogamento”. Em virtude, da grande dificuldade do reconhecimento de superfícies estratigráficas chaves para delimitação das sequências estratigráficas.

3.4 Ciclos sedimentares

Segundo (Perlmutter e Matthews 1989) a cicloestratigrafia é o estudo dos padrões deposicionais cíclicos produzidos por processos tectônicos e climáticos (Einsele *et al.* 1991). Os ciclos tectônicos de subsidência e soerguimento e os ciclos eustáticos de subida e queda do nível do mar podem acontecer sob diferentes períodos de tempo. Esses ciclos são usados para classificar as sequências em termos de sua ordem de duração, segunda a subdivisão proposta por Vail *et al.*

(1977b) e Vail *et al.* (1991), os ciclos deposicionais podem ser agrupadas em períodos de tempo definidos, os quais são classificados em seis ordens na figura 3.3.

Ciclos Depositionais		
Autor	Vail <i>et al.</i> (1977b)	Vail <i>et al.</i> (1991)
1ª ordem	200 a 300 Ma	>50 Ma
2ª ordem	10 a 80 Ma	3 a 50 Ma
3ª ordem	1 a 10 Ma	0,5 a 3 Ma
4ª ordem	-----	0,08 a 0,5 Ma
5ª ordem	-----	0,03 a 0,08 Ma
6ª ordem	-----	0,01 a 0,03 Ma

Figura 3.3 – Ciclos deposicionais e sua duração em tempo, baseado em Vail *et al.* (1977b) e Vail *et al.* (1991).

Os ciclos de 1ª ordem seriam controlados pela tectono-eustasia, como no caso de mudanças no volume de bacias oceânicas relacionadas com os ciclos tectônicos (Emery e Myers 1996). A evolução de uma bacia sedimentar é interpretada como um ciclo de 1ª ordem, onde a própria bacia é a sua assinatura estratigráfica (Vail *et al.* 1991).

Os ciclos de 2ª ordem são controlados por mudanças nas taxas de subsidência tectônica na bacia ou por mudanças nas taxas de soerguimento na área fonte dos sedimentos (Vail *et al.* 1991).

Os ciclos de 3ª ordem são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição do espaço de acomodação. Segundo Vail *et al.* (1991), estes ciclos seriam controlados por flutuações climáticas. Os ciclos 4ª ordem, 5ª ordem e 6ª ordem são explicados pelas perturbações cíclicas da órbita e da inclinação da Terra (Ciclos de Milankovitch). Os ciclos de Milankovitch estão relacionados com as mudanças na obliquidade ou inclinação do eixo da Terra e no movimento de precessão em torno do eixo terrestre e excentricidade. Estes ciclos representariam as oscilações menores do nível do mar, causadas por variações climáticas determinadas por estas perturbações que são registradas na forma das parassequências.

Os blocos fundamentais das sequências e dos tratos de sistemas são as parassequências e os grupos de parassequências. Uma parassequência é definida como sucessão de camadas ou conjunto

de camadas relativamente concordantes, geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou superfícies correlatas (Van Wagoner *et al.* 1988).

As características deposicionais gerais das parassequências são como um registro de uma diminuição ou aumento gradual na profundidade da lâmina d'água. Muitas parassequências são regionais ou se estendem por toda uma bacia, ocorrendo em grupos geneticamente relacionados e empilhamentos com padrões de empilhamento distintos, estes podendo ser progradacionais, retrogradacionais e agradacionais (Fig. 3.4). Esses três padrões de empilhamento depende da relação entre a taxa de variação do nível relativo do mar e a taxa de suprimento sedimentar. Esses grupos de parassequências formam os tratos de sistemas das sequências deposicionais.

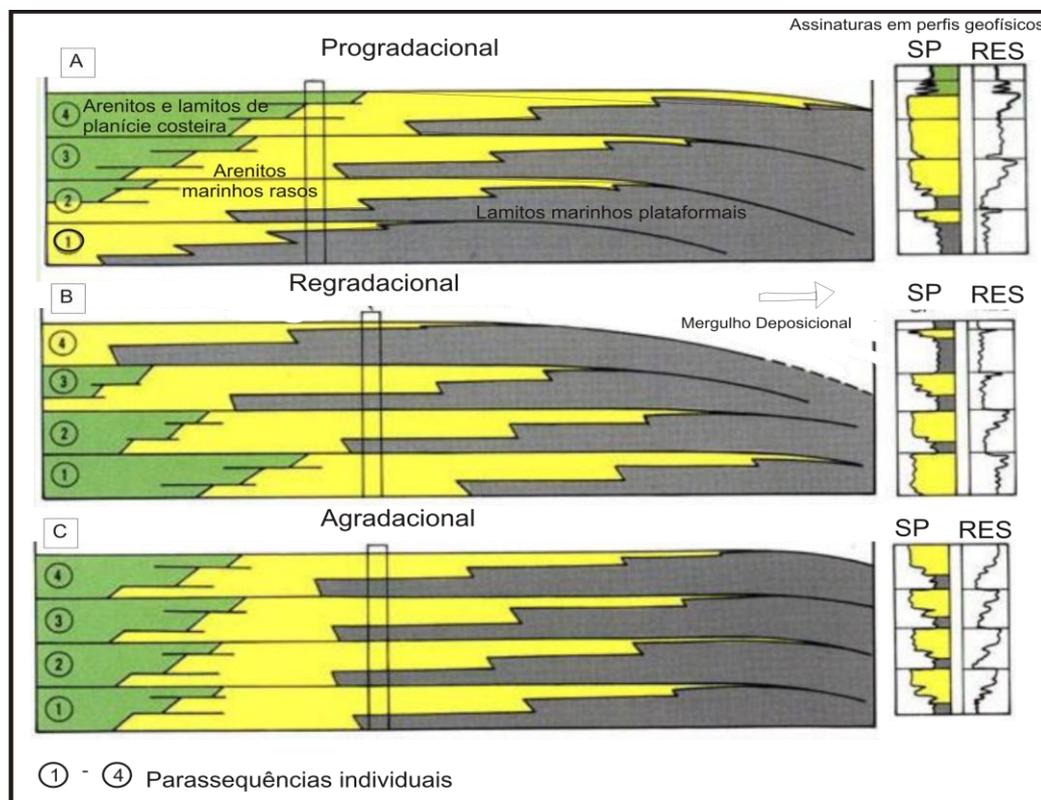


Figura 3.4 – Padrões de empilhamento de parassequências: A) progradacional: taxa de suprimento > taxa de acomodação; B) retrogradacional: taxa de suprimento < taxa de acomodação; C) agradacional: taxa de suprimento = taxa de acomodação (Modificado de Van Wagoner *et al.* 1990).

3.5 Plataforma siliciclástica: Ambiente Marinho Raso

Nesse item serão abordados de forma simplificada os sistemas deposicionais dominados por onda e por maré, tendo em vista que em grande parte dos trabalhos científicos publicados inferem a combinação desses dois sistemas deposicionais para o Grupo Paranoá.

3.5.1 Ambiente Marinho Raso dominado por onda.

A atividade das ondas é amplamente reconhecida tomando base às marcas onduladas preservadas nos planos de acamamento. As marcas onduladas produzidas por onda frequentemente têm contornos mais ou menos simétricos, mas uma marca ondulada assimétrica não é necessariamente gerada por corrente. Marcas onduladas assimétricas provaram ser mais frequentes em ambientes próximos da praia, onde as ondas de águas rasas desenvolvem oscilação desarmônica na camada. A diferença entre a *ripple* de onda e de corrente é bastante clara em planta, a *ripple* de onda tende ser caracterizada pelas cristas paralelas contínuas com bifurcações típicas, enquanto uma corrente produz modelo que varia entre línguidoide e paralela, frequentemente com cristas menos regulares e bifurcações ausentes (De Raaf *et al.* 1977).

De acordo com De Raaf *et al.* (1977), a estrutura interna da *ripple* simétrica é caracterizada por laminações em forma de chevron. A laminação cruzada por ondas é discernida pelo seu caráter bidirecional (Fig. 3.5). Também *sets* erosionais, a forma discordante e estruturas em feixe são diagnósticas para gênese por ondas, além das lâminas de *foresets*. No ambiente marinho raso além de marcas onduladas podem ocorrer laminações denominadas por *linsen* e *flaser*. A laminação *flaser* é interpretada como sendo gerada sob condições moderadas e contínuas de atividade de ondas, alternância de períodos de atividade de corrente e de quiescência e as estruturas *linsen*, são atribuídas a dois fatores: variação das condições de energia por mudança de tempo e batimetria.

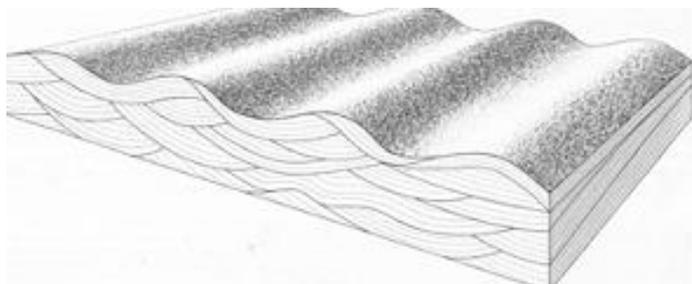


Figura 3.5 – Estruturas internas das marcas onduladas, mostrando laminações cruzadas por onda (Modificado de Reineck e Sign 1973).

3.5.2 Ambiente Marinho Raso dominado por maré

De acordo com Johnson e Baldwin (1996) as plataformas continentais são ditas dominadas por marés quando a variação destas é de 3-4m, e são associadas a uma velocidade máxima de corrente de maré superficial de 60 até 100 cm s⁻¹. Essas condições são mais comumente observadas em mares parcialmente fechados, canais prolongados e golfos restritos.

Segundo Silva *et al.* (2008) as marés resultam da atração gravitacional exercida em corpos aquosos pela ação combinada do sol e da lua. Quando a lua e o sol estão alinhados (lua cheia e nova), produzem as marés sizígia, que são 20% mais altas que as normais; por outro lado, quando se refere às marés de quadratura, quando dois corpos celestes encontram-se a 90^o da Terra. Dentre os principais ambientes dominados por maré podemos citar: lagunas e deltas de maré, estuário, cristas de areia, maciços estuarinos rasos, áreas de deposição de areia na plataforma e a planície de maré.

O ambiente de planície de maré é peculiar a regiões costeiras muito planas de baixa energia. As condições necessárias a sua formação incluem amplitudes de maré e ausência da ação de ondas mais fortes. A maior parte dos sedimentos recém-depositados nesse ambiente é submetida à exposição subaérea nas fases de refluxo de maré (maré baixa) (Suguio 2003).

Segundo Silva *et al.* (2008) o ambiente de planície de maré pode ser subdividido em: intermaré, supramaré e inframaré. A porção da planície de maré quase integralmente coberta pelas águas na preamar (maré alta e maré cheia) e exposta da baixa-mar, em geral pouco inclinada, com declive irregular, é denominada de zona de intermarés. Em geral caracteriza-se por sequências alternadas de areia e lama. Continente adentro, têm-se a zona de supramaré e mais externamente, mar adentro, ocorre a zona de inframaré, onde também se desenvolvem canais de maré (Suguio 2003).

Os depósitos de intermarés são compostos de lamas e areias finas, comumente depositadas alternadamente, porém as areias tendem a concentra-se nas porções inferiores e o silte e argila nas partes superiores, em decorrência do decréscimo de energia de corrente de maré e das ondas nesse sentido. As estruturas sedimentares que podem ocorrer nesses depósitos são estratificação cruzada espinha-de-peixe, estratificação *flaser*, ondulada e lenticular (Suguio 2003).

Nos depósitos de supramaré os sedimentos são essencialmente lamosos e exibem gretas de ressecamento. Diferentemente dos depósitos de supramaré, os depósitos da zona de inframaré são predominantemente formados por migração lateral de canais de maré, desse modo, as areias

apresentam estratificação cruzada espinha-de-peixe, além de pelotas de argila (*clay galls*) (Suguio 2003).

3.5.3 Depósitos de antigas planícies de maré

O grande problema de estudos que envolvem depósitos de antigas planícies de maré consiste no fato das seqüências deposicionais, em geral serem incompletas, pois o desenvolvimento de cada fase depende de fatores como disponibilidade de materiais apropriados e da possibilidade de preservação dos sedimentos depositados (Suguio 2003).

De acordo com diversos autores, as seguintes estruturas e outras feições que podem ser associadas a vários processos atuantes na deposição de sedimentos clásticos de planície de maré:

- i. Resultantes do transporte bimodal e bipolar e alternadamente inverso dos sedimentos de fundo (estratificações cruzadas com limites de seqüência abrupta, estratificações espinha-de-peixe, laminações paralelas e distribuição bimodal dos rumos de mergulho de estratificações cruzadas).
- ii. Resultantes da deposição alternada entre material de fundo e da decantação da suspensão em fases estacionárias de maré (estrutura *flaser*, laminações cruzadas relacionadas a anterior mencionada, acamamento ondulado e lenticular, marcas onduladas assimétricas com calhas preenchidas por lama e laminação convoluta).
- iii. Resultantes do efeito erosivo das marés (conglomerados e brechas de lamitos residuais, conglomerados e brechas intraformacionais).
- iv. Resultantes da exposição subaérea e ressecamento (gretas de contração e conglomerados).
- v. Resultantes da compactação diferencial e reajuste hidroplástico (laminação convoluta, estrutura de carga e pseudonódulos).

3.5.4 Fácies sedimentares ao longo dos cursos de transporte pela maré

De acordo com Johnson e Baldwin (1996) a distribuição das fácies é relacionada principalmente a: (a) regime hidrodinâmico que, embora seja dominado pelas marés, é influenciado também pelas tempestades; (b) natureza e origem da fonte do sedimento; e (c) flutuações do nível do mar

O desenvolvimento das formas de fundo e das fácies reflete uma redução da intensidade do fluxo, o qual frequentemente é acompanhado do aumento da profundidade da coluna d'água. Os

mesmo autores afirmam ainda que as correntes de maré se estendem através das zonas de divergência de carga de fundo (*beldload*), onde o fundo oceânico é constantemente erodido, até zonas de convergência de carga de fundo, as quais são dominadas por eventos de deposição (Johnson e Baldwin 1996).

Um mosaico completo do transporte efetuado pelas correntes de maré indica uma zonação previsível das formas de fundo (Fig. 3.6) (Johnson e Baldwin 1996), porém este varia de acordo com a disponibilidade de areia proveniente da fonte sedimentar, se esta é baixa ou alta (Figura b e c respectivamente) (Belderson *et al.* 1982). O sedimento retrabalhado é transportado pela correntes e depositado em locais onde a velocidade das correntes de maré encontra-se diminuída.

O modelo geral de distribuição de formas de leito (Fig. 3.6) analisado por Dalrymple (1992) conclui que faixas arenosas e dunas isoladas ocorrem na zona de contorno, onde os processos de deposição e erosão não ocorrem. Em áreas deposicionais, se o suprimento de sedimento for suficiente e a velocidade máxima das correntes atinge 1 m s^{-1} , as dunas subaquosas podem cobrir todo o leito. Mesmo em zonas mais distantes, onde as velocidades das correntes de maré são menores que 50 m s^{-1} , marcas de onda e manchas arenosas podem ser construídas, e nas zonas mais distais podem ocorrer acumulações de lama.

Apesar da natureza complexa do regime hidrodinâmico, a calibração dos padrões de distribuição das formas de fundo atingiu valores próximos às velocidades atuais do pico médio da maré próxima à superfície, sendo que Johnson e Baldwin (1996) afirmam que são distinguidas no modelo idealizado cinco zonas principais de formas de leito.

- **Sulcos e Ondas de cascalho**, respectivamente (*Furrows e Gravel waves*): Ocorrem em áreas que apresentam correntes de maré com altíssimas velocidades, podendo ser maiores que 150 cm s^{-1} , e onde a fonte sedimentar é escassa, Nessas formas de leito, características erosionais são dominantes, e sua configuração longitudinal é relacionada às circulações helicoidais das correntes de maré (Fig. 3.6) (Johnson e Baldwin 1996).

- **Faixas arenosas** (*Sand ribbons*): são feições longitudinais constituídas geralmente de sedimento arenoso, as quais são formadas pela ação de correntes unidirecionais, cujas cristas encontram-se dispostas paralelamente à direção das correntes e espaçadas de 40 a 60m (Johnson e Baldwin 1996). Essas formas de leito podem atingir até 15 km de comprimento e 200 m de largura, e fortes correntes associadas à feição de fundo não permitem a formação de ripples, que são erodidas e seu sedimento é posto de forma alongada, formando as faixas de areia (Allen 1970).

- **Dunas subaquosas** (*Sand waves*): Essas feições são caracterizadas por apresentarem cristas retas e contínuas, produzidas por correntes de intensidade menor que àquelas necessárias para a formação de *megaripples* (Reineck e Singh 1980). São formas de leito baixas, apresentando em média, 1.50 m de altura, mostrando baixa correlação entre altura e comprimento, e espaçamento de 150 a 500m (McCave 1971; Reineck e Singh 1980; Johnson e Baldwin 1996; Dalrymple 1992).

- **Manchas arenosas** (*Sand patches*): Ocorrem em locais que apresentam correntes de maré com baixa velocidade, de 25 a 50 cm s^{-1} , podendo ser longitudinais ou transversais em relação às direções da corrente. As baixas velocidades relativas das correntes de maré requerem provavelmente sobreposições de correntes de tempestades para causar um transporte significativo de areia, resultando em uma seqüência característica de eventos de tempestade, fato que é corroborado devido sua característica graduada e bem selecionada (Johnson e Baldwin 1996).

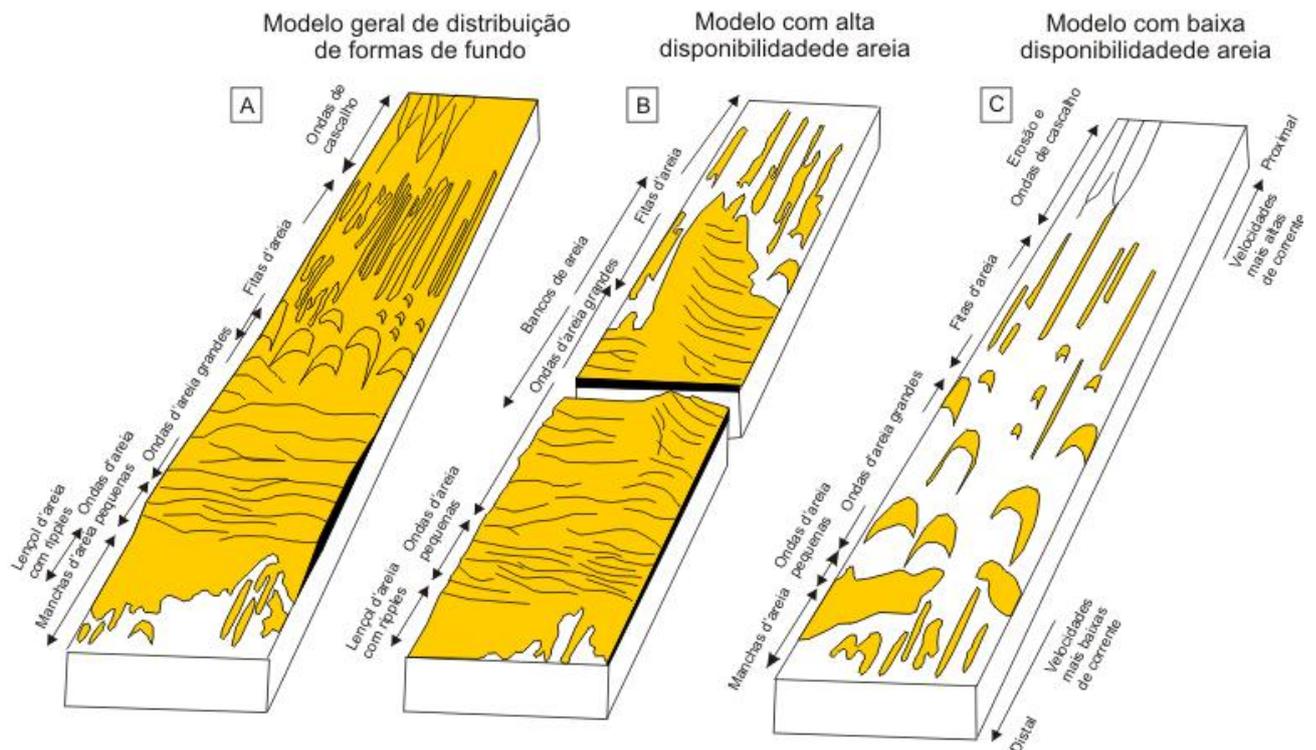


Figura 3.6 – Distribuição de zonas com formas de leito ao longo dos cursos de transporte pela maré na plataforma: A) modelo geral, B) modelo com alto suprimento de areia e C) modelo com baixo suprimento de areia. Modificado de Johnson e Baldwin (1986).

- **Zonas lamosas** (*Mud zones*): São usualmente encontradas no trajeto final do transporte das correntes de maré, onde as atividades da velocidade da corrente de maré e das ondas são

relativamente baixas. Entretanto, a acumulação de lama se dá por uma grande variedade de situações e o transporte de sedimentos finos em suspensão pode diferir do transporte de carga de fundo, devido ao fato de ser influenciado pela fricção do vento e por padrões gerais da circulação. Essas zonas de lama podem ser consideradas como formas distais associadas ao trajeto final de transporte, como também à expansão e desaceleração do fluxo (Johnson e Baldwin 1996).

3.6 Ambientes dominados por tempestades

A estratificação cruzada truncada de ondas (estratificação *hummocky*) é a feição mais característica dos depósitos de ambientes dominados por tempestades, sendo definida como estratificação cruzada de média a grande escala, em que as laminações são onduladas e mergulham suavemente, sendo preservadas no acamamento tridimensional com grande amplitude (1 - 5m) e baixo relevo (0,1 – 0,5m) (Fig. 3.7A). Segundo Leckie e Krystinik (1989) os depósitos de tempestade foram formados por correntes normais às praias, em vez de correntes geostróficas (paralelas às praias). As estruturas *hummocky* indicam correntes atuando no sentido *offshore*. No bloco diagrama da figura 3.7B ilustra o comportamento de vários indicadores de paleocorrentes, como marcas de sola, lineações de partição e laminações cruzadas que se orientam perpendicularmente à costa, enquanto as cristas de *ripples* são paralelas à linha de costa.

As ondas de tempestades são capazes de movimentar grandes volumes de sedimentos arenosos em direção costa-afora (*offshore*). Este processo resulta numa deposição periódica de material arenoso em áreas onde normalmente se processa a deposição de sedimentos lamosos (argilosos) durante períodos de calmaria. Dentre os mecanismos de formação de *hummocky*, sobretudo quanto à natureza do fluxo gerador das estruturas, há controvérsias, sendo explicados por alguns autores como formados por fluxos combinados, fluxos puramente oscilatórios ou a partir de correntes de turbidez segundo Walker (1979), onde as correntes de retorno, em progressiva desaceleração, formam *hummocky* entre a base de onda de tempo bom e a base de onda de tempestade. As plataformas de mares rasos no Precambriano Superior e Cambriano são caracterizados por plataformas siliciclásticas expressivas com ocorrência de atividades de tempestades e de marés. O modelo de fácies esquemático para essa período geológico é o de Johnson e Baldwin (1996) que inclui planícies costeiras arenosas com rios entrelaçados passando para zonas costeiras e depósitos de plataforma (Fig. 3.8).

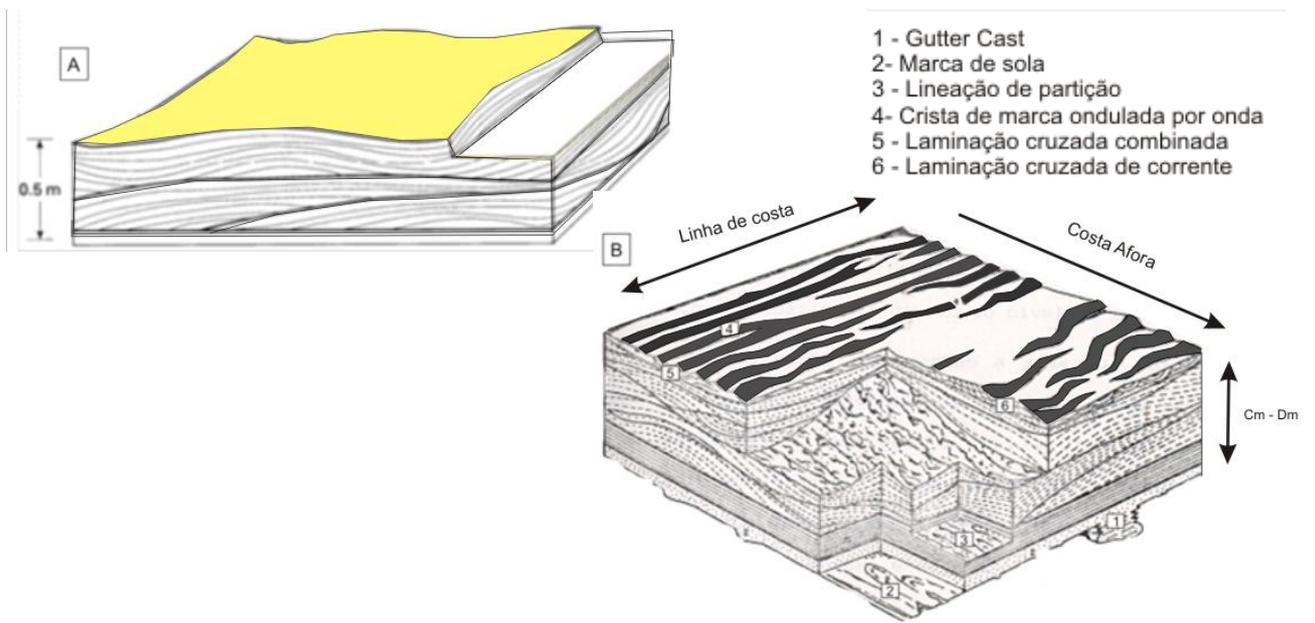


Figura 3.7 – A) Modelo esquemático da estratificação cruzada hummocky (Modificado de Ducke 1982). B) Feições características de atividade de tempestade (Modificado de Leckie e Krystinick 1989).

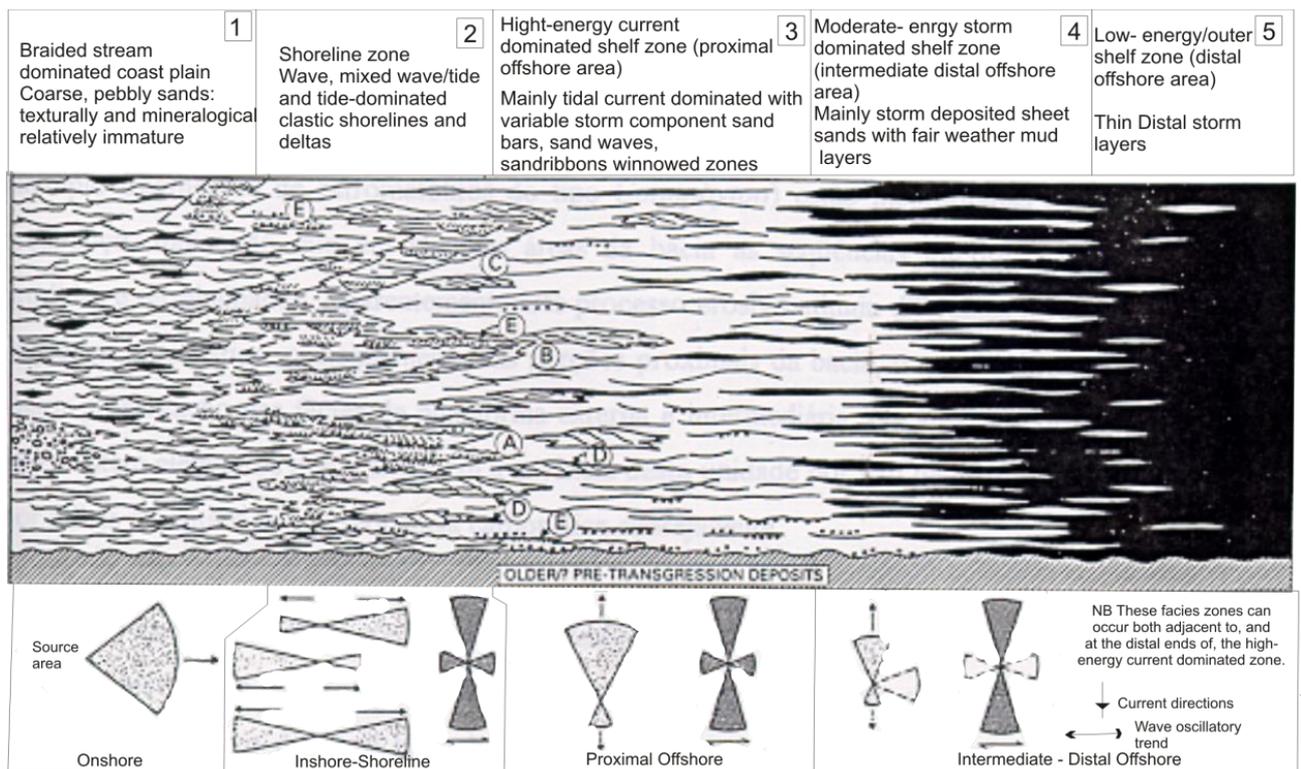


Figura 3.8 – Modelo esquemático de fácies de arenitos marinhos rasos do Precambriano superior e Cambriano inferior dominado por correntes e tempestades (Modificado de Johnson e Baldwin 1996).

CAPÍTULO 4 - Sedimentologia

Este capítulo descreve as fácies presentes nas seções do Córrego Ponte Pequena (CPQ) e o Córrego Riacho Morto (RM), incluindo associação faciológica, sistema deposicional e descrição petrográfica.

4.1 Descrição e interpretação de litofácies

Na sucessão siliciclástica e carbonática neoproterozóica estudada foram identificadas 12 litofácies sedimentares (Tabela 4.1) obtidas a partir da descrição de 2 perfis estratigráficos de detalhe ao longo de afloramentos situados no Córrego Ponte Pequena (CPQ) e Córrego Riacho Morto (CRM) na Serra de São Domingos – MG (Fig. 4.1A, 4.1B, 4.2 e 4.3). As fácies são codificadas segundo Miall (1977), onde as letras maiúsculas representam a litologia principal, enquanto as letras minúsculas correspondem às estruturas sedimentares apresentadas pelas fácies. Este item refere-se à descrição e interpretação das fácies em escala de afloramento, sua distribuição lateral e vertical na forma de seções panorâmicas e perfis estratigráficos. A seção obtida no córrego Ponte Pequena na Serra de São Domingos (SSD) inicia-se na falha de São Domingos, sendo observadas intercalações de dolomitos, arenitos, siltitos formando um padrão de boudinagem (Fig. 4.1C).

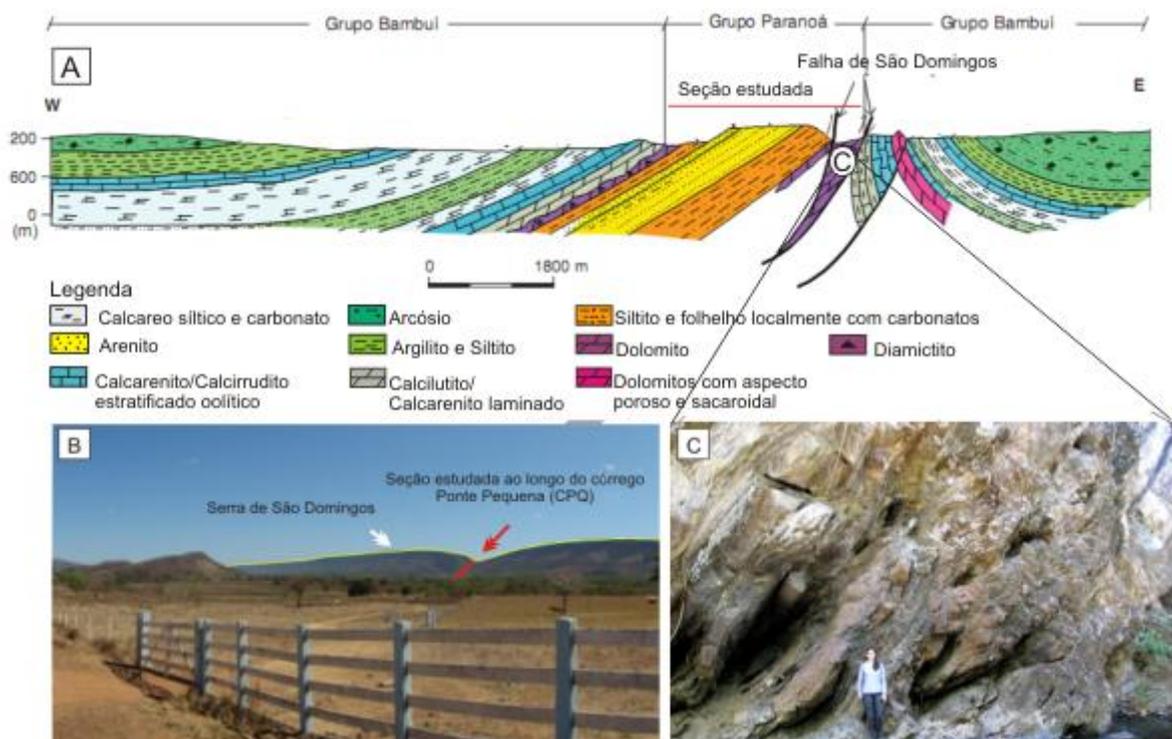


Figura 4.1 – A) Perfil da Serra de São Domingos, incluindo a Falha de São Domingos a norte de Buritis- MG (Alvarenga e Dardenne 1978; Santos *et al.* 2000). B) Vista panorâmica da Serra de São Domingos, a seta vermelha indica o local onde foi realizado o levantamento da seção. C) Detalhe da deformação das camadas na falha de São Domingos.

Tabela 4.1 - Fácies e interpretação dos processos sedimentares

Sigla	Fácies	Estrutura Sedimentar	Interpretação
De	Dolomito com estromatólitos	Laminação irregular de origem biogênica	As dimensões dos estromatólitos indicam condições plataformais, com lâmina d'água relativamente rasa, sem contribuição de sedimentação siliciclástica e energia moderada.
DI	Dolomito laminado	Laminado	Deposição pode ser combinada por dois processos de precipitação química e/ou física com alternância de condições subaquosas de baixa energia (deposição de pelito). O aspecto brechado local, pode ser resultado de retrabalhamento por fluxo oscilatório, causados por ondas de tempestades.
Cp	Conglomerado médio a grosso, com matriz arenosa, com clastos de pelito.	Estratificação planar	Resultantes de correntes subaquosas trativas, sob condições de regime de fluxo superior.
AMc₁	Arenito médio com estratificações cruzadas unidirecionais	Estratificação cruzada tabular e acanalada	Associada a migração de dunas subaquosas, assimétricas, de crista reta ou sinuosa, geradas por correntes trativas unidirecionais sob condições de regime de fluxo inferior.
AMc₂	Arenito médio com estratificações cruzadas bidirecionais e/ou opostas	Estratificações cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais	Essas estruturas são formadas por fluxos unidirecionais alternantes, sugestivas de depósitos de canais de maré, em que um conjunto de <i>foreset</i> representa a maré enchente e outro a maré vazante.
AME	Arenito médio estratificado	Estratificação planar	Deposição por correntes trativas com suplemento de sedimento periódico e rápida deposição
AMs	Arenito médio com geometria sigmoidal	Cruzada de baixo ângulo	Formadas por correntes subaquosas, fluxo vigoroso com deposição do material arenoso alternado com deposição de finos (pelito) em períodos de água parada, podendo estar relacionados às atividades de marés.

AFI	Arenito fino laminado	Laminação plano-paralela, estruturas de carga e “ <i>gutter cast</i> ”.	Deposição por fluxo oscilatório de alta energia. As estruturas de carga são formadas pela pressão e densidade do material arenoso sob o material lamoso e as estruturas “ <i>gutter cast</i> ” são cavas formadas e preenchidas no nível de base de ondas de tempo bom.
AFm	Arenito fino com marcas onduladas de onda e corrente	Marcas onduladas e laminações cruzadas produzidas por onda e corrente.	Combinação de processos geradores de estruturas típicas da ação de onda e de corrente. O processo sedimentar implica numa corrente unidirecional formando a laminação cruzada por corrente, em seguida ocorre fluxo oscilatório responsável pelo desenvolvimento de ondulações simétricas de crista reta.
AFh	Arenito fino com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Formado por fluxo oscilatório de alta energia, gerado por regime de ondas de tempestade.
PI	Pelito laminado	Laminação paralela	Condições subaquosas de baixa energia com decantação de sedimentos finos.
PAht	Pelito intercalado por arenito fino formando laminações heterolíticas.	Laminação <i>flaser</i> , <i>wavy</i> e <i>lisen</i> . Localmente com gretas de contração	Essas estruturas podem indicar regimes unidirecionais e/ou bidirecionais, com alternância de períodos de maior energia (ação de correntes e ondas) e de baixa energia com decantação. As estruturas de contração são formadas por exposição subárea e desidratação.

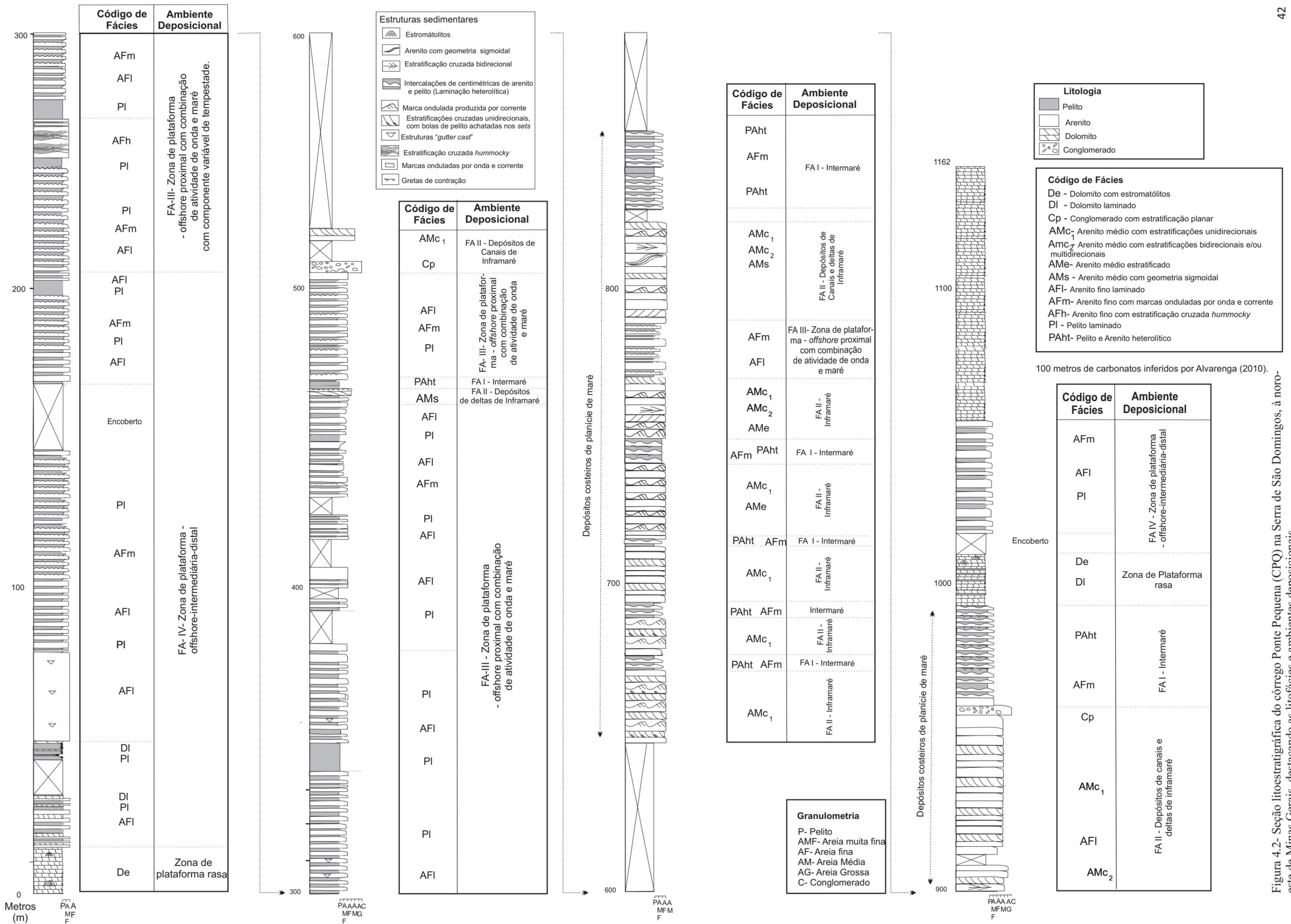


Figura 4.2- Seção litoestratigráfica do córrego Ponte Pequena (CPQ) na Serra de São Domingos, à noroeste de Minas Gerais, destacando as litofácies e ambientes deposicionais.

4.1.1 Fácies *De* – Dolomito com estromatólito

As fácies *De* apresentam estromatólitos colunares, de até 1,5 m de comprimento basal, visto em planta com formas concêntricas a sub-radiais, apresentando internamente laminações de argila. As feições variam de 5 a 30 cm de diâmetro, na base da seção do córrego Ponte Pequena (Fig. 4.4A e B). Em geral essas fácies ocorrem intercaladas pelas fácies *Pl* (pelito laminado) e *Afl* (arenito fino laminado) que serão descritas posteriormente.

- Interpretação:

As dimensões dos estromatólitos indicam condições plataformais, com lâmina d'água relativamente rasas, sem contribuição de terrígenos e energia moderada. A diminuição do tamanho das feições observada na base da seção pode ser explicada pelo aumento da lâmina d'água. As condições para formação dessas construções estromatolíticas são sustentadas por águas com oxigenação propícia.

4.1.2 Fácies *Dl* – Dolomito laminado

Consiste de dolomito cinza claro laminado, por vezes com intercalações de camadas onduladas de pelito (Fig. 4.4C). Localmente ocorrem níveis centimétricos de dolomito e pelito de aspecto brechado, com fragmentos alongados de até 3cm (Fig. 4.4D). Em geral, a fácies *Dl* possui espessuras que variam de centimétricas a métricas.

- Interpretação

Deposição pode ser explicada pelo processo de precipitação bioquímica em condições favoráveis (pH, solubilidade, pCO₂, entres outros fatores). O aspecto brechado pode ser explicado pelo processo de retrabalhamento por fluxo oscilatório e corrente, causado por ondas de tempestades, que remobilizam o dolomito, posteriormente redepositando na forma de fragmentos.

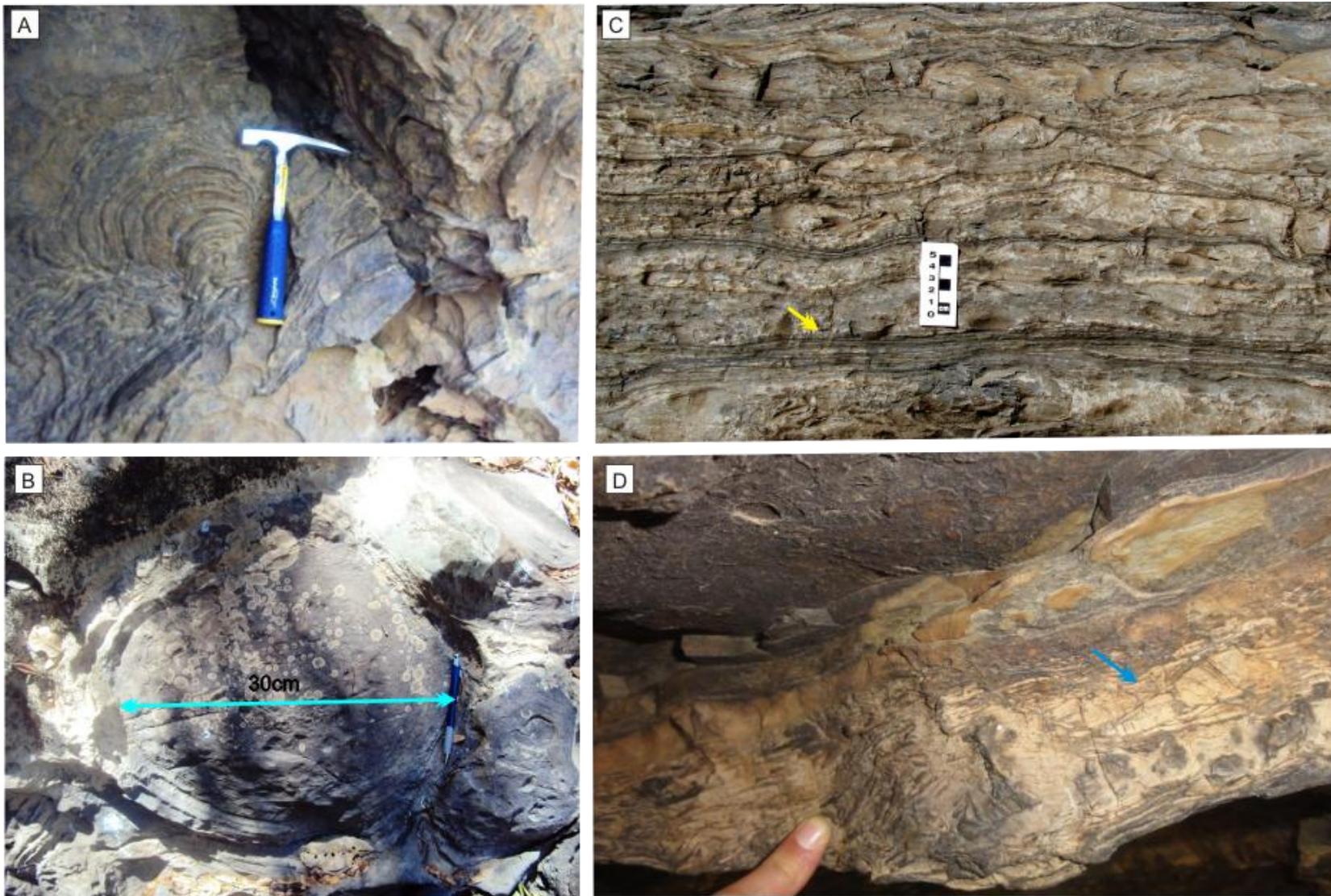


Figura 4.4– Observar as formas das feições estromatolíticas localizadas na base da seção do córrego Ponte Pequena, situados no intervalo do perfil de 5 a 15 metros (A e B). C) Detalhe da fácies *Dl* (seta amarela destacando as laminações). D) Localmente no intervalo do perfil de 16 metros ocorrem níveis de intraclastos de dolomito e pelito (indicado pela seta azul).

4.1.3 Fácies C_p – Conglomerado com estratificação planar

Consiste em conglomerado médio a grosso, mal selecionado, sustentado por matriz arenosa de granulação média, com clastos arredondados e angulosos, de formato tabular constituídos por argila e pelito laminado de até 4-8 cm. Essa fácies possui espessura de 15 cm a 1m, sendo localizada somente na seção do córrego Ponte Pequena na espessura de 509 e 906 metros (Fig. 4.5 A, B e C).

- Interpretação

A fácies C_p foi formada por correntes subaquosas trativas sob condições de regime de fluxo superior, e possivelmente são depositados em ambiente de fundo de canal.

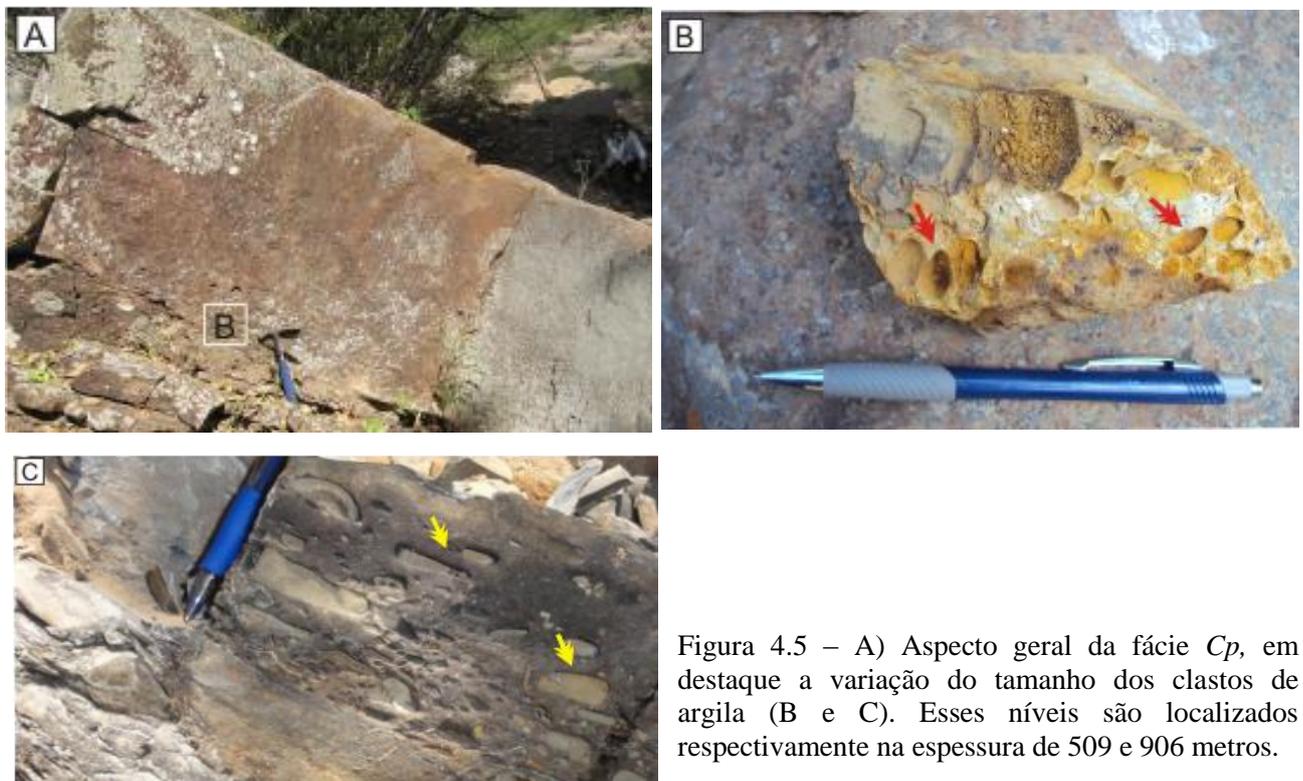


Figura 4.5 – A) Aspecto geral da fácies C_p , em destaque a variação do tamanho dos clastos de argila (B e C). Esses níveis são localizados respectivamente na espessura de 509 e 906 metros.

4.1.4 Fácies AM_c - Arenito médio com cruzadas

As fácies AM_c são comuns no topo das seções estudadas a partir da espessura de 647 metros. Essa fácies foi subdividida em duas sub-fácies respectivamente AM_{C1} : arenito com estratificação cruzada tabular e acanalada e AM_{C2} : arenito com estratificação bidirecional e/ou multidirecional.

- Sub-fácies AM_{C1} - Arenito médio com estratificação cruzada unidirecional

Consiste em arenitos de coloração cinza claro a rosado, médio, bem selecionado, com grãos sub-angulosos à sub-arredondados, apresentando estratificação cruzada tabular (Fig. 4.6A e B) e acanalada (Fig. 4.6C). Nessas fácies localmente observa-se no topo do *set* de estratificações cruzadas, marcas onduladas assimétricas. As estratificações cruzadas tabulares em sua maioria apresentam pequena escala e as estratificações cruzadas acanaladas em geral são de pequena (5 cm) à grande escala (10 a 30 cm) (Fig. 4.6D). Localmente é possível distinguir lâminas de *sets* de estratificações cruzadas de corrente dominante e *sets* de laminação cruzada de corrente subordinada, ambas separadas por superfície de reativação (Fig. 4.6E e F). Os *sets* das estratificações acanaladas são recobertos por pelitos (*Mud Drapes*) (Fig. 4.6G e H) e clastos de argila achatados.

- *Interpretação:*

As sub-fácies AMc_1 foram formadas pela migração de *dunas* subaquosas, assimétricas, de crista reta ou sinuosa, geradas por correntes trativas unidirecionais sob condições de regime de fluxo inferior. Os *sets* de estratificações cruzadas acanaladas recobertas por pelito foram depositados intercalando com processos de tração por correntes e decantação durante períodos de águas paradas, e posterior retrabalhamento por corrente subordinada evidenciado pelos clastos de argila achatados e superfícies de reativação.

- Sub-fácies AMc_2 - Arenito médio com estratificação cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais

Compõe-se de arenitos médios, cinza-esbranquiçados a rosados, sub-arredondados, bem selecionados, parcialmente silicificados, apresentando *sets* de estratificação cruzada, que mergulham em sentidos opostos, ou em vários sentidos diferentes (Fig. 4.7A, B, C, D, E, F). Localmente nessas estruturas há lâminas pelíticas, além de níveis conglomeráticos que podem ocorrer ao longo dos planos das estratificações cruzadas ou marcando a base dos *sets* (Fig. 4.7A e G). Em geral, as estratificações cruzadas bidirecionais são de pequena (5 cm) à grande escala (10 cm à 30 cm).

- *Interpretação:*

Essas estruturas são formadas por fluxos unidirecionais alternantes causados pela subida e descida das marés, geram essas estruturas sugestivas de depósitos de canais de maré, em que um conjunto de *foreset* representa a maré enchente e outro a maré vazante. As paleocorrentes bipolares demonstram claramente a origem por correntes de maré (Allen & Homewood 1984)

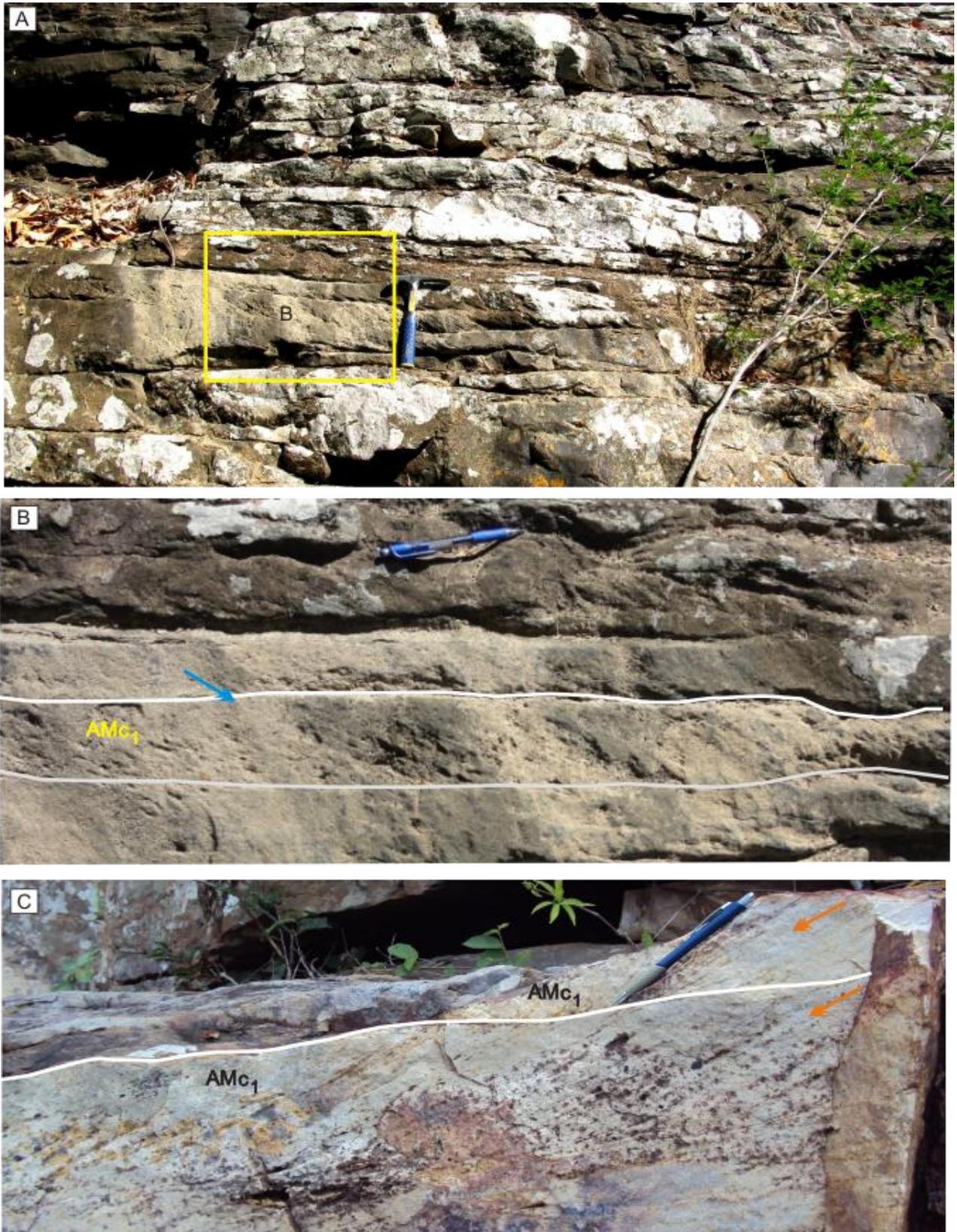


Figura 4.6 - A) Aspecto geral da fácies AMc_1 , em destaque os *sets* das estratificações cruzadas tabulares (B). C) Observar as estratificações cruzadas acanaladas (indicada pela seta laranja).

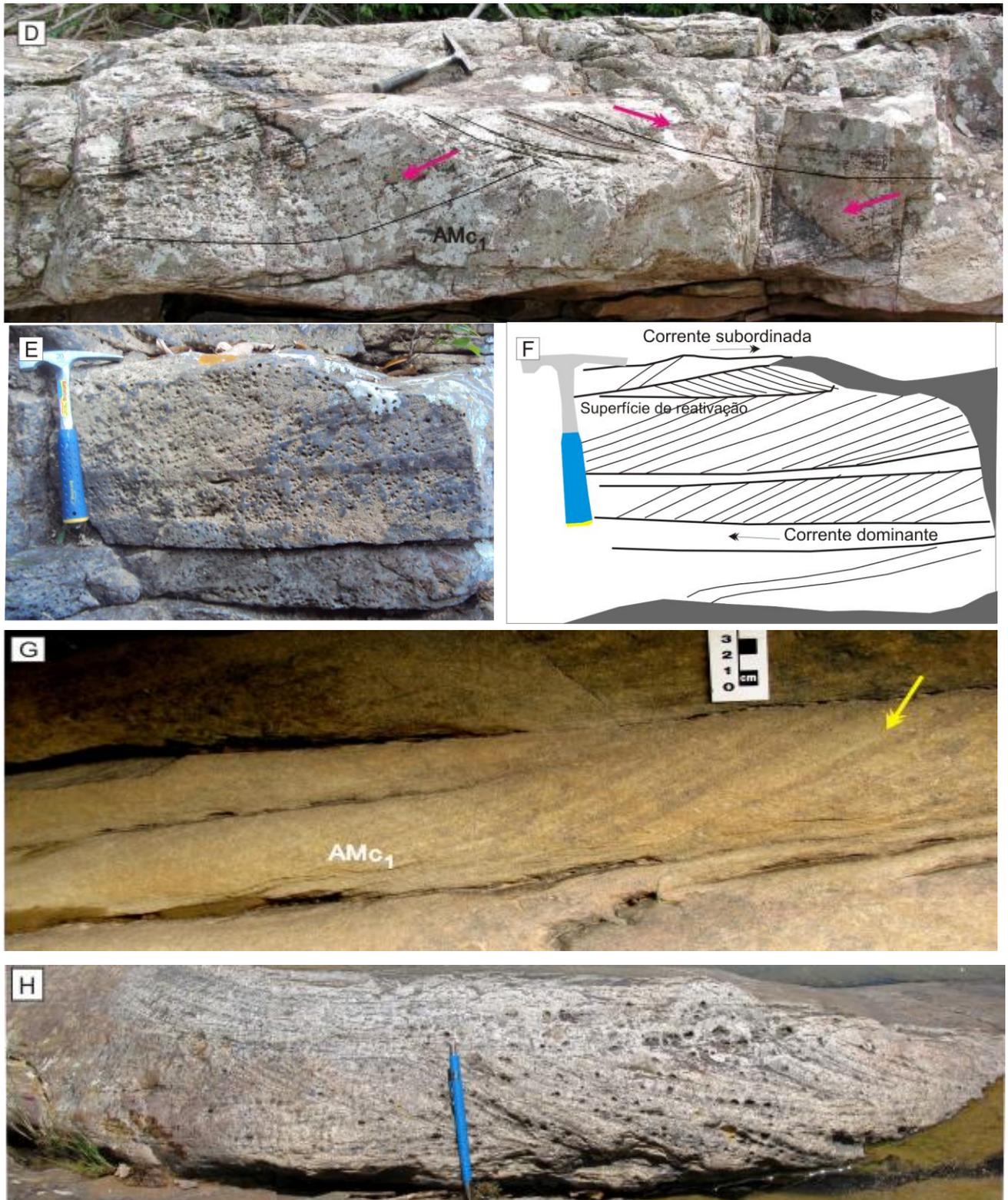


Figura 4.6 - D) Estratificações acanaladas de grande escala presentes na fácies AMc_1 . E) *Foresets* de cruzadas separadas por superfície de reativação, ao lado desenho esquemático de interpretação (F). G e H) Cruzadas acanaladas recobertas por pelito (indicadas pela seta amarela).

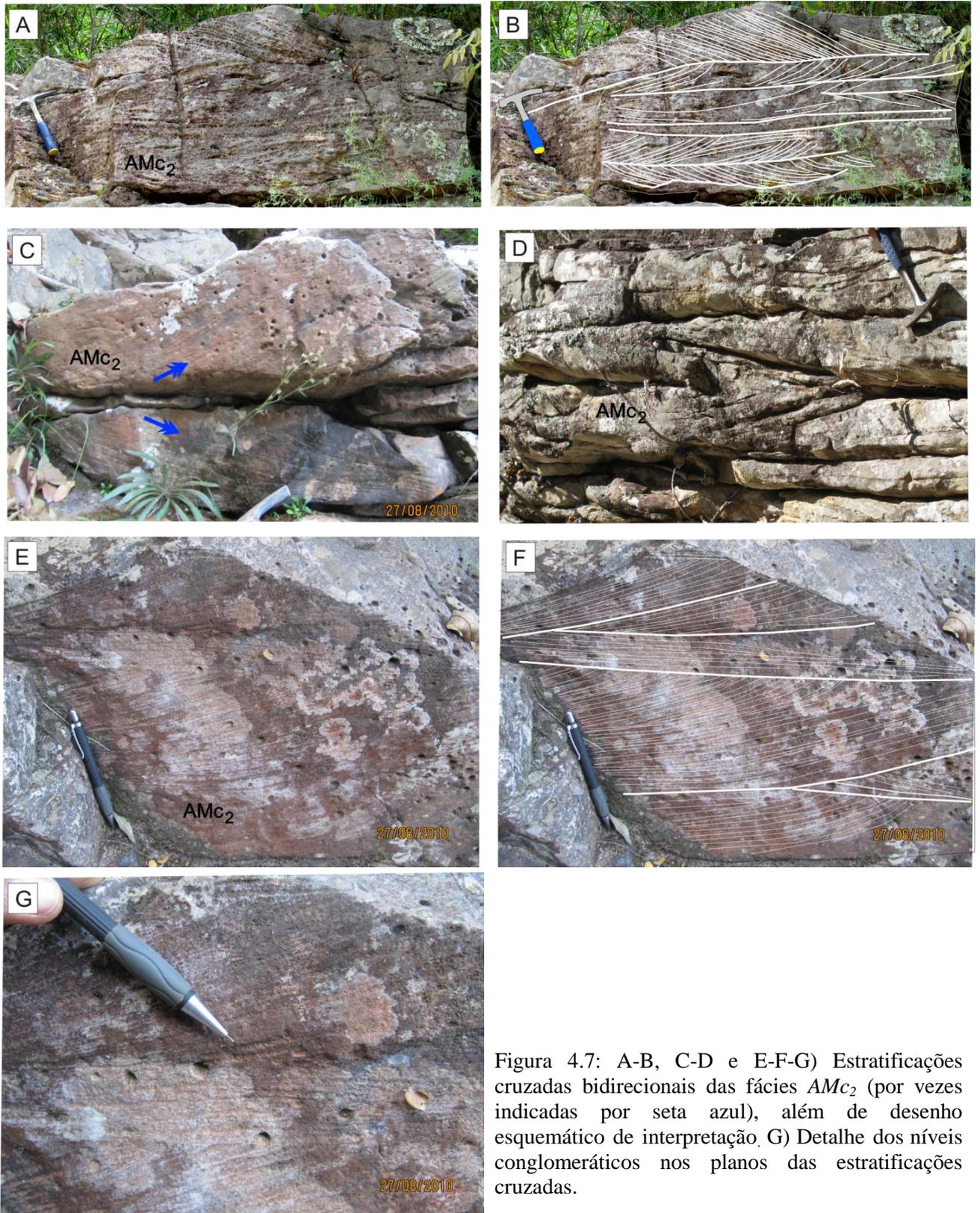


Figura 4.7: A-B, C-D e E-F-G) Estratificações cruzadas bidirecionais das fácies AMc_2 (por vezes indicadas por seta azul), além de desenho esquemático de interpretação. G) Detalhe dos níveis conglomeráticos nos planos das estratificações cruzadas.

4.1.5 Fácies AMe – Arenito médio estratificado

Consiste de arenito cinza claro, médio, bem selecionado, com grãos sub-angulosos à sub-arredondados, apresentando estratificação paralela (Fig. 4.8). As camadas estratificadas apresentam espessura de aproximadamente de 5 a 10 cm. Esse padrão de empilhamento foi observado no topo da seção do córrego Ponte Pequena na Serra de São Domingos na espessura de 736 à 769 metros.

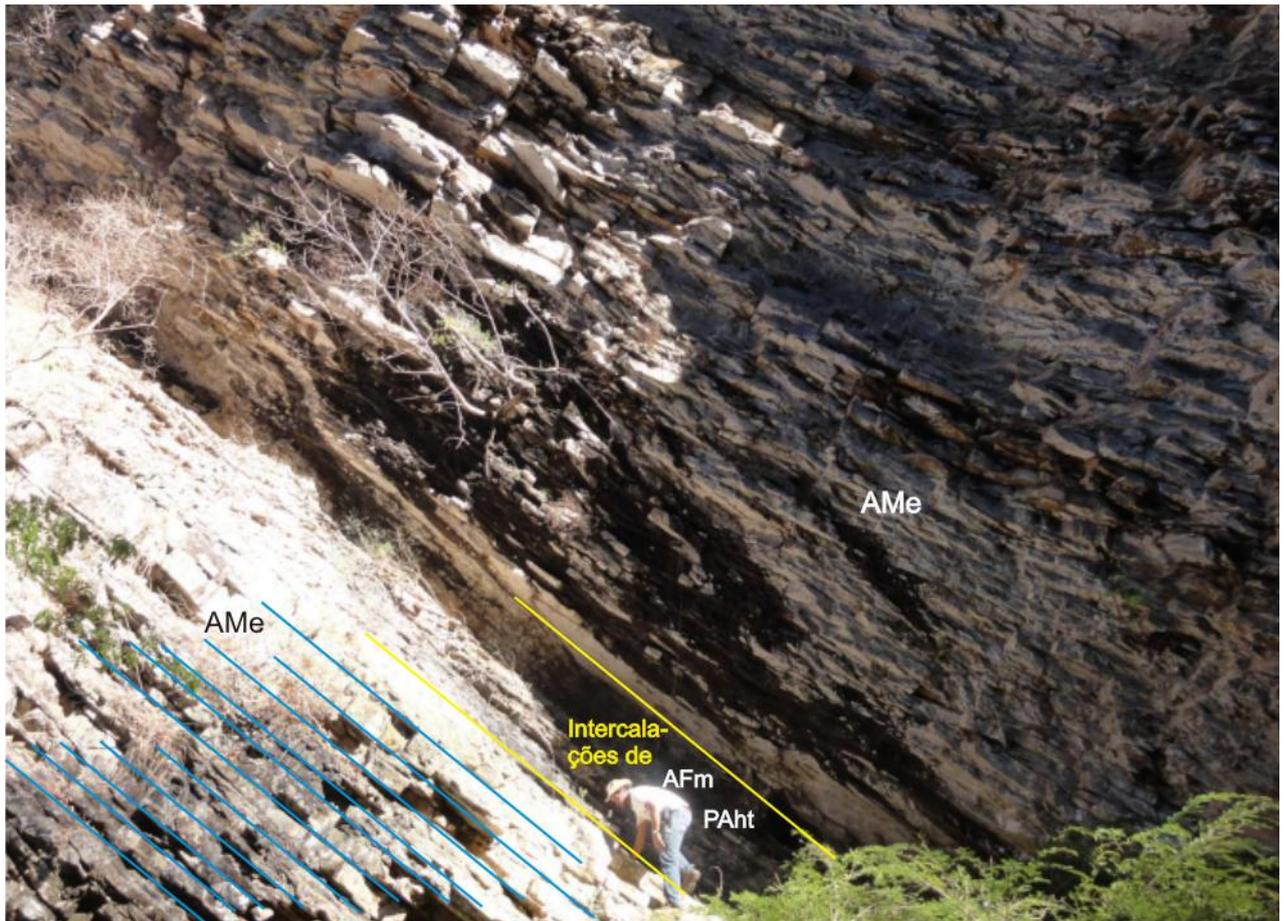


Figura 4.8 – Aspecto geral das fácies AMe, entre as sucessões estratificadas ocorre intercalações das fácies AFm e PAht.

- Interpretação:

Deposição por correntes trativas com suplemento de sedimento periódico e rápida deposição

4.1.6 Fácies AMs – Arenito médio com geometria sigmoidal

A fácies AMs consiste de arenitos de coloração rosado, médio, silicificado, com cruzadas sigmoidais. Formam um conjunto de pares alternados de 5 à 10 cm de espessura com geometria

sigmoidal, sendo cada *set* arenoso capeado por pelito (Fig. 4.9A e B). Essa fácies é observada localmente na espessura de 468 e 812 metros ao longo das seções estudadas.

- Interpretação

A fácies *AMs* foi formada por correntes subaquosas e fluxos homopícnais, com deposição do material arenoso alternado com deposição de finos (pelito) em períodos de água parada, podendo estar relacionado às marés. Essas feições sigmoidais são típicas de depósitos deltaicos.

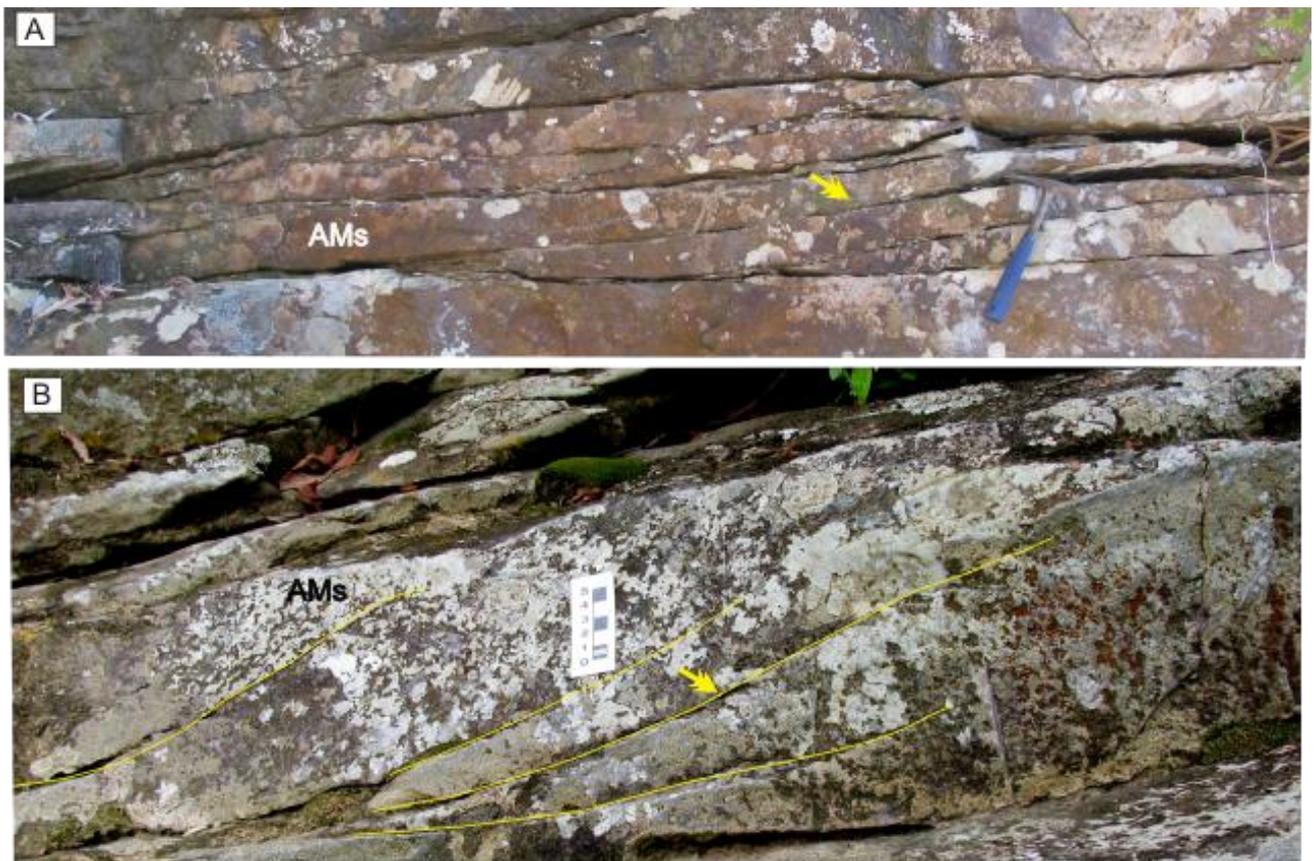


Figura 4.9 : A-B, Aspecto geral da fácies *AMs*, as linhas amarelas destacam a geometria sigmoidal, as setas amarelas indicam recobrimento de pelitos entre cada *set* das cruzadas sigmoidais.

4.1.7 Fácies *AFl* – Arenito Fino laminado

As fácies *AFl* consiste em arenitos de coloração cinza claro à cinza escuro, fino, bem selecionado, sub-arredondados, localmente silicificados, apresentando laminações plano-paralelas (Fig. 4.10A e B), por vezes esverdeado. Formam camadas centimétricas (Fig. 4.10A). É comum as camadas apresentarem geometria lenticular (Fig. 4.10C), além de estruturas de carga e estruturas

“*gutter cast*” na base das camadas (Fig. 4.10D e E). Essas fácies ocorrem também intercaladas pelas fácies *AFm*, *Pl*, *AFh* e *PAht*, que serão descritas a seguir.

- *Interpretação:*

A geometria lenticular dessa fácies pode indicar deposição por fluxo oscilatório de alta energia. As estruturas de carga são formadas pela pressão e densidade do material arenoso sob o material lamoso (viscoso-plástico) e as estruturas “*gutter cast*” são cavas formadas pela erosão no substrato, possivelmente durante as tempestades e preenchidas durante os períodos com nível de base de ondas de tempo bom.

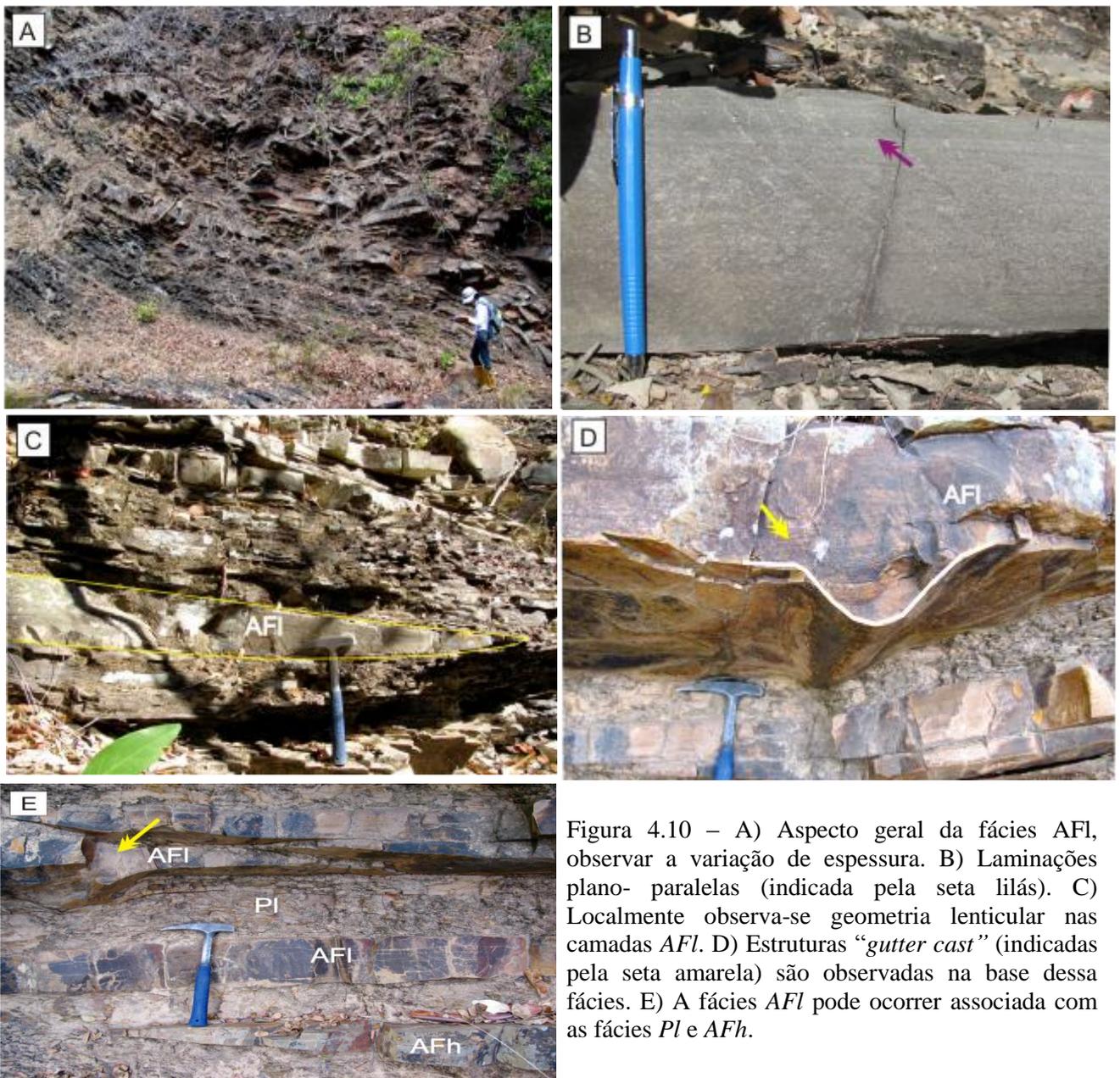


Figura 4.10 – A) Aspecto geral da fácies AFI, observar a variação de espessura. B) Laminações plano- paralelas (indicada pela seta lilás). C) Localmente observa-se geometria lenticular nas camadas AFI. D) Estruturas “*gutter cast*” (indicadas pela seta amarela) são observadas na base dessa fácies. E) A fácies AFI pode ocorrer associada com as fácies *Pl* e *AFh*.

4.1.8 Fácies AFm - Arenito fino com marcas onduladas

Consiste em arenito fino, cinza claro à rosado, sub-arredondado, bem selecionado. Nessas fácies são observadas ora marcas onduladas simétricas de crista reta, internamente laminações cruzadas truncadas produzidas tipicamente por onda (Fig. 4.11A, D e E) ora marcas onduladas assimétricas internamente com laminação cruzada unidirecional características de atividade de corrente (Fig. 4.11B e C). Essa fácies ocorre intercalada pelas fácies *AFl* e *Pl*.

Interpretação:

Na fácies *AFm* é observada uma combinação de processos geradores de estruturas típicas da ação combinada de onda e de corrente. O processo sedimentar implica numa corrente unidirecional com fluxo de baixa energia formando a laminação cruzada por corrente, em seguida ocorre fluxo oscilatório de baixa energia responsável pelo desenvolvimento de ondulações simétricas de crista reta.

4.1.9 Fácies AFh – Arenito fino com estratificação cruzada hummocky

Consiste em arenitos finos, de coloração cinza claro a rosado, bastante silicificado, com estratificação cruzada *hummocky* (Fig. 4.12A, B, C e D). Em geral essa fácies apresenta geometria lenticular. Localmente observam-se no topo megaondulações simétricas com quilhas de aproximadamente de 2 metros (Fig. 4.12E). Essa fácies pode ocorrer intercaladas por fácies *AFm*, *AFl* e *Pl*. Em geral a espessura média dessas fácies é de 0,5 a 1,0m.

- Interpretação

O processo gerador é formado por fluxo oscilatório de alta energia, gerado por regime de ondas de tempestade. Essa fácies é formada pelo mecanismo das ondas de grande amplitude e espaçamento (ondas de tempestade), que são capazes de movimentar grandes volumes de sedimentos arenosos. As megaondulações simétricas que moldam o topo dessas fácies são formadas no final do evento de tempestade.

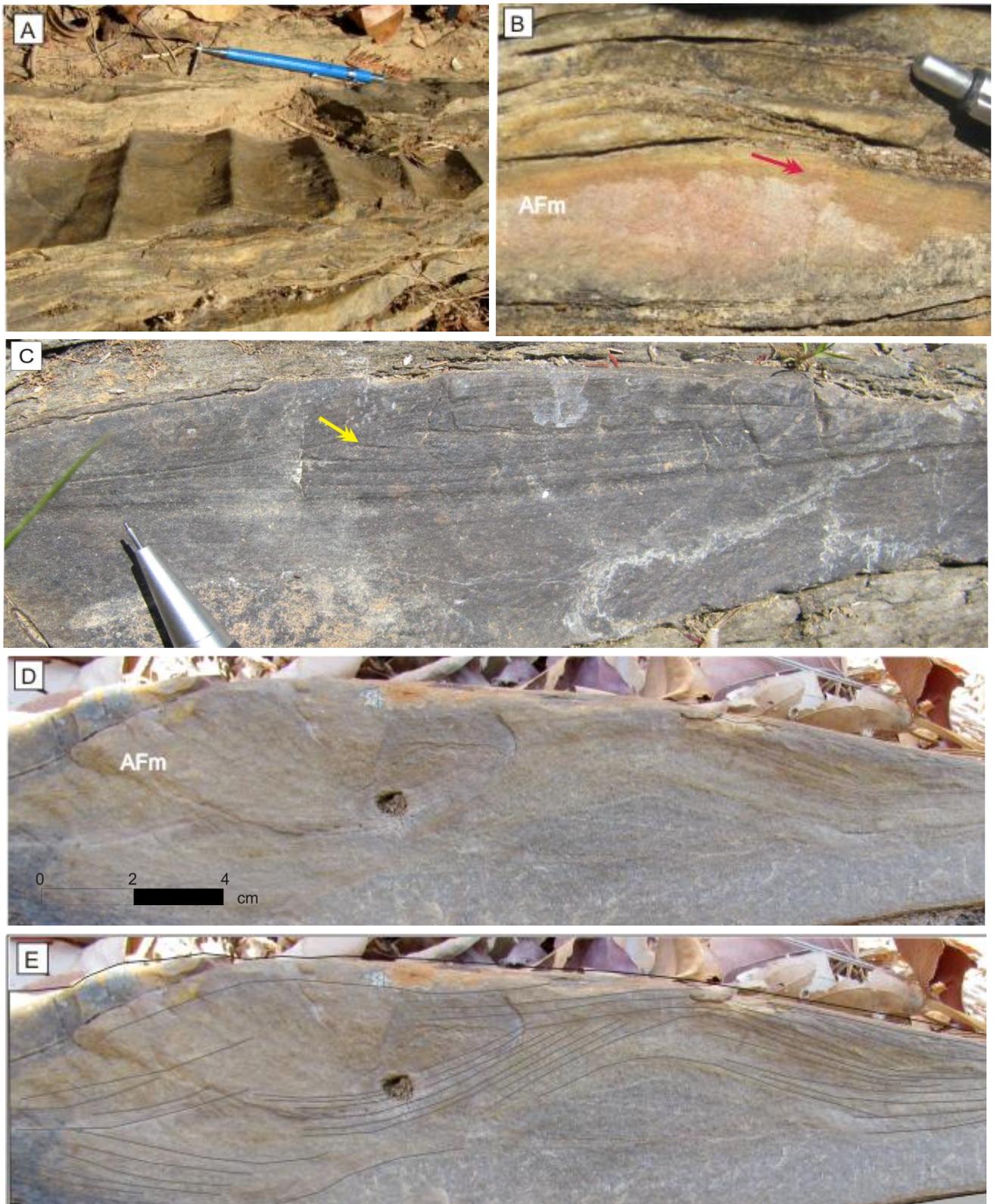


Figura 4.11 – A) Marca ondulada com crista reta. B - C) Marca ondulada internamente com laminações cruzadas de corrente. D) Laminações bidirecionais típicas de atividade de onda, essas estruturas são ressaltadas no desenho esquemático (E).

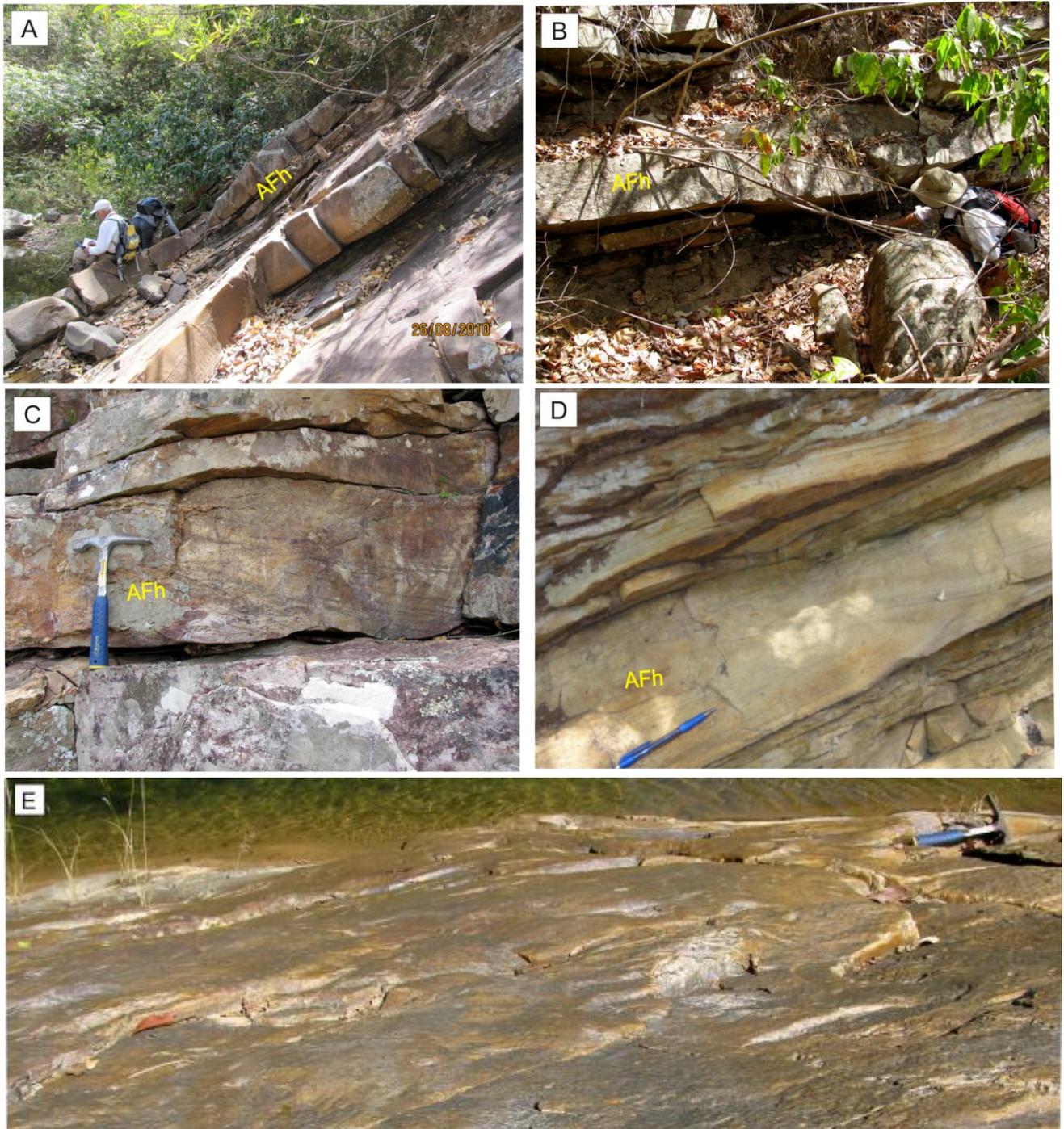


Figura 4.12 – A-B, C-D: Estratificações cruzadas *hummockys* presentes ao longo da seção estudada. E) Localmente megaondulações observadas no topo das fácies *AFh*.

4.1.10 Fácies *Pl* – Pelito laminado

A fácies *PI* é composta por pelitos que apresentam coloração marrom-avermelhado, cinza claro à preto, com estrutura finamente laminada (Fig. 4.13A e B). Em geral, intercala-se com as fácies *AFI*, (Fig. 4.13C e D), *AFh* e *AFm*.

- Interpretação

Alternância de condições subaquosas de baixa energia com decantação de sedimentos finos.



Figura 4.13– A) Fácies *PI* localizada na cota de 270 metros. B) Essas fácies ocorrem intercaladas com a fácies *AFm* formando um padrão rítmico, podendo também ocorrer intercaladas pela fácies *AFI* com geometria lenticular (C) e “*gutter cast*” (D).

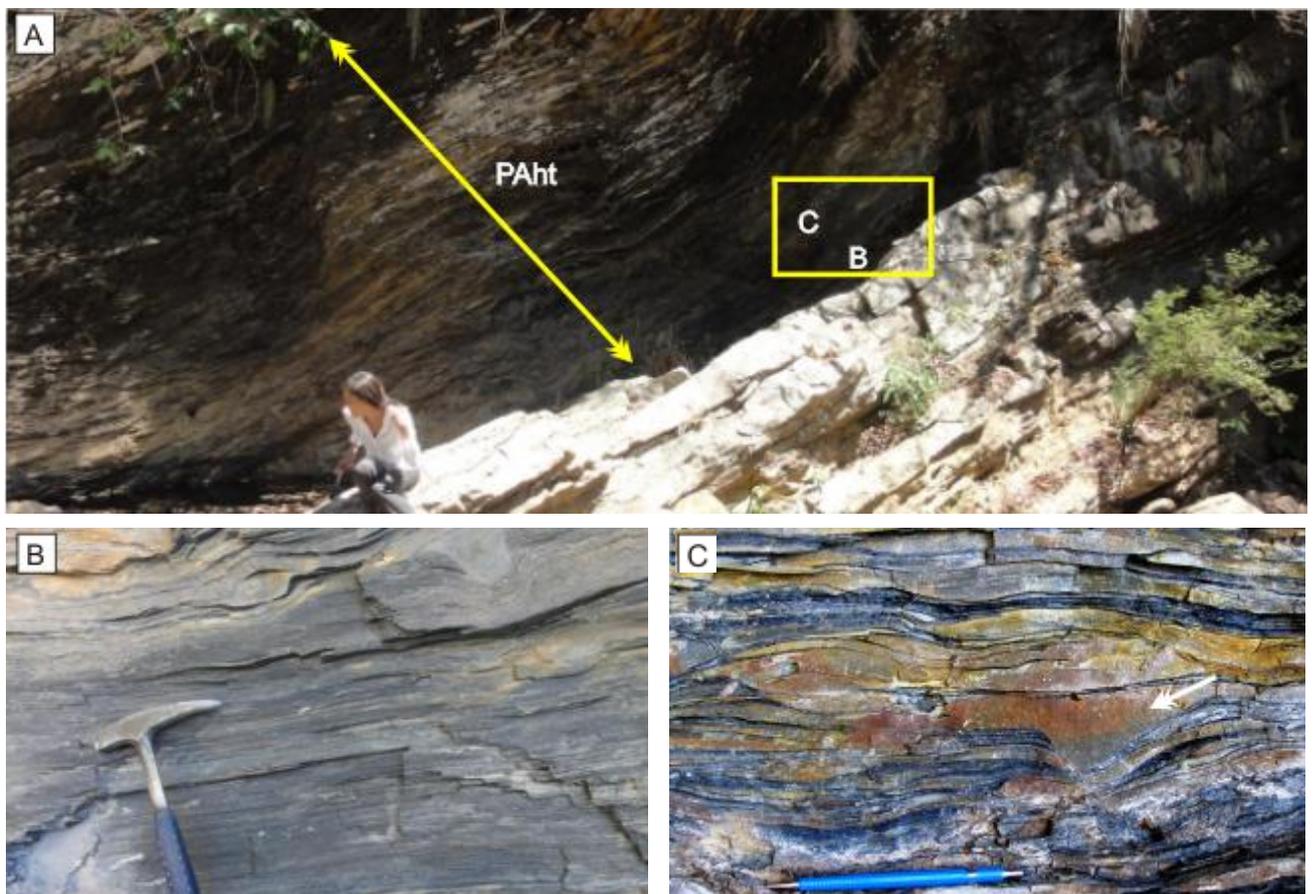
4.1.11 Fácies *PAht* – Pelito e Arenito heterolítico com laminações *lisen-wavy* e *flaser*

Pares heterolíticos de pelito marrom à cinza escuro e arenitos de coloração branco à cinza esbranquiçado, de granulometria muito fina à fina, formando laminação *flaser*, *wavy* e *lisen* (Fig.

4.14A, B, C e D). Associado a essas fácies podem ocorrer intercalados as fácies *AFl* (Fig. 4.14C), *AFm* e *AFh*. Localmente nas espessuras de 469 à 471m, 832 à 845 e 975 à 989 metros ao longo da seção estudada (Fig. 4.2) foram observadas estruturas de greta de contração (Fig. 4.14E, F, G e H).

Interpretação:

As laminações *flaser* e *wavy*, presentes nessas fácies, implicam que tanto a areia quanto os finos (siltitos e pelitos) estavam disponíveis no ambiente, indicando alternância de tração (representada pela areia) com decantação (pelitos). Podendo indicar regimes unidirecionais e/ou oscilatórios (corrente ou onda), com alternância de períodos de maior energia (ação de correntes e ondas) e de baixa energia com decantação. Durante os períodos de maior energia, as areias eram depositadas como marcas onduladas, enquanto os sedimentos finos mantidos em suspensão. Cessando as correntes os sedimentos finos em suspensão depositavam-se principalmente nas calhas ou cobrindo completamente as marcas onduladas. O ambiente mais favorável à formação dessas estruturas são as planícies de marés (Suguio 2003), porém valer ressaltar que ocorre em outros ambientes. As estruturas de contração são formadas por exposição subárea e desidratação subaquosa.



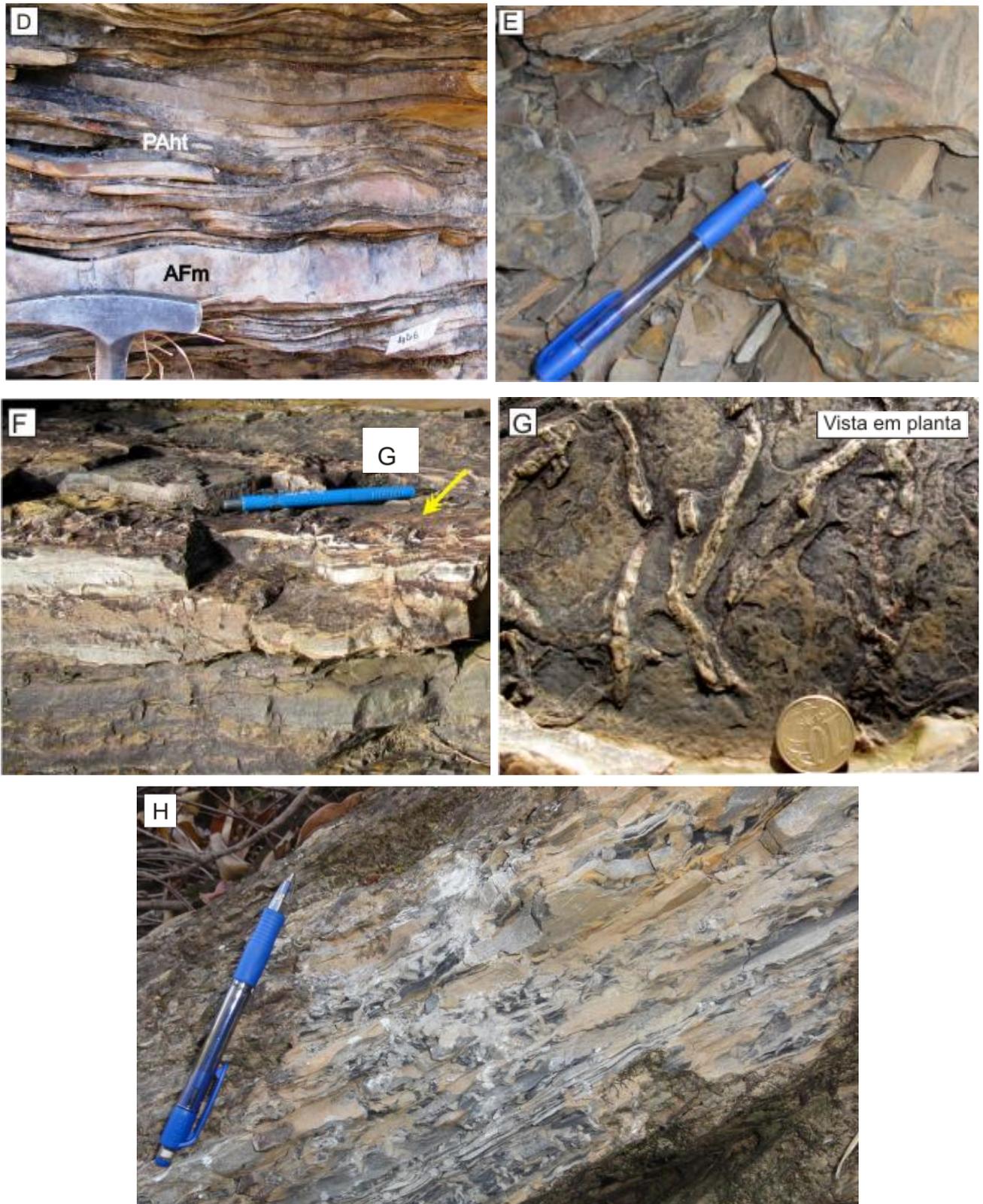


Figura 4.14– A) Aspecto geral da fácies *PAht*, localizadas na espessura de 469 metros. B) Laminação “*lisen/wavy*”. C) Nessa fácies também é observada estrutura de carga (indicada pela seta branca). D) Laminação *flaser*. E - F - G - H) Localmente na porção superior da fácies *PAht* ocorre estruturas de greta de contração (indicada por seta amarela), respectivamente localizadas na seção na espessura 469 e 975 metros.

4.2 Associação faciológica e Sistema Depositional

Para interpretação de ambientes é necessário definir a associação de fácies, uma vez que uma fácies pode ocorrer em diversos ambientes, resultante de um mesmo processo de sedimentação. Partindo desse princípio, a partir da descrição detalhada de fácies e a análise de seus processos de sedimentação, foi possível agrupar associações faciológicas para determinação de sistemas deposicionais. Um sistema deposicional é definido como uma assembléia tridimensional de litofácies geneticamente relacionados por processos e ambientes (Fisher e McGowen 1967). Assim, a partir das associações faciológicas descritas a seguir, foram interpretados na sucessão estratigráfica meso-neoproterozóica da Serra de São Domingos-MG dois sistemas deposicionais: a) sistema marinho plataformar proximal-intermediário-distal dominado por ondas de tempestade e b) sistema costeiro de planície de maré parcialmente aberto com influência de onda (Fig. 4.15).

A nomenclatura dos sistemas deposicionais e sub-sistemas foram denominadas conforme a Tabela 4.2, detalhados a seguir:

Tabela 4.2 – Associações faciológicas, sub-sistemas e sistemas deposicionais

Código	Associação faciológica	Sub-Sistema	Sistema Depositional
FA - I	PAht, AFm	Intermaré	Ambiente de Planície de Maré
FA - II	AMc ₁ , AMc ₂ , AMs, AMe, Cp	Inframaré incluem depósitos de deltas de maré, canais e barras de inframaré.	
FA - III	AFm, AF _l , AFh, PI	Zona de plataforma - <i>offshore</i> proximal com combinação de atividade de onda e maré com componente variável de tempestade.	Ambiente de plataforma mista carbonática-siliciclástica marinha rasa a profunda
FA - IV	AF _l , PI, AFh	Zona de plataforma - <i>offshore intermediaária-distal</i>	
FA - V	DI, De	Zona de plataforma rasa	

O modelo esquemático utilizado para a terminologia de subsistemas e sistema deposicional modificado de Johnson & Baldwin (1996) para sucessões marinhas do Precambriano Superior e Cambriano Inferior dominado por correntes e tempestades (Fig. 4.15).

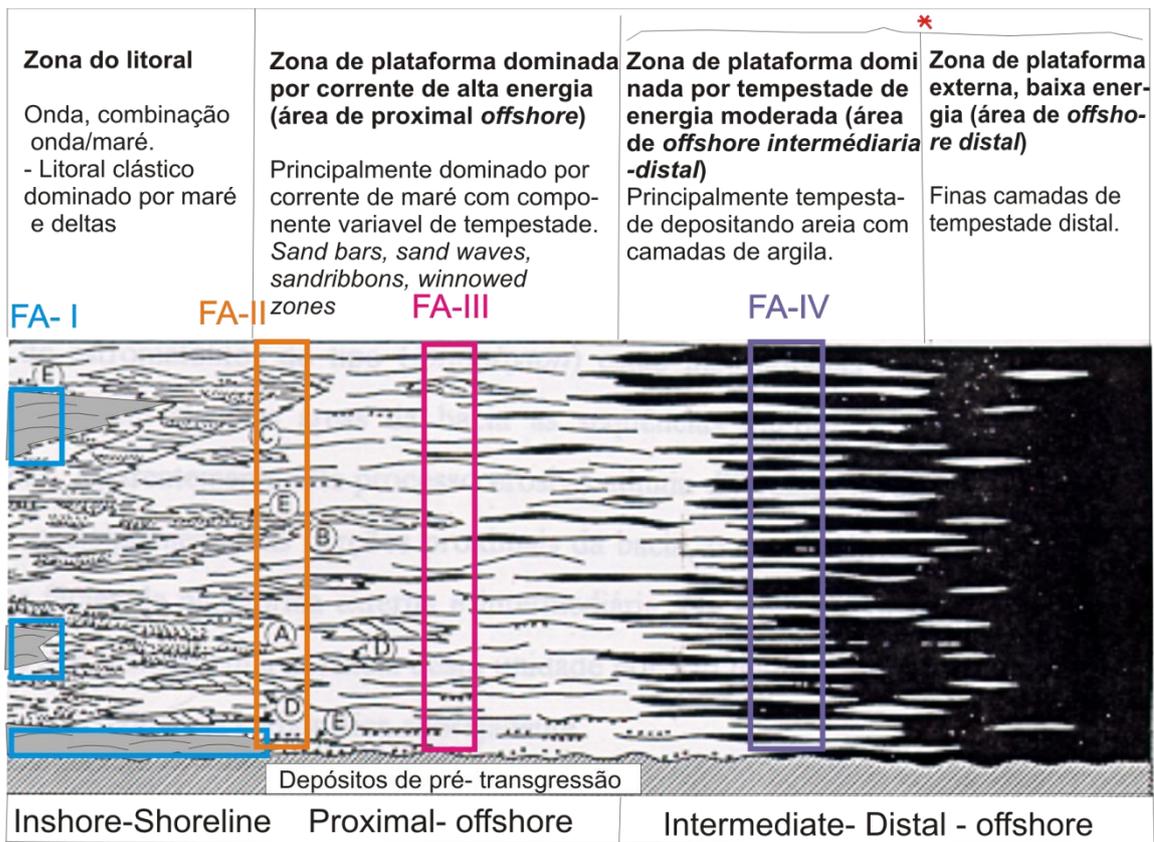


Figura 4.15 – Modelo esquemático modificado de Johnson e Baldwin (1996), com as respectivas associações faciológicas encontradas na Serra de São Domingos – MG, (identificadas pelo código FA), exceto a associação de fácies dolomíticas (FA-V).

4.2.1 Associação de fácies FA-I

A associação faciológica FA-I é constituída pelas fácies *PAht* e *AFm* ocorrem ao topo das sucessões estudadas, formando pares heterolíticos de espessura variável. Apresentam feições diagnósticas interpretadas como associação faciológica de sub-sistema de intermaré (zona de planície de maré, situada acima do nível de maré baixa). As fácies citadas anteriormente são compostas essencialmente de pelitos e areias finas depositadas alternadamente pelas oscilações de corrente de maré. A fácies *PAht* representa a passagem *mixed flats* para *mud flats* típicas de ambiente de intermaré, apresentando interlaminações areia/pelito (*flaser, wavy-linsen*). Localmente ocorrem estruturas de gretas de contração, que são comuns em sedimentos lamosos de ambiente de planície de maré, sendo observados na transição intermaré à supramaré.

Nesse sub-sistema foram observadas estruturas similares às denominadas por diversos autores como *micro-hummockys*, neste trabalho não será utilizado esse termo. Essas estruturas são formadas por fluxo oscilatório desenvolvendo laminações cruzadas truncadas tipicamente por onda.

4.2.2 Associação de fácies FA-II

Essa associação faciológica é composta pelas fácies AMc_1 , AMc_2 , AMs , AMe e Cp . Na fácies AMc_1 são observadas *sets* de cruzadas unidirecionais com níveis de argila depositados durante períodos de águas paradas e clastos argilosos que indicam retrabalhamento por corrente subordinada. Foram também observadas feições de depósitos de canais, barras e deltas de inframaré caracterizados pelas fácies AMc_2 , Cp , AMe e AMs . A combinação de conjuntos cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais, são representativos do período vazante e enchente, sendo formados por canais confinados de inframaré. Outra fácies também observada na seção estudada associada possivelmente a depósitos de fundo de canal é a Cp . Nos depósitos de barra de inframaré caracterizados por arenitos estratificados foram observados entre os espessos níveis, intercalações de fácies AFm com fácies Pl , interpretados como de ambiente de intermaré com influência de fluxo oscilatório.

Os depósitos de delta dominado por maré são caracterizados por uma geometria sigmoidal, intercalados por laminações relativamente delgadas de pelito. Essa fácies é indicativa da influência de maré, onde os níveis de lama decantaram no momento de água parada que divide o ciclo de maré. Portanto de acordo com todas as feições presentes nessa associação faciológica foi interpretado o ambiente costeiro de planície de maré típico de sub-sistema de inframaré.

4.2.3 Associação de fácies FA-III

A associação faciológica FA-III é constituída pelas fácies AFm , Pl , AFl e AFh . Na fácies AFm é evidente a combinação clara da interação da ação de corrente e onda. A fácies AFl com geometria lenticular, localmente como estruturas “*gutter cast*” e a fácies AFh demonstra feições claras de onda, resultante de eventos de tempestades, comuns no Precambriano e Cambriano Inferior, de acordo como o modelo modificado de Jonhson e Baldin (1996) na figura 4.15. Portanto de acordo com as feições presentes nessa associação faciológica interpreta-se como sub-sistema de zona de plataforma (*offshore proximal*) com combinação de atividade de onda e maré com componente variável de tempestade de ambiente de plataforma marinha siliciclástica.

4.2.4 Associação de fácies FA-IV

A associação faciológica FA-IV é constituída pelas fácies *AFl*, *Pl* e *AFh*, *Dl* e *De*. Em parte, essa associação é interpretada como produtos de eventos esporádicos de transporte e acumulação de material arenoso sob a ação combinada de fluxo oscilatório alternado por período atenuação com deposição de pelitos. Tendo em vista essa associação, foi interpretado o sub-sistema de zona de plataforma (*offshore intermediária-distal*) de ambiente plataformal dominado por tempestade de energia moderada.

4.2.5 Associação de fácies FA-V

As fácies *Dl* e *De* são depositadas em ambiente de plataforma rasa, com zona fótica propícia para construções estromatolíticas. Essas fácies se observadas nas seções estudadas apresentam intervalos de até 15 metros, portanto essa associação de fácies foi pouco desenvolvida comparada as fácies terrígenas e/ou siliciclásticas.

4.3 Modelo Depositional

A sucessão estratigráfica da Serra de São Domingos foi depositada em sistema de plataforma mista caracterizada pelo sistema costeiro de planície de maré e de plataforma marinha *offshore* proximal-intermediária-distal, ambos sistemas com influência de tempestade. O modelo deposicional proposto para o Grupo Paranoá na Serra de São Domingos indicando a distribuição de diferentes fácies representativas do cada ambiente deposicional é demonstrado pela Figura 4.16.

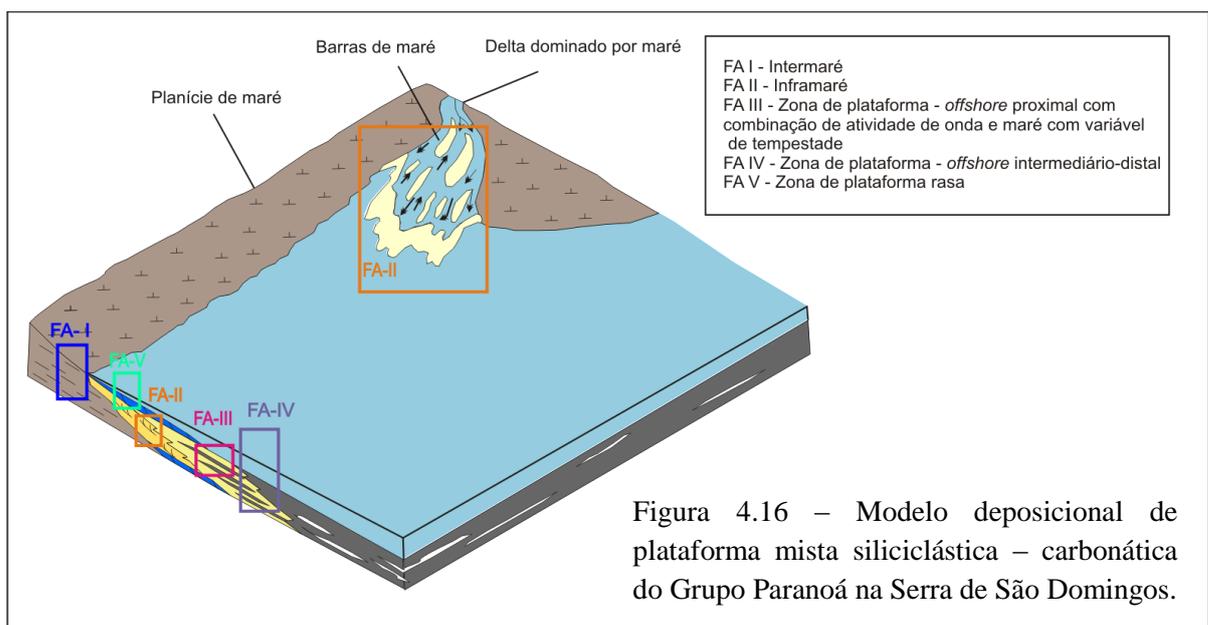


Figura 4.16 – Modelo deposicional de plataforma mista siliciclástica – carbonática do Grupo Paranoá na Serra de São Domingos.

4.4 Aspectos petrográficos dos pelitos, arenitos e dolomitos da Serra de São Domingos – MG.

Os pelitos, arenitos e dolomitos, das seções do córrego Ponte Pequena (CPQ) e do córrego Riacho Morto (CRM), foram amostrados e laminados, a fim de obter-se uma análise petrográfica das principais fácies discutidas anteriormente.

- Fácies Pelíticas:

Ao microscópio a fácies *Pl* pode ser representada por duas microfácies: as que apresentam glauconita e as que não apresentam esse mineral. Na petrografia essas rochas são constituídas por uma massa fina de argilominerais de difícil identificação, palhetas sub-milimétricas de ilita e raras de muscovita (Fig. 4.17A e E) intercalados por laminações sub-milimétricas de grãos monocristalinos de quartzo, essencialmente subhedral (Fig. 4.17B) com extinção ondulante. As palhetas de minerais micáceos não seguem uma orientação preferencial. A glauconita apresenta tons verdes amarronzados quando em nicóis paralelos, em geral como grãos sub-arredondados a alongados (Fig 4.17C e D) com contatos planares com quartzo. Os opacos ocorrem como grãos monoédricos, em geral dispersos na lâmina entre os grãos detríticos. Além das laminações foram observadas localmente microestruturas de carga (Fig. 4.17F).

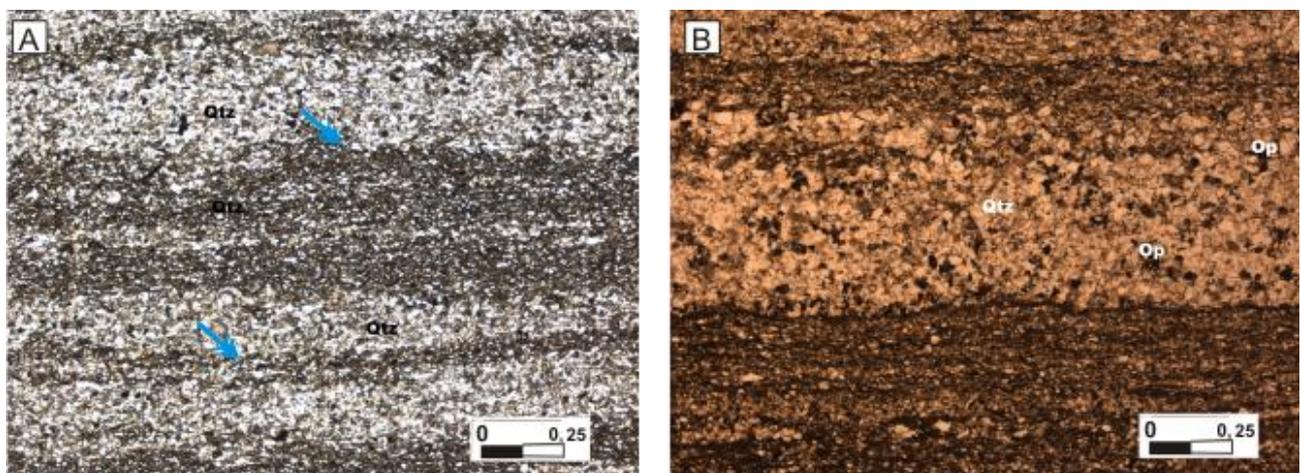


Figura 4.17– A) Fotomicrografia do pelito laminado, em destaque as lâminas em geral sub-milimétricas, constituídas de argilominerais e palhetas de minerais micáceos como ilita e muscovita (Aumento 4X/NX). B) Grãos de quartzo em geral subhedral, além de minerais opacos (Aumento 4X/N//).

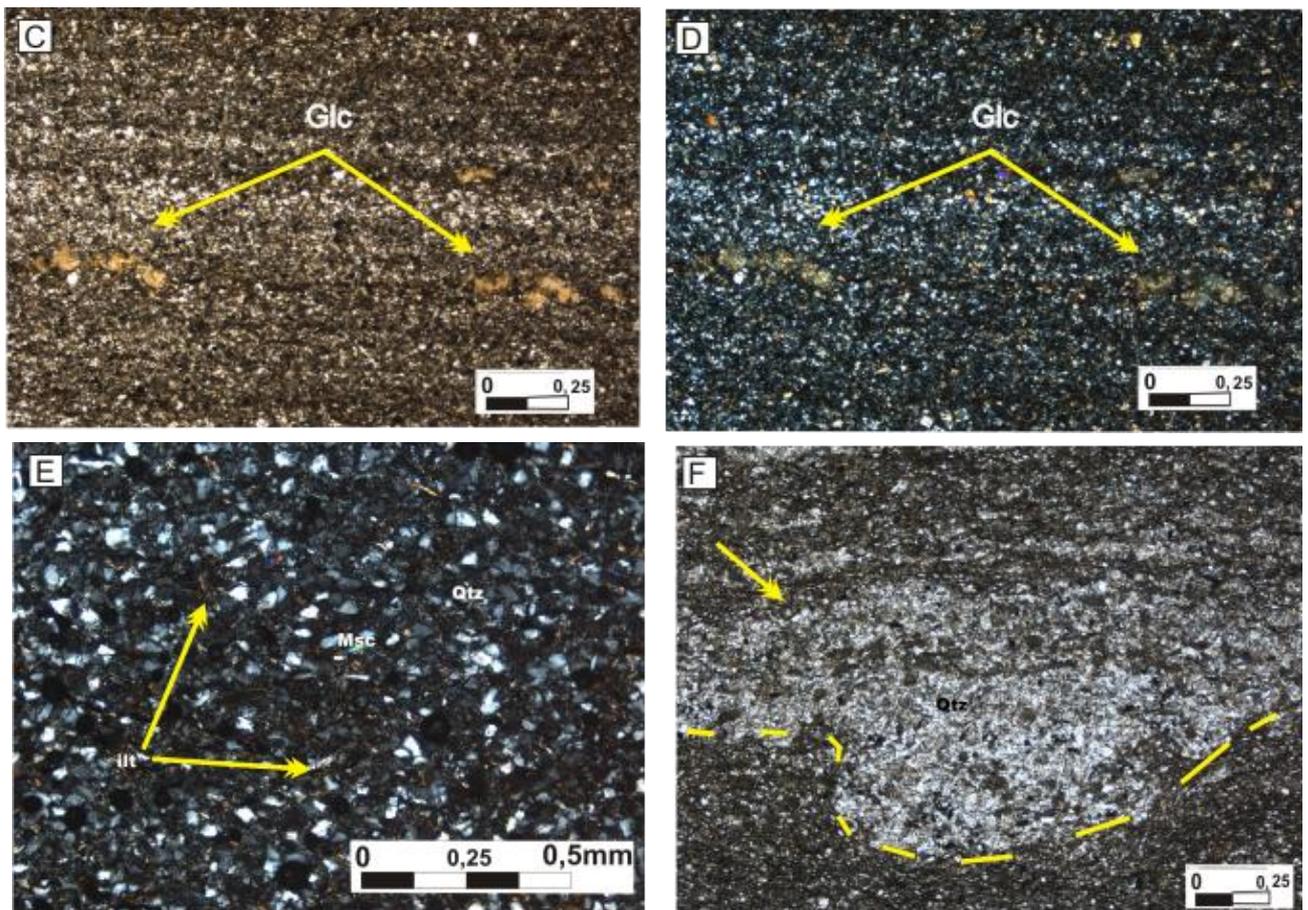


Figura 4.17 – C e D) Fotomicrografia de níveis de grãos de glauconita (Glc) observadas nas fácies P1 (Aumento 4X/N// e NX). E) Palhetas sub-milimétricas de ilita (ilt) entre os grãos de quartzo (indicados por setas amarelas), localmente raras palhetas de muscovita (Aumento 10X/NX). F) Fotomicrografia das microestruturas de carga (Aumento 4X/N//).

- Fácies Arenosas

A fácies *AFm* é constituída petrograficamente por quartzo (60%), feldspato (20%), glauconita (15%) e opacos (5%), sendo considerada quartzo-arenito.

Os grãos de quartzo são essencialmente monocristalinos, sub-angulosos à sub-arredondados, moderadamente selecionado (Fig. 4.18A), com extinção ondulante (Fig. 4.18A e C). Em geral os grãos apresentam crescimento secundário de quartzo (Fig. 4.18B). Os contatos dos grãos em geral são planares e côncavo-convexo indicando intensa compactação (Fig. 4.18C e D), por vezes contatos suturados. Localmente é encontrado cimento ferruginoso (Fig. 4.18E). O cimento ferruginoso em parte pode ser atribuído pelo a liberação de ferro da glauconita.

Fedspatos consistem em grãos por vezes maiores, que os grãos de quartzo, não apresentam maclas e/ou geminação (Fig. 4.18E). Em alguns casos apresentam-se alterados. Quando em nicóis paralelos apresentam aspecto “sujo”.

Glauconita em geral são glóbulos sub-arredondados a arredondados, por vezes alongados de aspecto irregular (Fig. 4.18G). Apresentam contatos longitudinais com os grãos de quartzo. Em nicóis paralelos apresentam tons esverdeados. A glauconita citada anteriormente também é observada dissolvida entre grãos formando uma pseudo-matriz (Fig. 4.18G e H), este sendo formado no período de máxima transgressão marinha. Os minerais opacos ocorrem como agregados de cristais, em geral entre os grãos de quartzo, perfazendo apenas 5% em lâmina.

Dentre os processos diagenéticos observados podemos citar intensa compactação de grãos evidenciados pelos contatos dos grãos, cimentação de sílica resultante da dissolução-pressão, cimentação ferruginosa formada em virtude da alteração de minerais portadores de ferro em sua composição (minerais glauconíticos), grãos de minerais estáveis formando pseudomatriz, evidencia claramente estágios diagenéticos desde da eodiagênese a mesodiagênese. Em relação à maturidade mineralógica e textural (Folk 1968) são classificados respectivamente em imaturo e maturo. Segundo a classificação de Dickinson (1985) no diagrama ternário está fácies têm proveniência da reciclagem orogênica.

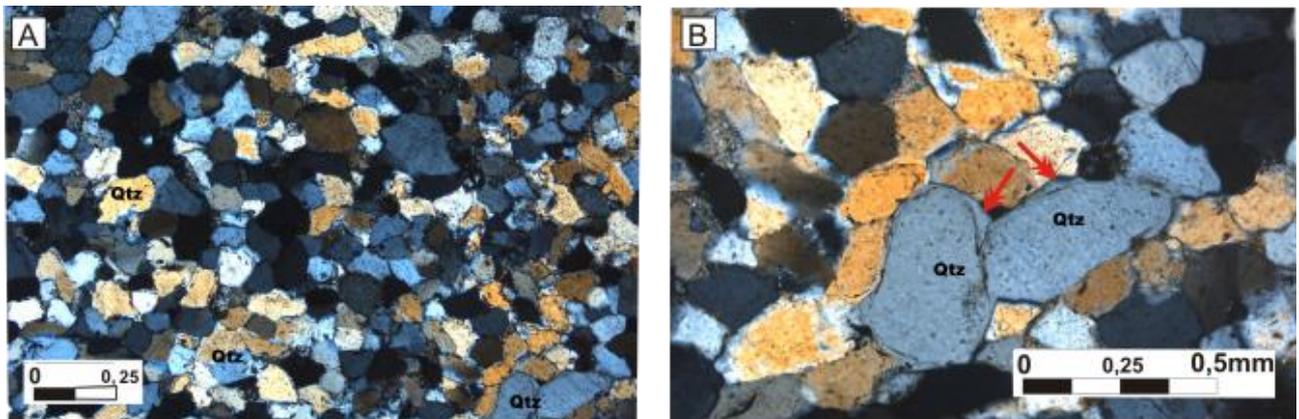


Figura 4.18 - A) Fotomicrografia do aspecto geral das fácies *AFm*, em destaque observa-se grãos de quartzo sub-angulosos à sub-arredondados (Aumento 4X/NX). B) Em destaque em geral os grãos possuem sobrecrecimento de quartzo, indicado por setas vermelhas (Aumento 10X/NX).

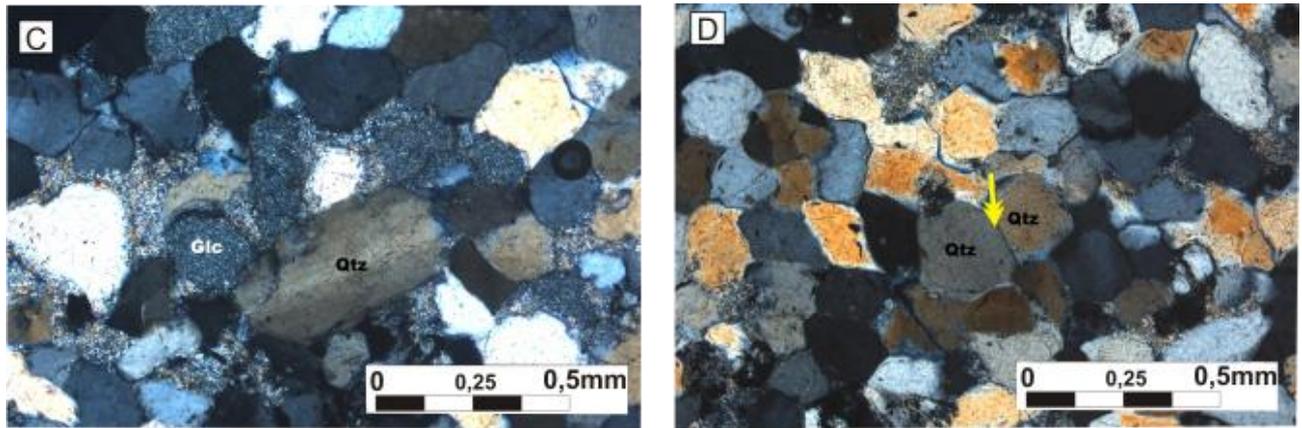


Figura 4.18 - C) Em alguns grãos de quartzo é observada a extinção ondulante (Aumento 10X/NX). D) Os contatos dos grãos de quartzo em geral são retos e longitudinais (indicado por seta amarela) (Aumento 10X/NX).

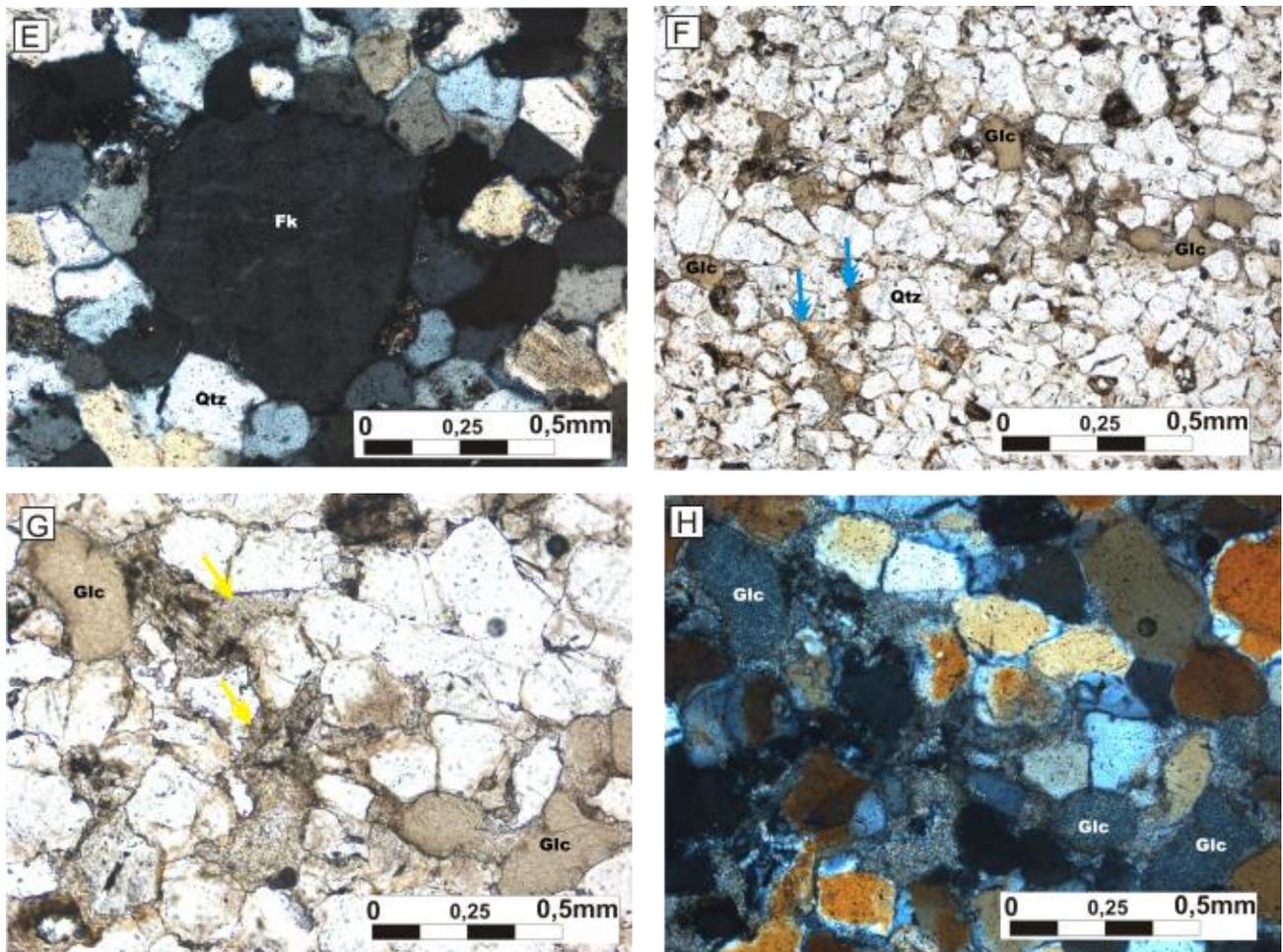


Figura 4.18 – E) Os feldspatos (Fk) constituem os grãos maiores em lâmina (Aumento 10X/NX). F) Cimento ferruginosos entre os grãos de quartzo (Aumento 10X/NX). G e H) Grãos de glauconita (Glc) em geral sub-arredondados a arredondados, por vezes alongados de aspecto irregular, por vezes na forma de pseudo-matriz (Aumento 10X/ N// e NX).

Os arenitos com estruturas do tipo *flaser* são representados petrograficamente em geral por apresentarem predominantemente quartzo (90%) e apenas 4% de feldspato e 6% de opacos sendo considerados pela classificação como sub-arcósios. O quartzo consiste de grãos monocristalinos, em geral sub-angulosos, por vezes sub-arredondados, bem selecionados apresentando extinção ondulante (Fig. 4.19A e B). Em geral com contatos planares. Os grãos sub-arredondados apresentam sobrecrecimento de quartzo (Fig. 4.19B). As lentes de argila ocorrem dispersas e paralelas ao acamamento (Fig. 4.19C e D). Feldspatos perfazem 5% em lâmina, em geral alterados sem geminação. Essa fácies apresenta empacotamento fechado. Quanto à maturidade mineralógica e textural (Folk 1968) esta pode ser classificada respectivamente como imatura e sub-maturo. Segundo a classificação de Dickinson (1985) no diagrama ternário está fácies têm proveniência da reciclagem orogênica, areias quartzo-líticas pobres em feldspatos.

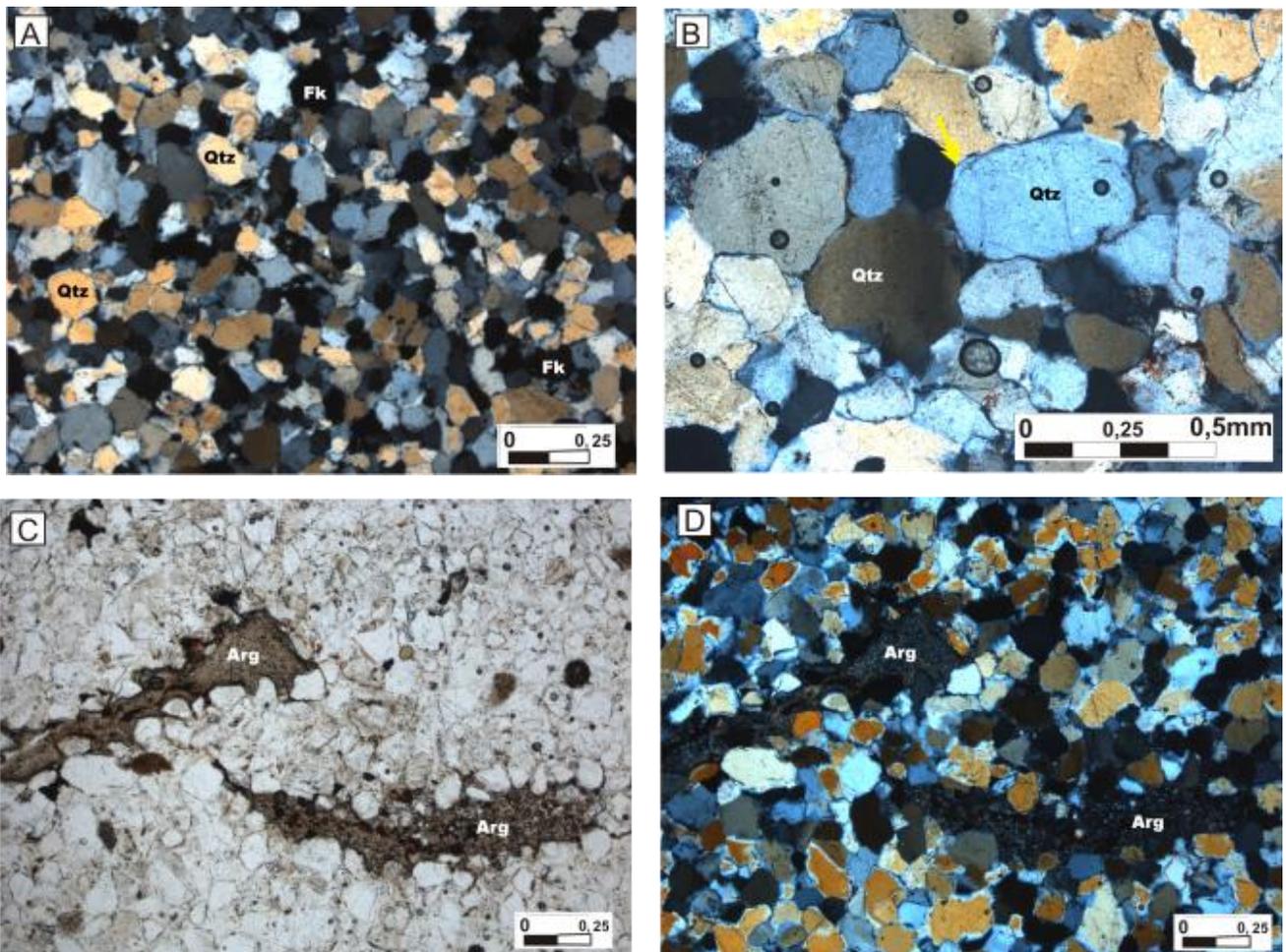


Figura 4.19 – Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo em sub-angulosos (Aumento 4X/NX). B) Grãos sub-arredondados com extinção ondulante, em alguns casos apresentando sobrecrecimento de quartzo indicado pela seta amarela (Aumento 10X/NX). C e D) Em petrografia também são observadas lentes de argila, estrutura “*flaser*” (Aumento 4X/N// e NX).

A fácies *AFl* são petrograficamente são constituídos de quartzo (35%), feldspato (20%), glauconita (25%) e illita (10%) além de minerais acessórios como muscovita, biotita e opacos que perfazem (10%) classificadas como arcósios.

O quartzo ocorre como grãos monocristalinos e policristalinos, em geral são sub-hedral a anhedral (Fig. 4.20A), quando em nicóis cruzados apresenta extinção ondulante. Os contatos dos grãos são essencialmente planares. Não se observa sobrecrecimento de quartzo nos grãos, apenas localmente cimento ferruginoso.

Em lâmina são observados feldspato potássico e plagioclásio (Fig. 4.20B). Em geral apresentam-se sem geminação, com raros grãos de plagioclásio com maclas polissintéticas (Lei da albita). Os grãos de feldspatos em geral são sub-hedrais, apresentando contatos planares e pontuais. Apresentam pouco alterados por processos de saussuritização.

Glauconita ocorre como grãos sub-arredondados e alongados, por vezes apresenta aspecto irregular. Ocorrem dispersas em lâmina. Quando em nicóis paralelos apresentam cor em tons esverdeados a acastanhados (Fig. 4.20C, D e H). Além destes minerais, minerais micáceos como illita, biotita e muscovita ocorrem como palhetas sub-milimétricas, sub-hedrais, em geral apresentam orientação preferencial incipiente segundo o plano de acamamento, perfazendo a matriz da rocha (Fig.4.20F e G). Essa fácies apresenta grãos suportados apresentando empacotamento fechado. Quanto à maturidade mineralógica e textural (Folk 1968) esta pode ser classificada respectivamente como imatura e submatura. Em relação aos processos diagenéticos observa-se que estes se concentraram da eodiagênese à mesodiagênese evidenciados pelos contatos entre os grãos. A mesodiagênese não foi tão intensa, pois observa-se ausência de crescimento secundário de quartzo. Segundo a classificação de Dickinson (1985) no diagrama ternário está fácies têm proveniência da reciclagem orogênica, sendo as areias quartzo-líticas pobres em feldspato.

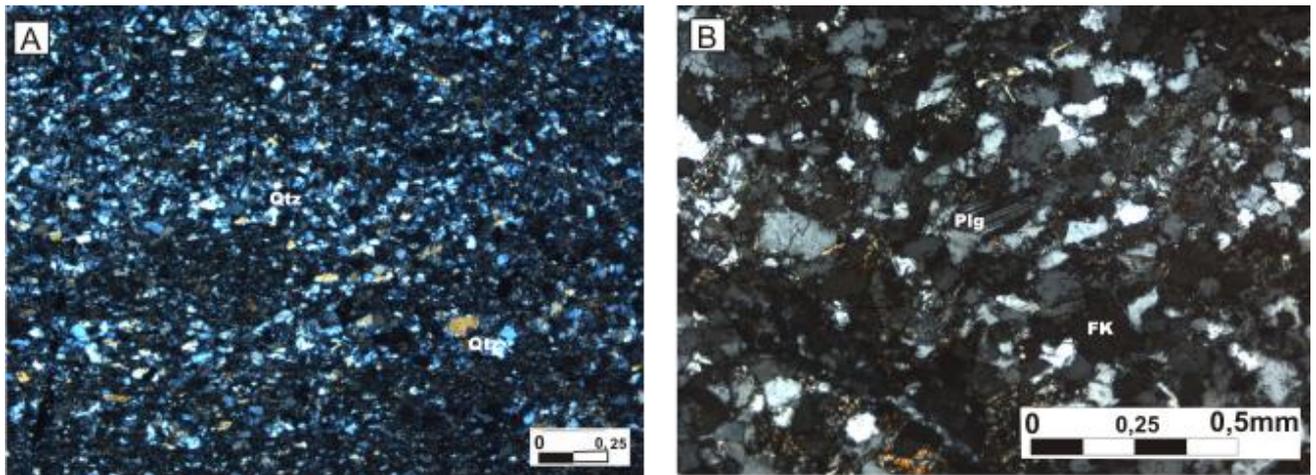


Figura 4.20 - A) Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo, em geral subhedral à anedral (Aumento 4X/NX). B) Em alguns grãos de plagioclásio observa-se maclas polissintéticas (Aumento 10X/NX).

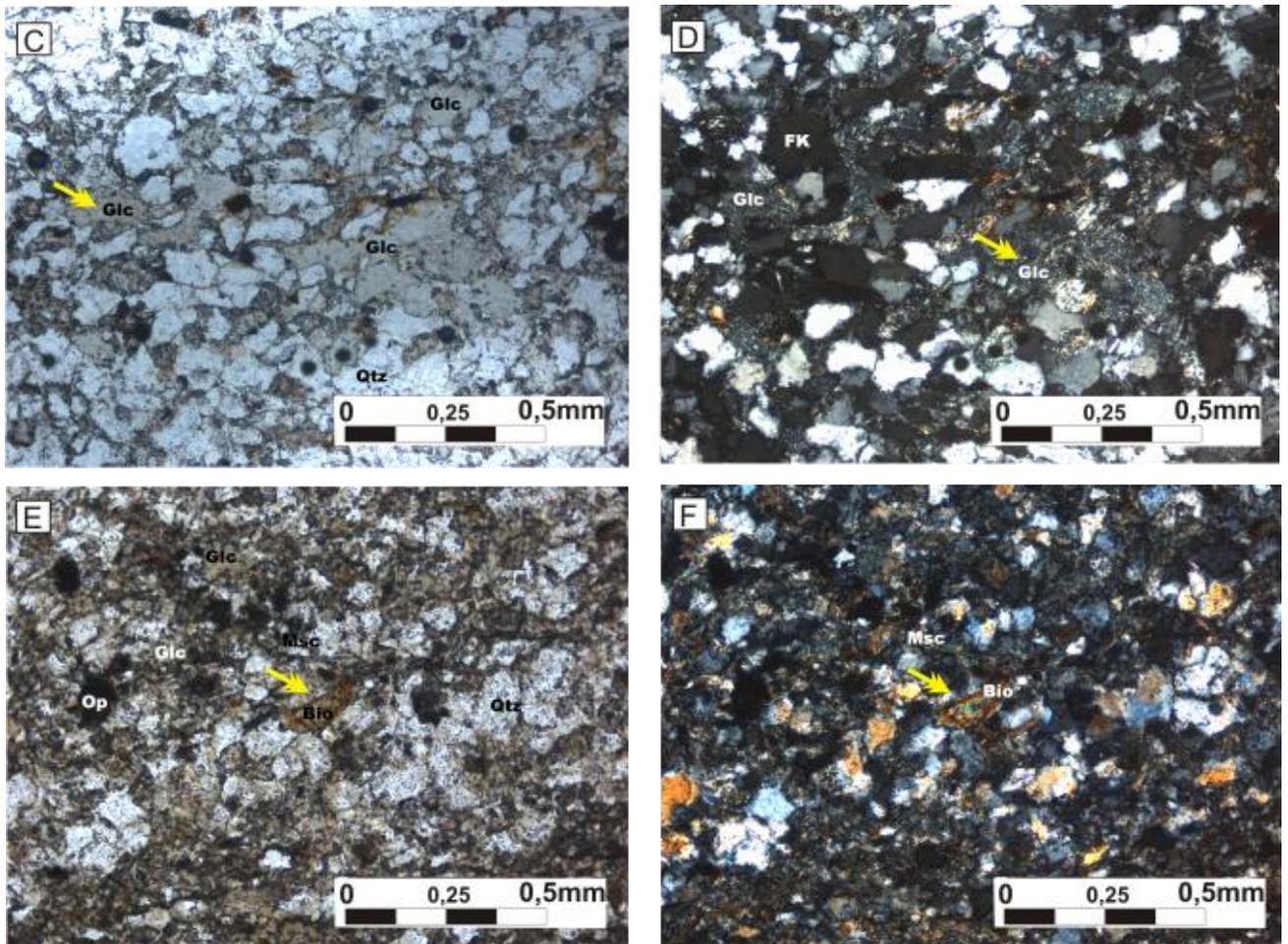


Figura – 4.20 C) Em destaque grãos de glauconita entre os cristais de quartzo (Aumento 10X/N// e NX). D) Minerais micáceos como biotita são observados alterando para muscovita indicados por setas amarelas (Aumento 10X/N// e NX). E e F) Biotitas ocorrem como palhetas sub-milimétricas, entre grãos detríticos (Aumento 10X/NX).

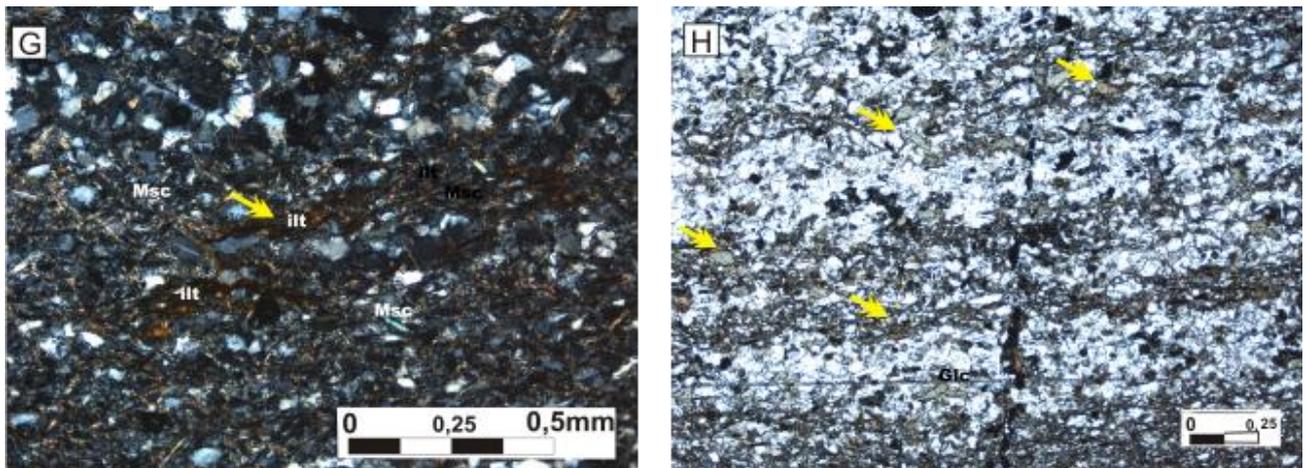


Figura 4.20 – G) As ilitas e muscovitas ocorrem como palhetas sub-milimétricas, seguindo uma orientação preferencial (Aumento 10X/NX). H) Em destaque por setas amarelas, os grãos de glauconita (Glc) em tons esverdeados e acastanhados ocorrem dispersos em lâmina, tanto nas porções arenosas quanto nas pelíticas (Aumento 4X/N//).

As fácies AMc_1 e AMc_2 são constituídas predominantemente por grãos de quartzo perfazendo 95% da lâmina, além de feldspato (4%) e opacos (1%) sendo consideradas como quartzo-arenitos. Os grãos de quartzo são monocristalinos em geral sub-arredondados, localmente arredondados (Fig. 4.21A e B), moderadamente selecionado e com extinção ondulante. Apresentam contatos pontuais a planares, por vezes contatos suturados. Localmente é observado sobrecrescimento de quartzo (Fig. 4.21C) e cimento ferruginoso. Os feldspatos potássicos e raros plagioclásios podem apresentar geminação paralela e/ ou xadrez (Fig. 4.21D), são em geral bastante alterados e, em nicóis paralelos apresentam aspecto “sujo”. Os minerais opacos são grãos arredondados em geral entre os grãos de quartzo. Em alguns grãos de quartzo observam-se linhas paralelas indicando intensa deformação dos grãos.

Quanto maturidade mineralógica e textural (Folk 1968) respectivamente são classificadas como imatura e super maduro. Em relação aos processos diagenéticos foram observados alguns indícios que refletem regimes de eodiagênese à mesodiagênese. A cimentação ferruginosa ocorreu nos processos iniciais da diagênese, sendo formada possivelmente pela alteração de minerais detríticos portadores de ferro (biotita, magnetita e óxidos de ferro). A mesodiagênese é marcada pelo efetivo processo de compactação de grãos iniciados desde da eodiagênese, caracterizado por grãos fraturados e contatos suturados. Segundo a classificação de Dickinson (1985) essas fácies são provenientes do cráton estável de ambiente tectônico intracontinental ou plataforma passiva.

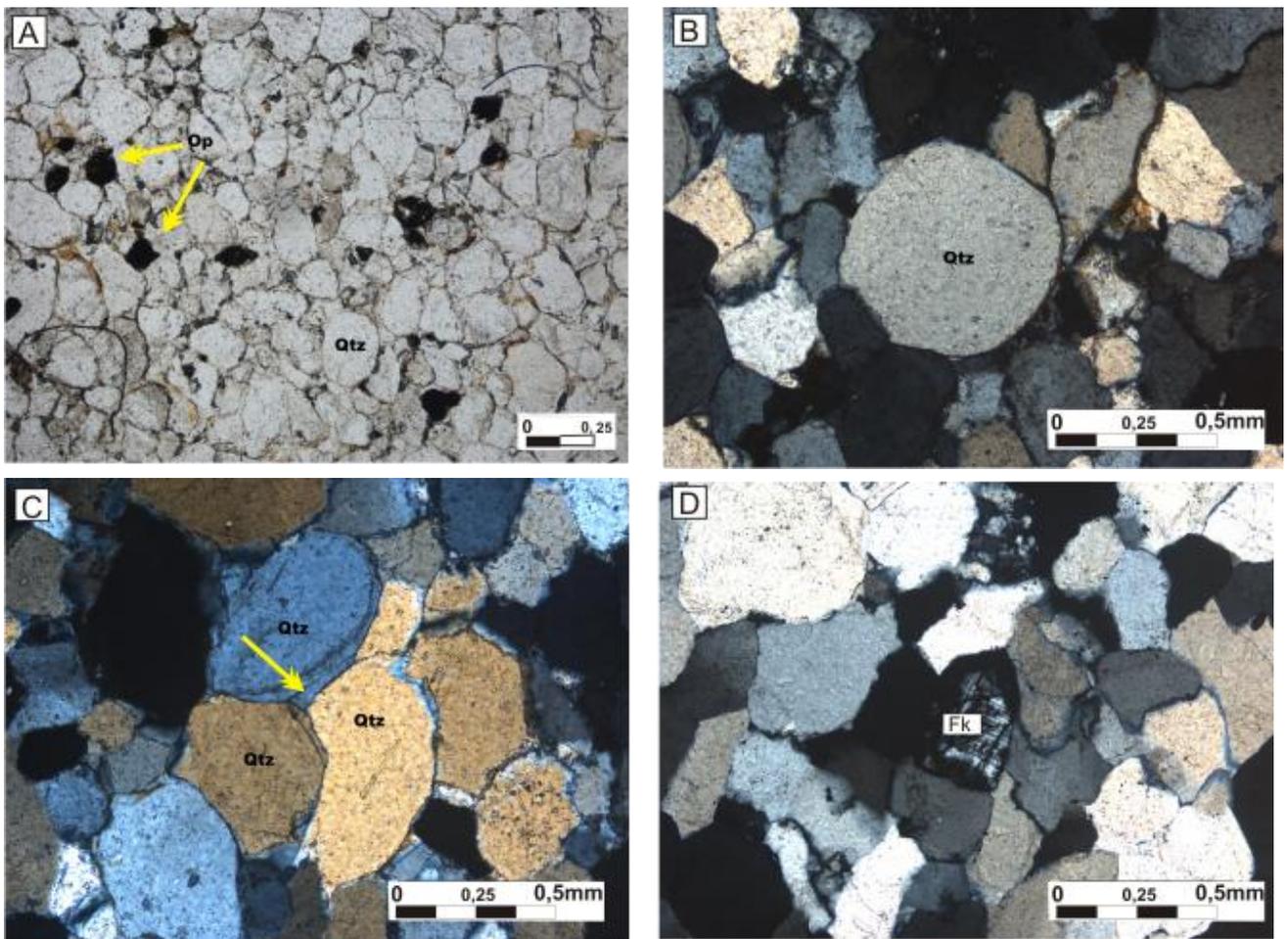


Figura 4.21 - A) Fotomicrografia do aspecto geral dos grãos de quartzo, as setas amarelas indicam os minerais opacos (Aumento 4X/N//). B) Localmente observam-se grãos de quartzo bem arredondados (Aumento 10X/NX). C) O cimento em geral é de quartzo, formando bordas de sobrecrecimento (Aumento 10X/NX). D) Feldspato bastante fraturado com geminação em xadrez (Aumento 10X/NX).

- Fácies Dolomíticas

Na fácies *Dl* em petrografia foram observadas laminações sub-milimétricas, por vezes descontínuas, podendo ser de material argiloso (Fig. 4.22A). O aspecto “sujo” em nicóis paralelos é comum em dolomicrito. Os cristais de dolomita variam de cristalinidade muito fina a fina, de textura xenotópica (Fig. 4.22B). Disperso em lâmina nota-se minerais ferruginosos em geral arredondados, além de grãos menores de quartzo sub-anguloso (Fig. 4.22C e D).

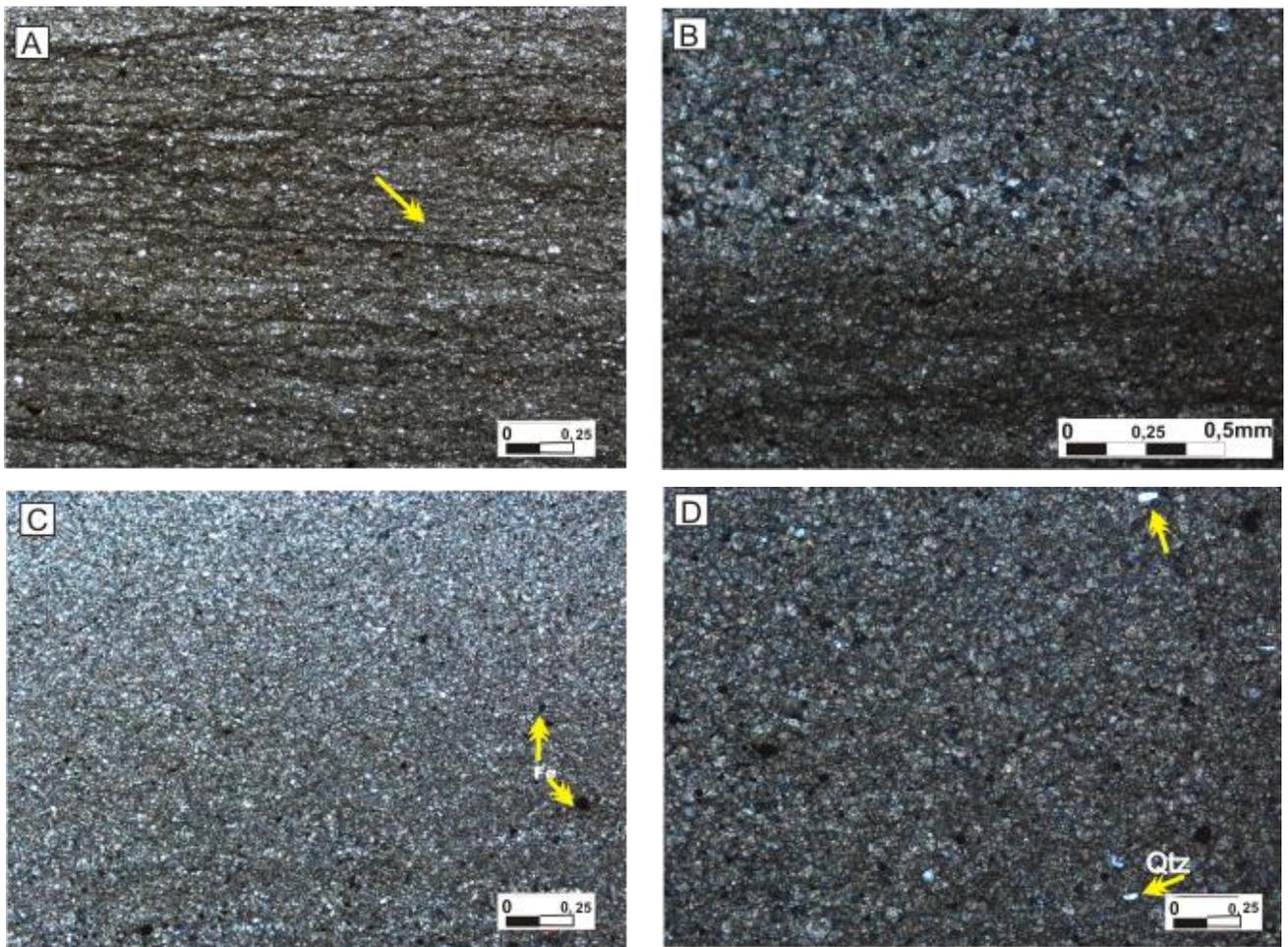


Figura 4.22 – A) Fotomicrografia da fácies D1, a seta amarela indica as laminações sub-milimétricas de material argiloso (Aumento 4X/N//). B) Observar a variação do tamanho dos cristais de dolomita (Aumento 10X/NX). C) Em destaque, minerais ferruginosos que em geral encontra-se dispersos em lâmina (Aumento 4X/N//). D) Localmente são observados grãos de quartzo dispersos entre os cristais de dolomita (Aumento 4X/NX).

Dolomito com intraclastos localmente ocorre na cota de 25 metros na seção do córrego Ponte Pequena. Em petrografia essas rochas são constituídas por cristais de dolomita anédricos à subhedrais, de cristalinidade fina à média, localmente cristais com extinção ondulante (Fig. 4.23A, B e D). Ocorrem localmente também de forma dispersa cimento espático. Em lâmina foram observados intraclastos alongados de várias dimensões, preenchidos por dolomita fina (Fig. 4.23B), por vezes envolta por cristais de dolomita de cristalinidade média (Fig. 4.23B). Em nicóis paralelos é evidenciado aspecto sujo devido o intenso processo de dolomitização (Fig. 4.23C). Esses intraclastos são formados possivelmente pelo retrabalhamento do dolomito por atividade de ondas de tempestades. Em geral, esses intraclastos são envoltos por cimento ferruginoso (Fig. 4.23C).

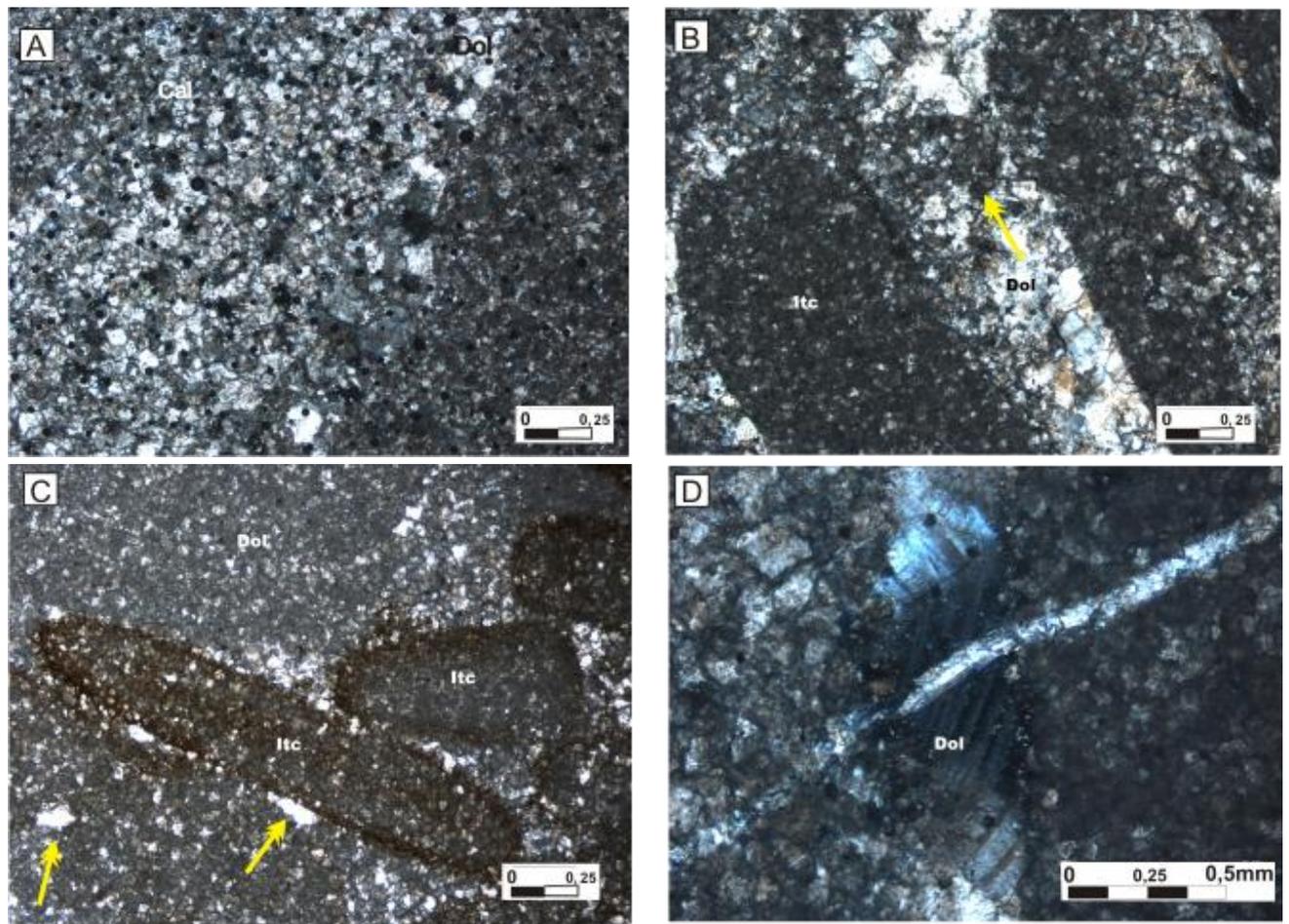


Figura 4.23 – A) Fotomicrografia mostrando localmente cristais de dolomita em geral de cristalinidade fina à média, localmente com cimento espático. B) Intraclastos preenchidos por dolomita fina (micrito) e envoltos por cristais de dolomita média. C) Intraclastos envoltos por cimentação ferruginosa. E) Localmente ocorrem cristais de dolomita com extinção ondulante.

CAPÍTULO 5 – *Estratigrafia e ciclos sedimentológicos*

Este capítulo expõe os ciclos sedimentológicos determinados para a área estudada.

Apesar do reconhecimento das associações de fácies, foi difícil, em afloramento, a identificação das superfícies-chaves que limitam tratos de sistemas deposicionais, parassequências e sequências deposicionais. Portanto a aplicação da estratigrafia de sequências com maior detalhamento baseada somente em descrições de afloramentos tornou-se limitada à interpretação nesse contexto. Considerando esse ponto de vista, a fim de evitar informações equivocadas e errôneas, serão discutidos os ciclos sedimentares observados na área de estudo. Na área estudada, as rochas do Grupo Paranoá foram depositadas em uma bacia de sedimentação estável, cujos movimentos tectônicos durante a sedimentação foram apenas de rejeito vertical (Alvarenga & Dardenne 1978), portanto é possível que os principais controles na sedimentação tenham sido subsidência tectônica, eustasia e o clima. Neste Grupo dominam rochas siliciclásticas, porém localmente com intervalos de rochas dolomíticas com construções estromatolíticas. Em afloramento os ciclos identificados são menores, de ordem centimétrica (Fig. 5.1), porém na seção litoestratigráfica da Figura 5.2 os ciclos expostos estão na escala métrica. Os ciclos são identificados pela letra C- seguidos do número correspondente. Para melhor entendimento dos ciclos e parassequências a seção do córrego Ponte Pequena do Grupo Paranoá foi dividida em 3 sucessões estratigráficas baseadas nos sistemas deposicionais discutidos anteriormente (Fig. 5.2).

Sucessão estratigráfica 1 (SE-1) – Os ciclos de fácies e o conjunto de ciclos correspondem à parassequências e conjuntos de parassequências. Na sucessão SE-1 foram reconhecidos 9 ciclos (Fig. 5.2A) identificados por: ciclos C-1 a C-9, são ciclos que evidenciam a diminuição da profundidade da lâmina d'água. Normalmente os ciclos variam de 20 a 110 metros, entretanto dentro desses ciclos ocorrem ciclos menores, ciclos de espessamento e de granocrescência ascendente (Fig. 5.1). O critério utilizado para delimitação dos ciclos é a mudança granulométrica e ocorrência de pelitos laminados. As fácies pelíticas laminadas (Pl) representam os intervalos que a profundidade da lamina d'água do ambiente deposicional foi relativamente maior se comparada a outros intervalos ao longo das seções estudadas.

O contato estratigráfico basal não é conhecido na SE-01, pois as rochas estão em contato com a falha de São Domingos. As rochas dolomíticas estão presentes na parte basal da sucessão, constituindo ciclo complexo (C-1) de até 15 m. Esse ciclo possivelmente seja um ciclo de “raseamento” para o topo e/ou *cycles shoaling-upward*. Inicia-se na base com dolomitos que

apresentam ao topo estromatólitos encerrando com a deposição de rochas siliciclásticas com feições de atividade de tempestade. Sobreposto a este intervalo ocorre o ciclo C-2 que inicia-se com intercalações centimétricas de fácies *Afl* e *Pl* recobrimdo os dolomitos. Os ciclos granocrescentes ascendente, ciclos C-3 a C-4 identificados na SE-1 são constituídos por ciclos gradativamente mais arenosos para o topo.

Em geral os ciclos (C-3 a C-9) da SE-1 são ciclos de “*coarsening-upward*” e “*thickening upward*”, ou seja, ciclos de granocrescência ascendente e espessamento para o topo. Cada um deles separados por mudanças abruptas de fácies. Estes conjuntos de ciclos de dezenas de metros formam parassequências e o conjunto de parassequências são, portanto os tratos de sistemas podendo ser progradacionais, retrogradacionais e agradacionais.

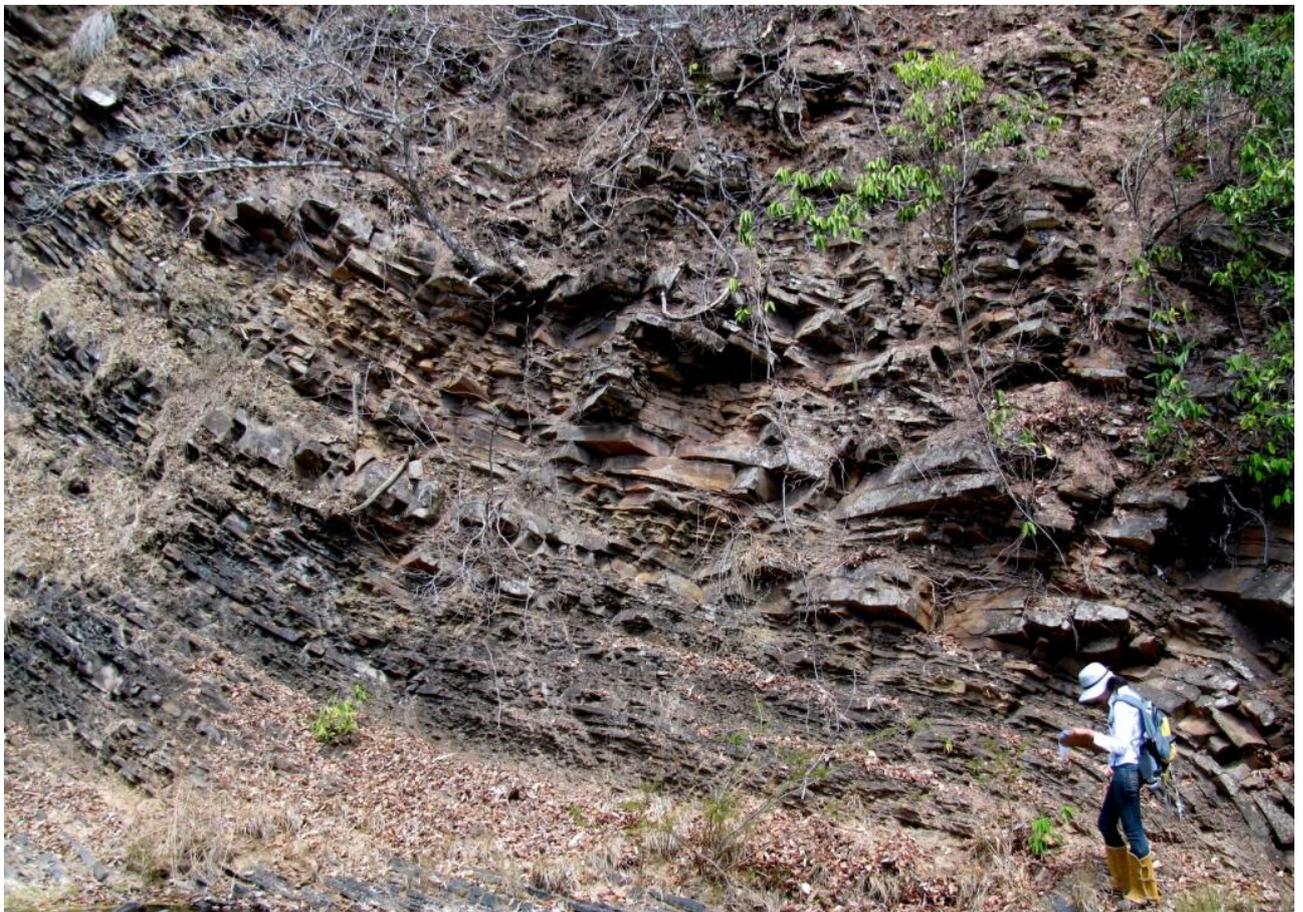
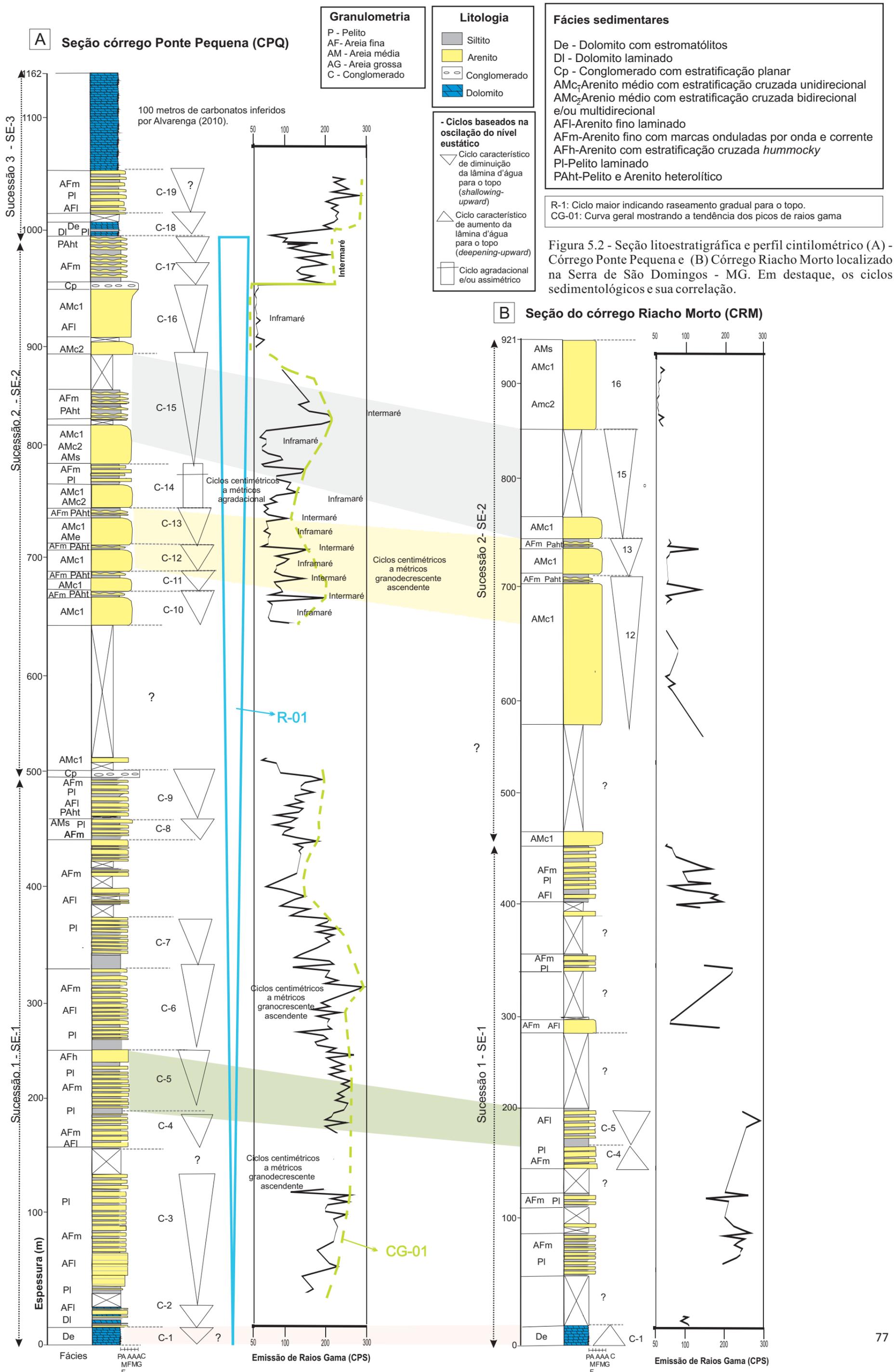


Figura 5.1 - Ciclos de espessamento e de granocrêscencia ascendente observados na espessura de 140 metros da seção do córrego Ponte Pequena.



Os ciclos granocrescentes ascendente (ciclos C-5 a C-9) identificados na SE-1 apresentam algumas características estratais das discutidas por Van Wagoner *et al.* (1990) (Fig. 5.3 e 5.4). Os ciclos são formados por apenas siliciclásticos com aumento ascendente de granulometria. Localmente apresentando uma configuração semelhante com a sucessão de tempestitos descritos por Della Favera (2001). Na espessura de 200 a 270 metros da figura 5.2A observou-se um ciclo, onde a base do empilhamento é formada por pelitos laminados (*Pl*), sobreposto ocorrem as fácies (*AFl*) e (*AFm*). O topo do ciclo termina-se com arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* (*AFh*). Essa parassequência granocrescente ascendente é interpretada como de zona plataforma (*offshore proximal*) com combinação de atividade de onda e maré com componente variável de tempestade. Existem também ciclos granocrescentes de até 20 m, na base inicia-se com as fácies (*AFl*) intercaladas por (*Pl*) e no topo ocorrem arenitos com cruzadas de baixo ângulo de geometria sigmoidal (*AMs*) e pelito e arenito heterolítico com gretas de contração (*PAht*). Este intervalo representa um ciclo de “raseamento”, ou seja, começam com depósitos de águas profundas e/ou distais terminam com depósitos de águas mais rasas evidenciadas pelas estruturas de exposição subárea. O ciclo C-9 evidencia claramente também a configuração de um ciclo com diminuição da profundidade da lâmina d’água para topo. Quanto aos resultados nas curvas de gama da SE-1 pode-se ressaltar que são de difícil interpretação, visto que os ciclos evidenciados no perfil gama não acompanham os mesmos ciclos de variação granulométrica demonstrado na figura 5.2 A.

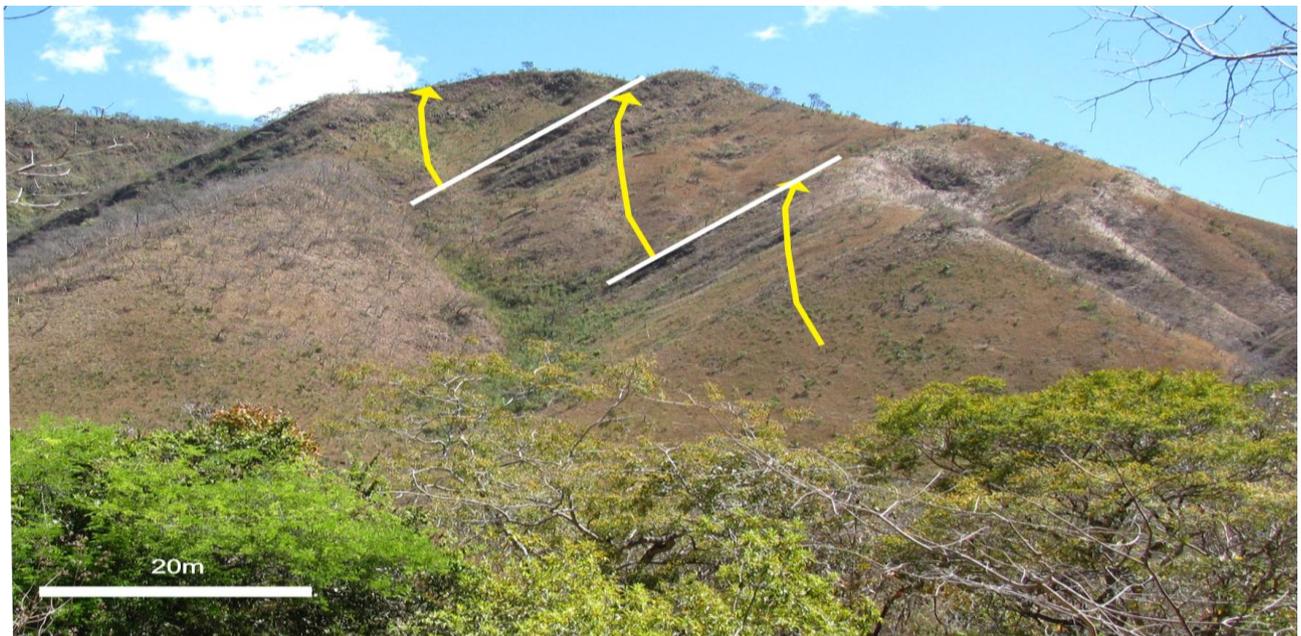


Figura 5.3 – Ciclos granocrescente ascendente observados na SE-01.

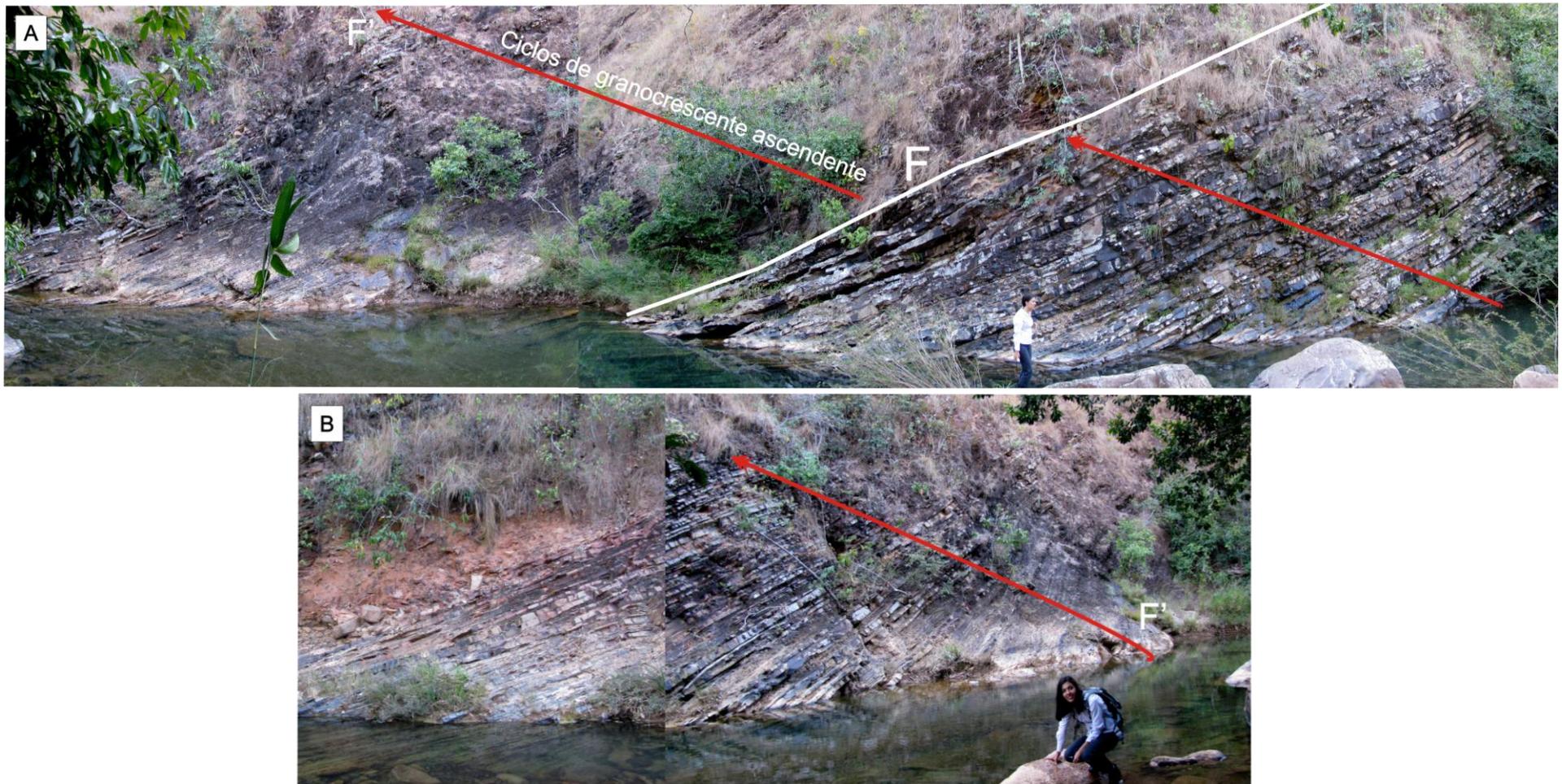


Figura 5.4 – A-B) Fotomosaico destacando os ciclos granocrescente ascendente presentes na SE-1 na base da seção do córrego Riacho Morto (corresponde a C-04 e C-05 da figura 5.2B). A figura B é a continuação da figura A. Esse ciclo está localizado na espessura de 150 a 200 metros.

Sucessão estratigráfica 2 (SE-2) – Na sucessão SE-2 foram reconhecidos 10 ciclos, sendo os ciclos granodrecrescente ascendente identificados como ciclo C-10, C-11, C-12, C-13, C-15 e C-17, ciclo granocrescente ascendente identificado como ciclo C-16 e ciclo assimétrico e/ou agradacional identificado como ciclo C-14.

Os ciclos da SE-2 normalmente variam de 5 a 25 metros de espessura. O contato basal é marcado por conglomerado com estratificação planar (*Cp*), sobreposto a primeiro nível de arenito médio de 1,5 metros de espessura. Essa sucessão é formada por vários ciclos de sedimentação indicando condições de sedimentação de menor profundidade de lâmina d'água para o topo (ciclos de “raseamento”). Estes ciclos apresentam granulometria de areia média a pelito, caracterizando ciclos de afinamento para o topo (*fining-up*). A partir das espessuras de 509 à 991 metros, as parassequências apresentam características estratais de uma parassequência granodrecrescente ascendente típicas de sistemas deposicionais costeiros dominados por maré já discutidos anteriormente no capítulo anterior (Fig. 5.5)

A base da parassequência inicia-se na maioria dos ciclos com arenitos médios com cruzadas unidirecionais (*AM_{C1}*) apresentando nos *sets* das estratificações pelitos e clastos achatados de argila, por vezes arenitos médios com cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais (*AM_{C2}*), arenitos estratificados (*AM_e*), além de arenitos médios com cruzadas de baixo ângulo e geometria sigmoidal (*AM_s*) interpretados como de subambiente de inframaré. Esses arenitos são sucedidos na vertical por pelito e arenito heterolítico (*PA_{ht}*) com laminação *flaser* e *linsen-wavy*, localmente com estruturas de gretas de contração, além de arenitos finos internamente com laminações truncadas por onda (*AF_m*) interpretados como subambiente de intermaré (Fig. 5.6A e B). Os padrões desses ciclos SE-2 apresentaram bons resultados nas curvas de raio gama, comparados aos dos ciclos SE-1.

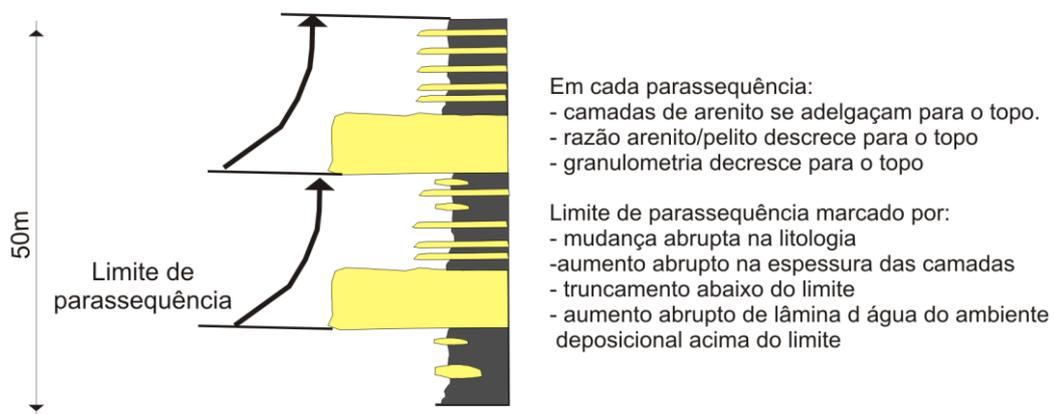


Figura 5.5– Modelo esquemático mostrando as características estratais de uma parassequência de sistema deposicional costeiro dominado por maré. (Modificado Van Wagoner *et al.* 1990).

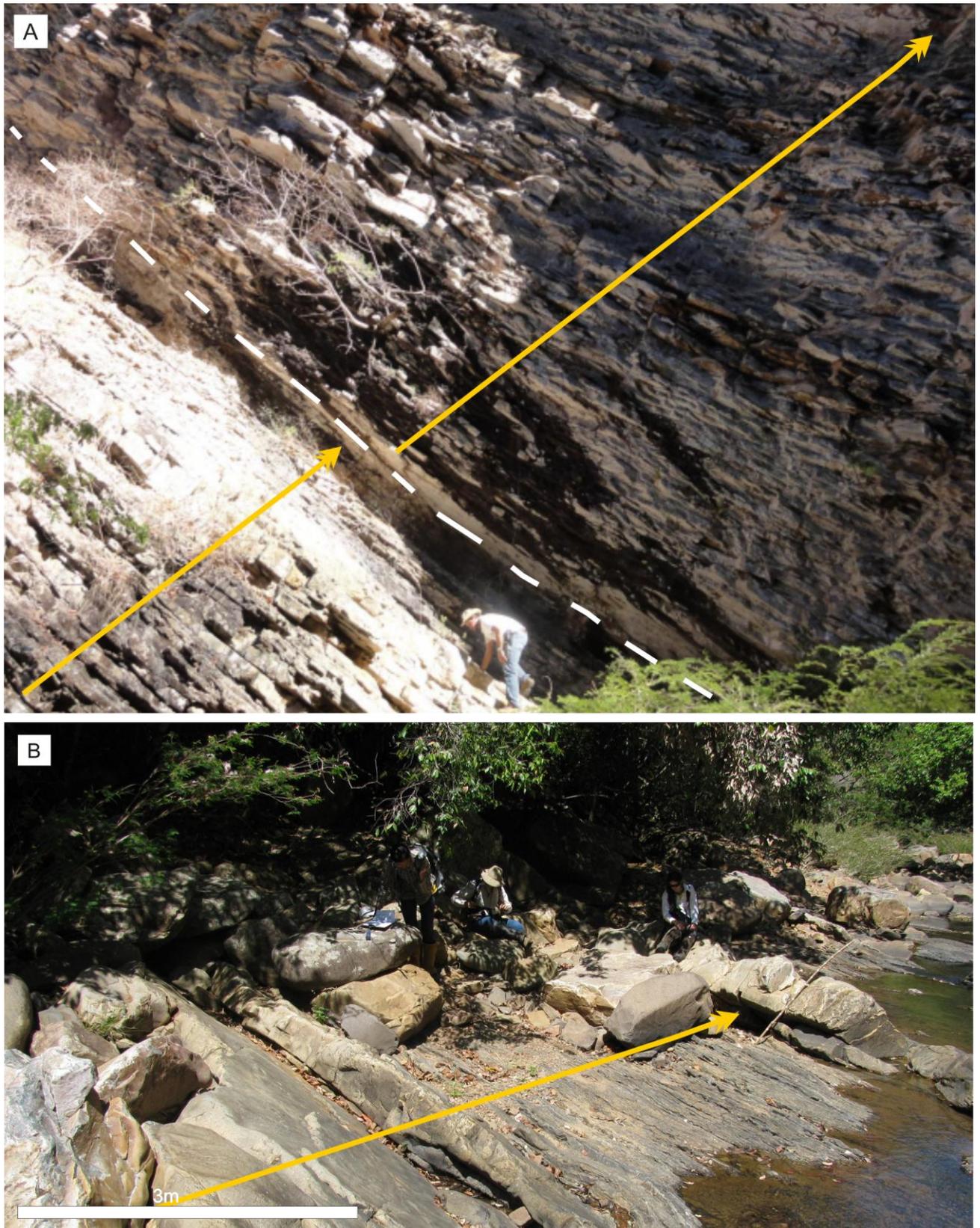


Figura 5.6 – A e B) Ciclo granodécrescente ascendente localizado no córrego Ponte Pequena na cota 688 metros.

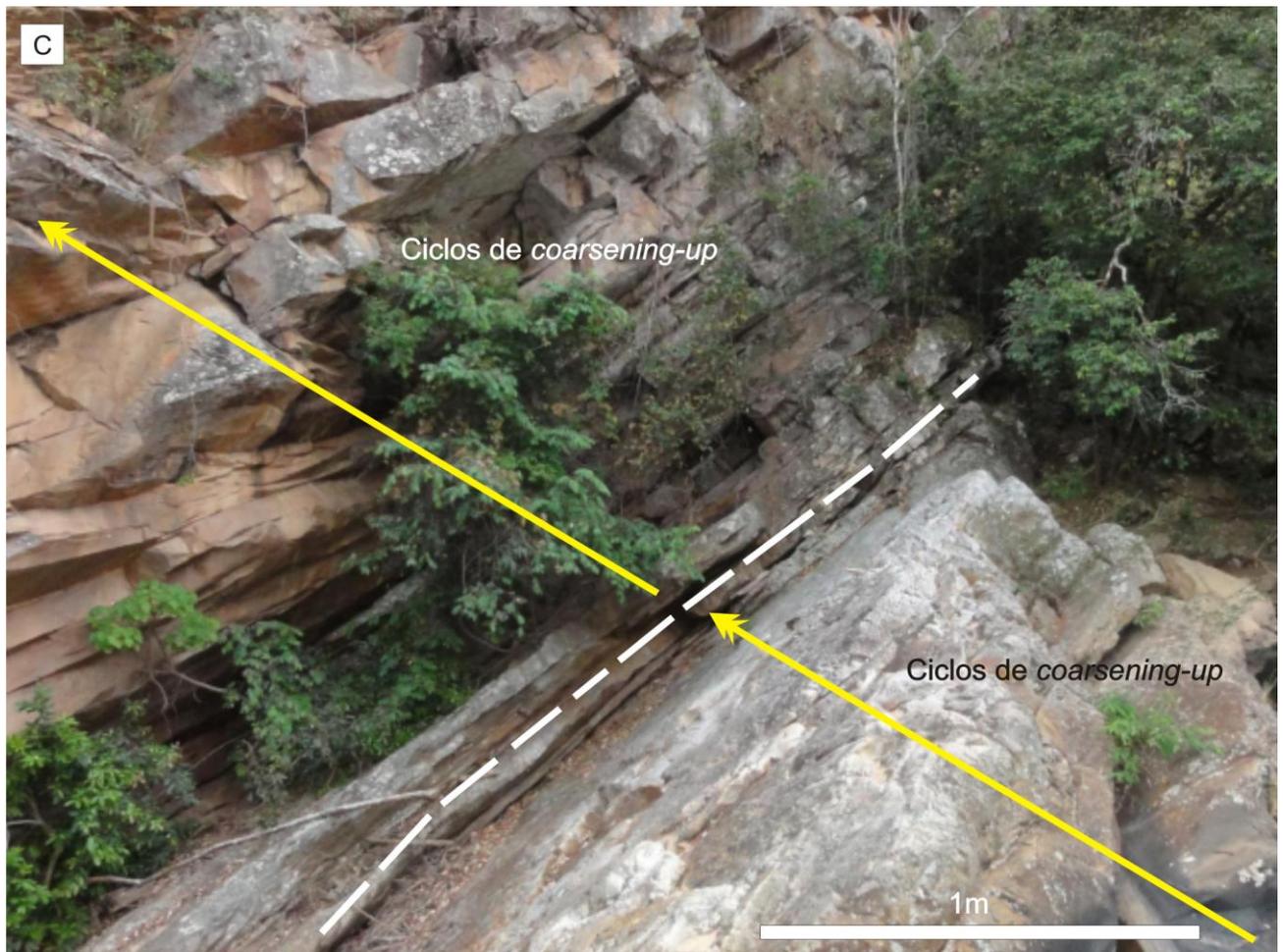


Figura 5.6 - C) Ciclos de *coarsening-up* observados no topo da sucessão SE-02.

Na SE-2 ocorre um ciclo C-14 possivelmente seja um ciclo agradacional assimétrico que se inicia com arenito médio com cruzadas unidirecionais e arenito médio com cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais intercalados por pelito laminado e arenito fino laminado. O ciclo identificado como C-16, ciclo granocrescente ascendente (ciclos de *coarsening-up*) que se inicia com arenito fino laminado seguido de arenito médio com cruzadas unidirecionais (Fig. 5.6C).

Sucessão estratigráfica 3 (SE-3): É a última sucessão aflorante do Grupo Paranoá na Serra de São Domingos. Na SE-3 foram identificados dois ciclos de espessura de 15 a 25 metros respectivamente. O primeiro ciclo C-18, na base inicia-se com dolomitos laminados seguidos por dolomitos com estromatólitos. Esse ciclo possivelmente represente a variação do nível de base, contribuindo assim para a luminosidade e aumento da oxigenação bem como outros fatores propícios para a formação de construções estromatolíticas. Na porção superior da SE-3, na cota de 1.010 metros ocorre um ciclo incompleto C-19 que consiste de níveis centimétricos rítmicos de

arenitos internamente com cruzadas truncadas por onda intercalados por arenito fino laminado e pelito laminado. Essa parassequência foi interpretada como de plataforma intermediária – distal com influência de fluxo oscilatório. A porção superior da SE-3 encerra-se com aproximadamente 100 metros de rochas calcárias, calcarenitos, ambos apresentando estruturas denominadas *Molar Tooth* e dolomitos (Boggosion e Alvarenga 2008). Nessa dissertação não foram estudadas essas fácies.

5.1 Discussões dos resultados

No que diz respeito à distribuição espacial e temporal das assinaturas estratigráficas no registro rochoso, o objetivo principal baseia-se na identificação de conjuntos de horizontes estratigráficos que compartilhem de uma história deposicional durante determinado período de tempo, o que em outras palavras significa, atribuir um significado cronoestratigráfico aos pacotes sedimentares. Nesse sentido, é fundamental o reconhecimento dos mecanismos moduladores da sedimentação, sejam autocíclicos ou alocíclicos, o intervalo de tempo envolvido na formação do pacote rochoso e assinatura estratigráfica. Assume-se que as assinaturas estratigráficas resultam da interação de diferentes mecanismos, com intervalos de duração e abrangência espacial igualmente distintos. De uma forma generalizada, as assinaturas estratigráficas (desde a ordem de preenchimento da bacia sedimentar até a escala de lâmina) são resposta a mecanismos tectônicos, eustáticos e climáticos que podem agir individualmente ou combinados na geração de padrões e variáveis na sedimentação. Existem diversas hierarquizações nos intervalos de tempos (ordens) dos mecanismos envolvidos na geração de assinaturas estratigráficas comentadas no capítulo 3.

Neste estudo apesar das evidências faciológicas conduzirem à definição de ciclos sedimentares, não comportam informações suficientes a precisa definição de suas ordens de duração. Para que se proceda a definição da duração dos ciclos, além dos dados referentes as suas espessuras, é necessário que se conheça o intervalo de tempo envolvido na deposição do conjunto de ciclos para obter-se, através da divisão do tempo total da seção pelo número de ciclos, a duração média de cada um. Em função do desconhecimento do intervalo de tempo envolvido na formação dos ciclos observados na seção estudada, a atribuição do período de tempo envolvido nas suas gêneses será feita subjetivamente. No levantamento da seção do córrego Ponte Pequena podem ser reconhecidos ciclos de três grandezas. Pelo padrão de empilhamento dos ciclos e a resposta dos dados de gama desde SE-1 a SE-2 nota-se uma mudança gradual de um sistema deposicional marinho profundo à um sistema deposicional costeiro de planície de maré, em suma ocorre uma

tendência de raseamento, até o intervalo de aproximadamente de 950 metros, para o topo da seção, este possivelmente seria o ciclo de maior ordem de 2^a ordem de acordo com Vail *et al.* (1977b) e Vail *et al.* (1991) possivelmente seria o identificado pela sigla R-01 na figura 5.2A. Além desse, existem os de menores ordens, ciclo que seriam possivelmente de 3^a a 4^a e os de 5^a a 6^a ordem. Estes últimos são associados às oscilações eustático-climáticas. Quanto à correlação dos ciclos, esta foi realizada pelo padrão de empilhamento das parassequências, bem como nas estruturas sedimentares presentes nas duas seções estudadas. Portanto, desta forma foram correlacionados somente quatro ciclos, devido ao grande número de intervalos encobertos encontrados na seção correlata ao córrego Ponte Pequena.

Quanto aos resultados de gama, pode-se obter em suma bons resultados. Nas sucessões discutidas anteriormente, os picos de raio gama de maiores valores estão relacionados às fácies mais argilosas e a de menores valores são das fácies arenosas. Observando no perfil de correlação exposto pela figura 5.2A observa-se a tendência geral da curva de gama identificado pela sigla CG-01 (tracejado em verde), que os pelitos marinhos da SE-1 apresentam maiores valores de gama (170 a 270 cps) se comparados com os valores de gama (110 a 205 cps) dos pelitos costeiros da SE-2. As rochas da SE-03 apresentam valores de gama semelhantes à base da SE-1. As fácies arenosas da SE-1 apresentam valores superiores de gama que variam de 130 a 195 cps se comparadas com as fácies arenosas da SE-2 de 45 a 95 cps, explicado pelo fato dos arenitos serem mais arcossianos ou mais argilosos.

CONCLUSÕES

Os estudos desenvolvidos incluindo a análise de dados sedimentológicos, petrográficos e estratigráficos da sucessão sedimentar Neoproterozóica, pertencente ao Grupo Paranoá, na Serra de São Domingos evidenciaram feições diagnósticas do ambiente de deposição. O presente trabalho tem grande contribuição e apesar das inerentes limitações e dificuldades quando se diz respeito à aplicação de estratigrafia de sequências em sequências neoproterozóicas, vale ressaltar que informações a esse respeito tem-se seu mérito.

Assim, as seguintes conclusões podem ser elencadas:

1. As rochas do Grupo Paranoá na Serra de São Domingos-MG são caracterizadas por doze litofácies sedimentares: *De* (dolomito com estromatólitos), *DI* (dolomito laminado), *AFl* (arenito fino laminado), *AFm* (arenito fino com marcas onduladas de onda e corrente), *AFh* (arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*), *AMc₁* (arenito médio com estratificações cruzadas unidirecionais), *AMc₂* (arenito médio com estratificações cruzadas bidirecionais e/ou multidirecionais), *AMe* (arenito médio estratificado), *AMs* (arenito médio com geometria sigmoidal), *Cp* (conglomerado com estratificação planar), *Pl* (pelito laminado) e *PAht* (pelito e arenito com laminação heterolítica).
2. A partir da interpretação dessas litofácies e associação faciológica reconhecidas na área de estudo permitiu inferir que os sedimentos foram depositados em um sistema de plataforma mista carbonática siliciclástica caracterizada pelo sistema costeiro de planície de maré e de plataforma marinha mista rasa a profunda - *offshore* proximal-intermediária-distal.
3. Em termos petrográficos, os arenitos das sucessões estratigráficas são em geral arcósios e quartzo-arenitos. Sendo comum o crescimento secundário de quartzo selando os espaços entre os grãos.
4. Em vários intervalos das sucessões estratigráficas desde a base até o topo da seção litoestratigráfica do córrego Ponte Pequena tanto em fácies pelíticas quanto em fácies arenosas foram identificadas glauconitas, esta ocorrendo como grão e/ou pseudomatriz. Vale ressaltar que é difícil inferir para esses níveis a importância como marco estratigráfico e/ou

paleoambiental. Sugerem-se estudos mais detalhados em relação a esses níveis glauconíticos, se os mesmos são *in situ* e/ou retrabalhados.

5. Foram determinados 19 ciclos sedimentares, em geral métricos e completos. Parassequências reconhecidas têm padrão de granodecrescência ascendente, granocrescência ascendente e agradacional, evidenciando a mudança gradual da profundidade da lâmina d'água do ambiente deposicional.
6. Vale ressaltar que o conjunto desses ciclos da SE- 1 e SE-2, juntos formam um grande ciclo R-1 de raseamento para o topo.
7. Com relação à organização hierárquica dos ciclos e parassequências recomenda-se levantamentos de outras seções que permitam correlação lateral dos estratos geneticamente relacionados, incluindo dados sísmicos e perfilagens.
8. Portanto os dados obtidos neste estudo acerca da sedimentação neoproterozóica contribuem no entendimento das características sedimentológicas e no conhecimento de sistemas deposicionais.

REFERÊNCIAS

- Allen, J. R. L. 1970. Physical process of sedimentation. An introduction. London: G. Allen & Unwin, 284p.
- Alkmin, F. F.; Brito Neves, B. B.; Castro Alves, J. A. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton São Francisco-Uma revisão. In: Dominguez, J. M. L & Misi, A. (eds.) O Cratón do São Francisco. Salvador. SBG. BASE/SGM/CNPQ. 45-62p.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A. 1978. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, Recife, Brazil, SBG, 546-556p.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Santos R.V., Brod E.R., Gioia S.M.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V.P. 2007. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonate in the Araras Group, Brazil. Gondwana Research.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F. 2007. Direct dating of the sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. Terra Nova, 19:1-6.
- Baeta JR., J.D.A., Martins, E.G., Leite E.A., Ramos J.B., SA, J.A.G., Ribeiro M.B., Pires P.R.O. 1978. Projeto Manganês no Centro Sul de Goiás. Goiânia, DNPM/CPRM, Relatório Final, 98p.
- Barrell J. 1917. Rhythms and the measurements of geological time. Geological Society of America Bulletin, Vol. 28, 745–904p.
- Belderson R.H., Johnson M.A., Kenyon N.H. 1982. Bedforms. In: Stride AH (ed) Offshore tidal sands, processes and deposits. Chapman and Hall, London, 27–57p.
- Boggosian J., Alvarenga C.J.S. 2008. Estruturas tipo Molar Tooth em carbonatos do Grupo Paranoá, Buritis, MG. Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia.
- Catuneanu O., Willis, A. J., Miall, A. D. 1998b. Temporal significance of sequence boundaries. Sedimentary Geology, Vol. 121, 157–178p.
- Catuneanu O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences, Vol. 35/1, 1–43p.
- Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 p.
- Christie-Blick N., Grotzinger J. P., Von Der Borch C. C. 1988. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions. Geology, vol. 16, 100-104p.
- Curry J. R. 1964. Transgressions and regressions. In: Papers in Marine Geology (R. L. Miller, Ed.), New York, Macmillan, 175–203p.

- Dalrymple W. R. 1992. Tidal Depositional Systems. *In*: Walker G. R. e James P. N. Ed. Facies Models: Geological Association of Canada, 195-238p.
- De Raaf J. F. M., Boersma R. J., Gelder A.Von. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- Dardenne M.A., Andrade G.F., Faria A. 1973. Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel (Goiás). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Resumo das Comunicações, SBG, Boletim, 139-141p.
- Dardenne M.A., Campos Neto M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, MG. *In*: SBG, Simp. Geol. Ouro Preto, resumos, 17p.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: Congr. Bras. Geol. Recife. Anais, SBG, v. 2 :597-610.
- Dardenne M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa de dobrada Brasília. Anais 1^o Simposio sobre o Cráton de São Francisco e suas faixas Marginais, Salvador, 1979, SGM-COM/NBA-SE, p. 140-157.
- Della Favera J.C. 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro, EDUERJ, 243p.
- Duarte K.S. 2008. Décima rodada de licitações. Bacia do São Francisco. ANP: www.anp.gov.br/brnd/round10/arquivos/seminarios/STA_7_Bacia_do_Sao_Francisco_portugues.pdf
- Einsele G., Ricken W., Seilacher A. 1991. Cycles and events in stratigraphy – basic concepts and terms. *In*: Einsele G., Ricken Werner., Seilacher A. (ed.). 1991. Cycles and events stratigraphy. Berlin: Springer-Verlag. 1-19p.
- Embry A.F., E. Johannessen. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the upper most Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. *In*: T.Vorren et al., eds., Arctic Geology and Petroleum Potential: Norwegian Petroleum Society Special Publication 2, p.121-146.
- Embry A.F. 2001. The six surfaces of sequence stratigraphy. A. A. P. G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26–29, Program and Abstracts Volume, 26–27p.
- Embry A.F., Catuneanu O. 2002. Practical Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. Canadian Society of Petroleum Geologists, short course notes, 147p.
- Embry A.F. 2007. Sequence Stratigraphy as a “Concrete” Stratigraphic Discipline. Report of the ISSC Task Group on Sequences Stratigraphy. 104p.

- Emery D., Myers K. 1996. Sequence Stratigraphy. Oxford, Blackwell Science, 297p.
- Faccini U.F., Paim P. S. G. 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. *In*: Ribeiro, H. J. P. S. (Ed.), Estratigrafia de seqüências - fundamentos e aplicações. Ed. Unisinos, São Leopoldo, 341-389p.
- Fairchild T.R., Schopf J.W., Shen-Miller J., Guimarães E.M., Edwards M.D., Lagstein A., Melo-Filho L.S. 1996. Proterozoic microfossils in south-central Brazil. *Precambrian Research*, v. 80, 125-152p.
- Faria A., 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de doutorado, Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, 199 p.
- Faria A., Dardenne M.A. 1995. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso de Goiás-São João d'Aliança - GO. *In*: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 5, Anais, 75-77p.
- Faria A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 198p.
- Faria A. 1985. Geologia do Domo de Cristalina, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*,15: 231-240.
- Fisher W., McGowen J. H, 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Of Geol. Soc., Trans*, 17: 213-248.
- Folk R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *In*: Ham, W.E. (Ed) Classification of carbonate rocks: Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62-85p.
- Folk R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks, Austin: Hemphill's.
- Frazier D. 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular, 26p.
- Galloway W. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *AAPG Bull*, v.73: 125-142.
- Grabau, A.W. 1913. Principles of Stratigraphy. A.G. Seiler, New York, p. 1185.
- Guimarães E.M., Dardenne M.A. 1998. Características de coberturas cratônicas relacionadas com faixas de deformação: as bacias Paranoá e Bambuí e a evolução da Faixa Dobrada Brasília. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, BH, Anais, 4p.

- Guimarães, E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de doutorado, Instituto de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 270p.
- Guimarães E.M., Dardenne M.A., Faria A., Coelho E.S., Piaulino P.O.V. 1986. Relações dos Grupos Paranoá, Jequitaí e Bambuí na Região de Bezerra, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, 853-860p.
- Halverson G.P., Hurtgen M.T., Porter S.M., Collins A.C. 2010. Neoproterozoic–Cambrian biogeochemical evolution. *In: Gaucher C., Sial A.N., Halverson G.P., Frimmel, H. (Eds.), Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana, Dev. Precambrian Geol.*, vol. 16. Elsevier, 351–356p.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**: 1156-1167.
- Haq B.U. 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In *Sedimentation, Tectonics and Eustasy* (D. I. M. Macdonald, Ed.), International Association of Sedimentologists Special Publication 12, 3–39p.
- Hoffman P.H., Crowley J. W., Johnston D.T., Jones D.S., Schrag D.P. 2008. Snowball prevention questioned. *Nature* 456, 10.1038/nature07655.
- Hunt D., Tucker M. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, 1-9p.
- Johnson J., Baldwin C.T. 1986. Shallow siliciclastic Seas. *In: Sedimentary Environments and facies*. 2 Ed. Reading, H. G. Blackwell Scientific Publications, 229-282p.
- Johnson H. D. & Baldwin C. T. 1996. Shallow clastic seas. *In: Reading H. G. ed. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 232-281p.
- Kaufman D.S., Anderson R.S., Bright J., Colman S.M., Dean W.E., Forester R.M., Heil C.W.JR., Jimenez Moreno G., Moser K., Reheis M.C., Rosenbaum J.G., Simmons K.R. 2008. A quarter million years of paleoenvironmental change at Bear Lake Utah-Idaho. *Geological Society of America Special Paper*.
- Leckie D.A., Krystinik L.A. 1989. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary Record in inner to middle – shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 862-870p.
- Martins M. 1999. Análise estratigráfica das sequências mesoproterozóicas (borda oeste) e neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. Unpublished Master Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 247p.

- Martins M., Lemos V.B. 2007. Análise estratigráfica das seqüências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 37 (4-suplemento), 156-167p.
- Mccave I.N. 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Hollland. *Marine Geol.* 10, 199-225p.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth –Sci*, 13, 1-62 p.
- Payton, C. 1977. Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26, 516p.
- Perlmutter M.A., Matthews M. D. 1989. Global cyclostratigraphy – a model. In: Cross, T. A. (ed.). 1989. Quantitative dynamic stratigraphy. New Jersey: Prentice Hall. 233-260p.
- Pimentel M.M., Rodrigues J.B., Dellagiustina M.E.S., Junges S.L., Matteini M., Armstrong R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: A review. *Journal of South American Earth-Sciences*, 31: 345-357.
- Posamentier H., Vail P. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models, *In: Wilgus C., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C., (eds.), Sea level changes: an integrated approach: sepm Spec. Pub.* 42, p. 125-154
- Posamentier H., Allen G. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, # 7, 210 p.
- Reineck H.E., Singh I. B. 1973. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 439p.
- Reineck H.E., Singh I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. Wurzburg: Spring – Verlag, 551p.
- Rodrigues J.B., Pimentel M.M., Dardenne M.A., Armstrong, R.A., 2010. Age, provenance and tectonic setting of the Canastra and Ibiá groups (Brasília belt, Brazil): implications for the age of a Neoproterozoic glacial event in central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29,512-521p.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestone from central Brazil: bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, 107-122p.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. Carbon isotope of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *J. South Am. Earth Sci.*, 18:27-39.

- Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito-Neves B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 61-76.
- Shapes do IGAM (Instituto Mineiro de Gestão das Águas, 2006). Disponível no site www.igam.mg.gov.br/.
- Silva A.J.C., Aragão M.A., Magalhães A.J.C. 2008. Ambiente de Sedimentação Siliciclástica. Editora Beca- BALL, São Paulo, 224-243p.
- Sloss L., W, Krumbein E. Dapples. 1949. Integrated facies analysis: *In: C. Longwell, ed., Sedimentary facies in geologic history: Geological Society America Memoir 39*, 91-124 p.
- Sloss L.L. 1962. Stratigraphic models in exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 46, 1050–1057p.
- Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 74, 93–114p.
- Suguio K. 1973. Introdução à sedimentologia. São Paulo: Editoras Blucher. EDUSP, 317p.
- Suguio K. *Geologia Sedimentar*. 1 ed. São Paulo. Editora Edgard Blucher, 2003.
- Vail P.R., Mitchum Jr., R.M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part one: overview. *In: Payton, C. E. (ed.). Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, 51-52, (Memoir# 26).
- Vail P.R., Mitchum JR., R. M., Thompson S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. *In: Payton, Charles E. (ed.). 1977. Payton, C. E. (ed.). 1977. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa: The American Association of Petroleum Geologists, 83-97p.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez Cruz G. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology an overview. *In: Cycles and events in stratigraphy*, Einsele, G. et al (eds.), Springer-Verlag, New York, 611-159p.
- Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. *In Atlas of Seismic Stratigraphy (A. W. Bally, Ed.)*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 27, 1–10p.
- Van Wagoner J.R., Mitchum R.M., Posamentier H., Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. *In: Bally AW. (Ed.)*. Atlas of seismic stratigraphy, vol. 1, AAPG Studies in Geology, 27: 11–14.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and keys definition. *In: Wilgus C., Hastings B.S., Kendall C.G., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C., (eds)*, Sea level changes: an integrated approach: SEPM Spec. Pub. 42, 39-46p.

- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M.JR., Campion K.M., Rahmanian V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologist, Methods in Exploration series, 7, 55p.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson III S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed, by C.E. Payton), 83-97p.
- Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. *In: Atlas of Seismic Stratigraphy* (A. W. Bally, Ed.), American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 27, 1–10p.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P.N., and Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. *In: Cycles and Events in Stratigraphy*. (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds.),. Berlin, Springer-Verlag , 617–659p.
- Walker R.G. 1979. Facies Models. Toronto, Geological Assoc. of Canada.
- Walker R.G., James N.P. 1992. Facies models response to sea level change. Geological Association of Canadá, 407p.
- Wheeler H.E. 1958. Time stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 42, 1047–1063p.
- Wheeler H.E., Murray H.H. 1957. Baselevel control patterns in cyclothemic sedimentation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 41, 1985–2011p.
- Wheeler H.E. 1959. Unconformity bounded units in stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 43, 1975–1977p.
- Wheeler H.E. 1964. Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. Geological Society of America Bulletin, Vol. 75, 599–610p.
- Wilgus C.K., Hastings B. S., Kendall C.G. St.C., Posamentier H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner J.C. (Eds.). 1988. Sea Level Changes—An Integrated Approach. SEPM Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, Special Publication 42, 407p.
- Zalán P.V., Romeiro-Silva P.C. 2007. Bacia do São Francisco. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, 561-571p.