

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO



**Estratigrafia de Sequências do  
Supergrupo Espinhaço  
na Região Entre Macaúbas e  
Canatiba - Bahia**

KARLA OLINDINA PACHECO DE MEDEIROS

SALVADOR – BAHIA  
OUTUBRO – 2013

Documento preparado com o sistema L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X.



# Estratigrafia de Sequências do Supergrupo Espinhaço na Região Entre Macaúbas e Canatiba - Bahia

por

KARLA OLINDINA PACHECO DE MEDEIROS  
Geólogo (Universidade Federal da Bahia - 2005)

Orientador: Prof. Dr. Michael Holz

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM GEOCIÊNCIAS

EM

GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

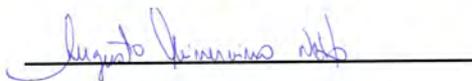
Comissão Examinadora



Dr. Michael Holz - Orientador - UFBA



Dr. Carlson de Matos de Maia Leite - PETROBRAS



Dr. Augusto Minervino Neto - IGEO/UFBA

Aprovada em 21 de outubro de 2013

Ficha Catalográfica:

M467 Medeiros, Karla Olindina Pacheco de.  
Estratigrafia de seqüências do Supergrupo Espinhaço na região entre Macaúbas e Canatiba – Bahia. / Karla Olindina Pacheco de Medeiros. -- Salvador, 2013.  
109 f. il.; contém 9 anexos.

Orientador Michael Holz.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências.

1. Estratigrafia – Bahia. 2. Sedimentologia - Bahia. 3. Bacias Sedimentares - Bahia. I. Holz, Michael. II. Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências. III. Título.

CDD: 551.709814

"Teorias são como redes lançadas para apreender o que chamamos de "o mundo"; para racionalizá-lo, explorá-lo e dominá-lo. E nós, tentamos fazer a malha tornar-se cada vez mais fina".

*Karl Popper*

# Resumo

A Estratigrafia de sequências é o estudo das sucessões estratigráficas a partir da divisão do preenchimento de uma bacia em pacotes geneticamente relacionados e separados por discordâncias ou suas concordâncias correlativas. O presente estudo foi realizado através da produção de perfis e análises de fácies e, embora o esquema básico da Estratigrafia de Sequências tenha sido desenvolvido para o Fanerozóico, desde a década de oitenta demonstrou-se sua aplicabilidade ao Proterozóico, o que foi testado nas rochas do Supergrupo Espinhaço, aflorantes na serra do Espinhaço Setentrional entre o polígono formado pelas localidades Macaúbas, Boquira e Canatiba-Ba. A Serra do Espinhaço estende-se de sul para norte desde o estado de Minas Gerais e é formada por rochas de idade proterozóica constantes de arenitos, quartzitos, conglomerados, argilitos, filitos e rochas vulcânicas ácidas e básicas, falhadas e metamorfisadas. Com base na interpretação dos resultados obtidos e utilizando a definição genérica do conceito de hierarquia, que implica na existência de uma relação entre a estrutura de níveis hierárquicos, sugeriu-se três sequências de primeira ordem, quatro sequências de segunda ordem e quatro sequências de terceira ordem para o intervalo estudado. Comprova-se que é possível e eficaz a aplicação da ferramenta Estratigrafia de Sequências em terrenos Precambrianos utilizando-se dados de afloramentos.

**Palavras-Chave:** Estratigrafia de Sequências, Precambriano, bacias sedimentares, Supergrupo Espinhaço.

# Abstract

Sequence Stratigraphy is a tool of stratigraphic analysis where the basins infill is divided into genetically related successions separated by unconformities and their correlative conformities, and characterized by their aggradacional, progradacional or retrogradacional sedimentation patterns. In the present paper, the basic scheme of sequence stratigraphy, developed for the Phanerozoic since the late 1980's, is tentatively applied to a Proterozoic succession. The application test was developed for the metasedimentary rocks of the northern part of the Espinhaço Supergroup, which extends in a south-to north direction from the states of Minas Gerais to Bahia, and consists of rocks from the Meso-Proterozoic age formed by faulted and metamorphosed sandstones, quartzites, conglomerates, shales, phyllites and acidic and basic volcanic rocks. The study area is outcropping in the polygon formed by the counties of Macaúbas, Boquira and Canatiba, in the central region of Bahia state, Brazil. The study was based on field data acquisition and on the description of stratigraphic profiles, forming the basis for facies and depositional systems analysis. Based on the interpretation of the results and the general definition of hierarchy, which led to the recognition of a relationship between successions of different hierarchical levels, the study resulted in the recognition of three first-order sequences, four second-order sequences and four third-order sequences for the studied interval. It is suggested that the application of the sequence stratigraphy tool to Precambrian metasedimentary successions is possible and effective regarding both well and outcrop data.

**Keywords:** Sequence Stratigraphy, Precambriano, sedimentary basins, Espinhaço Supergroup.

# Índice

<b>Resumo</b> . . . . .	4
<b>Abstract</b> . . . . .	5
<b>Índice</b> . . . . .	6
<b>Índice de Tabelas</b> . . . . .	8
<b>Índice de Figuras</b> . . . . .	9
<b>1 Introdução</b> . . . . .	15
1.1 Objetivos gerais . . . . .	16
1.2 Objetivos específicos . . . . .	16
<b>2 Geologia regional e trabalhos anteriores</b> . . . . .	17
2.1 Modelo geotectônico para a Bacia do Espinhaço . . . . .	22
2.2 Trabalhos anteriores na área de estudo . . . . .	35
<b>3 Fundamento teórico</b> . . . . .	38
3.1 Nível de base e acomodação . . . . .	41
3.2 Padrões de empilhamento . . . . .	42
3.3 Trato de sistemas . . . . .	46
3.3.1 Trato de Sistemas de Regressão Forçada (TSRF) . . . . .	47
3.3.2 Trato de Sistemas de de Nível Baixo (TSNB) . . . . .	47
3.3.3 Tratos de Sistemas Transgressivo (TST) . . . . .	47
3.3.4 Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) . . . . .	47
3.3.5 Trato de Sistemas Regressivos (TSR) . . . . .	49
3.4 Hierarquia . . . . .	49
3.5 Precambriano x Fanerozoico – Histórico, variações no nível do mar, sedimentação e sistemas deposicionais . . . . .	54
3.5.1 Mares Precambrianos . . . . .	59

---

3.5.2	Glaciações . . . . .	62
3.5.3	Sistemas Fluviais . . . . .	62
3.5.4	Sistemas Eólicos . . . . .	63
3.5.5	Sistemas Deltáicos . . . . .	64
3.5.6	Sistemas Lacustres . . . . .	65
<b>4</b>	<b>Materiais e métodos . . . . .</b>	<b>66</b>
4.1	Pesquisa bibliográfica . . . . .	66
4.2	Etapas de campo . . . . .	66
4.3	Elaboração dos perfís estratigráficos . . . . .	67
4.4	Elaboração das tabelas . . . . .	69
<b>5</b>	<b>Resultados . . . . .</b>	<b>72</b>
5.1	Apresentação e descrição das fácies . . . . .	72
5.1.1	L – Lamitos . . . . .	73
5.1.2	AF – Arenitos com estratificação cruzada festonada . . . . .	74
5.1.3	AOA – Arenito com marcas onduladas assimétricas . . . . .	74
5.1.4	AOS – Arenito com marcas onduladas simétricas . . . . .	74
5.1.5	APP – Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo <i>swash</i> a plano paralela . . . . .	74
5.1.6	AH – Arenito com estratificação <i>Hummocky</i> . . . . .	75
5.1.7	AWL – Arenito com acamamento <i>wavy/linsen</i> - heterolito . . . . .	75
5.1.8	ATB – Arenito com estratificação formando <i>tidal bundles</i> . . . . .	75
5.1.9	AFG – Arenito/lamito sob processo de fluxo gravitacional . . . . .	75
5.1.10	CMS – conglomerado matriz suportado . . . . .	76
5.1.11	CCS – conglomerado clasto suportado . . . . .	76
<b>6</b>	<b>Discussão . . . . .</b>	<b>88</b>
<b>7</b>	<b>Conclusão . . . . .</b>	<b>92</b>
	<b>Agradecimentos . . . . .</b>	<b>94</b>
	<b>Referências Bibliográficas . . . . .</b>	<b>96</b>

# Índice de Tabelas

4.1	tabela de fácies . . . . .	71
5.1	tabela de associação de fácies . . . . .	73

# Índice de Figuras

2.1	(A) mapa de localização; (B) distribuição do Sg. Espinhaço no território brasileiro (áreas em preto) e limite do cráton do S. Francisco (vermelho) (modificado de Danferfer, 2000) . . . . .	19
2.2	Estratigrafia do Espinhaço (de Loureiro et, al. 2008). . . . .	21
2.3	(A) Mapa estrutural simplificado do Espinhaço setentrional, mostrando os principais elementos estruturais. (B)- Modelo esquemático do arcabouço tectônico gerado pelo soerguimento vertical do bloco do Paramirim (Moutinho da Costa Inda, 1982 de Danderfer, 2000). . . . .	23
2.4	Evolução da Bacia Espinhaço no domínio fisiográfico do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, segundo Shcobbenahus (1993 e 1996) ( <i>apud</i> Danderfer, 2000). . . . .	24
2.5	Modelos de geração e inversão da bacia Espinhaço no domínio cratônico. (A) modelo de bacia em gráben por Costa e Inda (1982); (B) modelotectonomagmático por Sá (1981) e (C) modelo com um alto estrutural central por Alkimim <i>et al</i> (1993). BP-bloco Paramirim; CD-Chapada Diamantina e ES-Espinhaço Setentrional (de Danderfer, 2000). . . . .	26
2.6	Esboço da área. A - registra os efeitos do magmatismo ácido, relacionado com o desenvolvimento do Supersistema Alfa; B - Distribuição do rifte Pajeú, relacionado com o desenvolvimento do supersistema Beta; C - Distribuição do sistema eólico definido no Supersistema Gama, no Estado da Bahia (modificado de Danderfer, 2000). . . . .	27
2.7	Esboço da área. A - Deposição das associações de fácies que integram a ULF Riacho Fundo, do rifte Pajeú; B -Crosta ensiálica compensada termomecanicamente, onde o ajuste termoflexural operante no decorrer da compensação de anomalias termais foi responsável por gerar espaço para a acumulação do Sistema Bom Retiro e relações de contato verificadas ao longo da discordância D5, entre o Sistema Bom Retiro e as unidades subjacentes (modificado de Danderfer, 2000). . . . .	29
2.8	Preenchimento da Sinéclise São Marcos (de Danderfer, 2000). . . . .	30

2.9	Esboço da área. A - Distribuição esquemática do Supersistema Delta; B - distribuição das unidades que integram o Supersistema Épsilon; C - Esboço das áreas que registram o preenchimento de sub-bacias geradas durante a tafrogênese toniana e definidas no Supersistema Zeta, no Estado da Bahia (modificado de Danderfer, 2000). . . . .	32
2.10	Modelo de bacia para explicar a sucessão estratigráfica do Sistema Sítio Novo. Elevação generalizada do nível do mar, ocasionando o afogamento completo da bacia e o transpasse além dos limites do rifte. Nesse estágio ocorre a deposição das associações de fácies da ULF Garapa e do terço superior da Viramundo, além dos carbonatos da ULF Sucurial (de Danderfer, 2000). . . . .	33
2.11	Paleogeografia e preenchimento da bacia Santo Onofre (de Danderfer, 2000).	33
2.12	Seções geológicas esquemáticas mostrando os estilos estruturais resultantes da inversão tectônica da Bacia Espinhaço, no Estado da Bahia (de Danderfer, 2000). . . . .	34
3.1	Modelos de Sequência Estratigráfica ( de Catuneanu <i>et al.</i> , 2009). . . . .	39
3.2	Nomenclatura dos tratos de sistemas e de tempo de limites de sequência para os modelos de sequências estratigráficas existentes (de Catuneanu, 2006). Abreviações: TSNB — trato de sistemas de nível baixo; TST — trato de sistemas transgressivo; TSNA — Trato de sistemas de nível alto; TSRF — trato de sistemas de regressão forçada; TSR — trato de sistemas regressivo; T-R — transgressivo–regressivo; CC*—conformidade correlativa sensu Posamentier Allen (1999); CC** — conformidade correlativa sensu Hunt e Tucker (1992); STM — superfície de transgressão máxima; SRM — superfície de regressão máxima. Referências para as propostas dos diferentes modelos de sequências são fornecidos na figura 3.1. . . . .	40
3.3	(A) Desenho esquemático mostrando o nível de base, que é essencialmente o nível do mar, e representa o nível mais baixo onde seria possível a erosão do relevo continental e o perfil de equilíbrio fluvial que representa o nível no qual os rios conseguem transportar seus sedimentos sem erosão ou deposição significativa. (B) Devido à existência do nível de base das ondas, na realidade, o nível de base está localizado alguns metros abaixo do nível do mar, porém o nível de base é colocado no nível do mar para efeito de simplificação dos modelos (de Holz 2012). . . . .	42

- 3.4 (A) Nível de base estratigráfico - superfície altamente teórica formada pela combinação do nível de base e perfil de equilíbrio e abaixo da qual o acúmulo sedimentar é possível tanto no domínio continental quanto marinho. (B) Perfil de equilíbrio ajustado ao nível do mar e a um lago na zona proximal. Nesse caso, ocorre uma variação no nível de base devido a uma queda eustática, por exemplo, a parte proximal do sistema fluvial não vai reagir como a parte distal. Note que ocorreu rebaixamento do nível de base, acompanhado pelo deslocamento do perfil de equilíbrio e erosão do relevo em quase toda a área, menos na região onde o perfil de equilíbrio é controlado pelo lago (de Holz, 2012). . . . . 43
- 3.5 O conceito de acomodação designa o volume de espaço disponível para ser preenchido por sedimento, representado pelo espaço entre o substrato deposicional da bacia e o nível de base, tanto na área continental quanto marinha. (A) Situação de nível de base baixo, quando só há espaço de acomodação no mar. (B) Situação de nível de base alto, criando espaço de acomodação também na área continental (de Holz, 2012). . . . . 44
- 3.6 Parassequências. (A) Sistema litorâneo dominado por ondas; (B) Frente deltaica; (C) Sistema deposicional costeiro dominados por maré. . . . . 45
- 3.7 Padrão de empilhamento vertical de conjuntos de parassequências. . . . . 46
- 3.8 Padrões de empilhamento estratais relacionados com trajetória da linha de costa. Linhas em ziguezague indicam mudanças laterais de fácies dentro de corpos sedimentares individuais. O diagrama mostra os tipos possíveis de trajetória litoral durante as mudanças (subida ou descida) no nível relativo do mar. Abreviatura: NRM - nível relativo do mar (de Catuneanu *et al.*, 2011). 48
- 3.9 Representação esquemática do conceito de hierarquia. A utilização de "baixa" versus "alta" ordens é inconsistente: referem-se a alguns ciclos de primeira ordem, como os ciclos de ordem superior, fazendo referência para a posição elevada desses ciclos dentro da pirâmide hierárquica; outros autores se referem a ciclos de primeira ordem como baixa ordem, fazendo referência aos números atribuídos a cada ordem. Por esta razão, recomenda-se termos menos ambíguos de "alta hierarquia" versus "baixa hierarquia" (de Catuneanu *et al.*, 2011). . . 50

3.10	Sistema de hierarquia baseado na magnitude das mudanças do nível de base, que resultaram na formação de superfícies limitantes. (1) Representação esquemática de cinco ordens de limites de seqüência, determinadas a partir de características que refletem limite mudança no nível de base. (2) Os princípios da determinação do fim de uma seqüência: uma seqüência não pode conter em si um limite de seqüência de igual ou maior magnitude que o seu limite de menor magnitude, o fim de uma seqüência é igual a ordem de magnitude mais baixa do respectivo limite (de Catuneanu <i>et al.</i> , 2005). . . . .	53
3.11	Sumário de um gráfico de tempo ilustrando a formação do sistema solar e a evolução da Terra primitiva (de Catuneanu <i>et al.</i> , 2004). . . . .	57
3.12	Modelo clássico de mar epêirico de Shaw (1964) e Irwin (1965) ( <i>apud</i> Catuneanu <i>et al.</i> , 2004). . . . .	60
3.13	Modelo para águas rasas de mar epêirico Paleoproterozóico com baixo gradiente proposto para a Formação Silverton por Eriksson <i>et al.</i> (2002) (de Catuneanu <i>et al.</i> , 2004). . . . .	61
4.1	Símbolos usados para perfis gráficos sedimentares. . . . .	68
4.2	Modelo de folha para a construção de registros gráficos sedimentares. Modificado de Nichols (2009). . . . .	68
4.3	Detalhe dos subambientes e suas fácies de um sistema deposicional costeiro em progradação. NBON = nível de base das ondas normais, NBOT = nível de base das ondas de tempestade (de 21) . . . . .	70
5.1	(A) Lamito carbonoso. KM 28. Afloramento em lajedo; (B) Lamito intercalado com espessas camadas de arenito. KM 23. Afloramento em lajedo; (C) Lamito intercalado com camadas de arenito. KM 15. Afloramento em lajedo. A, B e C: os lamitos são interpretados como formados por sedimentação em condições de baixa energia/decantação. . . . .	77
5.2	(A) Lamito. KM 08. Afloramento em corte de estrada; (B) Lamito alterado. KM 05. Afloramento em corte de estrada; (C) Lamito separando camadas de arenito. KM 27. Afloramento em corte de estrada. A, B e C: os lamitos são interpretados como formados por sedimentação em condições de baixa energia/decantação. . . . .	78

- 5.3 (A) Estratificação cruzada festonada. KM 26. Afloramento em pedreira abandonada; (B) Estratificação cruzada festonada. KM 19. Afloramento em lajedo; (C) Estratificação cruzada festonada. KM 14. Afloramento em corte de estrada. A, B e C são formados sob ação de fluxo de correntes subaquosas unidirecionais. . . . . 79
- 5.4 (A) Estratificação cruzada festonada. KM 04. Afloramento em lajedo; (B) Base de estratificação cruzada festonada com acúmulo de granulos na base da estratificação. KM 03. Afloramento em drenagem seca; (C) Arenito com marcas onduladas assimétricas no topo. KM 23. Afloramento em lajedo. A, B e C são formados sob ação de fluxo subaquoso unidirecional . . . . . 80
- 5.5 (A) Arenito com marcas onduladas assimétricas no topo. KM 01. Afloramento em lajedo; (B) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo. KM 25. Afloramento em corte de estrada; (C) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo da camada. KM 06. Afloramento em corte de estrada. A é formado sob ação de fluxo unidirecional, enquanto B e C são formados por transporte escilatório. . . . . 81
- 5.6 (A) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo. KM 03. Afloramento em drenagem seca. Formados por transporte escilatório; (B) Estratificação *swash* . KM 14. Afloramento em lajedo; (C) Estratificação cruzada de baixo ângulo (*swash* ). KM 09. Afloramento em corte de estrada. B e C são formados por deposição sob condições de alta energia, com truncamento de baixo ângulo. . . . . 82
- 5.7 (A) Estratificação cruzada *hummocky* . KM 22. Afloramento em lajedo; (B) Estratificação cruzada *hummocky* . KM 03. Afloramento em drenagem seca. B e C são resultados de deposição por fluxo oscilatório sob ação de ondas de grande energia; (C) Laminações onduladas *wavy/linsen* . KM 22. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo unidirecional, com regime intermediário formando ondulações em regiões com areia e lama. . . . . 83
- 5.8 (A) Laminações onduladas *wavy/linsen* . KM 14. Afloramento em lajedo; (B) Estruturas de fluidização. KM 06. Afloramento em corte de estrada. A e B são Formados por fluxo unidirecional, com regime intermediário formando ondulações em regiões com areia e lama.; (C) Laminações formando *Tidal Bundles* . KM 12. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo bidirecional com uma direção preferencial de corrente dominante e períodos de menor energia para a precipitação de lama. . . . . 84

---

5.9	(A) Laminações formando <i>Tidal Bundles</i> . KM 11. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo bidirecional com uma direção preferencial de corrente dominante e períodos de menor energia para a precipitação de lama; (B) Intercalação arenito/lamito devido deposição via fluxo gravitacional. KM 25. Afloramento em corte de estrada. . . . .	85
5.10	(A) Intercalação arenito/lamito. KM 27. Afloramento em corte de estrada; (B) Conglomerado matriz suportado, com gradação normal. KM 04. Afloramento em lajedo. Ambos depositados sob ação de fluxo gravitacional . . . .	86
5.11	(A) Conglomerado matriz suportado. KM 04. Afloramento em lajedo; (B) Conglomerado matriz suportado. KM 02. Afloramento em lajedo e corte de estrada. A e B são depositados pela ação de fluxo de gravidade; (C) Conglomerado clasto suportado. KM 07. Afloramento em corte de estrada transportado por fluxo aquoso unidirecional. . . . .	87
6.1	Coluna estratigráfica esquemática mostrando os sistemas definidos por Danderfer (2009) (modificado de Danderfer, 2000) e interpretação com base na Estratigrafia de Sequências na região estudada(legenda: SRM - Superfície Regressiva Máxima; STM - Superfície Transgressiva Máxima). . . . .	91

# 1

## Introdução

Este trabalho apresenta a aplicação da ferramenta Estratigrafia de Sequências em terrenos precambrianos, e a sua principal motivação foi comprovar a eficácia da sua utilização em dados de afloramento, uma vez que a Estratigrafia de Sequências já é largamente empregada, e com sucesso, na interpretação de dados geofísicos sísmicos.

A etapa preparatória envolveu estudos bibliográficos sobre a área e sobre a Estratigrafia de Sequências. A etapa de campo foi realizada em duas campanhas e posteriormente a integração de todos os dados adquiridos forneceram subsídios para a interpretação.

A área estudada tem como principais domínios geomorfológicos o Vale do Paramirim, onde estão instaladas as sedes municipais de Boquira, Macaúbas e Oliveira dos Brejinhos e a porção setentrional da Serra do Espinhaço. A região exibe uma paisagem exuberante, com uma geometria de vales e cristas dispostas paralelamente refletindo um alto controle estrutural. As altitudes variam entre 400 m e 600 m nas planícies e em torno de 800 m nos morros do domínio do Vale do Paramirim. Já no domínio da Serra do Espinhaço a altitude varia entre 1000 m e 1500 m. De modo geral o clima é semiárido, quente e seco (RADAMBRASIL, 1982), com média anual acima de  $18^{\circ}C$ , com vegetação tipicamente caatinga. Em alguns locais podem ser visualizadas pinturas rupestres que, aliadas à beleza natural da região, fornecem um potencial turístico ainda não explorado.

Nos próximos capítulos serão abordados respectivamente a localização da área estudada e sua inserção no contexto geológico regional, os fundamentos teóricos relevantes para este estudo, metodologia utilizada, resultados obtidos e conclusão.

## 1.1 Objetivos gerais

O objetivo deste trabalho é estudar as rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço que afloram na serra de Espinhaço Setentrional, na região entre as localidades de Macaúbas, Boquira e Canatiba - BA.. Este estudo será feito sob o ponto de vista da Estratigrafia de Sequências, a fim de definir hierarquias a partir de dados de afloramentos.

## 1.2 Objetivos específicos

- i. Definir fácies.
- ii. Definir sistemas deposicionais.
- iii. Entender a evolução paleogeográfica da área.
- iv. Estabelecer um arcabouço estratigráfico sequencial para a área.
- v. Confirmar este arcabouço com trabalhos anteriores e discutir as diferentes propostas.

# 2

## Geologia regional e trabalhos anteriores

A Serra do Espinhaço recebeu este nome pelo geólogo alemão Ludwing Von Eschwege, no século XIX, numa referência explícita de sua variação longitudinal e estreita como uma espinha, quase uma linha reta, direcionada N-S estendendo-se pelos estados da Bahia e Minas Gerais. Reune um conjunto de serras, montes, vales e montanhas, das quais tem-se a Serra dos Cristais, Serra Geral, Chapada Diamantina, Serra do Cipó e Serra do Ouro Branco, como algumas de suas feições mais conhecidas. É também um importante divisor de águas na parte oriental do território Nacional.

As áreas de ocorrência dos diferentes seguimentos da “Serra do Espinhaço” foram classificadas geograficamente da seguinte forma (Chemale Jr. et al., 2011):

- i. Espinhaço Meridional: Estende-se das proximidades de Belo Horizonte (MG) e prolonga-se ininterruptamente até a região de olhos D’Água (MG);
- ii. Serra do Cabral: Segmento oriental da cadeia em Minas Gerais e incluía a Serra da Água Fria;
- iii. Espinhaço Setentrional: inicia-se na altura do paralelo 17°30’S em Minas Gerais, onde há separação e deslocamento da parte meridional na direção NNE por aproximadamente 30 km, seu prolongamento é contínuo do flanco oriental até o estado da Bahia.
- iv. Chapada Diamantina: Distribuída completamente na porção centro-oriental da Bahia.

A região de interesse deste trabalho se concentra na porção do Espinhaço Setentrional, especificamente localizada na região central do estado da Bahia (Figura 2.1). Esta área está

situada na porção centro leste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) está contida no domínio noroeste da feição geotectônica do corredor de deformação do Paramirim que, segundo Alkimim et al. (1993), foi gerada no Brasiliano. Este corredor de deformação corta o Cráton do São Francisco na direção NNW-SSE, dividindo-as em dois domínios de vergência centrípeta: Espinhaço Setentrional (a oeste) e Chapada Diamantina (a leste).

Almeida (1977) foi quem propôs a primeira delimitação precisa do Cráton do São Francisco, segundo o qual corresponderia a um seguimento crustal consolidado no Paleoproterozoico e cujo substrato anterior a 1.8 Ga teria sido poupado de deformação e metamorfismo durante o Neoproterozoico. Ainda com relação ao Cráton do São Francisco, de acordo com Barbosa e Sabaté (2003), este seria truncado por um rifte abordado, com orientação N-S a partir do qual foram depositados os sedimentos do Supergrupo Espinhaço e São Francisco, respectivamente Meso e Neoproterozoicos.

O corredor de deformação do Paramirim (Alkimim et al., 1993) é a feição geológica mais expressiva na região e abrange uma porção do Bloco Gavião e do Paramirim.

Os litotipos correspondentes ao embasamento pré-espinhaço são o Complexo Gnáissico-Migmatítico, o Complexo Santa Isabel, o Complexo Paramirim, o Complexo Riacho de Santana, e o Complexo Boquira. À leste da área dominam as rochas dos seguintes complexos: Paramirim, formado por gnaisses diatexitos e metatexitos (Pedreira, 1994), de idades paleoproterozoico ou arqueano que foram afetados pelo Ciclo Jequié (datado em torno de 2.7 Ga) e, Complexo Boquira que constitui uma sequência metavulcanosedimentar do tipo Greenstone belt, com idade máxima de 2.7 Ga (idade do complexo Paramirim) e mínima de 2.0 Ga (idade do granito Boquira, intrusivo na sequência) (Arcanjo et al., 2000).

Apesar de o Complexo Paramirim ocorrer também a oeste, a sudoeste há um predomínio das rochas que formam o Complexo Riacho de Santana que são representadas por sequências metavulcanossedimentares e metassedimentares, metamorfizadas nas fácies xisto-verde e anfibolito (Arcanjo et al., 2000).

O Supergrupo Espinhaço corresponde a uma megassequência Vulcanosedimentar com sedimentos terrígenos e marinhos depositadas entre 1.8 Ga e 1.0 Ga. Em termos litoestratigráficos Loureiro et al. (2009) dividiu-a em três grupos: 1) Grupo Oliveira dos Brejinhos, correspondendo a Formação São Simão, constituída por rochas vulcânicas ácidas e a Tectono sequência Pajeú, com as formações Pajeú e Sapiranga, constituída por metapelitos, metarenitos impuros e metaconglomerados; 2) O grupo São Marcos, contendo as formações Bom Retiro, de origem eólica; Riacho do Bento, depositada em ambiente marinho litorâneo e Mosquito, de origem marinha rasa; 3) Grupo Santo Onofre que compreende a Formação Fazendinha, constituída por metarenitos e metaconglomerados flúvio-eólicos, a Formação Serra

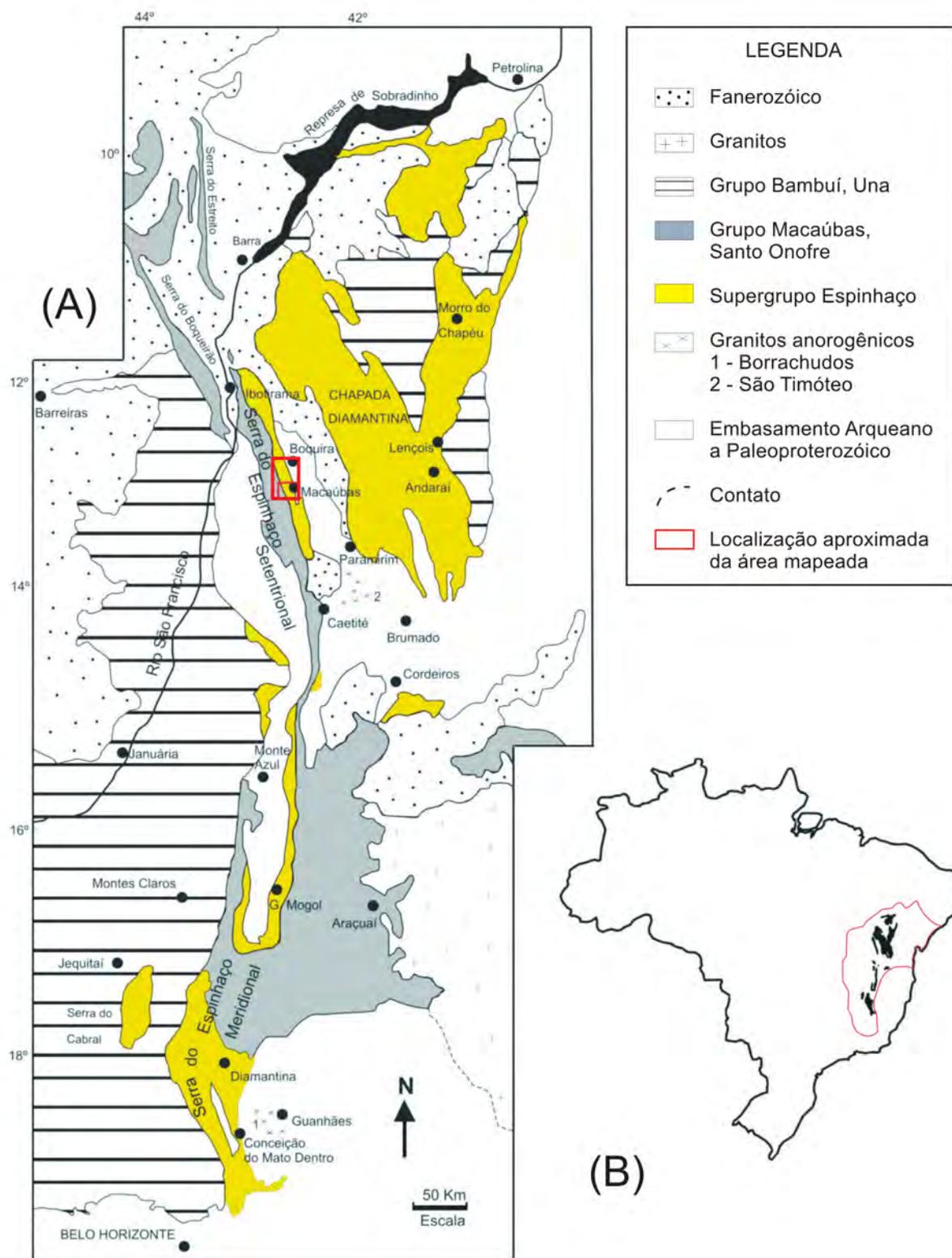


Figura 2.1: (A) mapa de localização; (B) distribuição do Sg. Espinhaço no território brasileiro (áreas em preto) e limite do cráton do S. Francisco (vermelho) (modificado de Danferfer, 2000)

da Vereda, constituída por metaquartzarenito com dumortierita e metargilitos de origem litorânea, a Formação Serra da Garapa composta por flitos grafilosos, metarenitos impuros e metadolomitos marinhos e a Formação Boqueirão, constituída por quartzarenito marinho raso.

A cobertura do Espinhaço Setentrional é formada pelo Supergrupo São Francisco, representado por rochas carbonáticas e terrígenas, depositadas em ambiente marinho com contribuição glaciogênica de idade neoproterzoica. Os grupos Macaúbas e Bambuí representam o Supergrupo São Francisco na Bacia do São Francisco. O Grupo Macaúbas é constituído por metadiamicititos com gradação para metapelitos e quartzitos e o Grupo Bambuí é formado por uma extensa cobertura pelito-carbonática, com idades de 600 Ma (método Rb/Sr em rocha total, (Amaral e Kawashita, 1967 *apud* Freitas (2012)). Ao longo dos anos essa classificação vinha sendo modificada por outros autores que incluíam ou excluíam formações e grupos e/ou redefiniam o termo Supergrupo Espinhaço como pode ser observado em resumo na Figura 2.2.

O domínio vulcanossedimentar, alvo deste trabalho, teria se acumulado em uma bacia sedimentar de idade proterozoica, que sofreu deformação apenas no brasileiro (Almeida, 1977). Segundo Guimarães (2000) e Martins Neto e Alkmin (2001) (*apud* Loureiro et al. (2009)), a sedimentação do supergrupo S. Francisco, que é cobertura do Supergrupo Espinhaço, ocorreu entre 950 e 600Ma.

As interpretações sobre a origem e evolução da Bacia do Espinhaço incluem:

- i. rifte intracratônico (Sá, 1981); (Alkimim et al., 1993) e (Neves et al (1996) *apud* Loureiro et al. (2009)).
- ii. dois riftes superpostos (Schobbenhaus, 1993).
- iii. bacia foreland (Silva, 1994 *apud* Loureiro et al. (2009)).
- iv. bacia poli-histórica sucessora (Domingues, 1996 *apud* Loureiro et al. (2009)).
- v. riftes e sinéclises (Danderfer Filho, 2000).
- vi. Rift-Sag e sinéclise (?); e (Guimarães, 2008 *apud* Loureiro et al. (2009)).

Sobre a deformação do Supergrupo Espinhaço, Sá et al. (1976) e Neves (1979) sugerem que em torno de 1,2 Ga, durante uma provável orogênese do Espinhaço, ocorreu o pico principal de deformação. Um único evento de deformação durante o Brasileiro, para os sedimentos dos grupos Espinhaço e São Francisco, envolvendo parcialmente o embasamento

Costa & Silva 1980		Barbosa & Dominguez 1996		Schobbenhaus 1996		Danderfer Filho 2000			Souza et al. 2003		Projeto Barra - Oliveira dos Brejinhos 2008			
Domínio I	Domínio II	Grupo	Formação	Grupo	Formação	Grupo	Formação	Grupo	Formação	Grupo	Formação	Grupo	Formação	
Boqueirão	Viramundo	Serra Geral	Santo Onofre	Santo Onofre	João Dias	Santo Onofre	Boqueirão	Santo Onofre	Santo Onofre Unid. Canatiba	Grupo Oliveira dos Brejinhos	Boqueirão	Santo Onofre	Boqueirão	
Santo Onofre	Serra da Vereda		Canatiba		Canatiba									
Serra dos Brejinhos	Fazendinha	Serra da Vereda	Viramundo	Garapa ( com o membro Sucursal )	Viramundo	Vereda	Fazendinha	Sítio Novo Unid. Viramundo Unid. Garapa Unid. Vereda	Sítio Novo Unid. Viramundo Unid. Garapa Unid. Vereda		São Marcos			Mosquito
Serra da Garapa	Mosquito	Fazendinha ( com o membro Mosquito )	Vereda	Fazendinha	Mosquito	Mosquito	Mosquito	Mosquito	Mosquito	Riacho do Bento		Riacho do Bento		
João Dias	Riacho do Bento	Borda Leste	Riacho do Bento	Oliveira dos Brejinhos	Riacho do Bento	São Marcos	Riacho do Bento	Santo Onofre	Riacho do Bento	São Marcos	Bom Retiro	Bom Retiro	Bom Retiro	Bom Retiro
Bom Retiro	Bom Retiro		Bom Retiro		Bom Retiro		Bom Retiro				Bom Retiro		Bom Retiro	Bom Retiro
	Pajeú		Pajeú		Pajeú	Pajeú	Bomba	Pajeú	Pajeú	Oliveira dos Brejinhos	Sapiranga	Oliveira dos Brejinhos	Sapiranga	Pajeú
	Rio dos Remédios		Rio dos Remédios			Botupora	Riacho Fundo				São Simão		São Simão	Algodão
							Sapiranga				Algodão			
							São Simão							
							Algodão							

Figura 2.2: Estratigrafia do Espinhaço (de Loureiro et, al. 2008).

foi defendido por Danderfer Filho (1990) e Lagoeiro (1990), mais tarde, Guimarães et al. (2005) confirmou esse envolvimento através de datação Ar-Ar em muscovita de ortognaisse milonítico na região do Paramirim que resultou na idade centrada em 486 Ma.

## 2.1 Modelo geotectônico para a Bacia do Espinhaço

As primeiras investigações de detalhe a cerca do arcabouço estrutural do Espinhaço Setentrional foi realizado por Moutinho da Costa e Silva (1980) que propuseram o Bisinclinório regional de Santo Onofre, constituída por duas estruturas sinclinoriais vizinhas. Segundo eles, a falha de Santo Onofre, que separa estas estruturas, apresenta complexa história evolutiva, tendo atuado com movimentos reverso, normal e transcorrente no decorrer do tempo geológico e cujos indicadores cinemáticos sugerem que o bloco oeste da falha (sinclinório ocidental) teria soerguido em relação ao bloco leste. Simultaneamente o bloco oriental teria se movimentado para o norte em relação ao seu oposto (Figura 2.3).

O sinclinório oriental compreende o trecho do Espinhaço Setentrional limitado a leste pelo Bloco do Paramirim e a oeste pela falha de Santo Onofre. De modo geral, os gradientes de deformação e metamorfismo na área aumenta de norte para o sul e de oeste para leste na fácies xisto-verde.

Os elementos tectônicos observados por Danderfer Filho (2000) foram interpretados como o resultado de um campo compreensivo E-W que afetaram também as rochas sedimentares do Supergrupo São Francisco (a Oeste da Serra) e que levou os autores a relacionar a deformação compressiva principal com o evento Brasileiro. As estruturas normalmente vergem para Oeste.

Existem principalmente dois aspectos elaborados para explicar a evolução geológica da Bacia do Espinhaço. A tectônica que teria formado a bacia e a principal inversão tectônica do seguimento estudado. As primeiras, baseadas na teoria geossinclinal (ex: Barbosa, 1952, Pflug et al, 1969 *apud* Danderfer Filho (2000)) interpretando esse seguimento como um rifte intracratônico (Sá, 1981), um aulacógeno (Moutinho da Costa e Inda, 1982) cujo processo de rifteamento foi abortado no decorrer da sua evolução. Segundo Alkimim et al. (1989), Marshak e Alkimim (1989), Almeida-Abreu (1995) e Schobbenhaus (1993), Schobbenhaus (1996) apresentam a evolução do seguimento baiano (Sá, 1981) devido a duas tafrogêneses superpostas, uma de idade neoproterozóica (Rifte Santo Onofre) e outra paleomesoproterozóica (Rifte Espinhaço) (Figura 2.4). O prolongamento Sul do Espinhaço Setentrional em Minas Gerais, iniciou-se como um rifte, passando para uma margem continental passiva (Danderfer Filho, 2000).

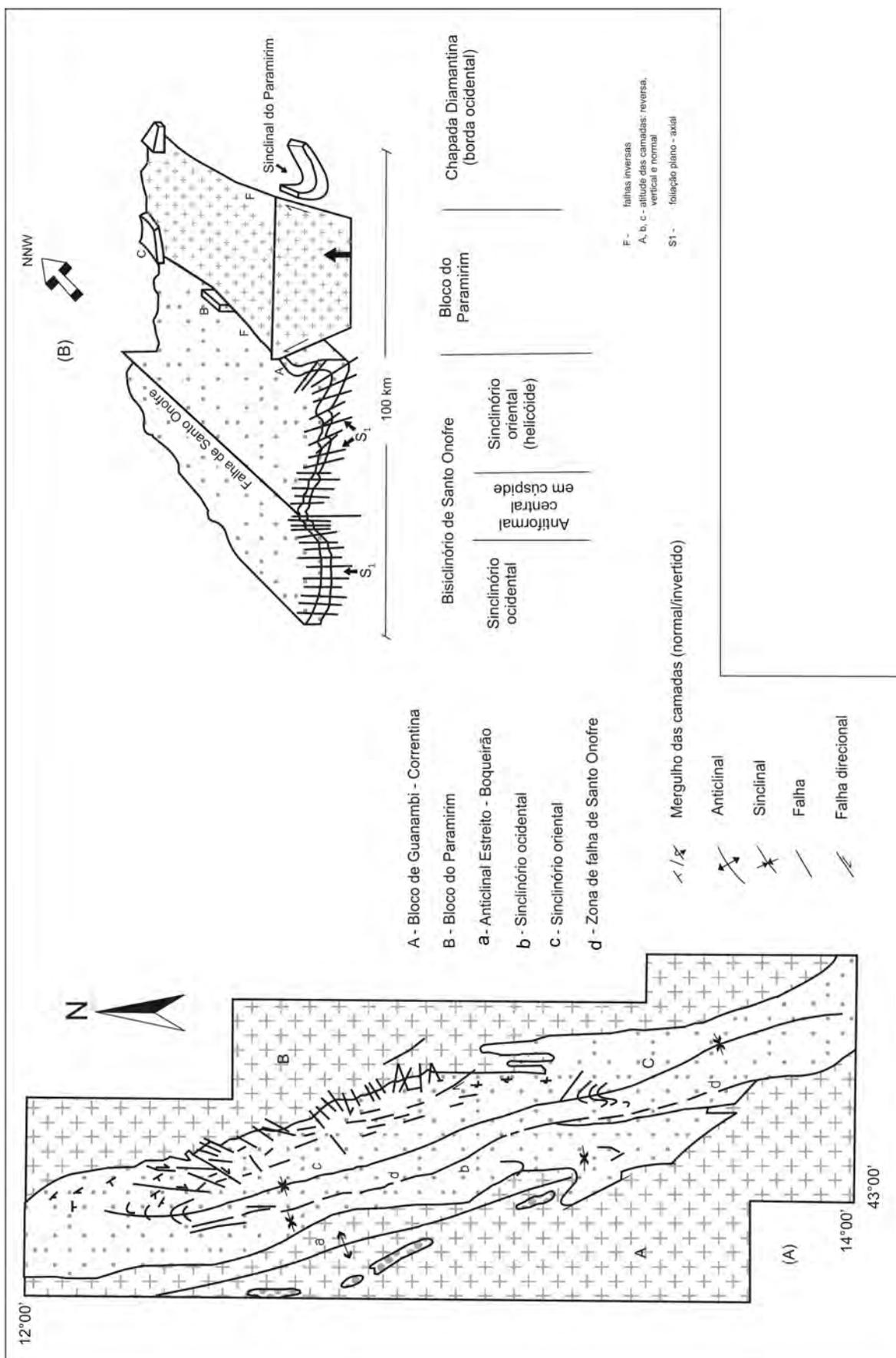


Figura 2.3: (A) Mapa estrutural simplificado do Espinhaço setentrional, mostrando os principais elementos estruturais. (B)- Modelo esquemático do arco-bouço tectônico gerado pelo soerguimento vertical do bloco do Paramirim (Moutinho da Costa Inda, 1982 de Danderfer, 2000).

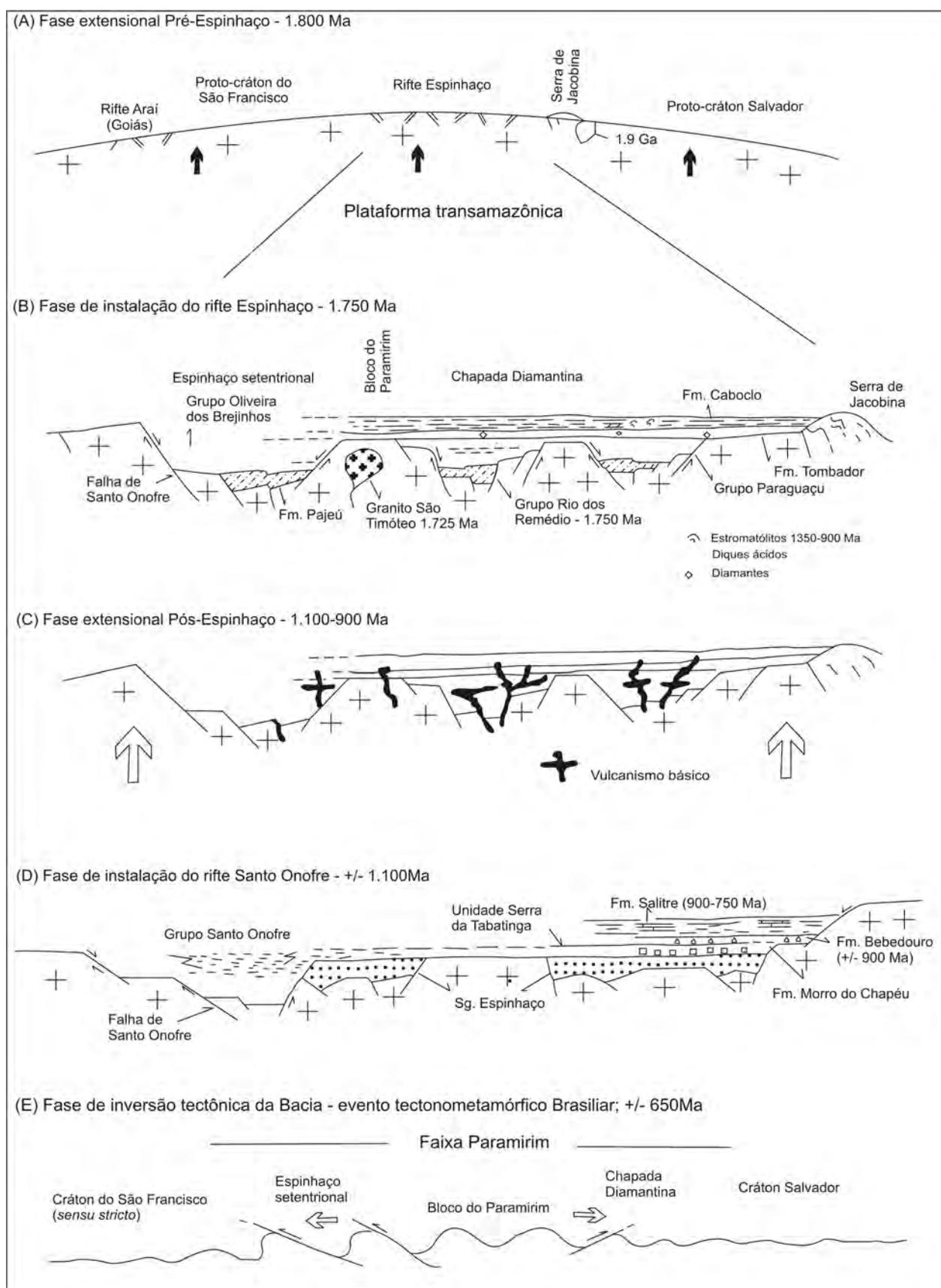


Figura 2.4: Evolução da Bacia Espinhaço no domínio fisiográfico do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, segundo Shcobbenahus (1993 e 1996) (*apud* Danderfer, 2000).

No que diz respeito à inversão tectônica existem três propostas básicas. A primeira refere-se à inversão de um gráben, proposta por Moutinho da Costa e Inda (1982) em que o Bloco do Paramirim havia atuado como uma das partes mais profundas da Bacia Espinhaço, configurando uma geometria em gráben gerada por processos distensivos (Figura 2.5). Estes autores utilizarão como argumento a suposta continuidade entre os domínios Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina devido à ocorrência de restos da cobertura Espinhaço encontrados sobre o bloco Paramirim.

Esta interpretação é baseada na inversão das camadas através da borda meridional oriental do Espinhaço, contudo, sendo desconhecido o processo gerador do sistema bisinclinorial, os autores aceitaram a existência de uma falha longitudinal com mergulho para Leste que teria permitido o cavalgamento do embasamento por cima das sequências do Espinhaço para Oeste.

O segundo modelo, de acordo com Sá (1981) sugere a inversão da bacia via processo de *underplating* e consequente soerguimento do bloco do Paramirim que teria provocado lateralmente uma compressão centrífuga em relação ao seu eixo, causando deformação dos estratos. O bloco Paramirim teria atuado como alto estrutural durante grande parte da sedimentação (Figura 2.5B).

No terceiro modelo, o Bloco do Paramirim configuraria um alto estrutural central (figura 2.5C), (Alkimim et al., 1993). Dominguez (1993) sugere uma participação mais ativa desse bloco no decorrer do preenchimento da bacia funcionando como um elemento promotor da divisão de duas sub-bacias distintas que, posteriormente por meio de uma transpressão sinistral ao longo do corredor do Paramirim teria resultado na inversão do rifte. Danderfer Filho (2000) questiona esses modelos e sugere que, a evolução estratigráfica da bacia tenha sido policíclica, multitemporal e descontínua. Neste trabalho, Danderfer caracteriza oito sintemas, definido como unidades limitadas por discordâncias ou descontinuidades estratigráficas, de extensão regional na bacia e compreendem uma ou mais formações.

A deposição do supersintema Alfa (Sintemas S. Simão; Rio dos Remédios e Conceição do Mato Dentro) c/ idades centradas em 1,75 Ga registraria apenas um episódio de ruptura continental, com extravasamento de magmas ácidos a intermediários. A Evolução do rifte foi estruturada em dois hemigrábens com eixos bacinais e bordas de falha E-W e disposição dos sedimentos do supersintema Beta, (sintemas Pajeú e Sopa – Brumadinho), com idades entre 1,7 e 1,6 Ga controlado por falhas, que podem ter sido antecedidas por um estágio de domeamento pré-rifte (figuras 2.6A e B).

Segundo o autor, esses sintemas são interpretados como unidades associados a bacias distensiva. Os dois depocentros estariam localizados nas extremidades norte (ES) e sul (EM).

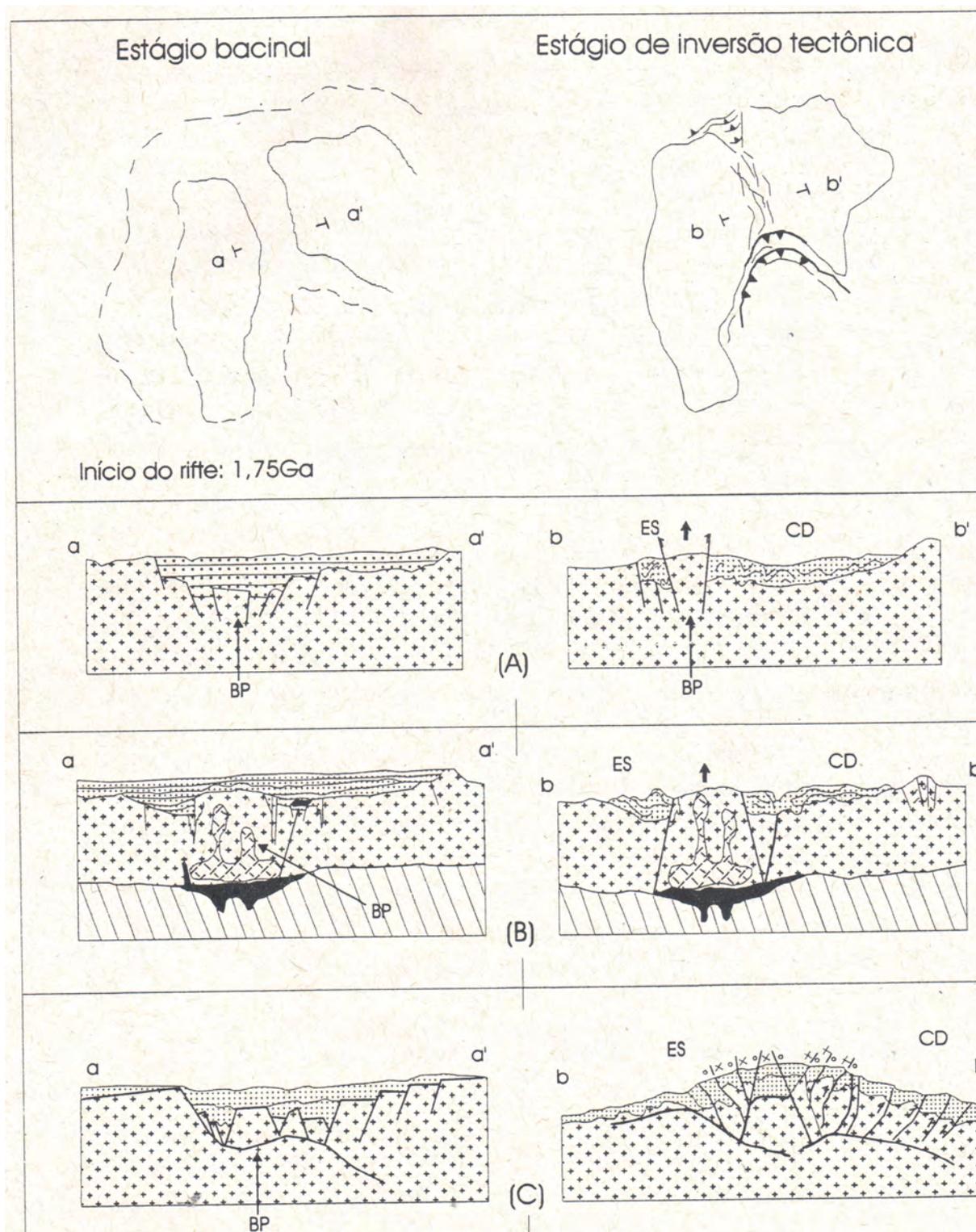


Figura 2.5: Modelos de geração e inversão da bacia Espinhaço no domínio cratônico. (A) modelo de bacia em gráben por Costa e Inda (1982); (B) modelo-tectonomagmático por Sá (1981) e (C) modelo com um alto estrutural central por Alkimim *et al* (1993). BP-bloco Paramirim; CD-Chapada Diamantina e ES-Espinhaço Setentrional (de Danderfer, 2000).

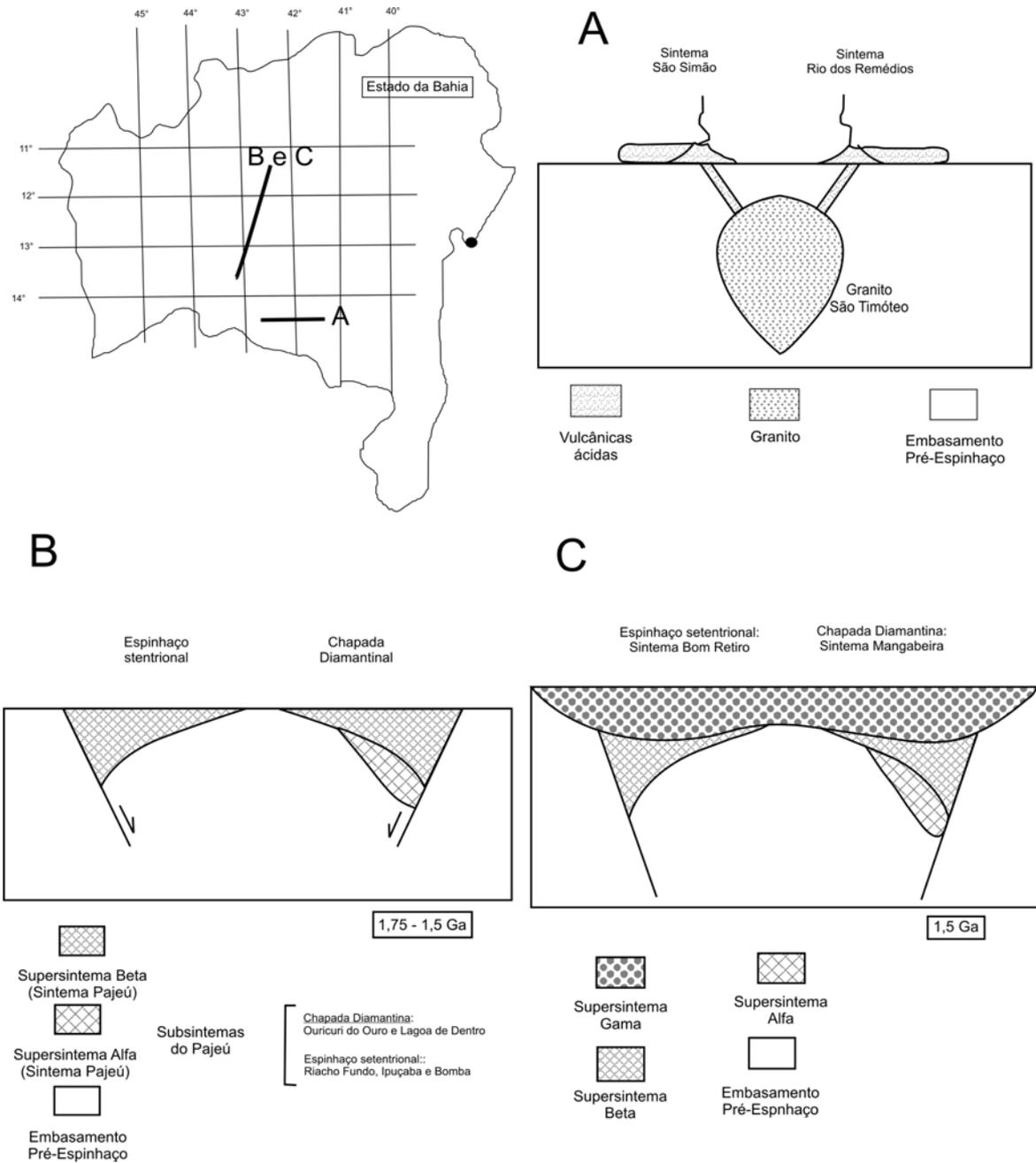


Figura 2.6: Esboço da área. A - registra os efeitos do magmatismo ácido, relacionado com o desenvolvimento do Supersistema Alfa; B - Distribuição do rifte Pajeú, relacionado com o desenvolvimento do supersistema Beta; C - Distribuição do sistema eólico definido no Supersistema Gama, no Estado da Bahia (modificado de Danderfer, 2000).

Na época em que o rifte Pajeú foi formado, o bloco Paramirim não existia como alto estrutural e os seguimentos da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional eram ligados, porém os seguimentos setentrional e meridional estavam separados por um alto estrutural (bloco de Bucuituba), constituindo duas bacias assimétricas distintas, tipo hemigráben e com polaridades apostas (Figura 2.7). Na parte leste desse hemigráben, haveria um lago transgredindo para oeste nas fases finais do rifteamento, promovendo inundação desse compartimento e afogando os sistemas fluvioeólicos e leques aluviais depositados previamente, enquanto que na parte oeste ocorreu um aporte sedimentar de leste para oeste chegando até sistemas lagunares.

Posteriormente houve a instalação de bacia tipo sinéclise intracontinental sob o regime de subsidência termoflexural, resultante da compensação da estrutura crustal alterada durante o rifteamento do estágio anterior. Esta evolução foi controlada por processo de subsidência passiva sendo depositados os sedimentos do supersistema gama formado pelos sistemas Bom Retiro, Mangabeira e Galho do Miguel, anterior a 1,51 Ga (Danderfer, 2000). Esses sedimentos foram provavelmente depositados no contexto de um ambiente desértico sob o efeito de condições áridas. Coincidentemente com o supersistema Beta, os depocentros se situavam nas extremidades sul e norte (figuras 2.6C e 2.7B).

O supersistema seguinte, Delta composto pelos sistemas São Marcos, Paraguaçu e parte inferior do conselho da Mata, com idades entre 1,50 e 1,20 Ga, foi depositado como uma sucessão silicilástica coerente com o preenchimento de uma ampla sinéclise ou de uma bacia intracratônica sob condições de subsidência passiva com taxa de subsidência lenta e gradual e preenchimento controlado por variações eustáticas e aporte de sedimentos. Porém, ainda não foi possível elucidar o mecanismo que induziu essa subsidência, gerando espaço para acomodação desses sedimentos. Nesta bacia, o depocentro está localizado aproximadamente na porção intermediária, que evidenciou uma mudança significativa na sua paleogeografia evolutiva (Figura 2.8).

Novo estágio de rifteamento onde teria se instalado uma bacia do tipo hemigráben, passando para um estágio costeiro do tipo golfo e terminando com o estabelecimento de um sistema marinho ingressado de sul para o norte, representado pelas unidades do supersistema Épsilon e cuja falha de Santo Onofre é interpretada como borda de falha desse rifte (Figura 2.9A e B). O supersistema Épsilon é composto pelos sistemas Sítio Novo, Chapada Diamantina, Jequitinhonha e parte superior do Conselheiro da Mata, com idades em torno de 1.2Ga a 950Ma e depocentro estendendo-se em forma de calha de orientação NNW-SSE, disposto ao longo da porção oriental da falha de Santo Onofre. No decurso desse evento, o bloco Paramirim teria sido nucleado, funcionando como um alto estrutural da bacia e separando

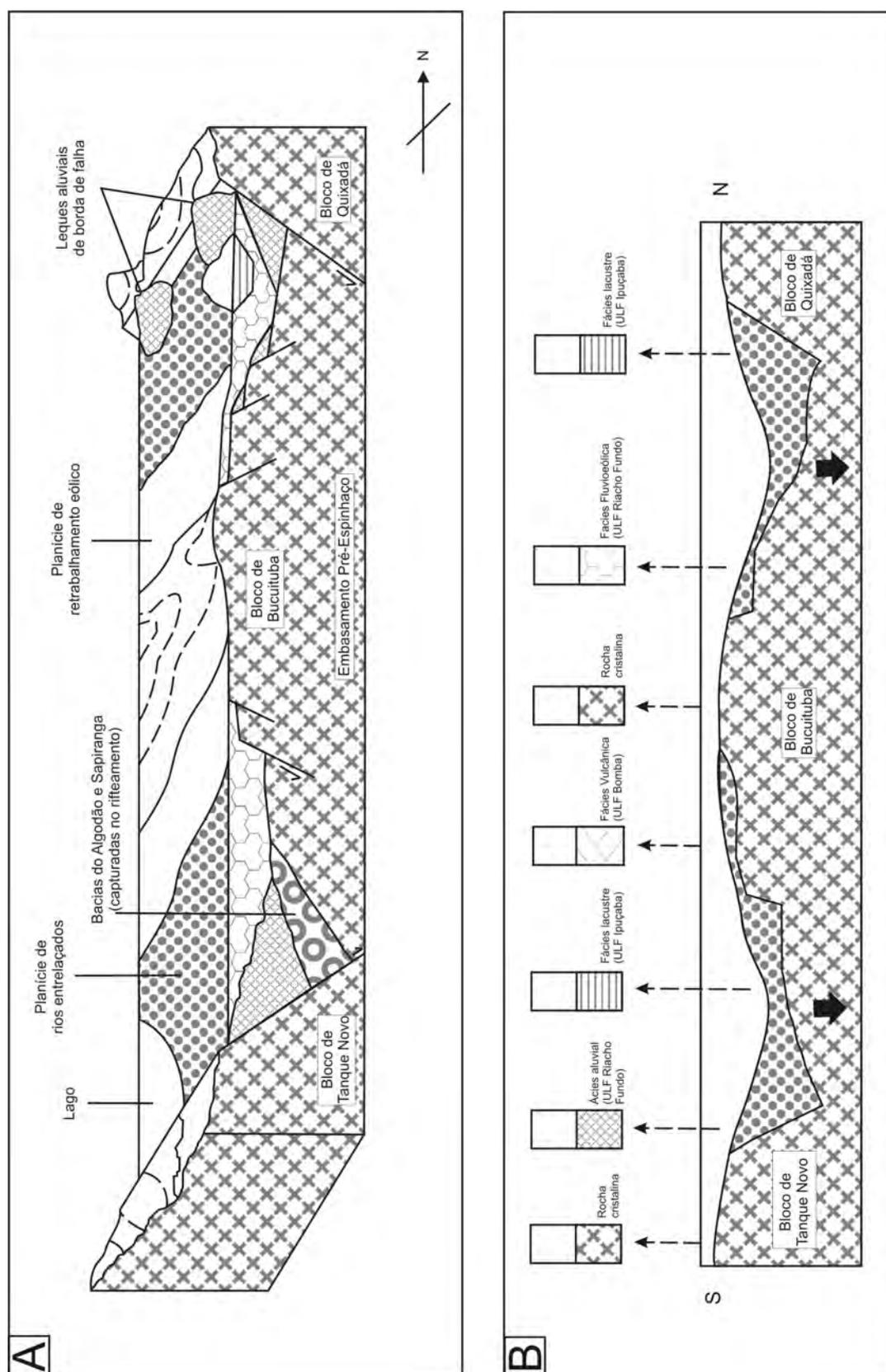


Figura 2.7: Esboço da área. A - Deposição das associações de fácies que integram a ULF Riacho Fundo, do rifte Pajeú; B - Crosta ensialica compensada termomecanicamente, onde o ajuste termoflexural operante no decorrer da compensação de anomalias termais foi responsável por gerar espaço para a acumulação do Sistema Bom Retiro e relações de contato verificadas ao longo da discordância D5, entre o Sistema Bom Retiro e as unidades subjacentes (modificado de Danderfer, 2000).

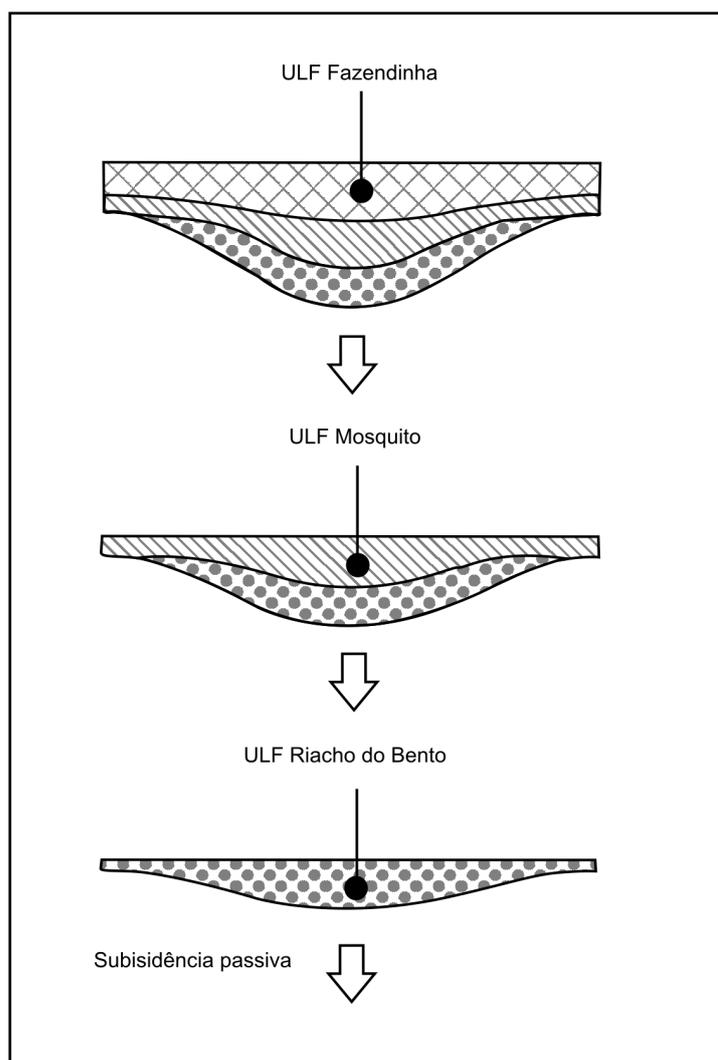


Figura 2.8: Preenchimento da Sinéclise São Marcos (de Danderfer, 2000).

em parte os compartimentos sub-bacias Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional. Este bloco teria servido de área fonte e/ou como área emersa na bacia (Figura 2.10).

Instalação de um novo sistema bacinal a partir de tectônica transcorrente (transtrativa dextral), com sedimentação do supersistema Zeta composto pelos sistemas Santo Onofre, Macaúbas e Bebedouro, com idades entre 900 e 850 Ma, dominados por fluxos gravitacionais. A falha de Muquém define a principal falha de borda a qual se funde com a falha de Santo Onofre em direção a Sul, que a partir deste ponto passa a definir a principal falha de borda com direção NNW-SSE, e com o depocentro possivelmente na forma de uma calha localizada ao longo da porção oriental dessa falha (figura 2.9C). De acordo com Danderfer (2000), os sedimentos pelítico-carbonático da base, o supersistema Bambuí, teriam sido depositados ao término do estágio de rifteamento (Figura 2.11).

Em relação à inversão e deformação da Bacia Espinhaço, Danderfer (2000) defende que o principal evento de inversão da bacia do Espinhaço teria sucedido de maneira diferencial segundo um eixo meridiano, gerado durante uma fase de deformação progressiva e heterogênea. Esta deformação teria ocorrido com intensidade de encurtamento tectônico crescente de norte para o sul, durante o evento Brasileiro, entre 650 e 500 Ma.

No final da deposição do supersistema Zeta a geometria de pré-inversão da bacia era formada por uma falha de borda principal (sistema de falhas Muquém- Santo Onofre), um alto estrutural (bloco Paramirim) e por sub-bacias a leste desse alto com morfologia em grábens. Durante a fase de contração, os blocos Paramirim e Boquira foram empurrados para oeste ao longo de uma suposta profunda falha intracrustal causando a deformação da cobertura do Espinhaço Setentrional (Figura 2.12). A forma côncava da porção oeste do bloco Boquira teria propiciado um retrocavalgamento da cobertura para leste em conjunto com a rotação anti-horária, os quais causaram a inversão da estratigrafia em determinados setores do bloco. Movimentação do compartimento Ibotirama ao longo da falha intracrustal também teria causado a inversão dos hemigrábens adjacentes à falha de Muquém.

No compartimento leste, falhas de inversão de alto ângulo com movimento para leste seccionaram a cobertura em alguns locais que possivelmente foram nucleadas a partir de antigas falhas normais consolidadas na infraestrutura e reativadas nesse período. A origem dos esforços regionais que provocaram este evento de inversão da bacia ainda é alvo de discussões, porém, interpretada por Danderfer Filho (2000) como proveniente de um campo de paleotensões orientado aproximadamente ENE-WSW. Uma das alternativas consideradas estaria relacionada com esforço gerador no decorrer da inversão da faixa Brasília que teria sido transmitido através do cráton do São Francisco, reativando falhas existentes nas suas zonas de fraqueza causando assim, a inversão da bacia Espinhaço.

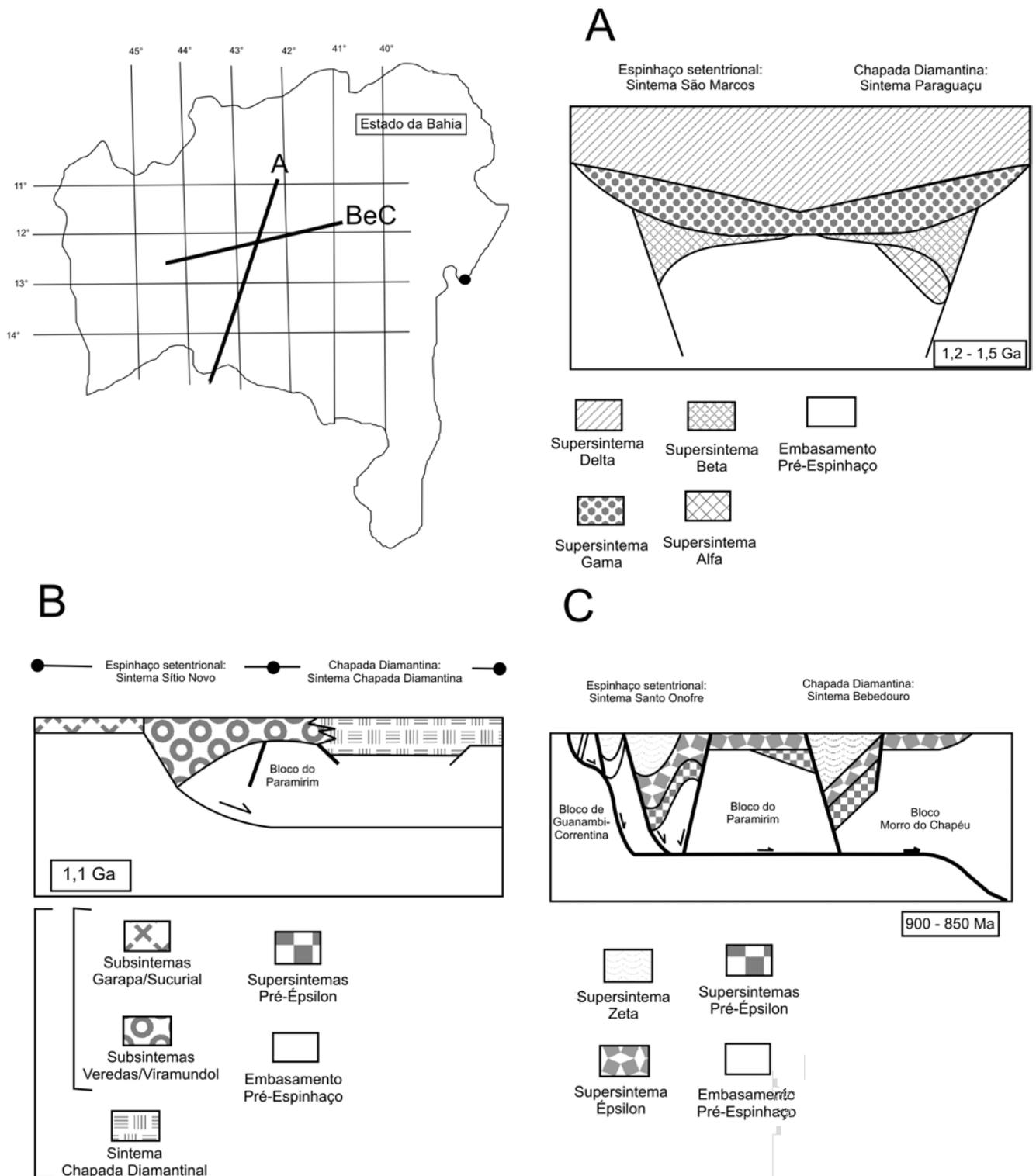


Figura 2.9: Esboço da área. A - Distribuição esquemática do Supersistema Delta; B - distribuição das unidades que integram o Supersistema Épsilon; C - Esboço das áreas que registram o preenchimento de sub-bacias geradas durante a tafrogênese toniana e definidas no Supersistema Zeta, no Estado da Bahia (modificado de Danderfer, 2000).

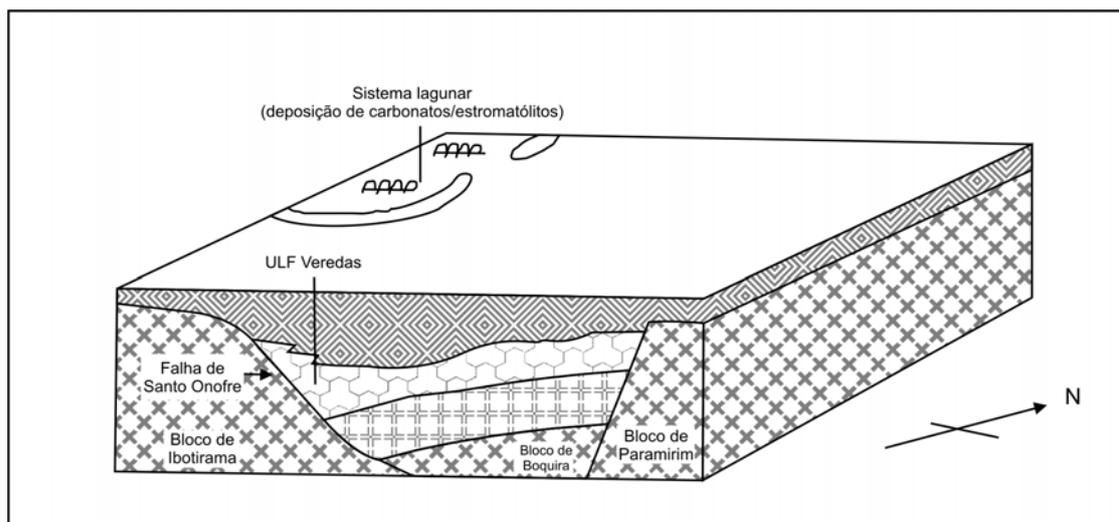


Figura 2.10: Modelo de bacia para explicar a sucessão estratigráfica do Sistema Sítio Novo. Elevação generalizada do nível do mar, ocasionando o afogamento completo da bacia e o transpasse além dos limites do rifte. Nesse estágio ocorre a deposição das associações de fácies da ULF Garapa e do terço superior da Viramundo, além dos carbonatos da ULF Sucurial (de Danderfer, 2000).

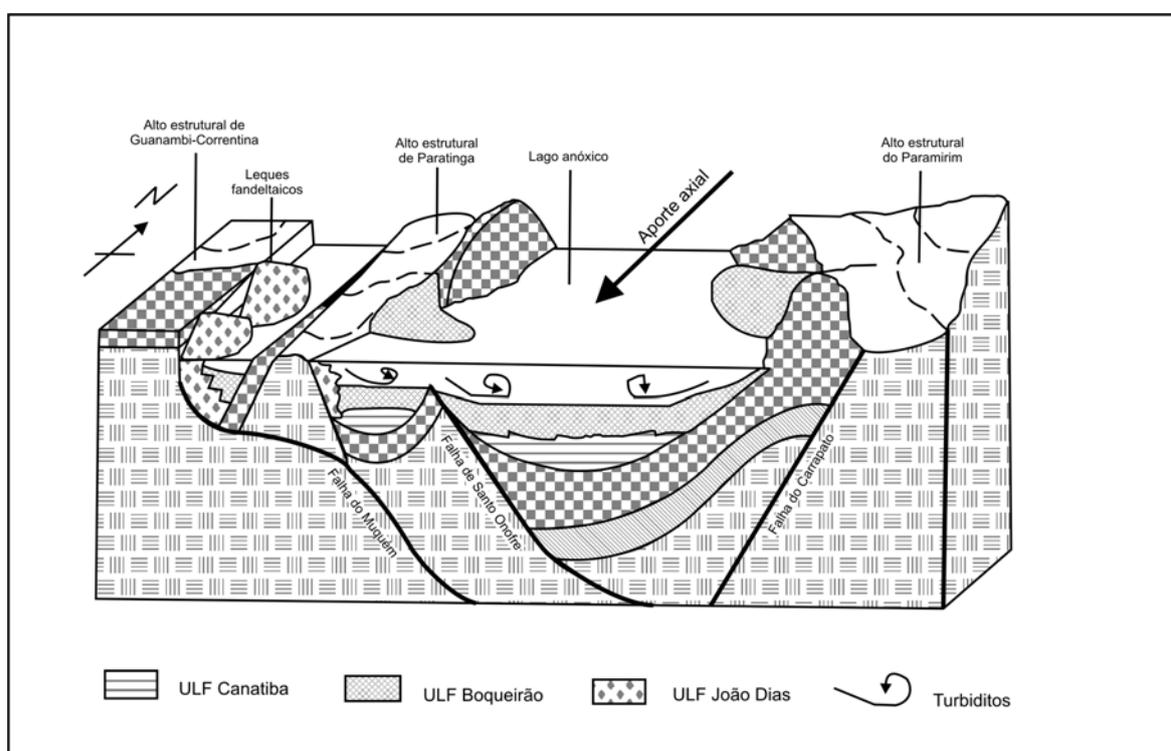


Figura 2.11: Paleogeografia e preenchimento da bacia Santo Onofre (de Danderfer, 2000).

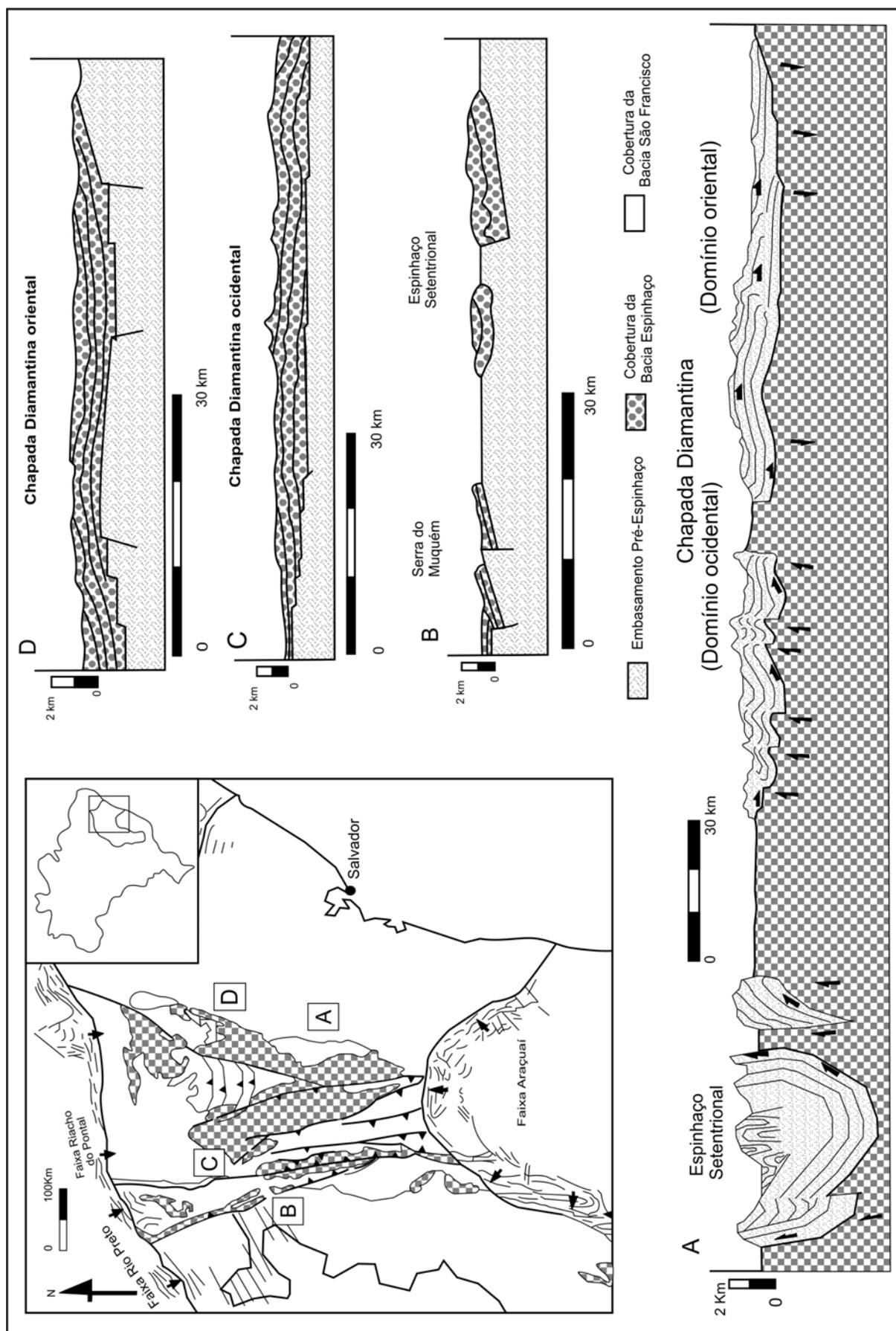


Figura 2.12: Seções geológicas esquemáticas mostrando os estilos estruturais resultantes da inversão tectônica da Bacia Espinhaço, no Estado da Bahia (de Danderfer, 2000).

## 2.2 Trabalhos anteriores na área de estudo

O trabalho mais antigo de mapeamento regional do Supergrupo Espinhaço foi executado na década de 60 pelos geólogos da Divisão de Geologia da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) (Schobbenhaus, 1996), que distinguiram três unidades estratigráficas, da base para o topo: o Complexo Granulítico-Migmatítico, Grupo Minas (hoje Supergrupo Espinhaço) e o Grupo Bambuí, todos de idade precambriana.

Posteriormente, os principais trabalhos de mapeamento regional da área estudada, foram: Projeto Leste do Tocantins e Oeste do Rio São Francisco (1976) (Nahass, 1974). Neste projeto o Supergrupo Espinhaço aflora nas folhas Paratinga, Bom Jesus da Lapa, Guanambi e Monte Azul, mapeadas na escala de 1:250.000, e o Projeto Santo Onofre (1980) (?), que mapeou 23 folhas na escala de 1:50.000, entre os paralelos 12° e 14° S e os meridianos de 42°30' e 43°15' W.

Estes trabalhos serviram de base para diversas publicações comentadas, a seguir: Moutinho da Costa e Inda (1982), classificaram o Espinhaço como um Oroaulacógeno, isto é, aulacógeno que foi afetado por sistemas compressivos formando dobramentos em seu interior.

Trompette et al. (1992), estenderam-se sobre a divisão do Cráton do São Francisco e defenderam que o Supergrupo Espinhaço foi deformado apenas durante a orogênese brasileira, há cerca de 600 Ma.

Schobbenhaus (1996) expõe a evolução tectonoestrutural da Bacia do Espinhaço, desde a estruturação do rifte, no final do Paleoproterozóico (1800 - 1700 Ma) até a sua inversão durante a Orogênese Brasileira (650 Ma).

Caxito et al. (2008) mapearam a região entre as cidades de Macaúbas e Canatiba – Bahia, com o objetivo de contribuir para o conhecimento da “Bacia do Espinhaço” a partir de uma comparação entre a área mapeada e as litofácies aflorantes na região da Chapada Diamantina.

Sob o ponto de vista geocronológico, Sá et al. (1976) dataram as rochas vulcânicas na área de Boquira a leste da serra do Espinhaço, mas apesar destas não definirem uma isócrona satisfatória, situam-se entre duas linhas de limiar determinando idades de 1150 e 750 Ma. Isso provavelmente reflete os efeitos do rejuvenescimento parcial, por um novo evento térmico, que teria afetado as rochas sedimentares do Grupo Santo Onofre, para os quais foi obtida uma idade isócrona de 580 +/- 60 Ma ( $R_o = 0,733$ ), a partir de filitos e ardósias.

No Estado da Bahia, o conceito de seqüências deposicionais foi introduzido por Pedreira (1988), na Chapada Diamantina Oriental, que a dividiu em três seqüências deposicionais, cada uma começando com sedimentos continentais e terminando com deposição marinha ou deltáica; devido à inexistência de datações geocronológicas, não foi possível construir as curvas de oscilação do nível relativo do mar.

Este trabalho foi seguido pelo de Dominguez (1993), que estendeu o conceito de Estratigrafia de Sequências para todo o Cráton do São Francisco.

Também dentro desse contexto, Danderfer Filho (2000), Danderfer e Dardenne (2002) apresentaram aspectos gerais vinculados com a evolução tectonoestratigráfica do prolongamento Setentrional da Serra do Espinhaço (Supergrupo Espinhaço), caracterizando na área oito sintemas.

Recentemente, Danderfer et al. (2009) reforçaram a sua classificação do norte do Espinhaço em oito sintemas, que incluem unidades ligadas por incorformidades ou descontinuidades estratigráficas com extensão regional ao longo da Bacia do Espinhaço, sendo estudado para cada intervalo os processos sedimentares, os sistemas deposicionais, o estilo de preenchimento da bacia e a configuração de evolução tectônica com base nas associações e mudanças de fácies. Nesse trabalho, os autores divulgam o resultado de datações realizadas nas rochas vulcânicas do sintema São Simão (1.73 Ga), que auxiliaram na identificação de um rifteamento Estateriano, antecedido por fases riftes menores, dentro do Cráton do São Francisco, ainda desconhecidos, datados em c. 1,57 Ga, através de uma unidade vulcânica do Sintema Pajeú. O intervalo inferior deste sintema é cortado por diques máficos de 850 Ma, correlacionados com um Rifteamento Toniano que afeta a parte oriental do Cráton do São Francisco e é relacionado à ruptura do Supercontinente Rodinia. Os referidos autores interpretam esses dados como um índice de que o desenvolvimento do setor norte do Espinhaço deve-se a eventos tectônicos extensos e descontínuos, que deram origem à formação de diversos sintemas. Com base nos dados geocronológicos obtidos apenas para o norte do Espinhaço, eles chegaram à conclusão de que é possível restringir a idade para alguns estágios de deformação e inserir novas implicações tectônicas para a evolução do Cráton do São Francisco. Além disso, também confirmaram a existência de um vulcanismo ácido Estateriano (sintema São Simão), em conjunto com os sintemas Algodão (abaixo) e Sapiranga (acima), que poderia estar relacionado a um evento extensional importante em torno de 250 Ma, após o Riáciano. Já as vulcânicas no topo do sintema Pajeú (Fm Bomba), com idades em torno de 1,57Ga, podem ser representantes de uma reativação do rifte e de um segundo ciclo de sedimentação no cráton.

Estes novos dados vêm de encontro a trabalhos anteriores (Moutinho da Costa e Inda

(1982), Trompette et al. (1992), Schobbenhaus (1996)), que consideram apenas um evento de rifteamento no Estateriano para a abertura da Bacia do Espinhaço. E efetivamente, as datações de U-Pb (SHRIMP) e a análise de bacia feitas por Danderfer et al. (2009) mostraram que a diferença de idades obtidas entre o sistema São Simão e as vulcânicas sugere ter havido pelo menos três estágios de rifteamento diferentes ( 1,73Ga, 1,57Ga e 0,85Ga) no desenvolvimento da Serra do Espinhaço Setentrional, compreendendo rifteamentos não reconhecidos anteriormente, assim como intrusões de diques com 850 Ma, correlacionados com um rifteamento Toniano (1000-850 Ma). No entanto, corroboram com o modelo de um aulacógeno (aulacógeno Santo Onofre) NNW-SSE, com tendência de rompimento de um supercontinente (São Francisco-Congo) ( Danderfer Filho (2000) Schobbenhaus (1996) ).

Os trabalhos de Danderfer Filho (2000) e Danderfer et al. (2009) são os mais importantes, sob o ponto de vista do tema dessa dissertação, e serviram de base geológica e estrutural da área, pois utilizaram a coleta sistemática de dados e conduziram os estudos sob o enfoque da Estratigrafia de Sintemas para estabelecer as relações entre as diversas litologias. Apesar do conceito de Estratigrafia de Sintemas ser antigo, ele se aproxima do conceito da Estratigrafia de Sequências, com o diferencial de empregarem apenas as superfícies de descontinuidades regionais como superfícies importantes. Para a Estratigrafia de Sequências, além dessas superfícies, igualmente importantes, são observadas e consideradas outras superfícies como a Superfície de Transgressão Máxima, Superfície de Regressão Máxima, Superfície de Ravinamento e Superfície Regressiva de Erosão Marinha, que irão possibilitar a determinação da hierarquia na área estudada.

# 3

## Fundamento teórico

A Estratigrafia de Sequencia é focada em analisar as mudanças de fácies e o padrão de empilhamento dos estratos para então identificar as superfícies chaves que irão determinar a ordem cronológica do preenchimento da bacia e eventos erosivos formadores das discordâncias. As mudanças no nível de base e nas taxas de sedimentação são refletidas nos padrões de empilhamento estratais que definem um tipo particular de gênese dos depósitos, ou seja, transgressão, regressão forçada e regressão normal.

O primeiro a definir o conceito de "sequência" em um contexto estratigráfico foi Sloss et al. (1949), como sendo de grande escala (litoestratigraficamente equivalente a grupo ou supergrupo), limitada por discordâncias. Posteriormente o termo foi redefinido, ganhando um contexto sísmoestratigráfico, como uma sucessão relativamente conforme de estratos geneticamente relacionados, delimitada por inconformidades ou suas conformidades correlativas (Mitchum, 1977, *apud* Catuneanu (2006)). Após este início, subseqüentes diversificação e abordagens de seqüências estratigráficas levaram à várias definições e tipos de seqüências como por exemplo seqüência deposicional, seqüência estratigráfica genética de Galloway (1989) e Transgressiva-regressiva' (T-R) de Johnson e Murphy (1984) (Figura 3.1).

Cada um desses modelos é definido por porções específicas discordantes e conformes do limite de seqüência (Figura 3.2). Em comum, eles apresentam o fato de que uma seqüência representa o produto da sedimentação durante um ciclo estratigráfico completo e a diferença básica ocorre em relação ao evento que é selecionado como o início e o fim do ciclo completo. Com base nestas observações, uma seqüência estratigráfica pode ser definida como um conceito genérico que se encaixa na definição de qualquer tipo de seqüência e proporciona a aplicação de qualquer modelo escolhido. Desta forma, Catuneanu et al. (2009) definiu se-

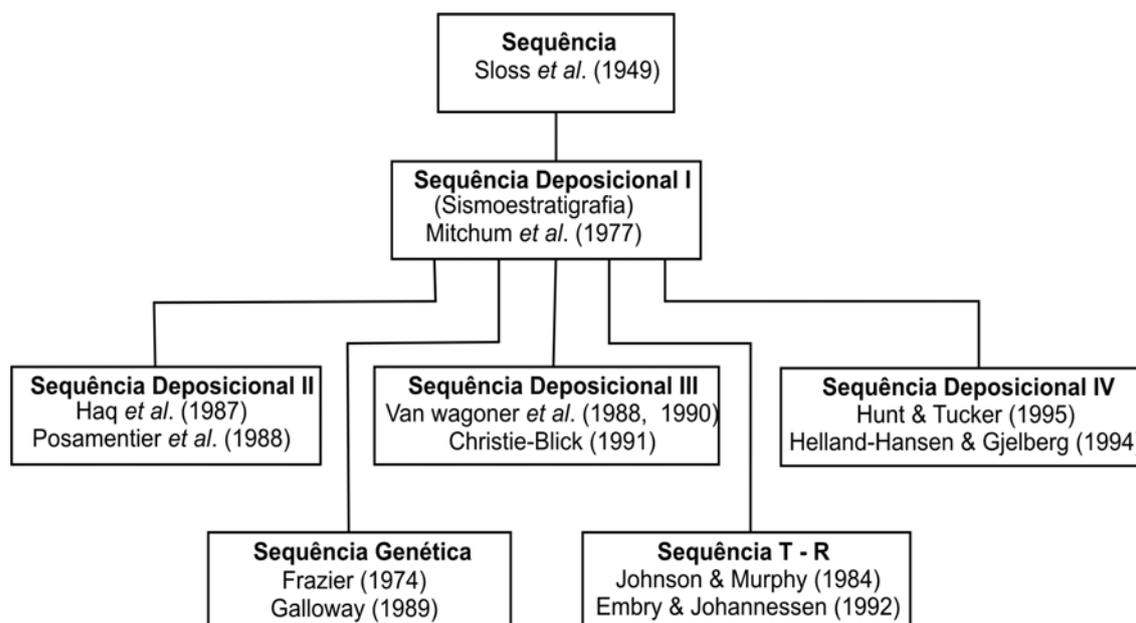


Figura 3.1: Modelos de Sequência Estratigráfica ( de Catuneanu *et al.*, 2009).

quência estratigráfica como uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança do nível de base.

Nas análises que envolvem tanto sistemas marinho quanto não marinhos, é necessário que os dois segmentos do limite de sequência sejam equivalentes de modo que eles formem sempre um único limite que vai da porção fluvial à marinho profundo. Dois tipos de sequência cumprem essa exigência, sem exceção e em qualquer escala de observação, que são a) as sequências delimitadas pelas inconformidades subaéreas e suas conformidades correlativas marinhas e b) as sequências estratigráficas genéticas, delimitadas pela superfície de inundação máxima (STM) e suas superfícies correlativas não marinhas.

Basicamente, os estudos de estratigrafia de sequências abordam padrões de empilhamento estratais e eventuais alterações em um quadro cronológico. Todas as definições atuais da estratigrafia insistem em um quadro de itens importantes que são a ciclicidade, o enquadramento temporal, as camadas geneticamente relacionadas e a interação entre acomodação e sedimentação. Segundo Catuneanu *et al.* (2011), a construção de um quadro baseando-se nessas observações assegura o sucesso do método em termos dos seus objetivos que define um modelo independente de metodologia, bem como todos os modelos existentes, mas transcende suas diferenças. Nesse caso, o intérprete pode fazer as melhores opções das superfícies que devem ser elevadas à categoria de limite de sequência.

Alguns conceitos fundamentais para familiarização e aplicação do método são resumidos

Modelo Sequência	Sequência Depositional II	Sequência Depositional III	Sequência Depositional IV	Sequência Genética	Sequência T - R
Final de transgressão	TSNA	TSNA inicial	TSNA	TSNA	TSR
Final de regressão	TST	TST	TST	TST	TST
Final da queda do nível de base	TSNB final (cunha)	TSNB	TSNB	TSNB final (cunha)	TSR
Início da queda do nível de base	TSNB inicial (leque)	TSNA final	TSRF	TSNB inicial (leque)	TSR
	TSNA	TSNA inicial	TSNA	TSNA	



Figura 3.2: Nomenclatura dos tratos de sistemas e de tempo de limites de sequência para os modelos de sequências estratigráficas existentes (de Cătușeanu, 2006). Abreviações: TSNB — trato de sistemas de nível baixo; TST — trato de sistemas transgressivo; TSNA — Trato de sistemas de nível alto; TSRF — trato de sistemas de regressão forçada; TSR — trato de sistemas regressivo; T-R — transgressivo-regressivo; CC\*—conformidade correlativa sensu Posamentier Allen (1999); CC\*\* — conformidade correlativa sensu Hunt e Tucker (1992); STM — superfície de transgressão máxima; SRM — superfície de regressão máxima. Referências para as propostas dos diferentes modelos de sequências são fornecidos na figura 3.1.

a seguir.

### 3.1 Nível de base e acomodação

A relação entre padrões de empilhamento estratais e as mudanças no nível de base é de fundamental importância para a estratigrafia de sequências ( Barrell (1917); Wheeler e Murray (1957); Wheeler (1958), 1959 e 1964; Sloss (1963)), mesmo antes das décadas de 70 e 80 quando a mesma começou a ser definida como um método (Catuneanu et al., 2009).

O conceito de "acomodação" descreve a quantidade de espaço que está disponível para ser preenchido por sedimentos, e é medido pela distância entre o nível de base e a superfície de deposição (Twenhofel, 1939; Sloss, 1963 *apud* Catuneanu (2006)). A descida do nível de base gera espaço para acomodação de sedimentos, enquanto que uma subida provoca uma diminuição do espaço de acomodação. Primeiramente este conceito foi aplicado para ambientes marinhos e nesse contexto o nível de base foi equiparado ao nível do mar; porém, a ânsia da aplicação do conceito de acomodação tanto em ambiente fluvial quanto marinho levou à necessidade de se considerar fatores climáticos, tectônicos e mudanças no nível do mar. Assim, após muitas ideias, terminologias conflitantes e tentativas de se definir "nível de base" chegou-se ao consenso de que o mesmo delinea uma superfície dinâmica de equilíbrio entre erosão e deposição (Catuneanu et al., 2009). O nível de base pode variar em diferentes escalas temporais e, de acordo com definições equivalentes, a posição desta superfície de equilíbrio pode estar no menor nível de erosão continental, no ponto mais baixo de um perfil fluvial, ou ao mais alto nível até o qual uma sucessão sedimentar pode ser construída (nível de base de erosão ou deposição).

De maneira análoga ao que ocorre em ambientes marinhos, a acomodação em ambientes fluviais também pode ser modificada por alterações no nível de base e, a porção a jusante do perfil fluvial, muitas vezes apresenta uma relação de reação, na qual o perfil fluvial é influenciado, respondendo a flutuações no nível de base marinho (Catuneanu, 2006); porém, em sistemas fluviais longe da influência da variação do nível do mar, o limite superior da acomodação fluvial é definido por mudanças nos regimes de descarga e aporte sedimentar que, por sua vez, são influenciados por controles "à montante", como por exemplo, clima e tectônica (Figura 3.3 e Figura 3.4). Desse modo, o conceito de acomodação como um controle sobre a ciclicidade estratigráfica em todos os ambientes deposicionais é mais amplo do que o conceito de nível de base.

Quando um nível de base está situado abaixo do perfil topográfico ou batimétrico, é denominado de "acomodação negativa" e pode desencadear erosão, enquanto que, quando o

mesmo está situado acima desses perfis, é dado o nome de “acomodação positiva” e pode propiciar a acumulação de sedimentos (Figura 3.5).

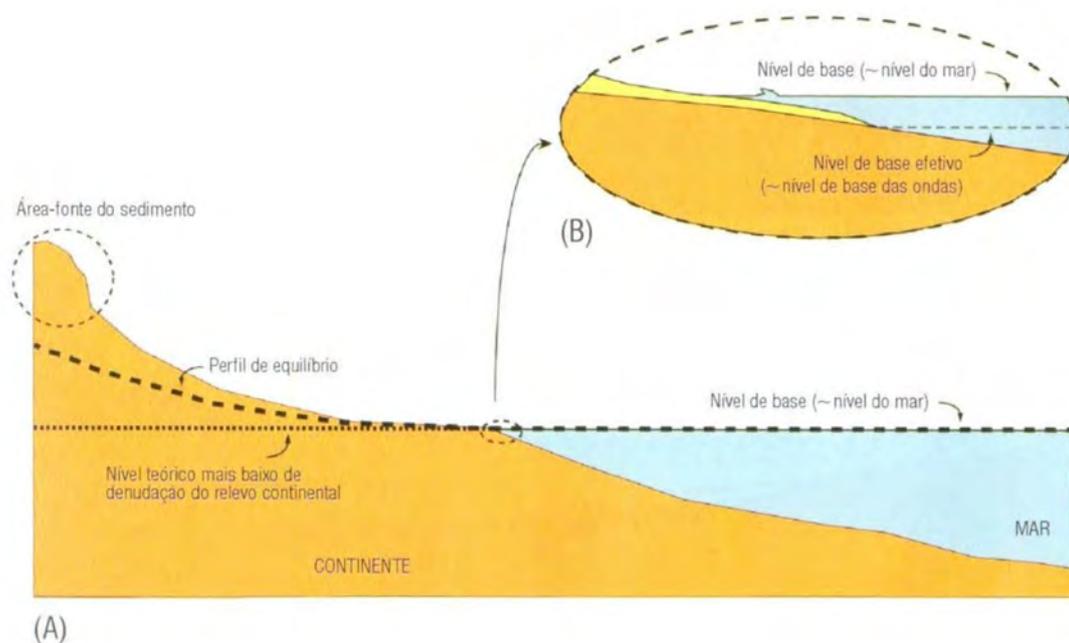


Figura 3.3: (A) Desenho esquemático mostrando o nível de base, que é essencialmente o nível do mar, e representa o nível mais baixo onde seria possível a erosão do relevo continental e o perfil de equilíbrio fluvial que representa o nível no qual os rios conseguem transportar seus sedimentos sem erosão ou deposição significativa. (B) Devido à existência do nível de base das ondas, na realidade, o nível de base está localizado alguns metros abaixo do nível do mar, porém o nível de base é colocado no nível do mar para efeito de simplificação dos modelos (de Holz 2012).

## 3.2 Padrões de empilhamento

Segundo Van Wagoner et al. (1988), uma parassequência é uma sucessão concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas e limitadas por uma superfície de inundação e suas superfícies correlativas. Uma superfície de inundação é definida como a superfície através da qual há uma mudança abrupta de fácies que podem indicar um aumento na profundidade da água ou a uma diminuição no aporte de sedimentos (Van Wagoner et al., 1988).

O empilhamento sedimentar resultante em uma parassequência pode ser granocrescente, quando formado por migração de fácies praias em sistemas litorâneos dominados por onda

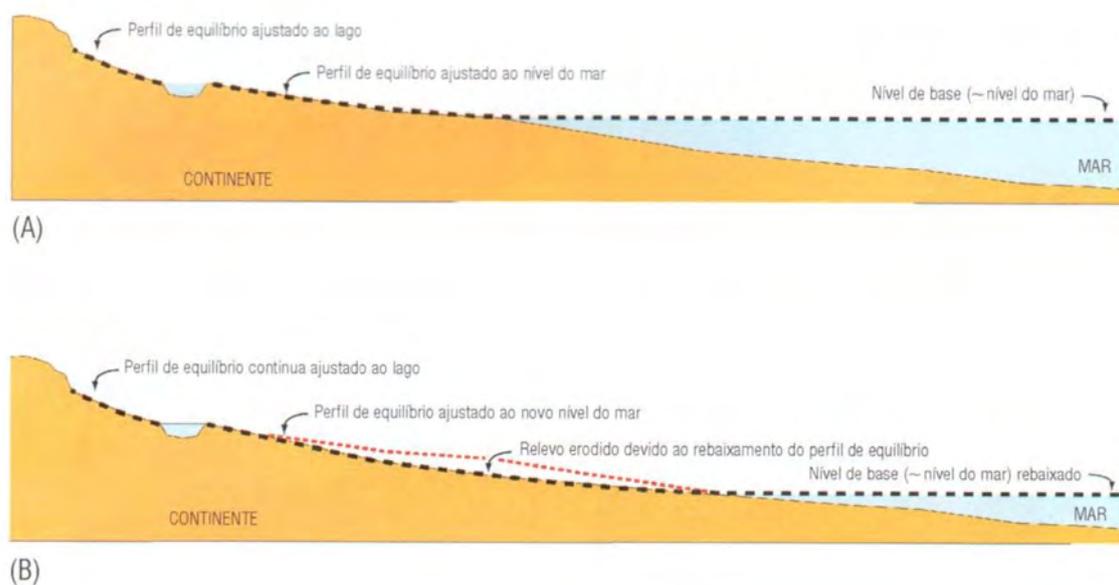


Figura 3.4: (A) Nível de base estratigráfico - superfície altamente teórica formada pela combinação do nível de base e perfil de equilíbrio e abaixo da qual o acúmulo sedimentar é possível tanto no domínio continental quanto marinho. (B) Perfil de equilíbrio ajustado ao nível do mar e a um lago na zona proximal. Nesse caso, ocorre uma variação no nível de base devido a uma queda eustática, por exemplo, a parte proximal do sistema fluvial não vai reagir como a parte distal. Note que ocorreu rebaixamento do nível de base, acompanhado pelo deslocamento do perfil de equilíbrio e erosão do relevo em quase toda a área, menos na região onde o perfil de equilíbrio é controlado pelo lago (de Holz, 2012).

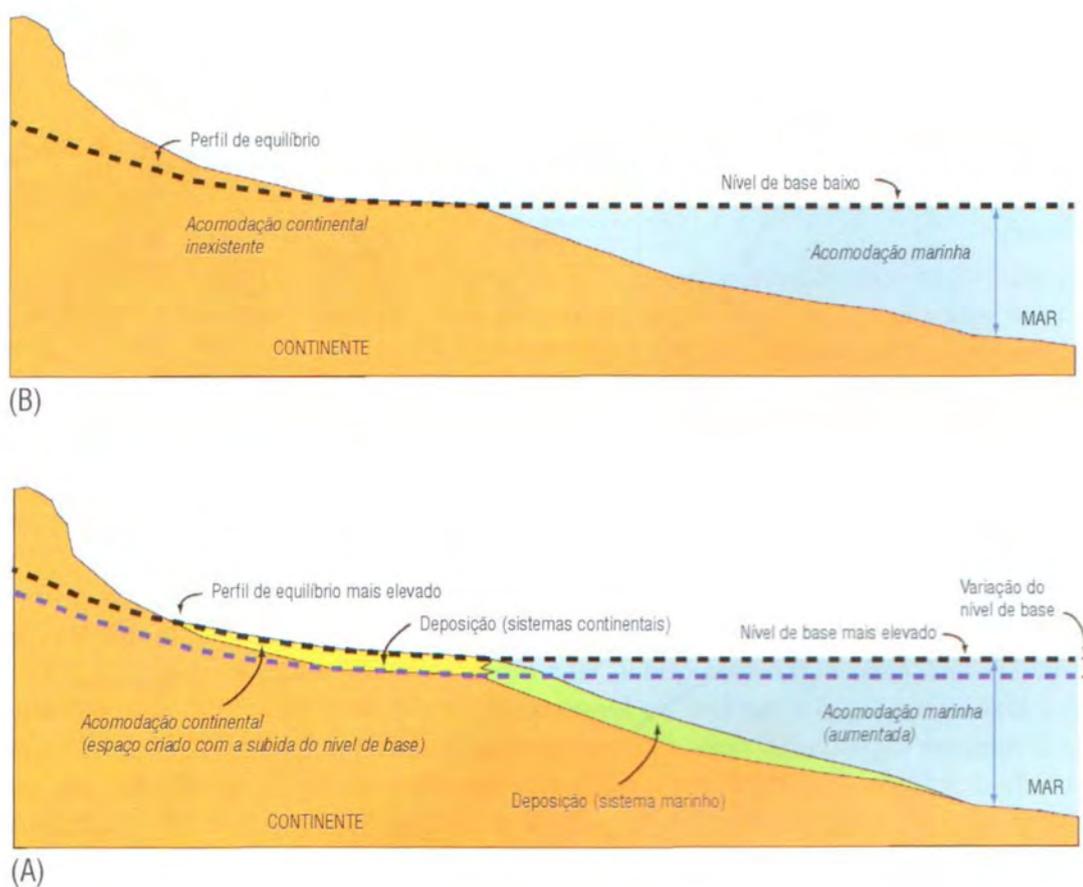


Figura 3.5: O conceito de acomodação designa o volume de espaço disponível para ser preenchido por sedimento, representado pelo espaço entre o substrato deposicional da bacia e o nível de base, tanto na área continental quanto marinha. (A) Situação de nível de base baixo, quando só há espaço de acomodação no mar. (B) Situação de nível de base alto, criando espaço de acomodação também na área continental (de Holz, 2012).

(Figura 3.6A), ou de fácies de frente deltaica de deltas dominados por rio ou onda (Figura 3.6B), ou, por outro lado, o empilhamento pode ser granodecrescente em alguns casos de sistemas deposicionais costeiros dominados por maré (Figura 3.6C).

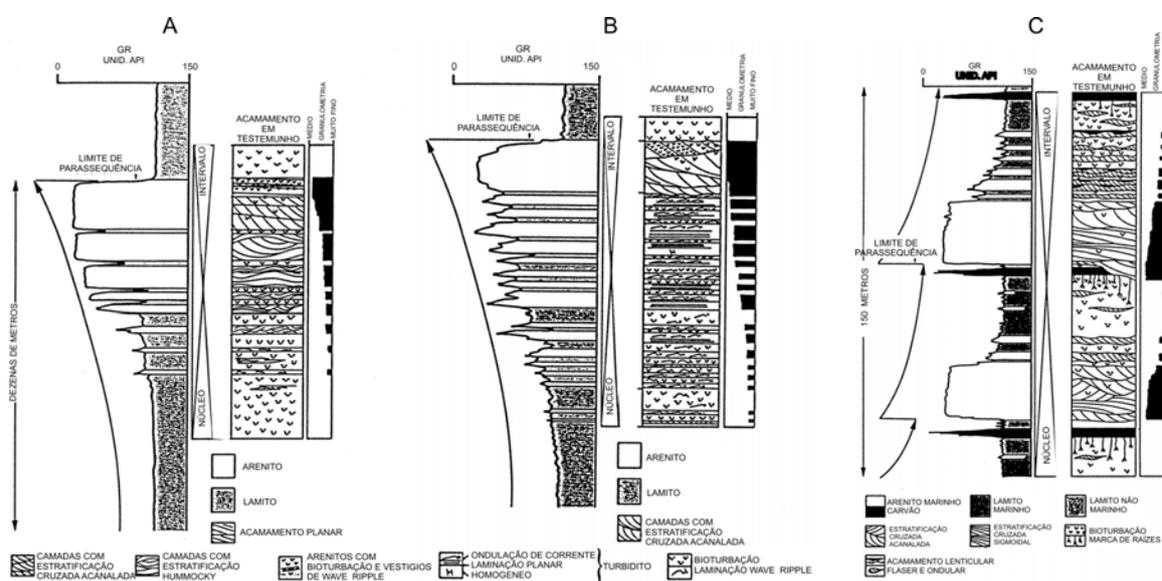


Figura 3.6: Parassequências. (A) Sistema litorâneo dominado por ondas; (B) Frente deltaica; (C) Sistema deposicional costeiro dominados por maré. (Van Wagoner et al., 1991)

Através do agrupamento das parassequências (*parasequence sets*) e da análise do balanço entre a taxa de variação do nível relativo do mar e de suprimento sedimentar, configurou-se o que é denominado de padrão de empilhamento de parassequências. Os três tipos básicos de empilhamento dos conjuntos de parassequências, são: progradacional, agradacional e retrogradacional (Figura 3.7). O padrão progradacional ocorre quando o volume de sedimentos chegando à bacia excede a taxa de criação de espaço de acomodação, provocando um avanço dos sedimentos em direção ao mar, deslocando a linha de costa para o interior da bacia. Quando a taxa de sedimentação é inferior à taxa de acomodação, a linha de costa se desloca em direção ao continente e o padrão de empilhamento é retrogradacional; dessa maneira, de modo análogo, pode-se dizer que houve uma transgressão marinha. O padrão agradacional é caracterizado por um equilíbrio entre a taxa de sedimentação e a taxa de variação do espaço de acomodação. Neste caso, a linha de costa permanece estacionária. Os padrões de empilhamento das parassequências são muito utilizados para a caracterização de tratos de sistemas deposicionais.

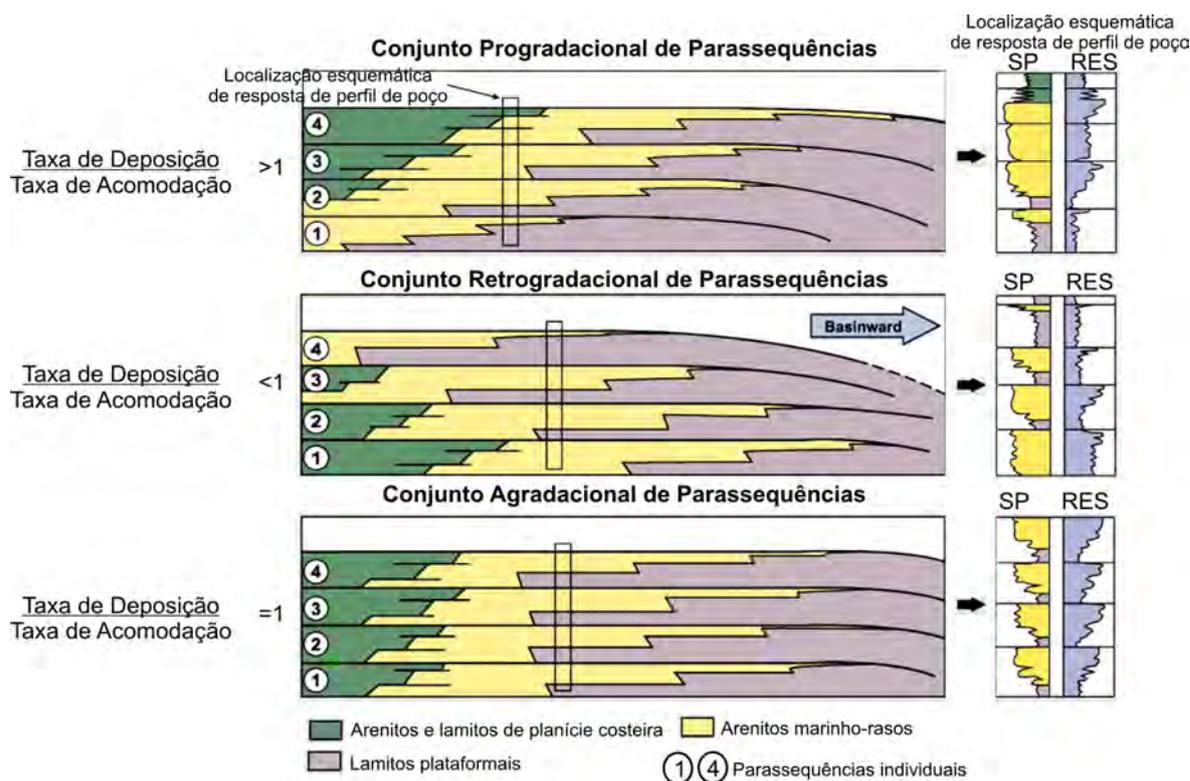


Figura 3.7: Padrão de empilhamento vertical de conjuntos de parassequências. (Van Wagoner et al., 1991)

### 3.3 Trato de sistemas

A definição original por Brown e Fisher (1977) em que tratos de sistemas consistem em pacotes de estratos que correspondem a tipos de depósitos geneticamente específicos, formando a subdivisão de uma sequência, manteve-se aceitável ao longo dos anos para todas as escolas de estratigrafia de sequência devido o fato de ser genérica e desprovida de ambiguidade nomenclatural.

As interpretações dos tratos de sistemas são baseadas em observações de padrões de empilhamento e identificação de superfícies limitantes chave (Catuneanu, 2006), que são movidos por mudanças correspondentes na trajetória da linha de costa, que vão definir os seguintes tipos de tratos de sistemas: Trato de Sistemas de Regressão Forçada, Trato de Sistemas de Nível Baixo, Trato de Sistemas Transgressivo, Trato de Sistemas de Nível Alto e Trato de Sistemas Regressivo.

### 3.3.1 Trato de Sistemas de Regressão Forçada (TSRF)

O TSRF marca a regressão da linha de costa impulsionada pela rápida queda de nível básico (Figura 3.8A) e inclui todos os depósitos regressivos acumulados após o início da queda e antes do início da próxima subida do nível relativo do mar. No modelo de sequência de Posamentier e Allen (1999) o TSRF é delimitado abaixo por um limite de sequência, e, acima, por sedimentos do Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB). No entanto, Hunt e Tucker (1992) colocaram o limite de sequência acima do TSRF, argumentando que, neste caso, o limite marcaria o término de um ciclo de deposição e início de outro (Catuneanu et al., 2011) (Figura 3.2).

### 3.3.2 Trato de Sistemas de de Nível Baixo (TSNB)

É formado pelos depósitos que se acumulam após o início da subida do nível relativo do mar, durante a regressão normal de nível baixo (Figura 3.8B). Encontra-se posicionado acima do TSRF limitando-o com uma discordância subaérea (Figura 3.2).

### 3.3.3 Tratos de Sistemas Transgressivo (TST)

Este trato de sistemas é formado pelos depósitos que se acumularam desde o início da transgressão até o limite máximo de avanço da linha de costa, pouco antes do início de um novo estágio de regressão (Catuneanu et al., 2011) (Figura 3.8C). O TST sobrepõe-se ao TSNB, estando limitado por uma superfície denominada de superfície transgressiva ou superfície regressiva máxima, e, no seu topo, é limitado pelo trato de sistemas de nível alto, separados pela superfície de transgressão máxima (STM), formada quando os sedimentos marinhos alcançam sua posição mais proximal (Figura 3.2).

### 3.3.4 Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA)

O TSNA é composto pelos depósitos progradacionais que são formados quando a taxa de acúmulo de sedimentos excede a de criação de espaço de acomodação durante os estágios finais de aumento do nível do mar relativo (Figura 3.8D). Este trato encontra-se posicionado sobre a superfície de máxima transgressão (STM) e é limitado, no topo, pela superfície de base de regressão forçada (SBRF) e sua conformidade sensu Posamentier e Allen (1999) (Catuneanu et al., 2011) (Figura 3.2).

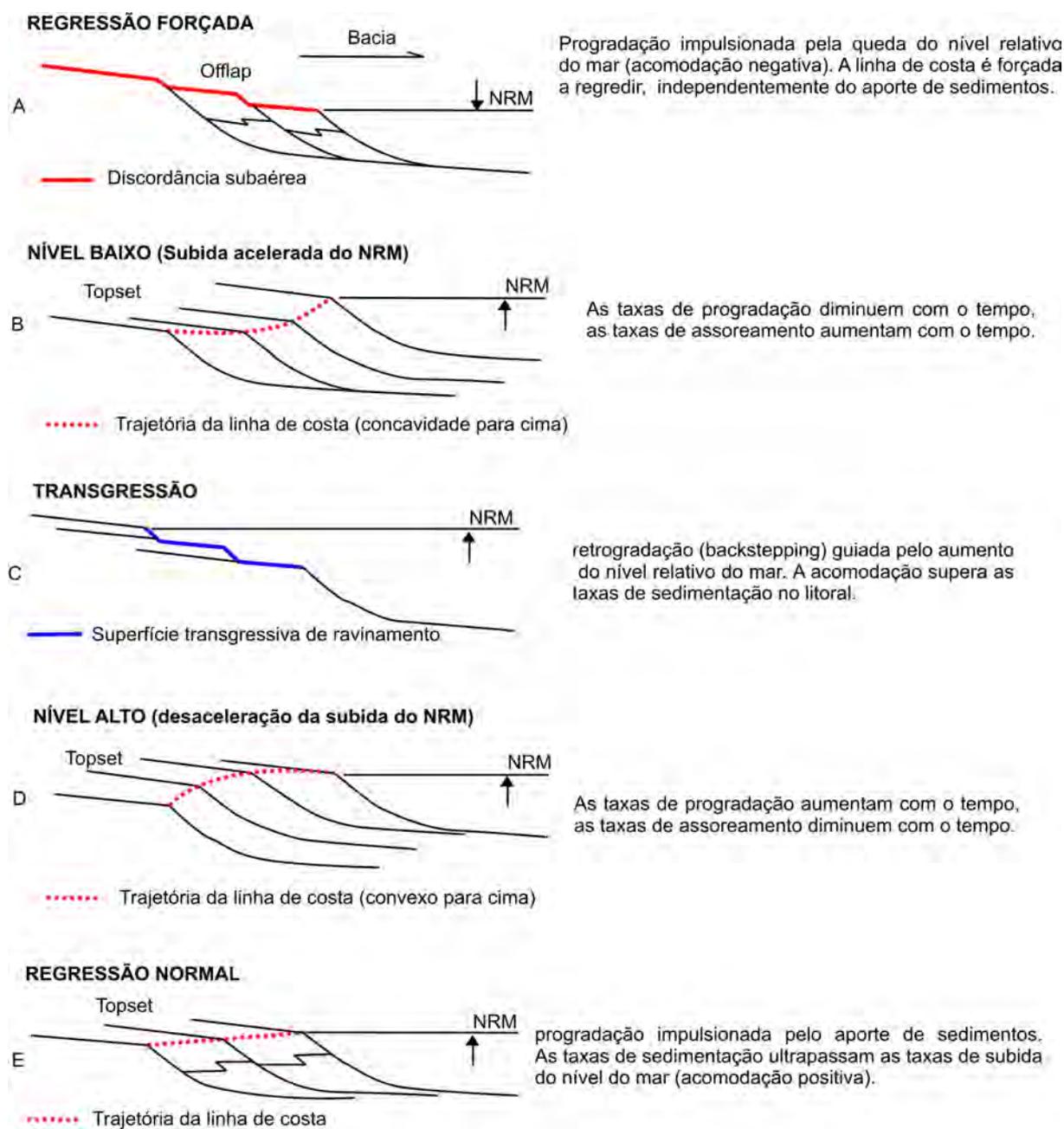


Figura 3.8: Padrões de empilhamento estratal relacionados com trajetória da linha de costa. Linhas em ziguezague indicam mudanças laterais de fácies dentro de corpos sedimentares individuais. O diagrama mostra os tipos possíveis de trajetória litoral durante as mudanças (subida ou descida) no nível relativo do mar. Abreviatura: NRM - nível relativo do mar (de Catuneanu *et al.*, 2011).

### 3.3.5 Trato de Sistemas Regressivos (TSR)

Há outra classificação de tratos de sistemas pelo modelo de sequência Transgressiva-Regressiva (T-R) de Embry e Johannessen (1992), esses autores delimitam uma superfície composta pela discordância subaérea na margem da bacia e pela sua conformidade correlativa, nesse modelo formado pela posição distal da superfície regressiva máxima (Figura 3.8E) e colocam o TSR acima do TST, limitado no seu topo pela superfície transgressiva sobrejacente, ou seja, o TSR é limitado acima e abaixo por uma superfície transgressiva. Nesse caso, elimina-se o uso das conformidades correlativas como parte do limite de sequências e agrupam-se o TSNA, TSRF e TSNB em um único trato de sistemas (TSR). A utilização do TSR é justificada apenas nos casos em que os dados disponíveis não são suficientes para diferenciar os TSNA, TSRF e TSNB (Figura 3.2).

## 3.4 Hierarquia

De acordo com Catuneanu et al. (2005), a hierarquia de sequências é utilizada para designar ordens para sequências estratigráficas limitadas por superfícies baseadas em sua importância relativa. Neste sistema é reconhecida a “primeira ordem” como a mais importante, também designada como “alta ordem”, que geralmente contém em seus registros as sequências de baixa frequência (Figura 3.9). A partir daí são realizadas subdivisões que são classificadas como “segunda ordem” que, por sua vez, também pode ser subdividida em “terceira ordem” e assim por diante.

As ordens hierárquicas refletem as mudanças cíclicas nas tendências deposicionais em diferentes escalas de observação, sendo que, ciclos de maior frequência (classificação mais baixa) refletem as reais mudanças nas tendências deposicionais por se aproximarem da análise das fácies em escalas de observação cada vez maiores. De modo geral, as superfícies e sequências com classificação mais baixa são agrupadas, por exemplo, dentro de tratos de sistemas (grandes escalas), e assim sucessivamente, o que levaria as superfícies e unidades de sequência estratigráficas de diferentes ordens hierárquicas a se sobreporem; nesse caso, a discriminação entre unidades sobrepostas e as superfícies que se desenvolvem em diferentes ordens de ciclicidade é uma questão de escala de observação, que depende da abrangência, finalidade do estudo e da resolução dos dados disponíveis. Um dos elementos críticos para a construção de um quadro de hierarquias é justamente o critério que deve ser utilizado para tal organização. Em seu trabalho, Catuneanu et al. (2005) expõem duas diferentes metodologias, baseadas em estudos no Fanerozóico. Uma delas tem como fundamento a duração da sequência e a outra a magnitude da variação do nível de base (independente da

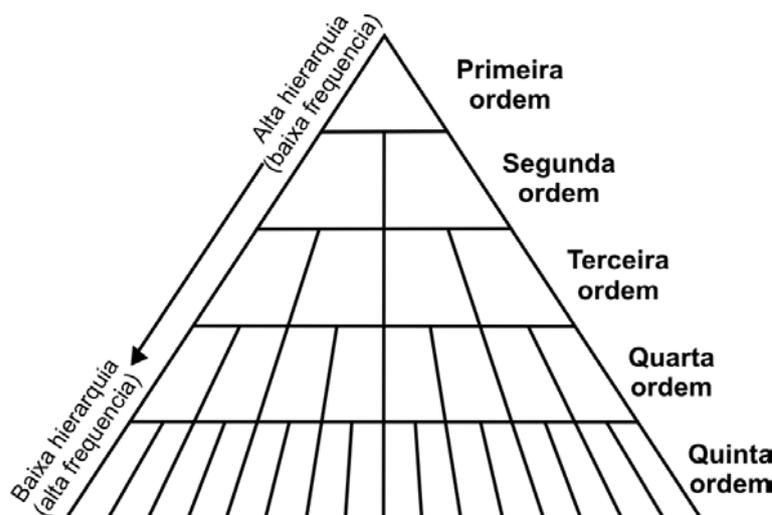


Figura 3.9: Representação esquemática do conceito de hierarquia. A utilização de "baixa" versus "alta" ordens é inconsistente: referem-se a alguns ciclos de primeira ordem, como os ciclos de ordem superior, fazendo referência para a posição elevada desses ciclos dentro da pirâmide hierárquica; outros autores se referem a ciclos de primeira ordem como baixa ordem, fazendo referência aos números atribuídos a cada ordem. Por esta razão, recomenda-se termos menos ambíguos de "alta hierarquia" versus "baixa hierarquia" (de Catuneanu *et al.*, 2011).

duração da sequência). Esses autores citam que, apesar de controverso e limitado, o sistema de hierarquia com base na duração de sequência, originalmente desenvolvido a partir estudos de caso fanerozóicos (Sloss *et al.*, 1949) foi extrapolado para o Precambriano (Krapez, 1996) e (Krapez, 1997), fornecendo durações médias para as ordens de sequência da seguinte maneira: quarta ordem = 90-400 Ma, terceira ordem = 1-11 Ma, segunda ordem = 22-45 Ma, e primeira ordem, aproximadamente 364 Ma. Catuneanu *et al.* (2005) explicam como cada uma dessas ordens de ciclicidade estratigráfica está geneticamente relacionada com controles tectônicos particulares (e, num grau muito menor, climático), cuja periodicidade é assumida como sendo mais ou menos constante durante o tempo geológico. Como exemplo esses autores utilizam a proposta de Krapez (1996), em que a duração dos ciclos de primeira ordem é de 364 Ma, calculado com base na suposição de que nove períodos iguais de tectônicas globais (ciclos de Wilson), de aglutinação e separação de supercontinentes ocorreram durante o intervalo de 3500-224 Ma. Esse tipo de sistema de hierarquias baseado na duração de sequência se utiliza do argumento de que “não há critérios físicos para julgar a hierarquia de um limite de sequência”. Portanto, a hierarquia de sequência é avaliada a partir de interpretações sobre a origem das camadas contidas entre as superfícies-chave, e do período dos processos que formaram esses estratos (Krapez, 1997, p. 2 *apud* Catuneanu *et al.* (2005)).

Baseado nesta metodologia foi estabelecido que os ciclos de 1ª ordem correspondem aos grandes ciclos eustáticos derivados de fenômenos geotectônicos globais, como fusão e fissão de supercontinentes, e tem como registro geológico o conjunto de megassequências com duração de deposição superior a 50 Ma. Esses ciclos comportam vários ciclos menores de 2ª ordem, com duração entre 3 a 50 Ma, correspondentes às sequências definidas por Sloss (1963, 1984) e Soares et al., (1978) (*apud* Ribeiro (2001)), que as consideram como o produto de episódios sincrônicos de subsidência e soerguimento das áreas cratônicas, e são caracterizados por elevação e queda do nível do mar. Vail et al. (1977) e Haq et al. (1988), apesar da polêmica, afirmaram que os tratos de sistemas de 3º ordem com intervalos de duração entre 0,5 a 3 Ma, seriam o resultado de variações eustáticas devido à glaciações e deglaciações. Por outro lado, o registro de glaciações no Precambriano são ainda menores do que no Fanerozoico. Assim, a glacio-eustasia parece ter sido menos importante que as tensões intraplacas e mudanças cíclicas do geoide da Terra como possíveis explicações para os ciclos de 3º ordem de mudanças no nível do mar. Alterações no volume de bacias oceânicas, devido a *hot spots*, cordilheira sísmica e plumas mantélicas (Eventos de superplumas - SPEs) teriam sido as influências mais importantes no início do Pré-Cambriano, devido a um maior fluxo de calor do manto e da superfície. A fraca ciclicidade identificada em eventos de Largas Províncias Ígneas (Large Igneous Provinces - LIPs) em todo o Precambriano e o rompimento de supercontinentes devido às plumas mantélicas equivale aproximadamente a durações de ciclo de deposição de 1º ordem. As parassequências constituiriam as sucessões verticais de 4ª ordem (100.000 anos) (?). Posteriormente, com o avanço dos estudos baseados na aplicação da Estratigrafia de Sequências, os chamados ciclos de alta frequência (5ª e 6ª ordens) também passaram a ser propostos por Della Fávera (1984). Os ciclos de 5ª ordem seriam formados em intervalos de tempo na escala de horas (praticamente instantâneos) e separados por hiatos de dezenas de milhares de anos. Como exemplo desse tipo de depósito temos os turbiditos, inunditos, sismitos e tempestitos (Assini, 2001).

Catuneanu et al. (2005) enfatizam que, a principal questão relacionada a este tipo de enquadramento hierárquico é saber se a periodicidade de mecanismos tectônicos controladores das ciclicidades estratigráficas eram, de fato, constantes ao longo da história da Terra, como assumido pelos defensores desta metodologia, além de, equivocadamente, se basearem na suposição de que os controles de ciclicidade em específicas ordens hierárquicas são previsíveis, repetitivos, e inalterados durante a evolução da Terra, permitindo periodicidades iguais para ciclos de mesma ordem hierárquica, independentemente da idade.

Estudos quantitativos da duração e da espessura de sequências estratigráficas feitos por Drummond e Wilkinson (1996) e Schlager (2004) mostram que esse tipo de classificação pode constituir uma subdivisão arbitrária e que as sequências são similares em várias esca-

las. Este último afirmou que as ordens de sequências estratigráficas estavam sendo usadas livremente e com definições muito diferentes do objetivo que é o de indicar uma estrutura natural (Schlager, 2004, *apud* Catuneanu et al. (2010)). Eriksson et al. (2005), em seu artigo sobre os controles da mudança do nível do mar e padrões de sedimentação durante o Precambriano, concluíram que a ciclicidade sedimentar observada em sucessões precambrianas é principalmente uma função da interação de uma série de controles tectônicos e climáticos independentes, que operam em diferentes escalas temporais. Além disso, cada controle na mudança do nivelamento do mar, tal como um ciclo de rifteamento continental, pode gravar uma alteração de duração e de taxas de processos ao longo do tempo durante a história de evolução da Terra.

Em compensação, no sistema de hierarquia baseado na magnitude das alterações de nível de base, a duração de sequência é irrelevante, sendo levados em consideração os atributos físicos de suas superfícies limitantes, tais como: a extensão da área sobre a qual o limite de sequência pode ser reconhecido; a extensão da área da porção discordante do limite; o grau de deformação em que foram submetidos os estratos subjacentes à porção discordante do limite durante a geração deste; a magnitude do aumento do nível relativo do mar e a inundação da margem da bacia representada pela natureza e extensão dos estratos transgressivos que cobrem o limite; o grau de alteração do regime sedimentar através do limite; e o grau de alteração do ambiente tectônico da bacia e áreas ao redor do limite (Catuneanu et al., 2005). Com base em tais características foram definidas cinco ordens (Figura 3.10).

Segundo Catuneanu et al. (2005), existem dois problemas relacionados a essa classificação. O primeiro é que este esquema implica no controle tectônico para a geração das sequências, e o segundo é que requer boa preservação da margem da bacia. Porém, existem também duas vantagens que são: a) empregar critérios físicos para sua delimitação, independentemente do intervalo de tempo entre os limites de sequências com características semelhantes e b) ignorar o problema da natureza e periodicidade irregular dos mecanismos controladores da ciclicidade ao longo da história da terra, o que é de extrema importância quando aplicado a bacias precambrianas.

É difícil isolar os efeitos de qualquer controle no desenvolvimento de uma sequência, uma vez que vários mecanismos de sequências, independentes, comumente interagem e contribuem para a arquitetura de um preservado registro estratigráfico (Miall, 1997). Independentemente do mecanismo causador dos ciclos, tornou-se cada vez mais evidente que a escala de ciclos estratigráficos varia ao longo da espessura e do tempo no registro das rochas (Catuneanu et al., 2010), de modo que a utilização do controle temporal induz a erros, tanto dos períodos de duração quanto do processo causador, mesmo sendo útil, em um sentido relativo



registro das rochas, como, por exemplo, extensão geográfica de discontinuidades, profundidade dos vales incisos, ou a magnitude da mudança de fácies em superfícies de sequência estratigráfica, entre outros. Ademais, considerar que qualquer abordagem à hierarquia, que seja independente da duração dos ciclos pode ser específica de cada bacia. Esta abordagem fornece uma solução para um problema empírico para o qual não existe, ainda, uma metodologia aceitável e aplicável universalmente.

Por fim, em conformidade com os trabalhos supracitados, pode-se concluir que os diferentes controles sobre as mudanças no nível do mar, como o tectonismo e o clima, e a sua variabilidade no tempo em termos de taxas e periodicidades, apoia a argumentação de que cada ordem de ciclicidade é relativa e precisa ser definida dentro do contexto estratigráfico de cada caso específico.

### **3.5 Precambriano x Fanerozoico – Histórico, variações no nível do mar, sedimentação e sistemas deposicionais**

O Eon Precambriano responde por 90% da história da Terra e do ponto de vista econômico, fornece cerca de 75% dos recursos minerais globais como, por exemplo, Au, Pt, Cr, Fe, Mn. Além disso, o Precambriano contém a evidência disponível sobre a origem e desenvolvimento do início da vida, apesar de ainda hoje termos pouca informação ao seu respeito. Um dos princípios de maior importância sobre os padrões de sedimentação pré-cambrianos é que quase todas as litologias, estruturas e gênese inferida têm seus equivalentes modernos. É importante atentar para o fato de que no registro Fanerozóico há uma melhor preservação, maior volume de ocorrências e um registro fóssil razoável, o que facilita o estabelecimento de um quadro para investigações sedimentológicas e bioestratigráficas detalhadas.

Algumas das razões para a maior parte dos estudos contemplarem o Eon Fanerozoico são meramente históricas, pelo fato de, no Hemisfério Norte (especificamente na Europa e América do Norte, que até recentemente dominavam as publicações científicas no tema), as rochas fanerozóicas serem muito mais difundidas e de fácil acesso. Além disso, ressalta-se que a indústria global de hidrocarbonetos domina o emprego dos interessados em tais estudos, uma vez que este bem mineral, em grande parte, é obtido em bacias fanerozóicas. Embora os processos, de deposição e evolução das rochas sedimentares serem análogos em bacias sedimentares, existem claras diferenças nas variabilidades das taxas e intensidades dos processos como controladores intempéricos, transporte, erosão, deposição e diagênese. Durante o início do Arqueano e Paleoproterozoico, taxas variáveis de movimento de placas, assim como

evidências de subducção de baixo ângulo, taxas de crescimento da crosta continental, taxa de rotação da Terra diminuindo gradualmente, bem como a evolução atmosfera-hidrosfera da Terra, exerceram papéis importantes no início da sedimentação.

Alguns poucos trabalhos procuraram aplicar a estratigrafia de sequência para o registro sedimentar Precambriano, dentre eles, os de Christie-Blick (1991), Beukes e Cairncross (1991), Krapez (1996), Catuneanu e Eriksson (1999) e Catuneanu e Eriksson (2002), Ramaekers e Catuneanu (2004) e Eriksson e Catuneanu (2004), que refletem os problemas relacionados à preservação e deformação desses registros. Eriksson et al. (2005) e Bose et al. (2010), fazem um apanhado geral sobre as mudanças na Terra que influenciaram o início da sedimentação, bem como uma análise dos sistemas sedimentares e sequência arquitetural estratigráfica relacionadas à variação do nível do mar Precambriano. Estes autores tentam estabelecer, em primeiro lugar, um caráter geral da sedimentação e definir padrões de sedimentação dentro do amplo âmbito de um sistema terrestre em evolução.

A partir deste ponto será feito um resumo da história da evolução da Terra com ênfase nos principais pontos que influenciaram o início da sedimentação, assim como as principais características dos sistemas deposicionais Precambrianos, para que seja possível estabelecer uma comparação entre os diferentes Éons. Este resumo foi baseado principalmente nos trabalhos de Eriksson e Catuneanu (2004) e Bose et al. (2010).

Em torno de 4.5 Ga a Terra havia se formado e, por volta de 4550 Ma, ocorreu a diferenciação do planeta. Como produto final tem-se um núcleo metálico, manto silicático, crosta e atmosfera quimicamente diferenciadas (Figura 3.11). A interação das placas tectônicas e processos térmicos tem sido o controle de primeira ordem fundamental na evolução da Terra desde pelo menos o Neoarqueano. Em sua etapa inicial um "oceano de magma" persistiu por várias centenas de milhões de anos, concomitantemente com uma atmosfera de vapores perdidos, que foram resultantes, em grande parte, de eventos de impactos de meteoros e de escapes hidrodinâmicos.

Logo após houve a formação de Proto-crosta (basalto komatiíticas) e estas crosta iniciais teriam sido fundidas, fragmentadas, e recicladas repetidamente sobre uma caótica convecção do manto, parcialmente fundido. A temperatura elevada da superfície da Terra evitava a formação de uma hidrosfera e toda água residia em uma atmosfera de vapor com 1% (peso equivalente) dissolvido no "oceano de magma". Dentro desse ambiente primitivo teve início o ciclo de sedimentação de produtos derivados do intemperismo, além de uma grande variedade de detritos de dimensões variadas ejetados por impactos de meteoritos. Esses detritos eram susceptíveis a transportes por gravidade e, talvez, por transitórios arrastamentos eólicos do material mais fino devido a ausência de águas superficiais. Quando e como exatamente

ocorreu a transição de um manto caótico para um manto inteiro em camadas, assim como a criação das primeiras crostas continentais e o início do regime de placa tectônica ainda é alvo de debates. Os modelos de fusão de placas e subducção de Martin e Moyen (2002) (*apud* Eriksson et al. (2004)), o modelo da obducção intraoceânica de De Wit (1991, 1998) (*apud* Eriksson et al. (2004)), da diferenciação e delaminação crustal *in situ* de Zegers e Van Keken (2001) (*apud* Eriksson et al. (2004)) e o modelo da "abertura bloqueada" ("*plughole*") de Trendall (2002) (*apud* Eriksson et al. (2004)), requerem que os oceanos já tivessem sido formados, pelo menos parcialmente, e que a crosta oceânica primitiva fosse essencialmente subaquática nesse momento da história geológica global.

Em torno de 4.0 Ga, a crosta continental era provavelmente constituída por um número de processos como a formação de platôs oceânicos, complexos de acreção intra-oceânicos e plumas mantélicas, dentro de um domínio sedimentar que, em princípio, era predominantemente oceânico e abissal. Entre 3.7 e 3.6 Ga a Terra desenvolveu uma combinação de pequenas áreas continentais e oceânicas e este período de tempo foi caracterizado por uma sedimentação do tipo *greenstone belt*, que continuou até cerca de 2.7 Ga. Nas margens desses núcleos protocontinentais e crescimento de crátons teria se estabelecido configurações de ambiente marinho raso.

Na evolução geológica global no pré-cambriano, Eriksson et al. (2005) postulou que havia pelo menos dois eventos de aglutinação de supercontinentes os quais denominaram "supereventos", um em 2,7 Ga e outro em 2,2-1,8 Ga, e que estes refletem mudanças importantes na evolução da Terra.

O primeiro evento catastrófico (2,7 Ga) inferido, relacionado com placas tectônicas que se tornaram predominantes na Terra e até uma massa crítica, possivelmente, de plumas que se acumularam na descontinuidade do manto a 660 km, pode ter provocado o primeiro "evento de Super Plumas – Super Plumes Event" (SPE). Antes disso, a partir de c. 2,8-2,7 Ga, grandes províncias ígneas - *large igneous provinces* (LIPs) - aumentaram em frequência. Em c. 2,7 Ga eventos catastróficos de reversão do manto tornaram-se atuantes em escala global e a transição para uma Terra completamente formada por placas tectônicas foi marcada por volumosas crostas de granito *greenstone* geradas em torno de 2760-2620 Ma, incluindo um maior evento eruptivo komatiítico, possivelmente, em escala global, em 2705 Ma. Com a formação do primeiro supercontinente "Kenorano" em 2,7 Ga, um agregado de uma SPE com as fases terminais deste supercontinente teria se combinado com alterações significativas no eustatismo e na bioquímica oceânica relacionada a níveis globais de mar elevados, juntamente com picos de diversidade e ocorrência de estromatólitos, sem mudanças importantes na química do oceano.

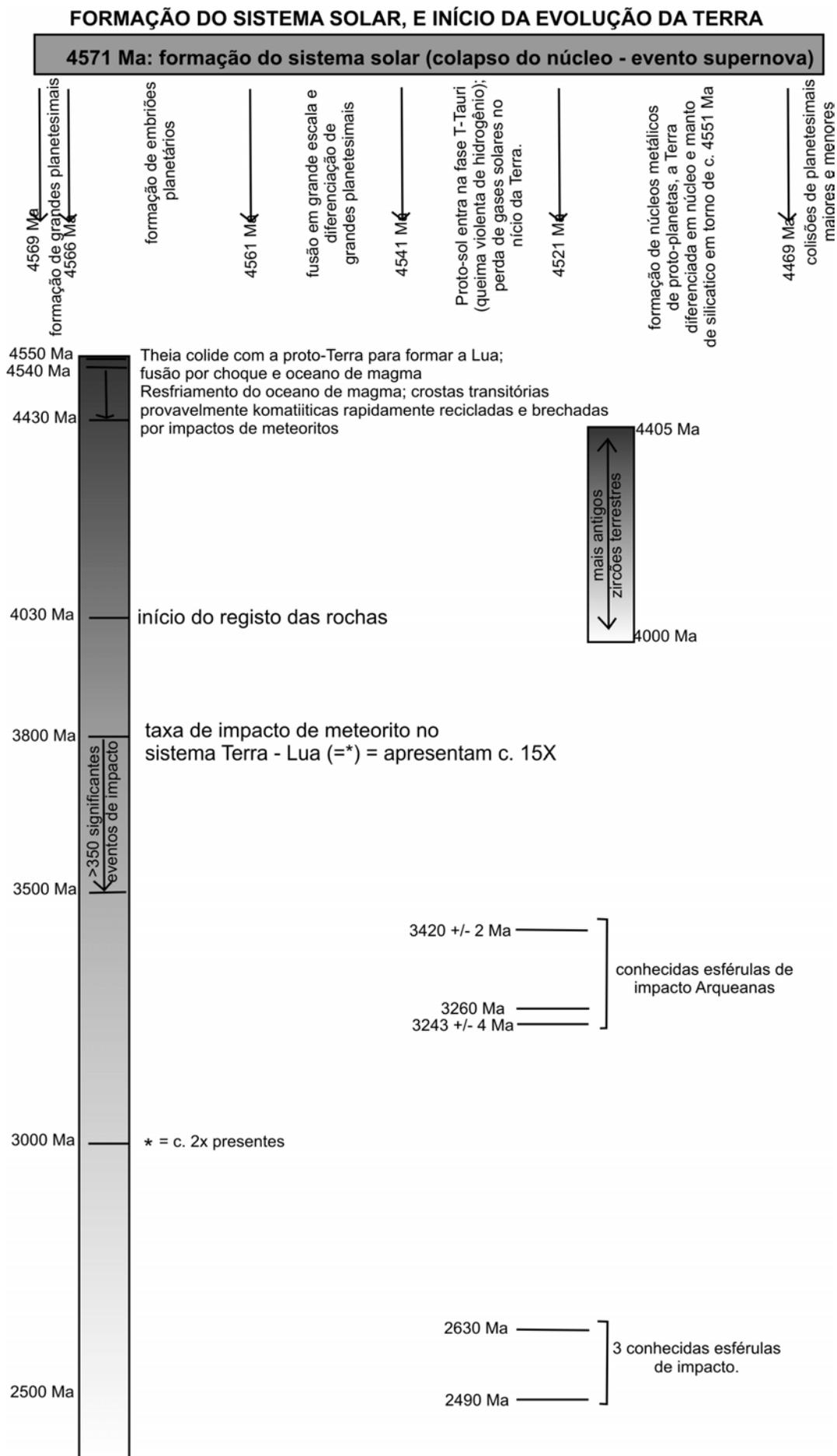


Figura 3.11: Sumário de um gráfico de tempo ilustrando a formação do sistema solar e a evolução da Terra primitiva (de Catuneanu *et al.*, 2004).

O segundo "superevento" global, em c. 2.2-1.8 Ga, abrangeu um pico em cinturões *greenstone* vulcânicos, provavelmente com dois supercontinentes, uma segunda SPE, bem como picos locais de crescimento crustal continental. Novamente, essas grandes mudanças na evolução da Terra foram acompanhadas de importantes eventos bioquímicos dentro da atmosfera e hidrosfera. Os "supereventos" de 2.7 e 2.2-1.8 Ga forneceram um quadro de padrões de sedimentação mundial, que foram acomodados dentro de um grau significativo de aquiescência tectônica de escala global, seguido por aumento eustático e pico de crescimento crustal em c. 2.7 Ga.

Um "Grande Evento de Oxidação", que deve ter ocorrido em algum momento entre 2,35 e 2,0 Ga, geralmente atribuída ao soterramento significativo de carbono orgânico, aumentou o teor de  $O_2$  na atmosfera.

Após a formação de "Laurentia", em c. 2.0-1.7 Ga, e um supercontinente aproximadamente contemporâneo "do sul", em cerca de 1.8 Ga, grandes massas haviam se desenvolvido, possibilitando a formação de ergs pela primeira vez em muitos dos crátons preservados. Em torno da mesma época, *red beds* sensu stricto tornaram-se comuns em muitas sucessões, indicando que o oxigênio livre estava presente na atmosfera nesse tempo (Eriksson e Cheney (1992) Eriksson e Simpson (1998) e Simpson et al. (2004)). Até o início do Mesoproterozóico os ciclos de supercontinentalização tinham se tornado bem desenvolvidos, juntamente com o dos sistemas sedimentares que acompanham o ciclo de Wilson. Em torno de c. 1,8 Ga, com o início dos desertos de forma globalizada, todos os sistemas e ambientes sedimentares conhecidos já estavam presentes, aparentemente com exceção da glaciação.

Ao longo do tempo, as potenciais fontes de sedimentos clásticos, assim como a paleoatmosfera e a paleohidrosfera, teriam mudado. A interação de complexos processos de deposição foi determinante para a composição dos sedimentos detríticos do Fanerozoico. Segundo Corcoran e Muller, 2004 (*apud* Bose et al. (2010)), o Arqueano se caracterizou por condições de "intemperismo agressivo", causados pela combinação de altos níveis de calor, umidade e gases  $CO_2$  e  $CH_4$ , resultando em intensos desgastes das rochas. Vinculado a ausência de vegetação, o material resulta

Apesar dessas discussões, deve ser levado em consideração o papel das possíveis diferenças no tempo e intensidade de sistemas de sedimentação, assim como a importância da composição atmosférica para o "intemperismo agressivo". Eriksson et al. (2009) sugerem ainda que muitos crátons do Paleoproterozóico foram alimentados por sistemas fluviais e marinhos costeiros clásticos, igualmente episódicos e de alta energia, com suprimento sedimentar intermitente devido a influência de um efeito-estufa na paleoatmosfera ainda que fortemente reduzido. Com relação às mudanças paleoclimáticas, o que tem sido mais aceito é que havia um paleoclima quente e úmido até c. 2,3 Ga, cuja umidade pode ter preju-

dicado a formação de arenitos eólicos. Posteriormente, uma configuração rifte (associado com o “evento da Grande Oxidação”) pode ter contribuído nas modificações para um regime globalmente quente e menos úmido devido às massas continentais cada vez maiores, com interiores secos. No período entre 2,3 e 1,8 Ga eventos fortemente episódicos de inundações fluviais podem ter caracterizado regimes de sedimentações continentais aquosas e isso provavelmente influenciou fortemente o retrabalhamento fluvial de depósitos eólicos (Eriksson et al., 2009).

### 3.5.1 Mares Precambrianos

Assim, uma vez que a evolução oceânica tinha sido iniciada na Terra, primeiramente com a geração da crosta continental, seguida da formação de núcleos proto-cratônicos, o primeiro ambiente sedimentar subsequente sobre essa instável superfície era composto por um oceano inicialmente com a maior parte das águas com profundidades abissais e, posteriormente, com o início do crescimento crustal, foi gerada uma grande variedade de ambientes marinhos relacionados a diferentes profundidades. Esse primeiro oceano (profundo) ainda teria sido sujeito a eventos de impacto de cometas e meteoritos que desempenharam um papel predominante nos padrões de sedimentação.

Os primeiros oceanos foram formados em torno de 4.0 Ga pela condensação da paleo-atmosfera que recebia os gases provenientes do manto da Terra. A água do mar primitiva era ácida, provavelmente devido aos teores relativamente altos de CO<sub>2</sub> e de outros ácidos, como H<sub>2</sub>S e HCl, porém, de forma relativamente rápida, as atividades vulcânicas e a reciclagem da água em torno das dorsais meso-oceânicas foram essenciais para a configuração da composição atual (Bose et al., 2010). Além disso, a atenuação e eventual quebra do supercontinente Kenorano durante c. 2,45-2,1 Ga, influenciando globalmente elevados níveis do mar, acompanhados de rifteamento e dispersão, resultaram em grandes mares epêiricos ocupando bacias de margem passiva em muitos dos crátons derivados do Kenorano. Mares epêiricos ao longo das margens continentais ou dentro de interiores continentais parecem ter sido importantes na parte inicial do pré-cambriano. Eles foram provavelmente mais comuns que durante o Fanerozóico e, seus equivalentes modernos são essencialmente ausentes, com pobres análogos na Baía de Hudson e no Mar do Norte (Galloway e Hobday (1983) *apud* Eriksson et al. (2005)).

O modelo conceitual de mar epêirico clássico aplicado ao registro Fanerozóico é o de Shaw (1964) e Irwin (1965) *apud* (Eriksson et al., 2004), e abrange ondas marítimas dissipadas em uma zona de mar amplo e aberto, com uma alta energia de onda e estreita faixa de maré (zona "Y") (Figura 3.12), separando uma parte exterior costa afora de uma ampla e rasa

zona terrestre interior, com sistemas fluviais entrelaçados alimentando esta bacia rasa com sedimentos clásticos.

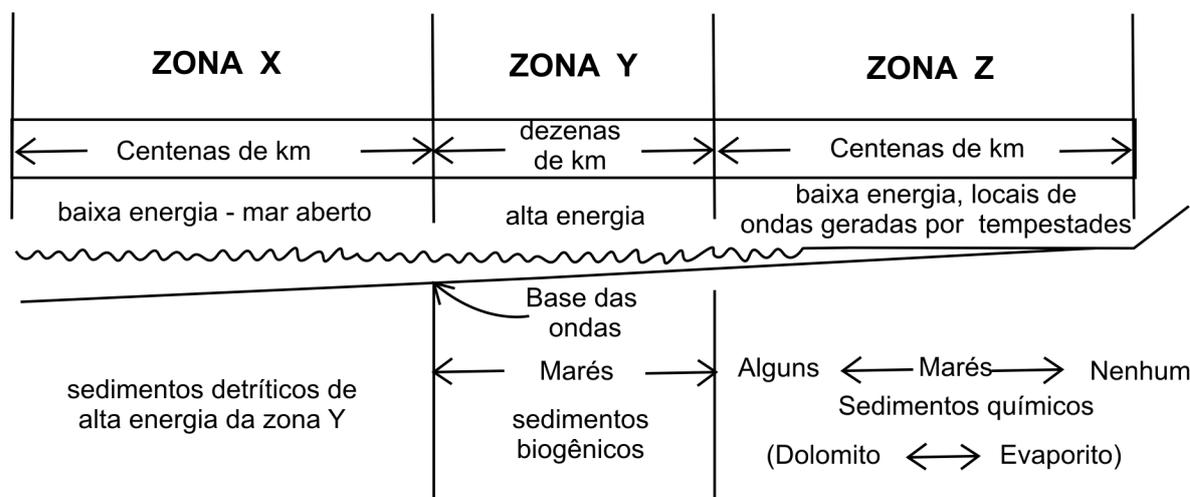


Figura 3.12: Modelo clássico de mar epêrico de Shaw (1964) e Irwin (1965) (*apud* Catuneanu *et al.*, 2004).

Os mares epêricos precambrianos formaram uma profusão de sistemas de alta energia, como deltas entrelaçados, ao longo de suas linhas de costa, sendo importantes a interação de correntes distantes das desembocaduras dos rios. Outra característica desses mares é que, nas plataformas de águas rasas, as ondas se dissipam rapidamente, enquanto que a altura das marés geralmente aumenta (Figura 3.13). Tal suposição é reforçada pela presença de extensos depósitos peritidais sobre as porções planas de empilhamento das várias bacias marítimas epêricas inferidas de idade Fanerozóica. No Precambriano, enseadas epêricas se desenvolveram em grande escala, com suaves declives em direção ao oceano aberto. Essas enseadas eram normalmente associadas a grandes sistemas fluviais entrelaçados que fluíam para esses mares rasos. Os depósitos de plataforma dessa idade são geralmente de areia e eles tendem a se assemelhar intimamente a seus equivalentes Fanerozóicos, com algumas exceções. Esse é o caso, por exemplo, de registros de depósitos de plataformas abertas dominadas por onda formadas por arenitos costeiros compostos por bancos maciços e laminados argilosos e quantidades subordinadas de depósitos de tempestade, siltitos e arenitos finos bem classificados. Com relação a estratificações “*hummocky*” e “*swaley*”, lâminações paralelas e estratificações cruzadas e planares são tão comuns nestas rochas quanto em sucessões fanerozóicas.

Bose *et al.* (2010) discutem três exemplos de registros marinhos: a) na bacia Witwatersrand, de idade Arqueana, formada durante terrenos compostos incluindo “*greenstone belts*”, ainda em acreção, com o núcleo do cráton Kaapvaal (África do Sul), b) no Supergupo Transvaal, cráton Kaapvaal, preservado em três bacias - Transvaal, Griqualand West

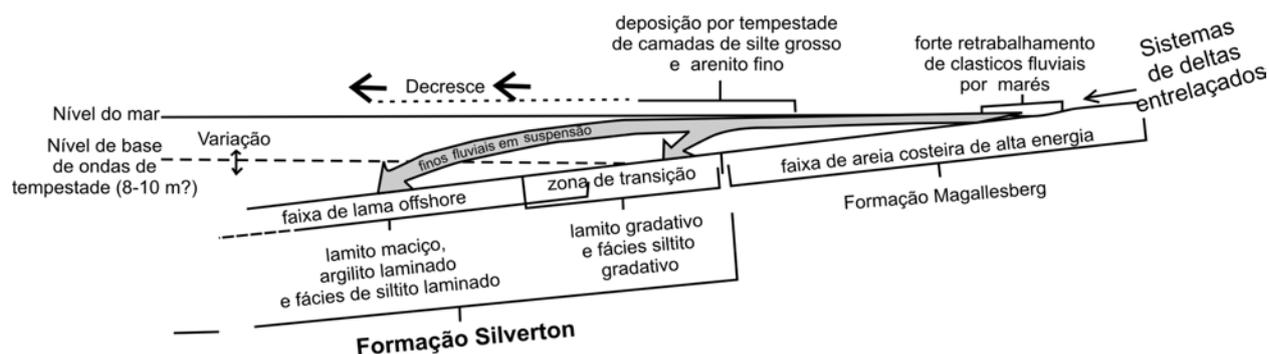


Figura 3.13: Modelo para águas rasas de mar epêirico Paleoproterozóico com baixo gradiente proposto para a Formação Silverton por Eriksson *et al.* (2002) (de Catuneanu *et al.*, 2004).

e Kanyee, de idades Paleoproterozóicas, em todos os casos destacando-se consideráveis influências das marés e c) Supergoup Vindhyan, na Índia central, de idade Neoproterozóica, com importante influência predominantemente de tempestade.

Em resumo, o registro precambriano marinho é dominado por escassos depósitos marinhos epicontinentais (marinhos rasos) e abundantes depósitos peritidais com sedimentação em enseadas epêiricas, bem como por registros de sucessões de tempestade em rotas marítimas epêiricas. As únicas manifestações de vida vinham dos estromatólitos, que cresceram de forma generalizada em águas rasas e em ambientes subaquosos terrestres, que desencadearam vários fatores que refletem a diferença entre os sedimentos antigos e os novos, tais como: taxas de suprimento e erosão, maior preservação pela ausência de bioturbações (desconsiderando no momento deformação e metamorfismo) e maior penetração de luz nos ambientes marinhos favorecendo o desenvolvimento de carbonatos em profundidades maiores nas zonas fóticas (devido à falta de plâncton). A amalgamação vertical de camadas supralitorais de tempestades resultou no baixo gradiente das costas marítimas epêiricas. Esse baixo gradiente das plataformas e a grande proliferação de tais tapetes microbianos combinaram-se para limitar a sedimentação epêirica e, por sua vez, podem ter favorecido o empilhamento vertical dos tratos de sistemas de mar alto à custa do trato de sistemas transgressivo. Nesse contexto, grandes sistemas fluviais entrelaçados desembocavam nesses mares epêiricos ao longo dos litorais.

Com relação às variações no nível do mar, geralmente, os controles bem conhecidos inferidos para o registro Fanerozóico podem ser aplicados também para o registro Precambriano. Porém, deve levar em conta, por exemplo, que os sistemas de circulação, possivelmente, mais uniformes nas plataformas largas e de inclinação suave, típicas das margens continentais pré-cambrianas, podem ter aumentado o controle do nível relativo do mar, em curto

prazo, devido às ondas e marés. Nesse sentido, é importante salientar que, durante o Arqueano, eram mais comuns marés com maiores amplitudes, resultantes de uma menor distância média entre a Terra e a Lua.

### 3.5.2 Glaciações

Sobre os períodos de glaciação da Terra, o primeiro grande evento ocorreu em c. 2,4-2,2 Ga e, antes deste, teriam ocorrido apenas depósitos glaciais relacionados a regiões montanhosas. Os depósitos glaciais paleoproterozoicos foram formados em grande parte da margem passiva e em configurações de bacia “Antepaís”. Os eventos glaciais globais paleoneoproterozoicos foram precedidos pela amalgamação de supercontinentes, e consequentemente, o aumento da área emersa teria reforçado regimes de intemperismo e, assim, também diminuição do efeito estufa (CO<sub>2</sub>). Por outro lado, os locais com baixas paleolatitudes teriam aumentado o efeito albedo da Terra, e juntos, esses fatores provavelmente teriam promovido um resfriamento em escala global (Young, 2004).

### 3.5.3 Sistemas Fluviais

Existe um amplo consenso de que os sistemas fluviais Precambrianos exibiam largos canais em amplas planícies entrelaçadas, elevadas taxas de migração de canal e descarga, escoamento superficial altivo, cargas de leito abundantes e com bancos instáveis, devido à ausência de vegetação e de solos mal desenvolvidos. Consequentemente, predominavam os sistemas entrelaçados. Tais configurações teriam deixado os sistemas fluviais mais susceptíveis a variações paleoclimáticas do que os seus correspondentes no Fanerozóico.

Eriksson et al. (2009) postulam que acumulações temporárias de sedimentos argilosos dentro destes sistemas fluviais (relacionadas ao agressivo efeito estufa das paleo-condições atmosféricas fornecendo material argiloso mais instáveis dentro de sistemas continentais) permitiram desenvolver paleodeclives mais elevados localmente, e localizados depósitos de fluxo por gravidade dentro destes sistemas entrelaçados. Este estilo fortemente episódico de sedimentação fluvial está relacionado com qualquer prolongamento de uma paleoatmosfera agressiva, com transições diacrônicas possivelmente graduais para um ambiente oxigenado, implícito no "Evento de Grande Oxidação". Além disso, autores como Muller e Corcoran, 1998 (*apud* Bose et al. (2010)) apontaram que, nos citados sistemas, os restos piroclásticos em cinturões arqueanos “*greenstone*” comumente sufocaram canais aluviais, levando à predominância de fluxos de inundação hiperconcentrados e depósitos de inundação em lençol.

### 3.5.4 Sistemas Eólicos

Em relação aos registros eólicos precambrianos existem muitos elementos diagnósticos, dentre os quais se destacam estratificação eólica, depósitos Draa (normalmente com grande espessura e extensão), combinações de marcas onduladas eólicas, depósitos de queda de grão (*grainfall*) e de fluxo de grão (*grainflow*) e depósitos interdunas, que ocorrem entre dunas e / ou draas e normalmente incluem sedimentos argilosos, uma combinação de estruturas eólicas e estruturas aquosas, bem como evidência de dessecação.

Na ausência de qualquer tipo de vegetação e presença de solos fracamente desenvolvidos, os rios precambrianos tinham tendência a entrelaçar, porém, durante a queda do nível de base incidiam canais e depositavam lama durante a sua ascensão. Durante o Precambriano a tectônica também exerceu um papel importante, embora assumindo logicamente que, na ausência de vegetação, o clima foi mais eficaz no controle da deposição e erosão. Esta ausência de vegetação deve ter sido também a responsável pela suposta amplitude do regime eólico durante o Precambriano, embora os depósitos ergs só terem sido comuns a partir de aproximadamente 1,8 Ga devido, possivelmente, a pequenos crátons e fortes influências oceânicas sobre os anteriores regimes climáticos (que eram mais secos). Em outras palavras, o crescimento de grandes massas continentais teria sido de grande importância no desenvolvimento de ergs eólicos. Por outro lado, assim como no Fanerozóico, a variação do lençol freático deve ter tido um papel importante no controle do aporte sedimentar e na preservação desses depósitos durante o Precambriano.

No Grupo Tamanduá (Supergrupo Minas) com idades entre 2,7 e 2,42 Ga (Babinski et al. (1995), Machado et al. (1996), Simpson et al. (2004)) encontra-se o depósito eólico mais antigo, em termos mundiais, sobreposto a depósitos fluviais, com 2.500 m de espessura. Também bem antigas são outras fácies eólicas registradas ao longo da história precambriana, como as da Formação Kinga do Grupo Hurwitz c. 2,4 – 2,1Ga (província Hearne crustal – Canadá), a Formação Dhalbhum c. 2,3 Ga (Singhbhum cráton, Índia), ambas associadas com depósitos fluviais e o Grupo Deweras c. 2,1 Ga (noroeste do Zimbábue), associado com evaporitos. A partir do entorno de 1,8 Ga, tornaram-se comuns grandes e bem desenvolvidos depósitos eólicos, como por exemplo: a) os depósitos erg dos Grupos Baker Lake e Wharton c. 1,85 e 1,75 Ga, respectivamente (Supergrupo Dubawnt, Canadá); b) depósitos de duna, lençol de areia interdunas, e duna plinth da Formação Bottletree de 1,8 e 1,74 Ga (Quartzito Guia Monte Alto, Orógeno Mount Isa, Austrália); c) depósitos de dunas e draa do Grupo Hornby Bay e Formation Thelon 1,66 e aproximadamente 1,60 Ga (NW Canadá), dentre outros (Bose et al., 2010). Apesar dos vários registros disponíveis, vários fatores, como a ausência de vegetação, as taxas de crescimento da crosta terrestre, ambiente tectônico, eustatismo e

mudanças do nível do mar locais, condições paleoclimáticas, retrabalhamento fluvial e erosão, desfavorecem o reconhecimento dos mesmos. Segundo Bose et al. (2010), embora ainda seja uma questão controversa, alguns autores, como Aspler e Chiarenzelli (1998), defendem que a supercontinentalização já poderia ter sido iniciada no Neoarqueano e, embora Eriksson e Simpson (1998) apontarem esse início para em torno de 2 e 1.8Ga (Paleoproterozóico). Esses autores concordam que o papel das grandes massas de terra continentais podem ter sido fundamentais, assim como também foi importante a influência das águas subterrâneas e das flutuações do lençol freático, no fornecimento de areia e preservação desses arenitos eólicos.

### 3.5.5 Sistemas Deltáicos

De modo geral, os sistemas deltáicos do Precambriano apresentam-se de forma semelhante aos sistemas Fanerozóicos em termos de ambientes e processos deposicionais, sendo que um dos principais fatores que dificultam a discriminação de seus subambientes é a falta de evidência de atividades biogênicas. Assim como no Fanerozóico, esses sistemas deltáicos são caracterizados pelos seus perfis verticais do tipo “*coarsening-upward*”, mostrando uma transição das fácies mais lamosas do pró-delta para fácies arenosas de frente deltáica e sub-ambientes de barras de desembocadura. Os canais distributários nas planícies deltaicas precambrianas tinham presumivelmente bancos mal consolidados e, coerentemente com o consenso geral dos rios do período, tinham uma preferência a se entrelaçar. Os depósitos tinham diversas variações laterais de fácies e uma variedade de estruturas sedimentares de diferentes regimes de fluxo, superfícies erosivas e larguras de palaeocorrente. As frentes deltaicas normalmente apresentavam semelhança com localizados produtos de fluxo de gravidade e suave deformação dos sedimentos, além de estruturas deformacionais na fácies prodelta, tais como acamamento convoluto, características diapíricas e frequentes estruturas de carga. Estas características atestam uma paleo-superfície de deposição mais inclinada e elevadas taxas de sedimentação.

Deltas entrelaçados provavelmente foram comuns no Precambriano, porém, em termos de ambientes deposicionais e processos formadores, pouca diferença é inferida com o Fanerozóico. Em Bose et al. (2010) existem duas diferenças significativas entre os sistemas deltáicos precambrianos e fanerozóicos: a primeira é a imaturidade textural comparativa dos depósitos do precambriano e, a segunda diferença importante são as grandes espessuras dos empilhamentos dos lobos deltáicos. Tais espessuras, provavelmente, podendo ser atribuídas à falta de vegetação e à intempérie agressiva da época causarem maiores taxas de sedimentação, além da forte influência tectônica em subsidência aparentemente avançada. O referido

autor cita como exemplo o complexo do delta Basnaering do norte da Noruega, que possui uma espessura máxima de 3.500 m, e uma espessura da sucessão planície deltaica, barra de desembocadura e frente de delta superior a 400 m, enquanto no Grupo Moodies (África do Sul), de idade Arqueana, a espessura da sucessão barra de desembocadura e frente de delta ultrapassa esses 400 m. Tais espessuras podem ser atribuídas a elevadas taxas de fornecimento de sedimento em transporte de aluvião eficiente em um tempo de pré-vegetação. A abundância de estruturas de deformação de sedimentos moles, tanto nos depósitos do delta, como nos depósitos do prodelta, sugere uma acentuada inclinação da superfície deposicional e uma subsidência relacionada com um rifte, que pode ser responsável por este paleodeclive, bem como pelo espaço de acomodação necessário para explicar a espessura excepcional de muitos depósitos de deltas precambrianos. Em função de tais características, tais autores chegaram a conclusão de que os sistemas deltaicos precambrianos foram produzidos pela desembocadura de sistemas fluviais entrelaçados, diretamente em plataformas marinhas levemente inclinadas de mares epêiricos.

### 3.5.6 Sistemas Lacustres

Tanto no Precambriano quanto no Fanerozóico, os depósitos lacustres são, de certa forma, semelhantes, com a exceção de serem mais facilmente reconhecidos no Fanerozóico, devido a estudos paleontológicos apoiados pelas ocorrências de tufo, trona, travertino e magadita (mineral de silicato de sódio). Estes ambientes possuem um correspondente análogo a muitas sequências marinhas, com a exceção de significativas marés de sizígia e equinociais e elevações marinhas. Dessa forma, a distinção de depósitos precambrianos lacustres de marinhos rasos e epêiricos ainda são sutis e difíceis.

Por fim, como constatado, quase todas as litologias sedimentares precambrianas, suas estruturas sedimentares e processos genéticos têm seus equivalentes modernos, sem indicar quaisquer diferenças fundamentais no que toca aos sistemas deposicionais. Diferenças entre as configurações precambrianas e fanerozóicas, de acordo com o segundo princípio fundamental de padrões de sedimentação, referem-se à variabilidade das taxas e intensidades dos processos de sedimentação que atuaram em cada período, além de outros princípios fundamentais como variações de subsidência e elevação, criação de espaço de acomodação, crescimento crustal, movimentação das placas tectônicas e fluxo térmico mantélico (Bose et al. (2010); Eriksson et al. (2005)).

# 4

## Materiais e métodos

### 4.1 Pesquisa bibliográfica

A primeira etapa para elaboração dessa dissertação de mestrado foi a compilação bibliográfica dos trabalhos disponíveis sobre a aplicação da ferramenta Estratigrafia de Sequências em registros precambrianos, assim como dos trabalhos realizados sobre a Serra do Espinhaço. Apesar de ter sido base para início dos trabalhos, esta etapa perdurou ao longo de todas as demais etapas, visando sempre adquirir mais informação a respeito do que estava sendo aplicado em cada momento.

Dentre os trabalhos publicados, o que foi escolhido para servir de base geológica e estrutural da área da dissertação foi a tese de doutorado de Danderfer Filho (2000). Os motivos para tal escolha foram que o autor utilizou da coleta sistemática de dados, realizando um trabalho minucioso tanto em relação às litologias quanto a parte estrutural e, a ferramenta aplicada para correlação litológica foi a estratigrafia de sintemas, que se aproxima muito da estratigrafia de sequências. Devido à utilização desses critérios, e por ser também um dos mais novos, em termo de publicações, o mapa geológico confeccionado por Danderfer (2000) foi selecionado para apoiar os trabalhos relacionados a esta dissertação (anexo 1).

### 4.2 Etapas de campo

Após adquirir o conhecimento básico sobre a área e sobre a ferramenta que seria aplicada, foi programada duas etapas de campo para levantamentos de dados. A primeira campanha teve a duração de quatro dias, sendo levantados sete perfis estratigráficos. A segunda cam-

panha teve a duração de oito dias. Foi realizada a descrição de vinte e oito afloramentos. Alguns afloramentos da primeira campanha foram revisitados com a finalidade de tirar algumas dúvidas e complementar algumas informações. Durante a campanha, os perfis eram descritos na caderneta de campo e reformulado numa fase posterior. Dentre esses vinte e oito afloramentos, foram produzidos treze perfis estratigráficos dentre os quais cinco são apresentados em anexo. Além da elaboração dos perfis, os dados de campo serviram de base para produção de duas tabelas, uma tabela de fácies e a outra das associações de fácies, permitindo a interpretação dos sistemas deposicionais.

### 4.3 Elaboração dos perfis estratigráficos

O objetivo de um perfil sedimentar deve ser o de apresentar os dados de uma forma fácil de reconhecer e interpretar. Existem diferentes métodos para a construção de perfis, porém todos eles são variantes da proposta metodológica apresentada em Tucker (1996).

O primeiro passo deve ser o de determinar a escala vertical que será usada e é definida pela quantidade de detalhes exigida.

Durante os trabalhos de campo não foi necessário desenhar o esboço dos perfis na escala, mas fundamental registrar a espessura de cada camada de modo que posteriormente possa ser determinada uma versão com a escala apropriada.

Os símbolos de litologias e estruturas de uso comum são padronizados e a proposta para este trabalho é apresentado na Figura 4.1, que servirá como legenda para os perfis em anexo.

Originalmente, no modelo para a construção de perfis estratigráficos por Nichols (2009) tem a coluna de litologia. À direita, tem-se a escala horizontal usada para indicar o tamanho de grão em sedimentos clásticos, o registro das estruturas sedimentares e fósseis e espaço para informações adicionais, interpretação dos processos e ambientes deposicionais. Este esquema dá uma impressão rápida e visual de todas as tendências no tamanho dos grãos, camadas em condições de granocrescência ou granodecrescência, sucessões *fining-upwards* ou *coarsening-upwards* etc. Por convenção os símbolos utilizados para representar estruturas sedimentares tem uma estreita semelhança com sua aparência no campo ou no testemunho. Esta representação original foi simplificada para este trabalho e alguns símbolos foram adaptados á circunstâncias particulares (Figura 4.2).

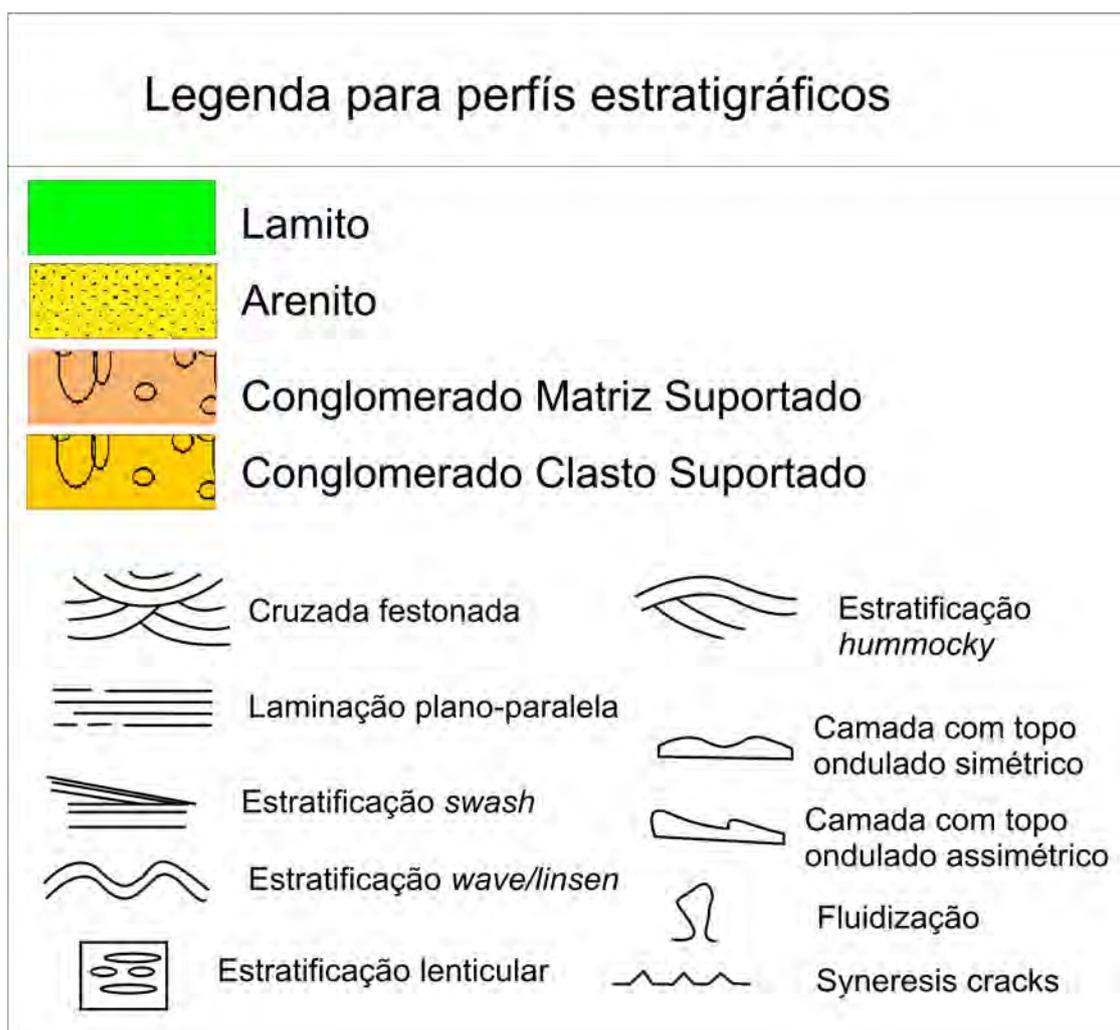


Figura 4.1: Símbolos usados para perfis gráficos sedimentares.

Perfil:								
Coordenadas:								
Altitude: Escala-								
Espessura	Fácies	Textura				Estrutura	Observações	
		Ar	S	Af	Am	Ag	Cg	

Figura 4.2: Modelo de folha para a construção de registros gráficos sedimentares. Modificado de Nichols (2009).

## 4.4 Elaboração das tabelas

Uma parte fundamental da sedimentologia é a interpretação de rochas sedimentares, em termos de transporte e de processos de deposição e, em seguida, determinar o ambiente em que foram depositados. Para organização dos dados necessários para esta interpretação foram elaboradas duas tabelas. Uma descritiva, com a definição das fácies e a outra de sistemas deposicionais baseados na associação de fácies.

O ponto de partida para elaboração das duas tabelas baseia-se no entendimento do conceito de fácies.

”Fácies” é um termo amplamente utilizado no estudo de sedimentologia em que refere-se à soma das características de uma unidade sedimentar, como dimensões, estruturas sedimentares, tamanhos e tipos de grãos, cor e conteúdo biogênico (Nichols, 2009).

Este não é apenas um meio conveniente de descrever e agrupar rochas sedimentares, ele também é a base para a análise rigorosa e científica para a interpretação dos estratos. Tais características são determinadas pelos processos físicos e químicos de transporte e de deposição. Ao interpretar o conjunto de fácies em termos de características físicas, químicas e condições ecológicas, torna-se possível reconstituir os paleosistemas deposicionais. Ao tentar estabelecer associações de fácies é útil ter em mente os processos de formação de cada um.

Não existem regras para nomear fácies, mas é recomendado usar nomes que são mais ou menos descritivos. Miall (1978) sugeriu um esquema de códigos de letras para sedimentos fluviais que podem ser adaptadas para qualquer tipo de depósito. Neste esquema a primeira letra indica o tamanho do grão, em que neste trabalho foi utilizado A para arenitos, C para conglomerados e L para lamitos, e uma ou duas letras como sufixo para refletir outras características, como estruturas sedimentares:

F – Estratificação cruzada festonada

CP – Estratificação cruzada planar

PP – Estratificação plano paralela e estratificação cruzada de baixo ângulo (*swash*)

SS – Estratificação *swaley* e marcas onduladas simétricas

H – Estratificação *hummocky*

WL – Acamamento *wave/ linsen*

TB – Estratificação formando *tidal bundles*

FG – Fluxo gravitacional

Para fins de organização, os dados foram importados para uma tabela (Tabela 4.1) contendo sigla, textura, estrutura e interpretação.

Posteriormente foi feita uma análise da associação de fácies, que de acordo com Collinson (1969), são grupos de fácies geneticamente relacionadas e que tem um significado paleoambiental. Sendo assim, foi possível interpretar o sistema deposicional com base no agrupamento e associação de fácies. Existem associações de fácies que comumente ocorrem em sistemas específicos como o exemplo ilustrado na Figura 4.3.

Os resultados obtidos foram agrupados em duas tabelas que serão comentadas posteriormente.

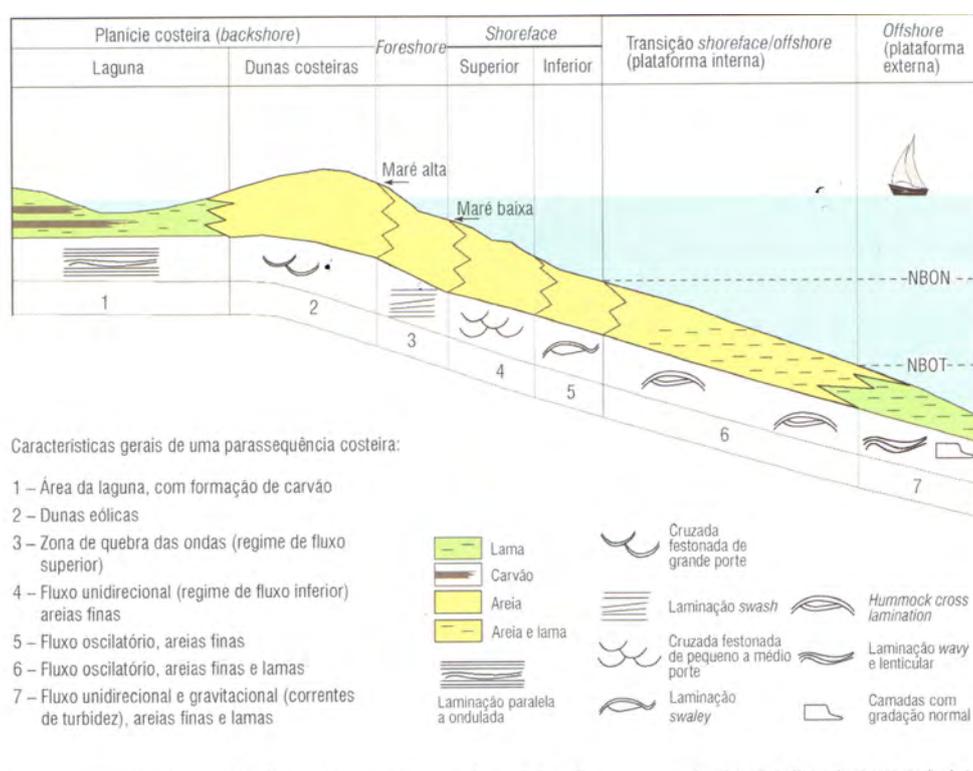


Figura 4.3: Detalhe dos subambientes e suas fácies de um sistema deposicional costeiro em progradação. NBON = nível de base das ondas normais, NBOT = nível de base das ondas de tempestade (de Holz (2012)).

SIGLA	TEXTURA	ESTRUTURAS SIN- SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
L	Lamito	Maciço	Sedimentação em condições de baixa energia/ decantação.
AF	Arenito	Estratificação cruzada festonada	Fluxo unidirecional (migração de formas de leito 3D)
AOA	Arenito	Acamamento com marcas onduladas assimétricas	Transporte unidirecional. Formadas pela migração das formas de leito. Regime de fluxo inferior.
AOS	Arenito	Acamamento com marcas onduladas simétricas ( <i>wave ripples</i> )	Transporte oscilatório. Regime de fluxo inferior.
APP	Arenito	Estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo <i>swash</i> a plano paralela	Deposição sob condições de alta energia, com truncamento de baixo ângulo devido inclinação dos depósitos da linha de costa.
AH	Arenito	Estratificação <i>hummocky</i>	Fluxo oscilatório, deposição sob ação de ondas de grande energia (ondas de tempestades)
AWL	Arenito	Acamamento <i>wave/linsen</i>	Fluxo unidirecional, com regime intermediário formando ondulações em região com disponibilidade de areia e lama. Influência de correntes e ondas.
ATB	Arenito	Estratificação formando <i>tidal bundles</i>	Fluxo bidirecional com uma direção de corrente dominante, com períodos de menor energia para precipitação de lama.
AFG	Arenito	Maciço a laminar	Fluxo gravitacional com ou sem lama. Turbiditos/ ritmitos
CCS	Conglomerado clasto suportado	Maciço ou com estratificação cruzada festonada "incipiente"	Fluxo aquoso unidirecional
CMS	Conglomerado matriz suportado	Maciço	Fluxo de gravidade

Tabela 4.1: tabela de fácies

# 5

## Resultados

### 5.1 Apresentação e descrição das fácies

A área estudada foi submetida a uma deformação de baixa intensidade durante o ciclo Brasileiro. Esta deformação, no entanto, preservou muitas estruturas sedimentares primárias, que podem ser reconhecidas no campo. Sendo assim, para efeito de simplificação descritiva o prefixo “meta” de referência ao metamorfismo foi descartado. As medidas de acamamento serão apresentadas nos perfis correspondentes, uma vez que as fácies descritas são encontradas em diversas situações com variações de inclinações que vão desde aproximadamente 60° a subverticais com direção geral NNW.

Com base na litologia, textura, estruturas sedimentares e processo de formação foram classificados onze fácies, sintetizados na Tabela 4.1 e descritos abaixo. Para esta classificação utilizou-se o agrupamento de fácies sem subclassificar as texturas, como por exemplo, em arenitos finos, médios, grossos; o que não significa que isto não foi levado em consideração. Apenas procurou-se, com isso, simplificar a leitura. As texturas específicas de cada grupo de fácies podem ser observadas com detalhe nos perfis apresentados em anexo. É importante informar que as medidas de paleocorrentes foram feitas quando possíveis, porém como a quantidade de medidas não são suficientes para determinar a direção com segurança científica, optou-se pela ausência dessa informação no texto.

A análise da associação de fácies e interpretação dos sistemas deposicionais podem ser visualizados na Tabela 5.1.

SISTEMAS DE-POSICIONAIS	SUBSISTEMAS	FÁCIES	PONTOS
Leque	Proximal	CCS, AFG	
	Distal	AF, CMS, AWL, APP, L	KM-02; KM- 05; KM-07
Fluvial	Entrelaçado	CMS, CCS, AF, AWL	KM-03, KM-04, KM-21
Costeiro	<i>Foreshore</i>	APP, ATB	KM-01, KM-06, KM-08, KM-10, KM-11, KM-12, KM-13, KM-14, KM-19
	<i>Shoreface (SH) Superior</i>	AF, ATB	KM-03, KM-06, KM-08, KM-11, KM-12, KM-13, KM-14, KM-15, KM-19, KM-26
	<i>Shoreface (SH) Inferior</i>	ASS, AFG	KM-03, KM-11, KM-19, KM-24, KM-25, KM-27
	<i>Transição SH/Offshore</i>	AH, AWL	KM-06, KM-08, KM-09, KM-14, KM-15, KM-16, KM-17, KM-18, KM-20, KM-22, KM-23
	<i>Offshore</i>	AWL, L	KM-28

Tabela 5.1: tabela de associação de fácies

### 5.1.1 L – Lamitos

Os lamitos possuem composição variável e textura de siltico argilosa a levemente arenosa. Ocorrem em camadas milimétricas a centimétricas ( 15cm), normalmente limitando pacotes de arenitos ou como camadas intercaladas com maior proporção de arenito muito fino. Nesses casos, os lamitos são de cor escura na maioria das vezes ou brancos quando muito intemperizados. A maior ocorrência fica na porção oeste com aproximadamente de 8 a 10 km de extensão, afinando para sul, de intercalação entre pelitos com alto conteúdo de material carbonoso e não carbonoso a arenoso (Figura 5.1 e Figura 5.2).

Os lamitos são interpretados como sedimentados em condições de baixa energia em processo de decantação.

### 5.1.2 AF – Arenitos com estratificação cruzada festonada

Essa fácies é observada em vários perfis, varia em granulometria de areia fina a grossa, com grânulos, selecionamento pobre a moderado. Normalmente de coloração amarelo claro a castanho, com afloramentos que exibiam grânulos e seixos de quartzo disperso, em geral, com tendência das frações mais grossas se concentrarem na base dos leitos. Com composição básica de quartzo-arenitos a subarcóseos. As estratificações cruzadas festonadas são encontradas em tamanhos de pequeno a médio porte e interpretadas como produto de migração de dunas subaquosas com cristas sinuosas (3D) sob ação de correntes unidirecionais (Figura 5.3 e Figura 5.4 A e B).

### 5.1.3 AOA – Arenito com marcas onduladas assimétricas

Quartzo-arenitos de granulação muito fina a média, boa seleção e coloração cinza claro a bege. Em alguns casos nota-se a presença de minerais de argila dispersos na camada (notado pela presença de sericita) e apresentam marcas onduladas assimétricas de baixa amplitude no topo. Essas estruturas são formadas pela migração das formas de leito, devido o transporte unidirecional de sedimentos sob regime de fluxo inferior (Figura 5.4C e Figura 5.5A).

### 5.1.4 AOS – Arenito com marcas onduladas simétricas

Quartzo-arenitos a subarcóseos de granulação muito fina a média e boa seleção. Alguns níveis podem apresentar presença de matriz siltico-argilosa ou concentrações de opacos ao longo das lâminas. Ocorrem em camadas tabulares em cujo topo identificam-se marcas onduladas simétricas de baixa amplitude, retilíneas ou sinuosas, produzidas por deposição de sedimentos sob influência de fluxo oscilatório (Figura 5.5 B, C e Figura 5.6A).

### 5.1.5 APP – Arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo *swash* a plano paralela

Possuem composição predominantemente quartzo-arenítica às vezes subarcóseo, de cor esbranquiçada a bege, granulometria fina a média, geralmente bem selecionado, compondo camadas com estratificação horizontal a cruzada de baixo ângulo (Figura 5.6B). Alguns leitos são constituídos por fração areia grossa, intercaladas com camadas de areia fina e apresentam geometria quase sempre tabular. Em alguns casos, os arenitos são muito finos a médios, durante processo predominantemente unidirecional em regime de fluxo superior, possibilitando a precipitação do material mais fino que estava em suspensão. Às vezes a

estratificação cruzada apresenta truncamento de baixo ângulo, provavelmente devido mudanças na declividade dos depósitos da linha de costa, caracterizando a estratificação *swash* (Figura 5.6C).

### 5.1.6 AH – Arenito com estratificação *Hummocky*

Arenitos com granulometria muito fina e fina até média, em geral com boa seleção, composição predominantemente quartzoarenítica e coloração de cinza a branca. Apresenta estratificação cruzada *Hummocky*, formada por fluxo oscilatório de alta energia devido ação de ondas de tempestades (Figura 5.7 A e B). Alguns horizontes possuem intercalações milimétricas e descontínuas de material pelítico entre as lâminações.

### 5.1.7 AWL – Arenito com acamamento *wavy/linsen* - heterolito

Normalmente ocorrem dois tipos de situações, como alternância de arenitos finos a médios, cinza claros a brancos, bem selecionados, normalmente com pequenos filmes, milimétricas de material pelítico separando camadas de arenito apresentando estrutura do tipo *wavy*. Em algumas parte dos perfis essa fácies exibem feições de escapes de fluidos truncadas de forma brusca no topo da camada. Em outros casos, ocorre uma variação cuja espessura da camada de pelito aumenta em relação à de areia, apresentando estratificação *linsen*. Estes depósitos são produzidos por fluxo unidirecional de sedimentos, com regime intermediário formando ondulações em regiões com disponibilidade de areia e lama e sob influência de ondas e correntes (Figura 5.7C, Figura 5.8 A e B).

### 5.1.8 ATB – Arenito com estratificação formando *tidal bundles*

Arenitos com granulometria fina, coloração cinza a bege com espessura de camadas que variam de 5 cm a 30 cm. A estratificação cruzada, formando *tidal bundles* é produzida por um conjunto de unidades de areia e lama depositadas durante o ciclo lunar das marés, no qual durante as marés de sizígia são depositadas as areias resultando de movimentos de água mais vigorosas e, durante as marés de quadraturas quando a movimentação é menos vigorosa são depositadas as finas lâminas de lama (Figura 5.8A e Figura 5.9).

### 5.1.9 AFG – Arenito/lamito sob processo de fluxo gravitacional

Arenitos e lamitos finamente estratificados que, de modo geral, que atribui um aspecto rítmico a camada. Nas porções arenosas, predominam arenitos muito finos a fino, por vezes

médio, com composição quartzoarenito a subarcóseo e coloração cinza claro a bege avermelhado. Nessa fácies ocorre intercalação em proporções variáveis no que diz respeito à relação entre areia e lama (Figura 5.10).

#### **5.1.10 CMS – conglomerado matriz suportado**

Conglomerados com matriz quartzo-feldspática, variando de areia fina a grossa com fragmentos de rochas com formas que vão desde subangulosas a tabulares até arredondados, centimétricas a decimétricas. Outros tipos de ocorrências são de conglomerados com matriz fina a média e grãos arredondados e alongados com clastos que vão de 4 mm e podem chegar a blocos de 15 cm de diâmetro, mostrando passagens graduais para arenito cascalhoso ou com arcabouço desorganizado sem gradação ou estratificação aparente. Esses conglomerados são interpretados como resultado de processos de deposição por fluxo de detritos (Figura 5.11 A e B).

#### **5.1.11 CCS – conglomerado clasto suportado**

Assim como os CMS, esta fácies ocorre em poucos perfis levantados. São conglomerados polimíticos, com arcabouço desorganizado, constituídos por clastos variados de rocha cristalina, quartzitos, quartzos provenientes de veios e rocha básica. Baixa seleção textural, com clastos variando desde grânulos até seixos de aproximadamente 5 cm, subangulosos a arredondados. A matriz é formada por areia grossa a microconglomerática. Esses conglomerados foram formados por processo de deposição em meio a fluxo aquoso indirecional. (Figura 5.11C).

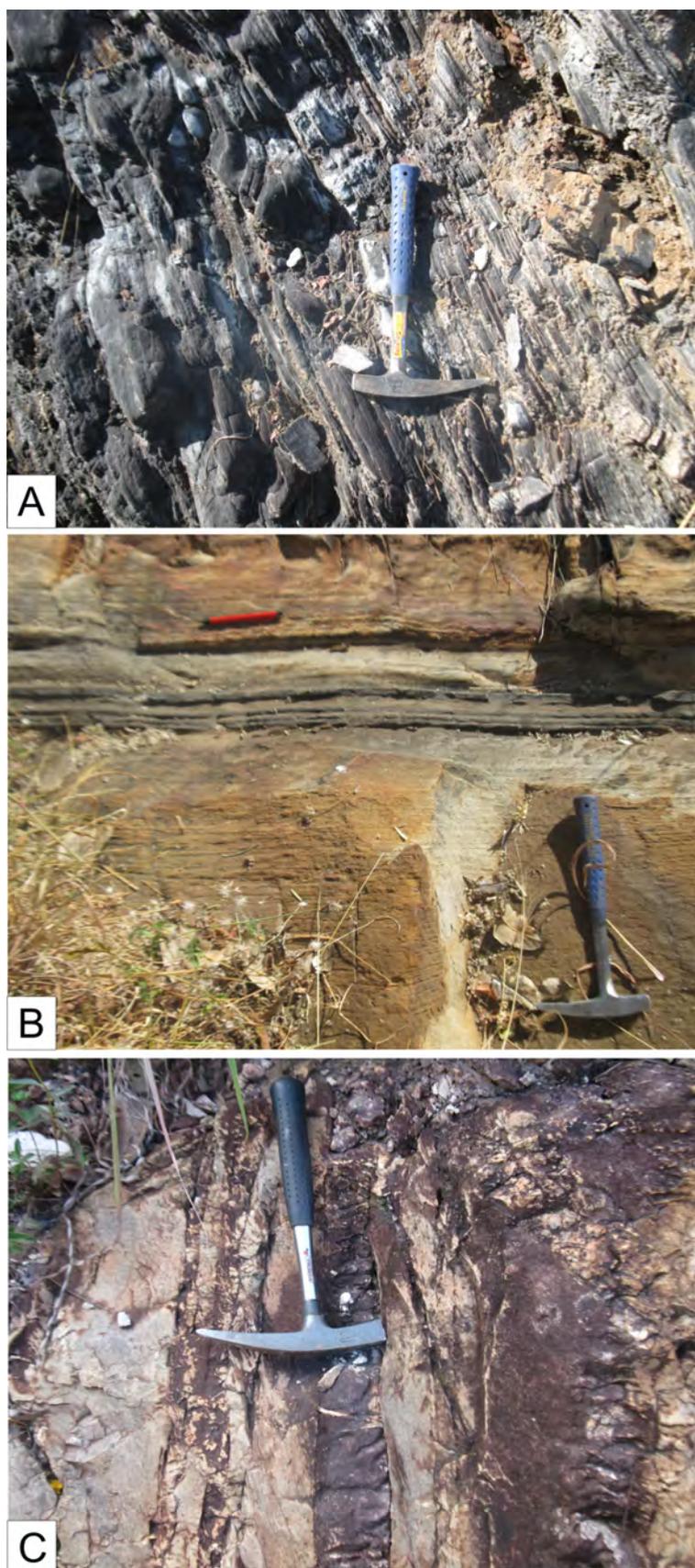


Figura 5.1: (A) Lamito carbonoso. KM 28. Afloramento em lajedo; (B) Lamito intercalado com espessas camadas de arenito. KM 23. Afloramento em lajedo; (C) Lamito intercalado com camadas de arenito. KM 15. Afloramento em lajedo. A, B e C: os lamitos são interpretados como formados por sedimentação em condições de baixa energia/decantação.

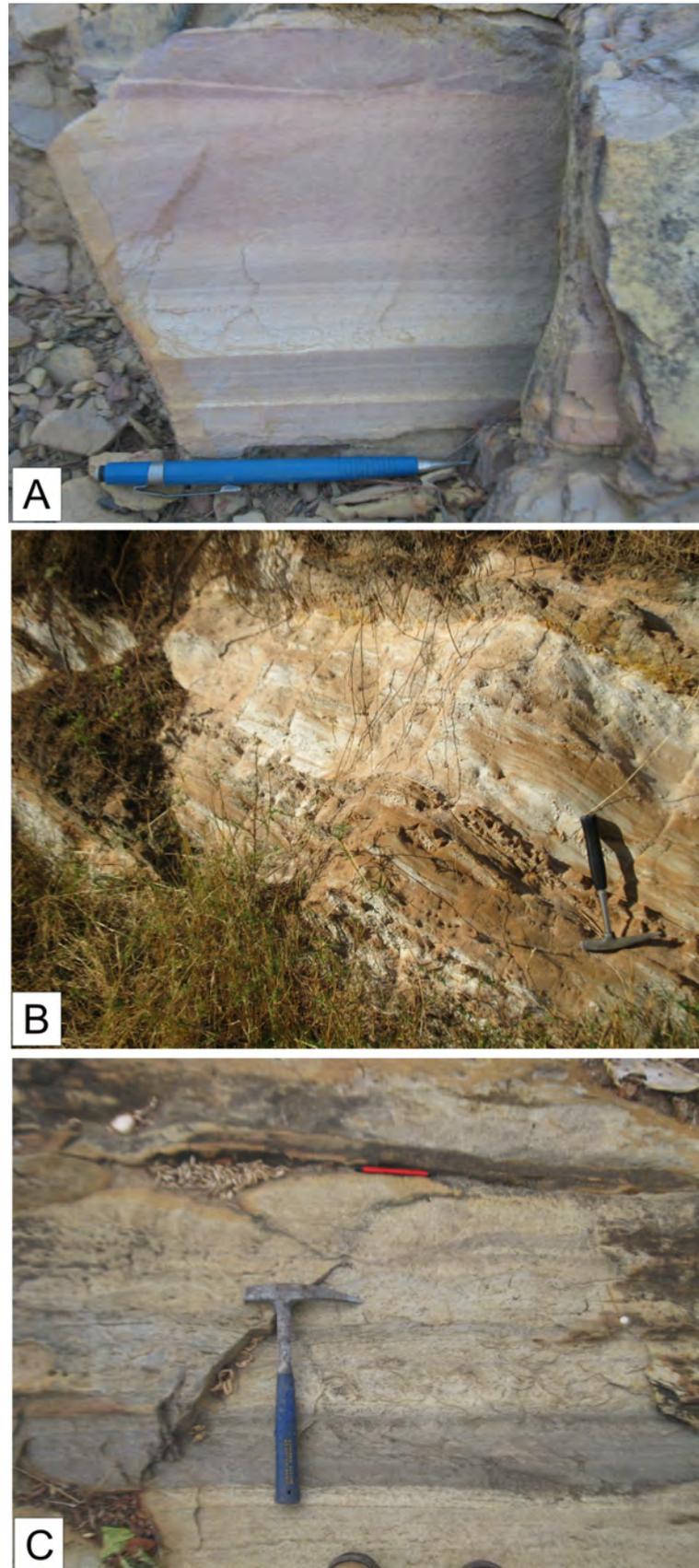


Figura 5.2: (A) Lamito. KM 08. Afloramento em corte de estrada; (B) Lamito alterado. KM 05. Afloramento em corte de estrada; (C) Lamito separando camadas de arenito. KM 27. Afloramento em corte de estrada. A, B e C: os lamitos são interpretados como formados por sedimentação em condições de baixa energia/decantação.

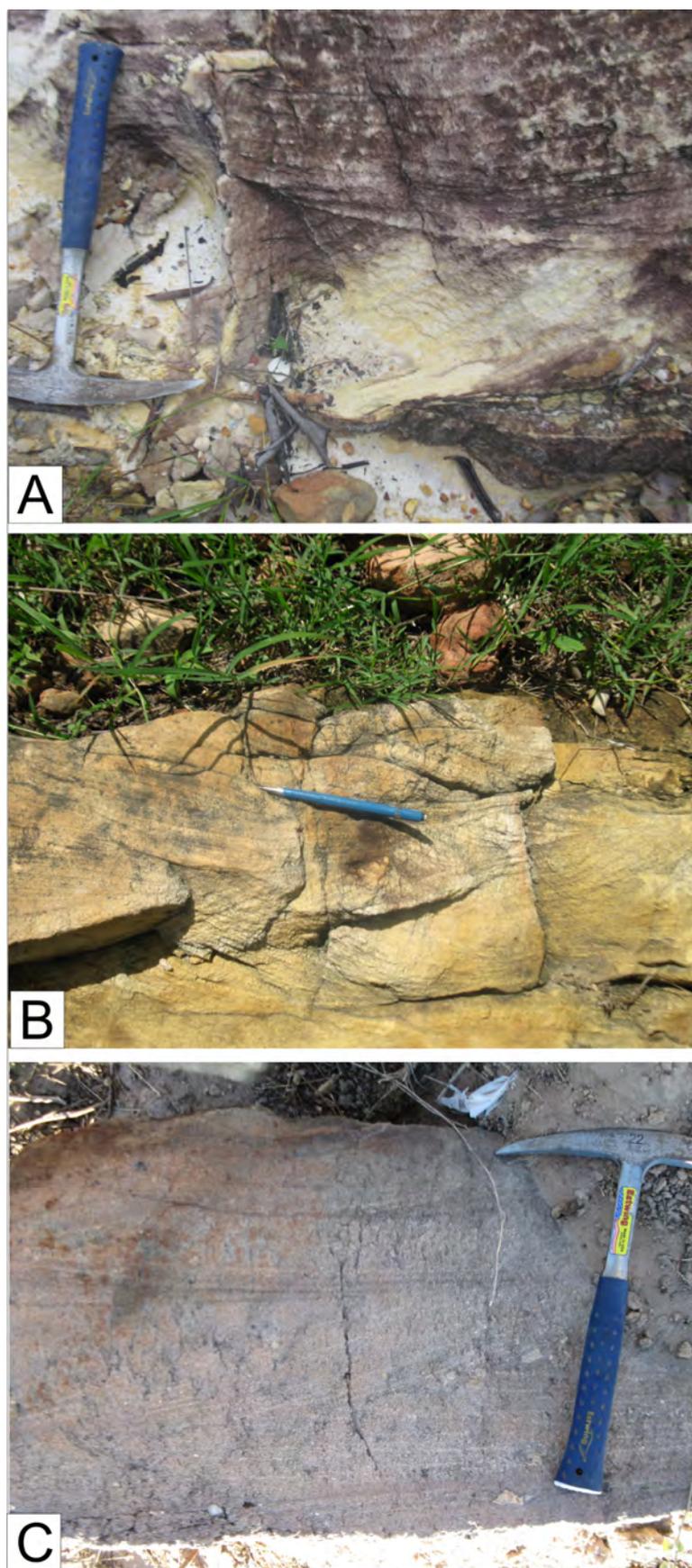


Figura 5.3: (A) Estratificação cruzada festonada. KM 26. Afloramento em pedra abandonada; (B) Estratificação cruzada festonada. KM 19. Afloramento em lajedo; (C) Estratificação cruzada festonada. KM 14. Afloramento em corte de estrada. A, B e C são formados sob ação de fluxo de correntes subaquosas unidirecionais.

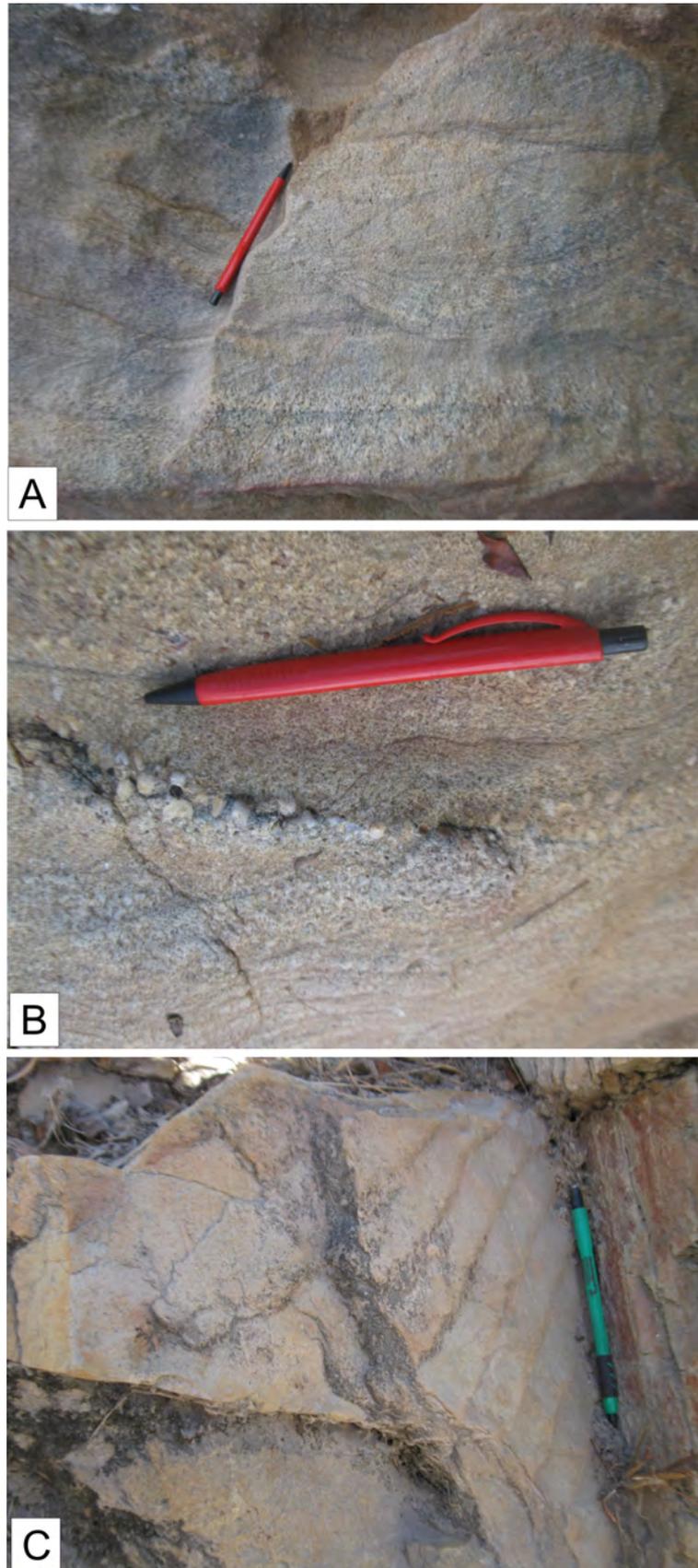


Figura 5.4: (A) Estratificação cruzada festonada. KM 04. Afloramento em lajedo; (B) Base de estratificação cruzada festonada com acúmulo de granulos na base da estratificação. KM 03. Afloramento em drenagem seca; (C) Arenito com marcas onduladas assimétricas no topo. KM 23. Afloramento em lajedo. A, B e C são formados sob ação de fluxo subaquoso unidirecional

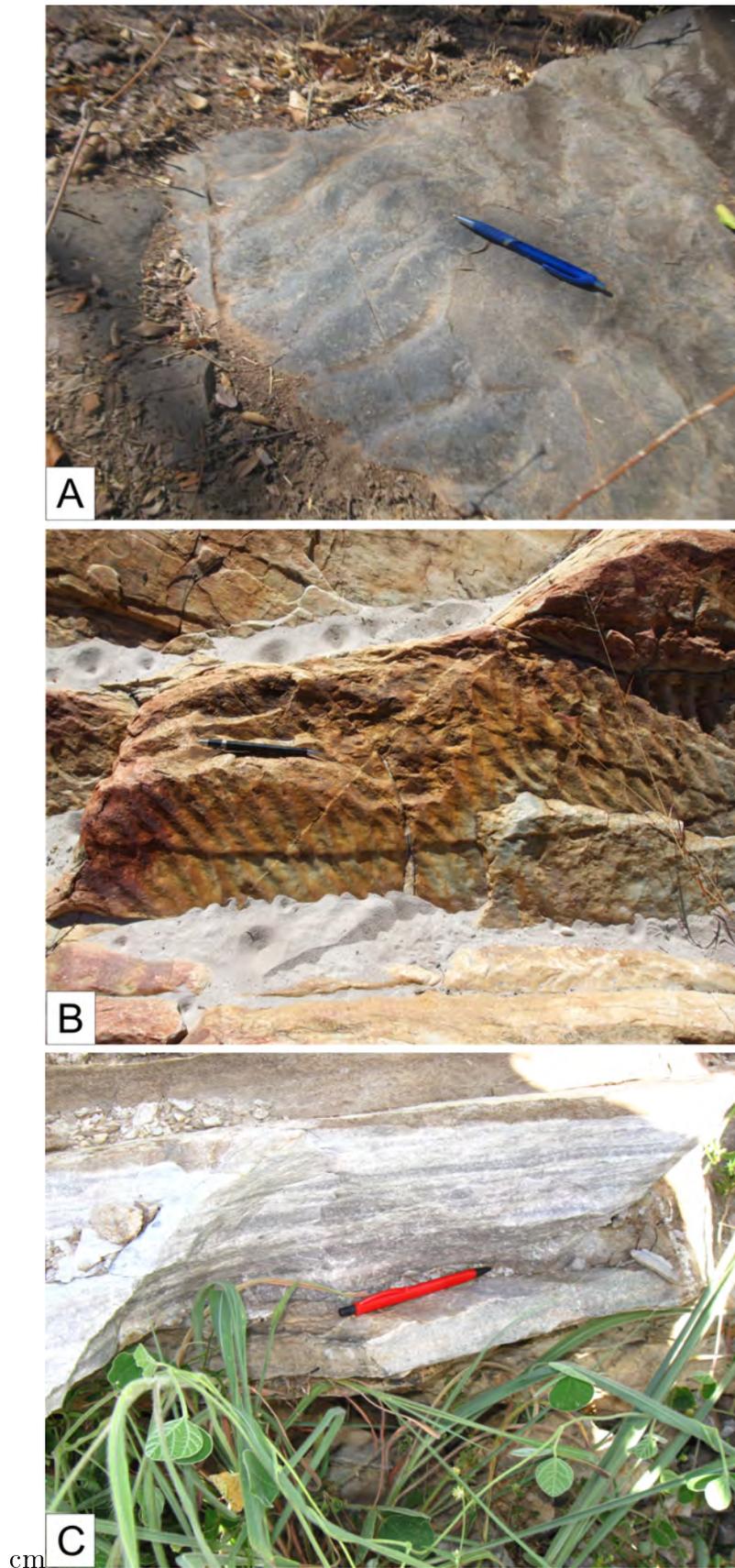


Figura 5.5: (A) Arenito com marcas onduladas assimétricas no topo. KM 01. Afloramento em lajedo; (B) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo. KM 25. Afloramento em corte de estrada; (C) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo da camada. KM 06. Afloramento em corte de estrada. A é formado sob ação de fluxo unidirecional, enquanto B e C são formados por transporte escilatório.

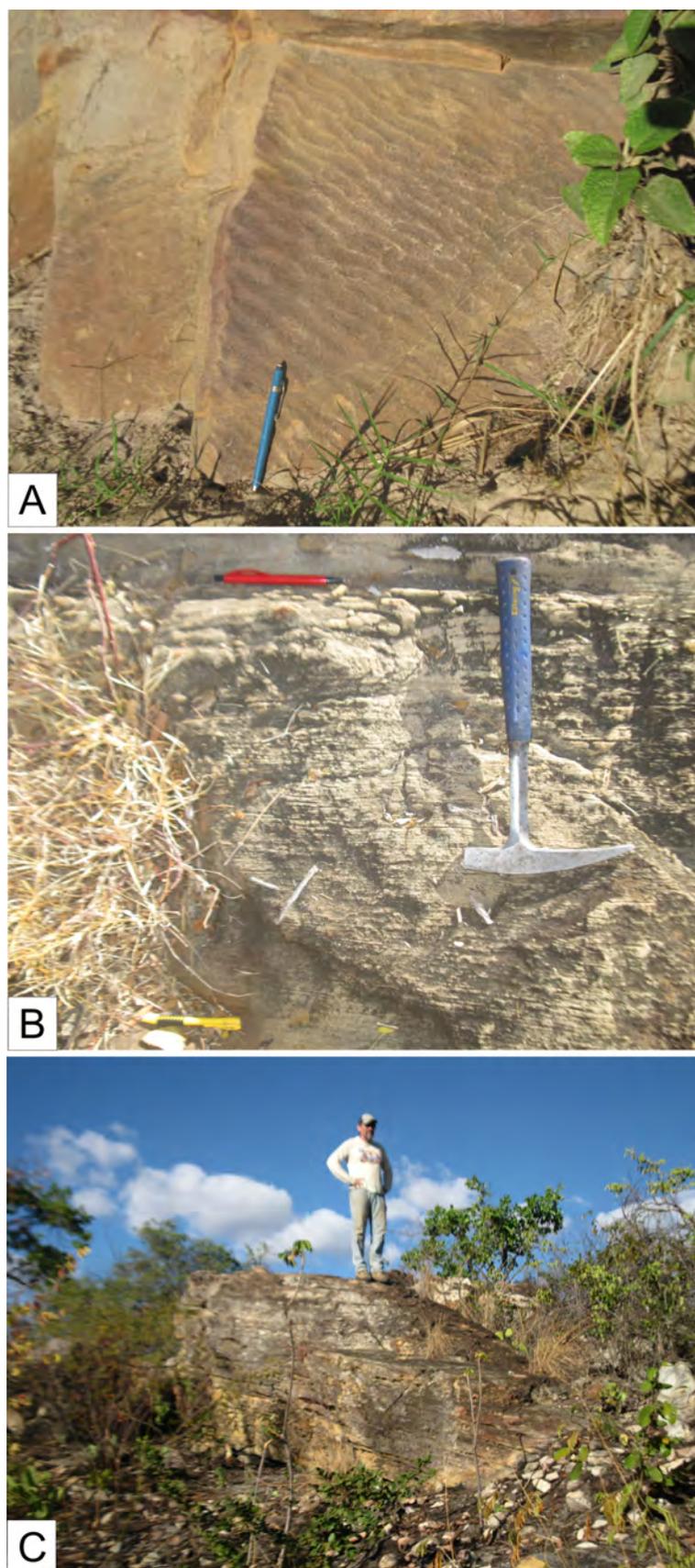


Figura 5.6: (A) Arenito com marcas onduladas simétricas no topo. KM 03. Afloramento em drenagem seca. Formados por transporte escilatório; (B) Estratificação *swash* . KM 14. Afloramento em lajedado; (C) Estratificação cruzada de baixo ângulo (*swash* ). KM 09. Afloramento em corte de estrada. B e C são formados por deposição sob condições de alta energia, com truncamento de baixo ângulo.

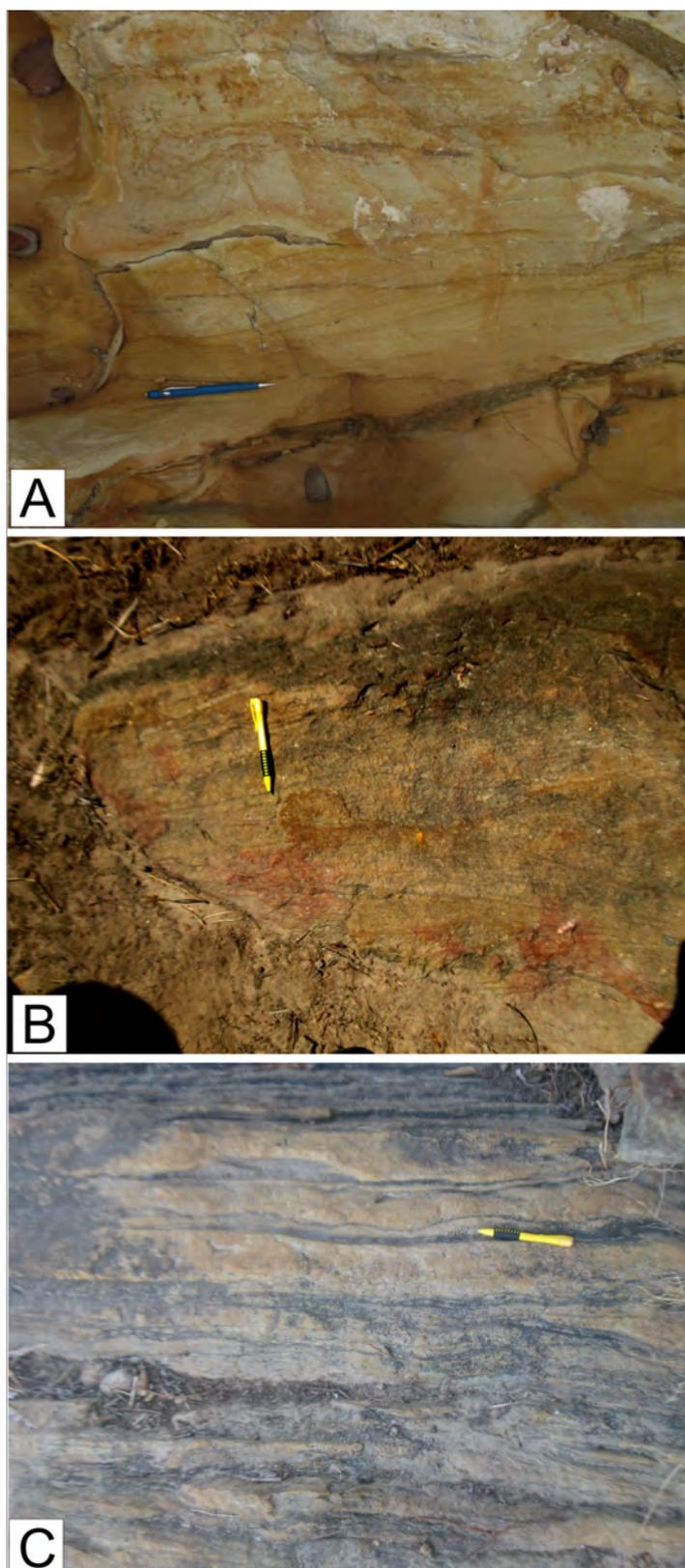


Figura 5.7: (A) Estratificação cruzada *hummocky* . KM 22. Afloramento em lajedo; (B) Estratificação cruzada *hummocky* . KM 03. Afloramento em drenagem seca. B e C são resultados de deposição por fluxo oscilatório sob ação de ondas de grande energia; (C) Laminações onduladas *wavy/linsen* . KM 22. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo unidirecional, com regime intermediário formando ondulações em regiões com areia e lama.

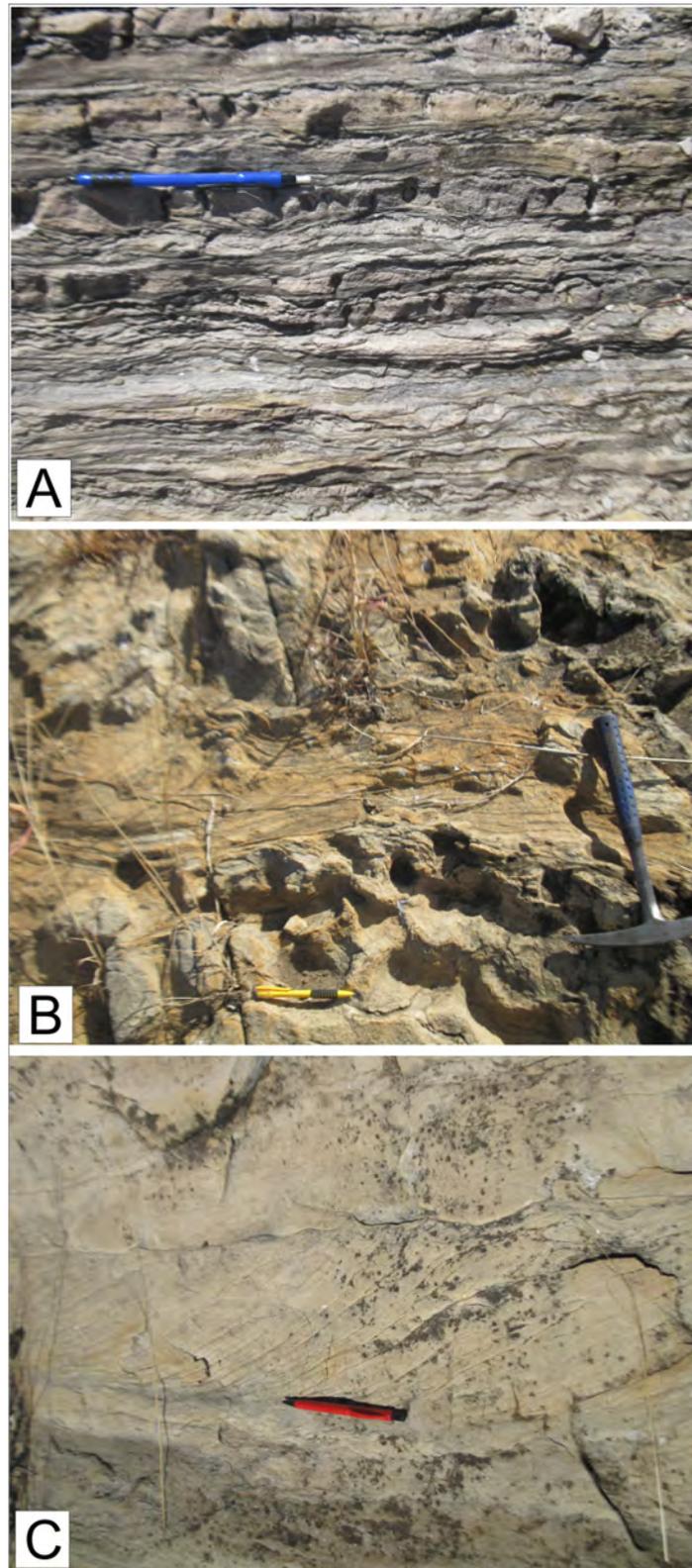


Figura 5.8: (A) Laminações onduladas *wavy/linsen* . KM 14. Afloramento em lajedo; (B) Estruturas de fluidização. KM 06. Afloramento em corte de estrada. A e B são Formados por fluxo unidirecional, com regime intermediário formando ondulações em regiões com areia e lama.; (C) Laminações formando *Tidal Bundles* . KM 12. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo bidirecional com uma direção preferencial de corrente dominante e períodos de menor energia para a precipitação de lama.

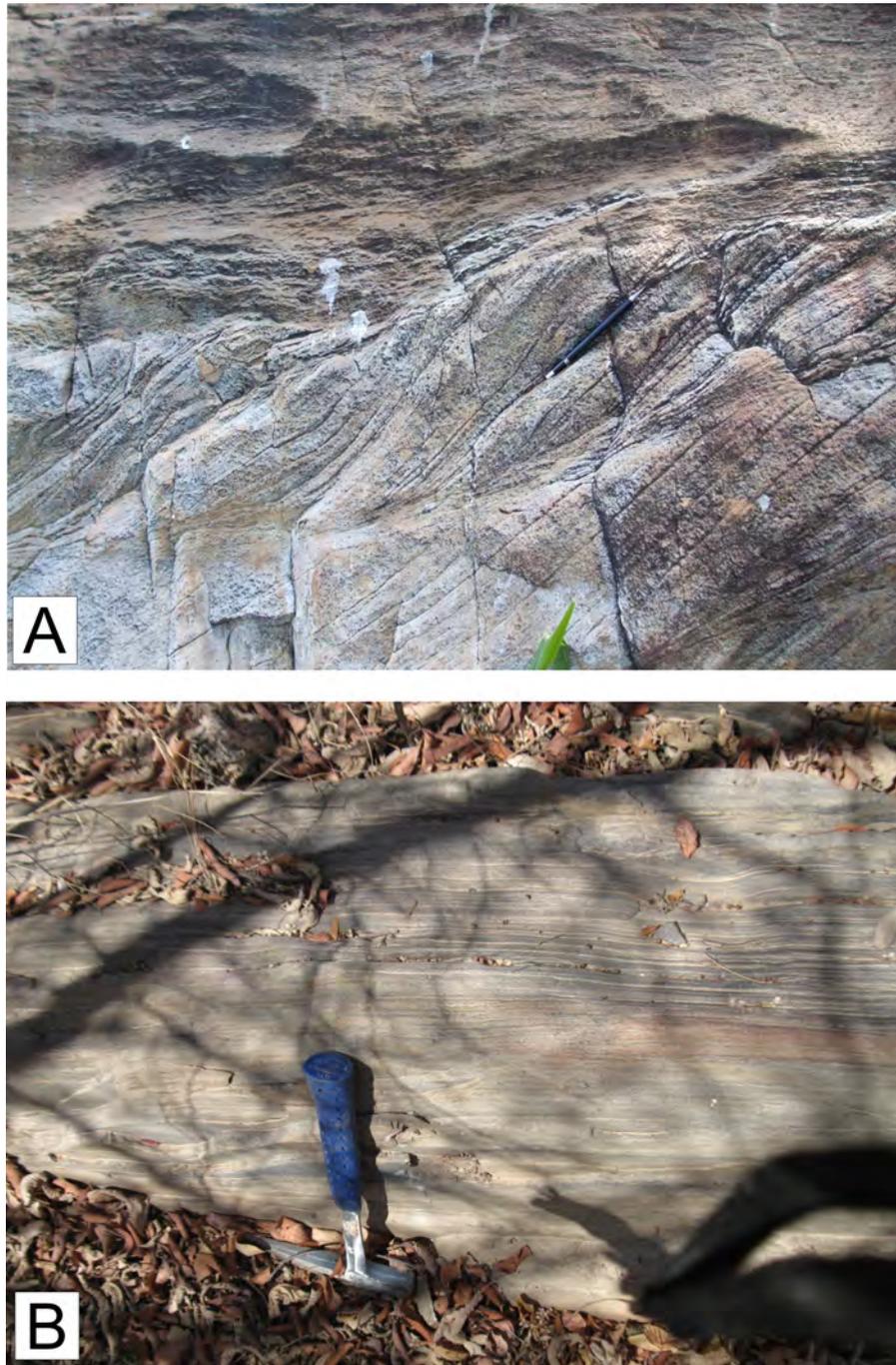


Figura 5.9: (A) Laminações formando *Tidal Bundles* . KM 11. Afloramento em lajedo. Formado por fluxo bidirecional com uma direção preferencial de corrente dominante e períodos de menor energia para a precipitação de lama; (B) Intercalação arenito/lamito devido deposição via fluxo gravitacional. KM 25. Afloramento em corte de estrada.

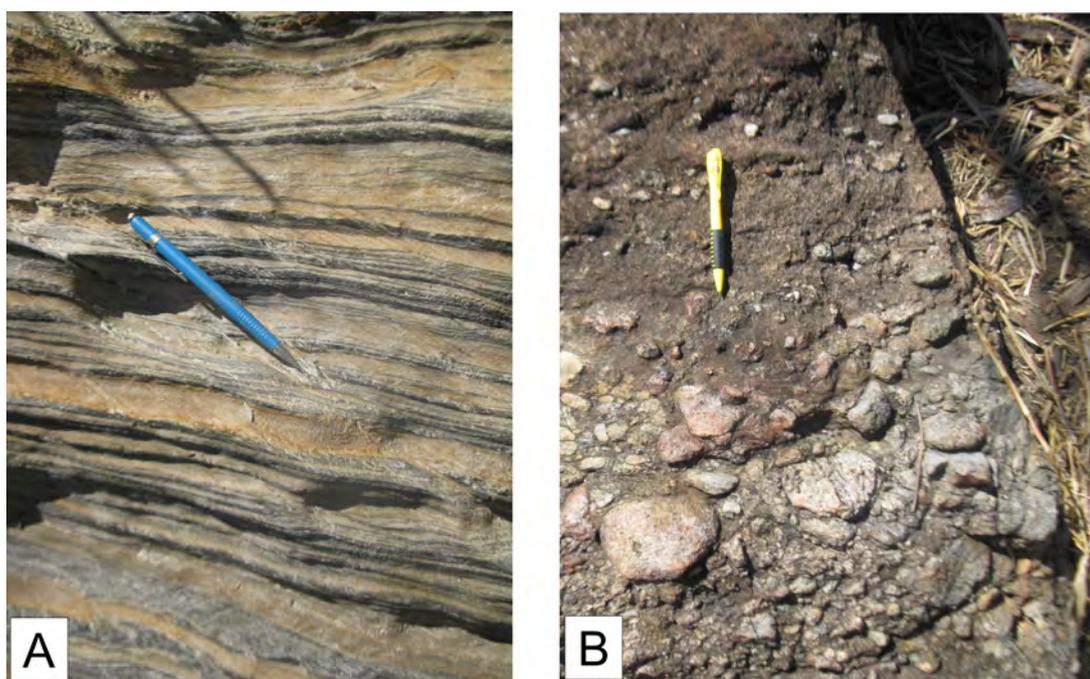


Figura 5.10: (A) Intercalação arenito/lamito. KM 27. Afloramento em corte de estrada; (B) Conglomerado matriz suportado, com gradação normal. KM 04. Afloramento em lajedo. Ambos depositados sob ação de fluxo gravitacional

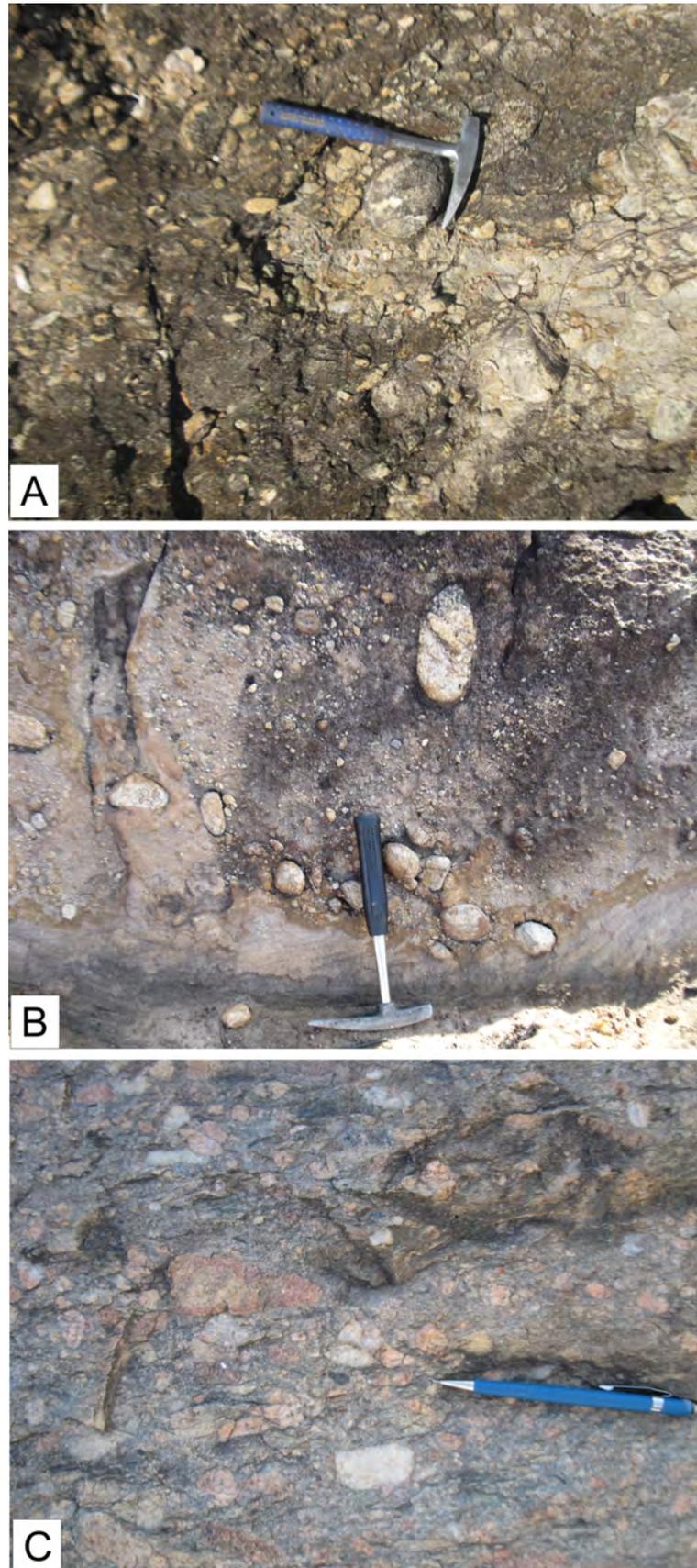


Figura 5.11: (A) Conglomerado matriz suportado. KM 04. Afloramento em lajedo; (B) Conglomerado matriz suportado. KM 02. Afloramento em lajedo e corte de estrada. A e B são depositados pela ação de fluxo de gravidade; (C) Conglomerado clasto suportado. KM 07. Afloramento em corte de estrada transportado por fluxo aquoso unidirecional.

# 6

## Discussão

A partir da descrição das fácies, sintetizadas na tabela 4.1 e posterior interpretação das associações de fácies e seus respectivos sistemas deposicionais resumidos na tabela 5.1 foi realizado um estudo baseado na transferência dos pontos plotados no mapa geológico de Danderfer Filho, 2000 para um croqui, levando-se em consideração a deformação na área e colocando as camadas invertidas em sua posição original.

Este croqui foi montado a partir de dados de campo e dados geológicos bibliográficos de forma que foi mantido o posicionamento relativo entre os pontos (idade e posicionamentos estratigráficos originais). Após serem repassadas as informações de campo pode-se tecer as seguintes considerações.

Foram marcadas três discordâncias na área, a primeira marca uma discordância litológica pelo contato das rochas do embasamento e dos sedimentos fluviais basais da primeira sequência. As duas discordâncias seguintes foram interpretadas pela evidência de superfícies erosivas de exposições subaéreas e com a deposição de sedimentos de sistemas fluviais sobre sedimentos marinhos.

Mantendo o empilhamento relativo dos perfis nota-se que há um padrão retrogradacional do perfil KM05 ao KM 06 em cujo perfil foi marcado a superfície de máxima transgressão (anexo 07). Esse padrão retrogradacional, limitado pela superfície de máxima transgressão é característico de Trato de Sistemas Transgressivo.

Assim como foi analisada a sequência S1 seguiu-se o trabalho, passando para a sequência S2. Considerando o fato dos afloramentos estarem geograficamente muito próximos e encontram-se em posição possivelmente mais profunda na bacia, nota-se que eles apresentam um padrão progradacional, com sedimentos marinhos rasos sobrepondo sedimentos marinhos

profundos, característico de Trato de Sistemas de Nível Baixo. Pode-se notar ainda, no perfil KM 14, que foram individualizados quatro limites de parassequências. Do KM 14 a KM 23 retorna o padrão retrogradacional, novamente com uma superfície de máxima transgressão marcada no perfil KM 23 (anexo 09) caracterizando novamente Trato de Sistemas Transgressivo. Ainda no perfil KM23 pode-se notar um padrão agradacional e posteriormente progradacional, com os sedimentos marinhos de foreshore (FS) sobre os de zona de transição (ZT) e shoreface inferior (SHI).

O Terceiro limite de sequencia foi marcado pelo surgimento de evidência de uma superfície erosiva com deposição de sedimentos fluviais sobre os sedimentos marinhos da sequência anterior. Essa discordância pode ser visualizada no perfil KM 03 (anexo 05).

A sequência S3, é iniciada por um sistema fluvial que evolui para uma zona costeira inicialmente rasa. Os sedimentos localizados mais a oeste da área, neste trabalho representado pelo ponto KM 27 foram depositados em paleoambiente marinho profundo com déficit de oxigênio e sob condições de maior profundidade da bacia. Ainda não se tem uma ideia conclusiva sobre a origem do carbono dessas rochas, mas pode-se sugerir a presença de um mar restrito.

Com relação à evolução estratigráfica da área, a partir dos resultados, que podem ser acompanhados na figura 6.1, interpreta-se a discordância d1, base da sequência S1 como registro do primeiro evento de ruptura continental, relacionado a geração do rifte Pajeú (vide Danderfer, 2000). Deposição de sedimentos marinhos inicialmente rasos, seguido de profundos devido a uma queda no nível de base gerando espaço para acomodação. O ápice da geração de espaço é notado no perfil KM 06 onde é marcada a superfície de transgressão máxima.

Posteriormente houve a subida do nível de base favorecendo o avanço de sistemas fluviais sobre o marinho dando início a um novo ciclo de variação eustática, como ilustrado no capítulo XX e confirmado pela presença dos Tratos de Sistemas de Nível Baixo, Transgressivo e Nível Alto respectivamente (anexo 2). A discordância 3 (base da sequência 3) marca uma nova fase de subida do nível de base que pode estar associada a geração do rifte Sítio Novo, que segundo Danderfer, 2000 evoluiu para uma bacia do tipo golfo seguido da instalação de um sistema marinho. Uma das hipóteses consideradas para essa sequência é que a área fonte estava localizada à norte, sendo esta hipótese corroborada pela grande espessura dos pelitos carbonosos afinando de sudeste para noroeste.

Este resultado foi comparado com o de Danderfer Filho (2000) pelo principal motivo de ter sido trabalhado com a ferramenta estratigrafia de sistema e esta ser uma ferramenta que se aproxima de estratigrafia de sequências (Figura 6.1).

Na região onde foram feitos os trabalhos de mapeamento e individualizado três sequências estratigráficas, Danderfer Filho (2000), seccionou a área em cinco sintemas, dividindo-as através das discordâncias D4, D5, D6, D7 e D8 (vide trabalho de Danderfer Filho (2000)).

A discordância D4, notadamente coincide com o limite de sequência d1, apesar de existirem duas justificativas em que a primeira, divergente desse trabalho a coloca como contato entre as rochas dos sintemas Sapiranga, considerada como sendo depositada sob condições de baixa energia e as rochas conglomeráticas do sintema Pajeú. A outra justificativa, coincidente com a deste trabalho é sobre o contato com as rochas cristalinas do embasamento Pré-Espinhaço.

Em D5, a descontinuidade é colocada devido a deposição do sintema de natureza exclusivamente eólica (Bom Retiro) sobre as rochas do sintema Pajeú com uma certa angularidade, além de utilizar a interpretação dos contrastes entre esses dois sintemas em Imagem de Sensoriamento Remoto (ISR). Além de não ser utilizada tal imagem, não foi observado no campo na área estudada a ocorrência nem de sistemas eólicos, assim como, presença desta discordância.

Novamente as discordâncias D6 e d2 possuem semelhanças e divergências. A semelhança encontrasse no seu posicionamento dentro da área, porém divergem no que diz respeito a sua justificativa. A discordância D6 foi descrita por Danderfer como separando ocorrências de fácies litorâneas primárias do sintema São Marcos do eólico Bom Retiro, apesar de do autor afirmar não ser fácil visualizar esta discordância em campo. Do mesmo modo não foi encontrada neste trabalho e a discordância d6, neste trabalho, marca um novo avanço de sistemas continentais fluviais sobre os sedimentos marinhos da sequência 2.

A discordância D7 foi a única que coincidiu com um dos limites de sequência, relacionada com a base da sequência S3. O autor caracterizou essa discordância como uma superfície de exposição subaérea e erosiva, registrando depósitos de diamictitos e grauvacas.

Enfim, a discordância D8 foi caracterizada por Danderfer em virtude do arcabouço tectônico do espinhaço Setentrional, considerando as rochas sobrejacentes de natureza pelágica e hemipelágica de águas profundas como um afogamento abrupto dos sedimentos de águas rasas subjacentes e por uma discordância angular observada em ISR no compartimento tectônico Ibotirama. Para a estratigrafia de sequências existe uma sequência natural de sedimentos de águas profundas que sobrepõem as rochas de águas rasas devido à evolução do nível de base não justificando nesse caso, por si só a existência de uma discordância.

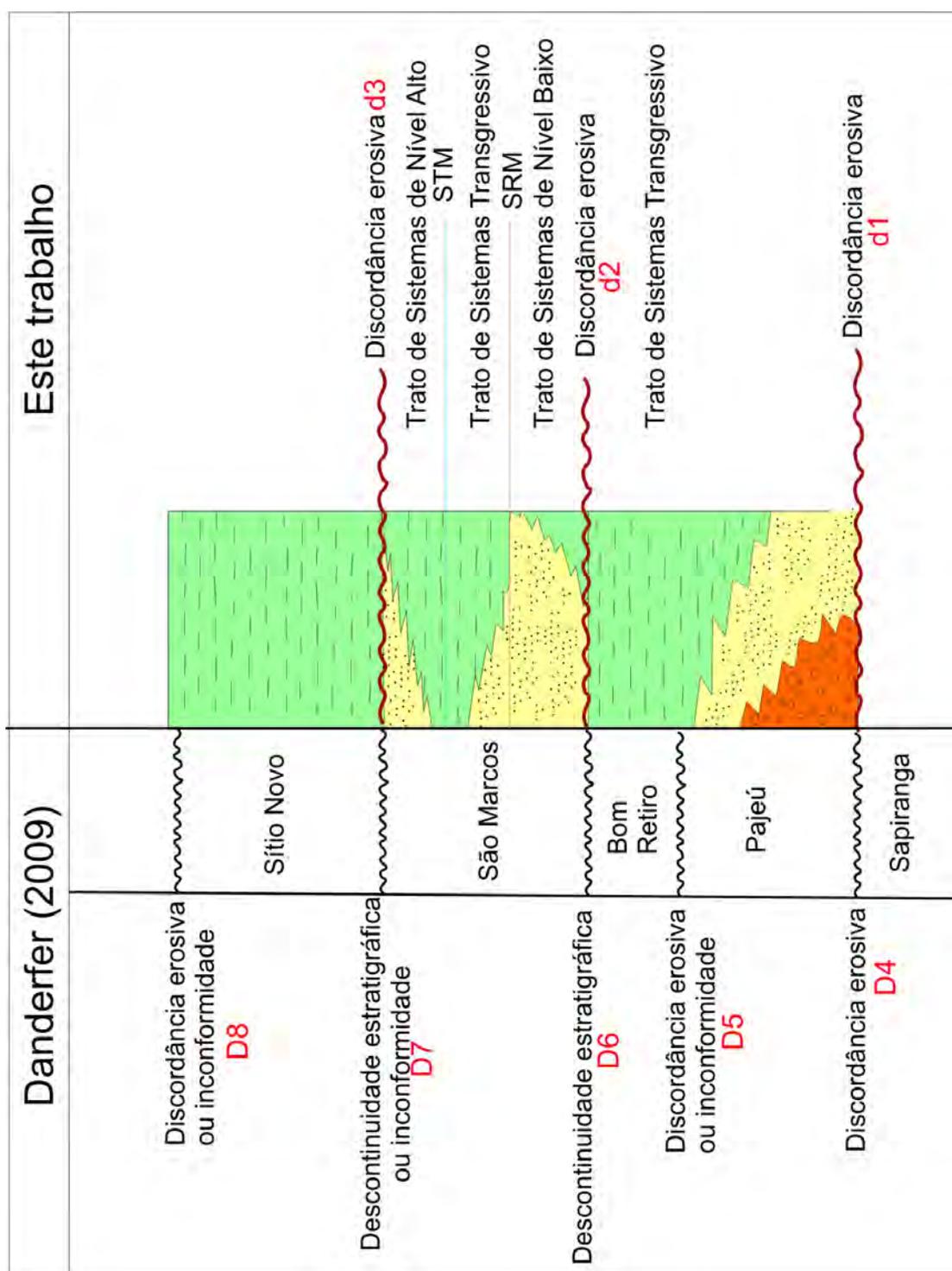


Figura 6.1: Coluna estratigráfica esquemática mostrando os sistemas definidos por Danderfer (2009) (modificado de Danderfer, 2000) e interpretação com base na Estratigrafia de Sequências na região estudada (legenda: SRM - Superfície Regressiva Máxima; STM - Superfície Transgressiva Máxima).

# 7

## Conclusão

De acordo com os objetivos estabelecidos para este trabalho, foram definidas onze fácies, listadas na tabela 4.1 e descritas no capítulo 5. A partir da análise da associação das fácies foram definidos os sistemas deposicionais. Essa associação de fácies podem ser observadas na tabela 5.1, juntamente com a listagem dos afloramentos/perfis que foram descritos dentro de cada grupo.

Este início permitiu realizar uma análise baseando-se nos conceitos inerentes à Estratigrafia de Sequências com o qual foi possível estabelecer um arcabouço estratigráfico sequencial da área pela descrição e análise das três sequências identificadas. Ao comparar este arcabouço com trabalhos anteriores pode-se notar que a diferença de metodologias e ferramentas aplicadas ocasionaram nas divergências encontradas e apesar de a Estratigrafia de Sistemas ter sua aproximação com a Estratigrafia de Sequências existem diferenças importantes em relação a alguns de seus conceitos.

Em relação ao capítulo 4, cuja orientação foi de estabelecer uma hierarquia de sequência em um sentido relativo. Temos para essa “janela” estudada três sequências de hierarquia superior, representadas pelas sequências denominadas respectivamente de S1, S2 e S3 e sete sequências de hierarquia inferior, três representadas pelos Tratos de Sistemas e quatro pelas parassequências do perfil KM 14. Ao ser atribuído valores para essa área terão as sequências S1, S2 e S3 como de primeira ordem, os Tratos de Sistemas como de segunda ordem e as parassequências de KM 14 como de terceira ordem.

É importante salientar que o volume de afloramentos e perfis levantados são de extrema importância para uma correlação estratigráfica coerente e segura, deixando como sugestão que seja feito um estudo com maior detalhe na área, com maior tempo empregado nos

campos para que possa ser levantado uma maior quantidade possível de perfis e que estes sejam interpretados a luz da Estratigrafia de Sequências.

A principal dificuldade encontrada durante a execução deste trabalho está relacionada, principalmente à falta de acesso na região que aliada ao pouco tempo disponível para execução das etapas de campo constituiu a causa do escasso número de perfis levantados, suficientes para demonstrar a aplicação do método estudado, porém abaixo de um número considerado perfeito para tal estudo, de outro modo o espaçamento entre cada perfil poderia ter sido bem menor.

Com base na discussão acima conclui-se que a aplicação da ferramenta Estratigrafia de Sequências em terrenos precambrianos e, sobretudo em dados de afloramentos é possível e eficiente, desde que seja feito um trabalho metódico e sistemático e também seja levado em consideração que as taxas e intensidades dos processos sedimentares no precambriano eram diferentes. Deste modo, acredito que esta abordagem é necessária e que deve haver uma adequação e habituação dos trabalhos de mapeamento geológico em regiões de ocorrências de rochas sedimentares e metassedimentares.

# Agradecimentos

Escrever uma dissertação de Mestrado é uma experiência enriquecedora e de plena superação e agradecer a todos que ajudaram a construir esta dissertação não é tarefa fácil. Para aqueles que compartilham conosco desse momento, parece uma tarefa interminável e graças a muitas pessoas que participaram, direta ou indiretamente, consegui concluí-lo. Deus eu agradeço todos os dias, pois estar viva e com saúde são pré-requisitos para qualquer realização, assim como aos meus pais, por serem os responsáveis pela pessoa que me tornei.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Michael Holz, pela liberdade e confiança referente ao presente trabalho, além do indiscutível aprendizado que me proporcionou durante todo o processo.

Ao chefe do Departamento de Geologia (DEGEO) da CPRM, Reginaldo, por permitir que eu dedicasse muitas horas de trabalho a minha dissertação e, sem a qual não seria possível concluir no tempo planejado.

Agradeço a Natália Duarte, pela sua arte na digitalização dos mapas e figuras. Aos meus colegas do GETA (Grupo de Estratigrafia Aplicada), em especial ao amigo Luis Huerga, pelas ótimas discussões científicas, pelo incentivo e palavras tranquilizadoras em muitos momentos de nervosismo.

Agradeço a Antônio Edson Oliveira, por que além de ter tido que lidar com todo o stress e cansaço do período de produção da dissertação, teve a paciência de me ensinar a usar o sistema Latex (editor de texto) e não ter me deixado desistir de usá-lo quando achava que era muito complicado.

Agradeço também aos meus colegas da CPRM Luiz de Salvio, pelas boas dicas de afloramentos a serem visitados e Erison Lima, pelas discussões científicas e por me fornecer muito do seu acervo bibliográfico.

*In memoriam* agradeço ao amigo Augusto Pedreira, que foi o primeiro a acreditar e incentivar essa dissertação e era, além de amigo, “professor em tempo integral”, exemplo de humildade e que fará falta ainda por muito tempo.

Por fim, a meus amigos que, de uma forma ou de outra, contribuíram com sua amizade e com sugestões efetivas para a realização deste trabalho, gostaria de expressar minha profunda gratidão.

# Referências Bibliográficas

- Alkimim, F. F.; Chemale Jr., F.; Bacellar, L. A. P.; Oliveira, J. R. P. e Magalhães, P. M. (1989) Geologia estrutural e estratigrafia do supergrupo são francisco ao longo da seção regional serra do cipó – campos altos, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5/ Simpósio de Geologia, 1 Núcleo Brasília, **10**:289–293.
- Alkimim, F. F.; Neves, B. B. B. e Alves, J. A. C. (1993) Arcabouço tectônico do cráton do são francisco: uma revisão, O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG, pp. 45–62.
- Almeida, F. F. M. (1977) O cráton do são francisco, Revista Brasileira de Geociências, **7**,N.4:349–364.
- Almeida-Abreu, P. A. (1995) O supergrupo espinhaço da serra do espinhaço meridional. minas gerais: o rifte, a bacia e o orógeno., Geonomos, **3**,N.1:1–18.
- Arcanjo, J. B.; Marques-Martins, A. A.; Loureiro, H. S. C. e Varela, P. H. L. (2000) Projeto vale do Paramirim - Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CBPM/CPRM, Salvador,Brasil.
- Aspler, L. e Chiarenzelli, J. (1998) Two neoproterozoic supercontinents? evidence from the paleoproterozoic, Sedimentary Geology, **120**:75–104.
- Assini, M. (2001) Evolução do conceito de sequência. In: RIBEIRO, H. J. P. S (Ed.) Estratigrafia De Sequências: Fundamentos e Aplicações., UNISINOS, Rio Grande do Sul,Brasil.
- Babinski, M.; Chemale, Jr., F. e Van Schmus, W. (1995) The pb/pb age of the minas supergroup carbonate rocks, quadrilátero ferrífero, brazil., Precambrian Research, **72**:235–245.
- Barbosa, J. S. F. e Sabaté, P. (2003) Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do cráton do são francisco na bahia, Revista Brasileira de Geociências, **33**,N.1:7–14.
- Barrell, J. (1917) Rhythms and the measurements of geological time., Geological Society of America Bulletin, **28**:745–904.
- Beukes, N. J. e Cairncross, B. A. (1991) lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the late n mozaan group, pongola sequence; application to sequence stratigraphy and

- correlation with the witwatersrand supergroup., *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **94**:44–69.
- Bose, P.; Eriksson, P.; Sarkar, S.; Wright, D.; Samanta, P.; Mukhopadhyay, S.; Mandal, S.; Banerjee, S. e Altermann, W. (2010) Sedimentation patterns during the precambrian: A unique record?, *Marine and Petroleum Geology*, pp. 1–35.
- Brown, L. F. J. e Fisher, W. L. (1977) Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from brazilian rift and pull apart basins. in: Payton, c. e. (ed.), seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**:213–248.
- Catuneanu, O. (2006) *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier, Amsterdam.
- Catuneanu, O. e Eriksson, P. G. (1999) The sequence stratigraphic concept and the precambrian rock record: an example from the 2.7-2,1 ga transvaal supergroup, kaapvaal craton., *Precambrian Reserch*, **97**:215–251.
- Catuneanu, O. e Eriksson, P. G. (2002) Sequence stratigraphy of the precambrian rooihoogte–timeball hill rift succession, transvaal basin, south africa., *Sedimentary Geology*, **147**:71–88.
- Catuneanu, O.; Martins-Neto, M. A. e Eriksson, P. G. (2005) Precambrian sequence stratigraphy., *Sedimentary Geology*, **176**:67–95.
- Catuneanu, O.; Abreu, V.; Bhattacharya, J.; Blum, M. D. ; Dalrymple, R. ; Eriksson, P. G. ; Fielding, C. R. ; Fisher, W. L. ; Galloway, W. E. ; Gibling, M. R. ; Giles, K. A. ; Holbrook, J. M. ; Jordan, R. ; Kendall, C. G. S. C. ; Macurda, B. ; Martinsen, O. J. ; Miall, A. D. ; Neal, J. E. ; Nummedal, D. ; Pomar, L. ; Posamentier, H. ; Pratt, B. R. ; Sarg, J. ; Shanley, K. ; Steel, R. J. ; Strasser, A. ; Tucker, M. E. e Winker, C. (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy., *Earth-Science Reviews*, **92**:1–33.
- Catuneanu, O.; Bhattacharya, J. P.; Blum, M. D.; Dalrymple, R.; Eriksson, P. G.; Fielding, C. R.; Fisher, W. L.; Galloway, W. E.; Gianolla, P.; Gibling, M. R.; Giles, K. A.; Holbrook, J. M.; Jordan, R.; Kendall, C. G. S. C.; Macurda, B.; Martinsen, O. J.; Miall, A. D.; Nummedal, D.; Posamentier, H.; Pratt, B. R.; Shanley, K.; Steel, R. J.; Strasser, A. e Tucker, M. E. (2010) Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development., *First Break*, **28**:21–34.
- Catuneanu, O.; Galloway, W. E.; Kendall, C. G. S. C.; Miall, A. D.; Posamentier, H. W.; Strasser, A. e Tucker, M. E. (2011) Sequence stratigraphy: Methodology and nomenclature, *Newsletters on Stratigraphy*, **44**,N.3:173–245.

- Caxito, F. A.; Santos, Y. L. O. P.; Uhlein, A.; Pedreira, A. J. e Faulstich, F. R. L. (2008) A geologia entre macaúbas e canatiba (bahia) e a evolução do supergrupo espinhaço no brasil oriental., *Revista Geonomos*, **16**, N.1:11–20.
- Chemale Jr., F.; Dussin, I. A.; Martins, M. e Santos, M. N. (2011) Nova abordagem tectono-estratigráfica do supergrupo espinhaço em sua porção meridional (mg), *Geonomos*, **19**,N.2:173–41.
- Christie-Blick, N. (1991) Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences., *Marine Geology*, **97**:35–56.
- Moutinho da Costa, L. e Inda, H. A. V. (1982) O aulacógeno do espinhaço, *Ciências da Terra*, **2**:13–18.
- Moutinho da Costa, L. e Silva, W. G. (1980) Projeto Santo Onofre, mapeamento geológico, DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, Brasil.
- Danderfer, A. e Dardenne, M. . (2002) Tectonoestratigrafia da bacia espinhaço na porção centro-norte do cráton do são francisco: Registro de uma evolução polihistórica descontínua., *Revista Brasileira de Geociências*, **32**, N.4:449–460.
- Danderfer, A.; B., D. W.; A., P. e H.A., N. (2009) New geochronological constraints on the geological evolution of espinhaço basin within the são francisco craton-brazil, *Precambrian Research*, **170**:116–128.
- Danderfer Filho, A. (1990) Análise estrutural descritiva e cinemática do supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (BA, Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.
- Danderfer Filho, A. (2000) Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia., Tese de doutoramento, Universidade de Brasília, Brasília, DF, Brasil.
- Della Fávera, J. (1984) Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar., *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **33**:489–501.
- Dominguez, J. M. L. (1993) As coberturas do cráton do são francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias., *O Cráton do São Francisco.*, pp. 137–159.
- Drummond, C. e Wilkinson, B. (1996) Stratal thickness frequencies and the prevalence of orderedness in stratigraphic sequences., *Journal of Geology*, **104**:1–18.
- Embry, A. F. e Johannessen, E. P. (1992) T-r sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost triassic-lower jurassic succession, western sverdrup basin, arctic canada. in: Vorren, t. o.; berg - sager, e.; dahl-stamnes, o. a.; holter, e.;

- johansen, b.; lie, e.; lund, t. b. (eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, **2**:121–146.
- Eriksson, K. e Simpson, E. (1998) Controls on spatial and temporal distribution of precambrian eolianites., *Sedimentary Geology*, **120**:275–294.
- Eriksson, P. e Catuneanu, O. (2004) Third-order sequence stratigraphy in the Palaeoproterozoic Daspoort Formation (Pretoria Group, Transvaal Supergroup), Kaapvaal craton. In: ERIKSSON, P.G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; CATUNEANU, O. *The Precambrian Earth: tempos and events.*, Elsevier, Amsterdam.
- Eriksson, P. e Cheney, E. (1992) Evidence for the transition to an oxygen rich atmosphere during the evolution of red beds in the lower proterozoic sequences of southern africa., *Precambrian Research*, **54**:257–269.
- Eriksson, P.; Altermann, W.; Nelson, D.; Mueller, W. e Catuneanu, O. (2004) *The Precambrian Earth: Time and Events.*, Elsevier, Amsterdam- Boston- Heidelberg- London- New York- Oxford Paris - San Diego - San Francisco - Singapore- Sydney - Tokyo.
- Eriksson, P.; Catuneanu, O.; Nelson, D. e Popa, M. (2005) Controls on precambrian sea level change and sedimentary cyclicity, *Sedimentary Geology*, **176**:17–37.
- Eriksson, P.; Rautenbach, C. J. W.; Wright, D.; Bumby, A.; Catuneanu, O.; Mostert, P. e Van Der Neut, M. (2009) Possible evidence for episodic epeiric marine and fluvial sedimentation (and implications for palaeoclimatic conditions), c. 2.3e1.8 ga, kaapvaal craton, south africa., *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **173**:153–173.
- Freitas, P. F. (2012) *Sistemas deposicionais dominados por ação de ondas e marés: exemplo na Serra do Espinhaço setentrional - Boquira/BA*, Trabalho final de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.
- Galloway, W. e Hobday, D. (1983) *Terrigenous Clastics Depositional Systems.*, Springer, New York.
- Galloway, W. E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, i: Architecture and genesis of floodingsurface bounded depositional units, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**:125–142.
- Guimarães, J. T.; Martins, A. A. M.; Andrade Filho, E. L.; Loureiro, H. S. C.; Arcanjo, J. B. A.; Neves, J. P., A. M. B.; Silva, M. G. e Bento, R. V. (2005) CPRM, Salvador, Brasil.
- Haq, B.; Handenbol, J. e Vail, P. (1988) Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change., *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.*, **42**:71–108.
- Holz, M. (2012) *Estratigrafia de Sequências: histórico, princípios e aplicações.*, Interciência, Rio de Janeiro, Brasil.

- Hunt, D. e Tucker, M. E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall., *Sedimentary Geology*, **81**:1–9.
- Johnson, J. G. e Murphy, M. A. (1984) Time-rock model for siluro-devonian continental shelf, western united states., *Geological Society of America Bulletin*, **95**:1349–1359.
- Krapez, B. (1996) Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of basin-filling rhythms in precambrian successions., *Australian Journal of Earth Sciences.*, **43**:355–380.
- Krapez, B. (1997) Sequence-stratigraphic concepts applied to the identification of depositional basins and global tectonic cycles., *Sedimentary Geology*, **44**:1–36.
- Lagoeiro, L. E. (1990) Estudo da deformação nas sequências do Grupo Una, na região de Irecê, Bahia., Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.
- Loureiro, H.; Bahiense, I.; Neves, J.; Guimarães, J.; Teixeira, L.; Santos, R. e Melo, R. (2009) Geologia e Recursos Minerais da Parte Norte do Corredor de Deformação do Paramirim (Projeto Barra- Oliveira dos Brejinhos), Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2009. (Série Arquivos Abertos, 33), Salvador, Brasil.
- Machado, N.; Schrank, A.; Noce, C. e Gauthier, G. (1996) Ages of detrital zircon from archean-paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a transamazonian foreland basin in quadrilátero ferrífero, southeast brazil., *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259–276.
- Marshak, S. e Alkimim, F. F. (1989) Proterozoic contraction/ extension tectonics of the southern são francisco region, minas gerais, brazil., *Tectonics*, **8**,N.3:555–571.
- Miall, A. (1978) Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. in: *Fluvial sedimentology* (ed. miall, a.d.), Canadian Society of Petroleum Geologists, **5**:597–604.
- Miall, A. D. (1997) *The Geology of Stratigraphic Sequences.*, Springer, Berlin.
- Nahass, S. c. (1974) Projeto Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins/ Oeste do São Francisco, CBPM/Prospec/DNPM, Salvador, Brasil.
- Neves, B. B. B. (1979) A evolução geocronológica da cordilheira do espinhaço; dados novos e integração, *Revista Brasileira de Geociências*, **9**,N.1:71–85.
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford.
- Pedreira, A. J. C. L. S. (1988) Seqüências deposicionais no precambriano: exemplo da chapada diamantina oriental, bahia., *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, **2**:648–659.

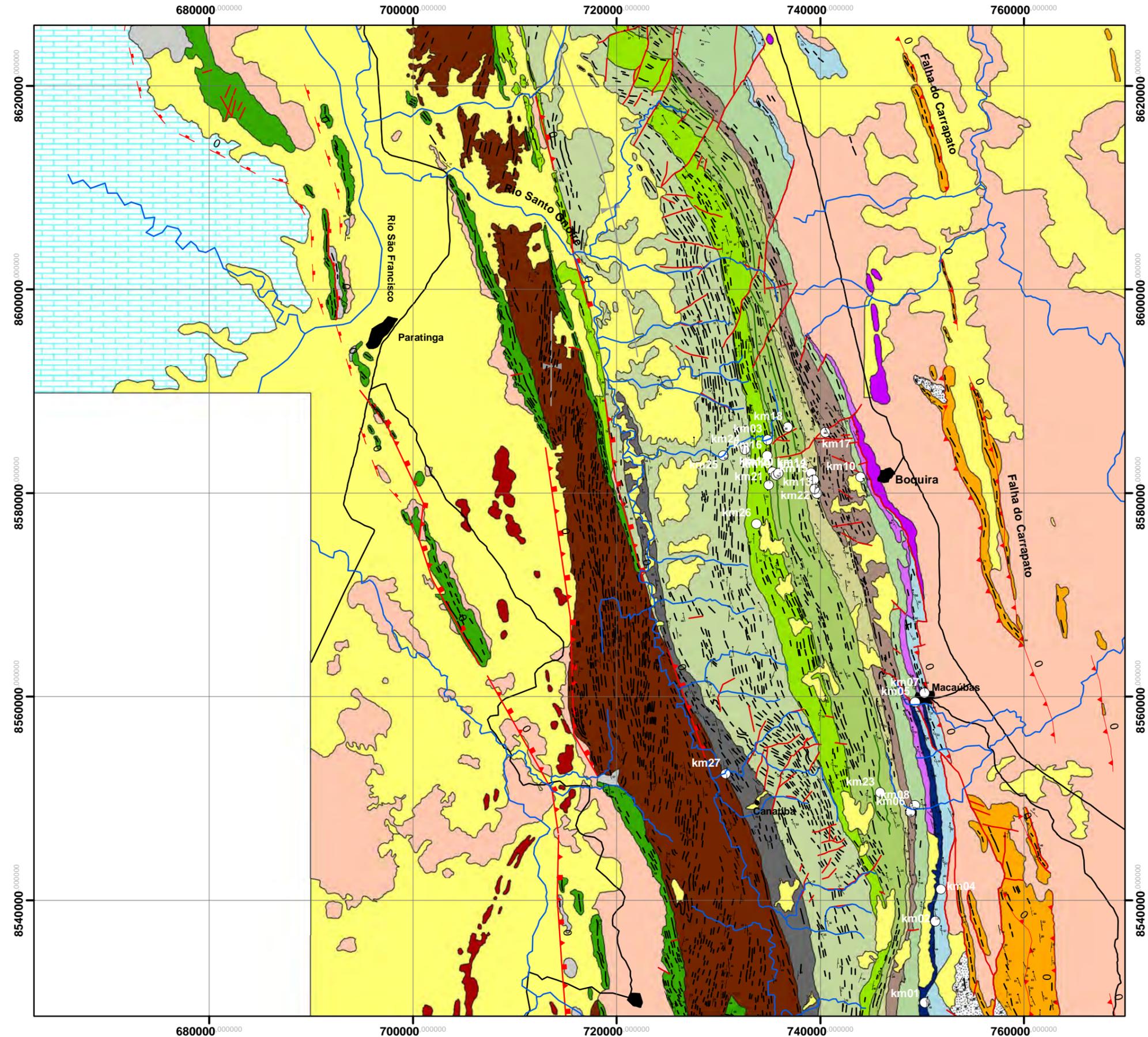
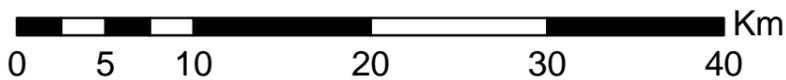
- Pedreira, A. J. C. L. S. (1994) O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - Oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica, Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo, São Paulo, Bahia, Brasil.
- Posamentier, H. W. e Allen, G. P. (1999) Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma.
- Ramaekers, P. e Catuneanu, O. (2004) Development and sequences of the Athabasca basin, early Proterozoic, Saskatchewan and Alberta, Canada. In: ERIKSSON, P. G.; ALTERMANN, W. NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; CATUNEANO, O., Elsevier, Amsterdam.
- Ribeiro, H. J. P. S. (2001) Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações., Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul, Brasil.
- Sá, E. F. J. (1981) A chapada diamantina e a faixa santo onofre: um exemplo de tectônica intraplaca no proterozóico médio do cráton são francisco., Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos, **4**:111-120.
- Sá, E. F. J.; Bartels, R. L. e Neves, B. B. B. (1976) Geocronologia e modelo tectonomagmático da chapada diamantina e espinhaço setentrional, Congresso Brasileiro de Geologia, **4**:205-227.
- Schobbenhaus, C. (1993) Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço- Bahia Central: nota explicativa do mapa geológico 1:250.000, SUDENE, Recife, Brasil.
- Schobbenhaus, C. (1996) As tafrogêneses superpostas espinhaço, o e santo onofre, estado da bahia: revisão e novas propostas., Revista Brasileira de Geociências, **26**,N.4:265-276.
- Sheldon, N. (2006) Precambrian paleosols and atmospheric co2 levels., Precambrian Research, **147**:148-155.
- Simpson, E. L.; Alkmim, F. F.; Bose, P. K.; Bumby, A. J.; Eriksson, K. A. e Eriksson, P. G. (2004) Sedimentary dynamics of Precambrian aeolianites. In: ERIKSSON, P.G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; CATUNEANO, O. (Eds.), Elsevier, Amsterdam.
- Sloss, L. L. (1963) Sequences in the cratonic interior of north america, Geological Society of America Bulletin, **74**:93-113.
- Sloss, L. L.; Krumbein, W. C. e Dapples, E. C. (1949) Integrated facies analysis. in: Sedimentary facies in geologic history., Geological Society of America Memoir., **39**:91-124.

- Trompette, R.; Uhlein, A.; Silva, M. e Karmman, I. (1992) The brasiliano são francisco craton revisited (central brazil)., *Journal of South American Earth Sciences*, **6,N.1/2**:49–57.
- Tucker, M. E. (1996) *Sedimentary Rocks in the Field* (2nd edition), Wiley, Chichester.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M. J. e Thompson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: Global cycles of relative changes of sea level., *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**:83–98.
- Van Wagoner, J.; Posamentier, H.; Mitchum, R.; Vail, P.; Sarg, J.; Loutit, T. e Hardenbol, J. (1988) An overview of sequence stratigraphy and key definitions. in: Wilgus, c.k.; hastings, b.s.; kendall, c.g.st.c.; posamentier, h.w.; ross, c.a.; van wagoner, j.c. (eds.), *sea level changes – an integrated approach.*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, **42**:39–45.
- Van Wagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Campion, K. M. e Rahmanian, V. D. (1991) Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies., *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration*, **7**:55.
- Wheeler, H. (1958) Time stratigraphy., *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **42**:1047–1063.
- Wheeler, H. e Murray, H. (1957) Baselevel control patterns in cyclothem sedimentation., *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **41**:1985–2011.
- Young, G. (2004) Earth's two great Precambrian glaciations: aftermath of the Snowball hypothesis. In: ERIKSSON, P.G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; CATUNEANU, O. (Eds.), Elsevier, Amsterdam.

# Mapa Geológico do Espinhaço Setentrional

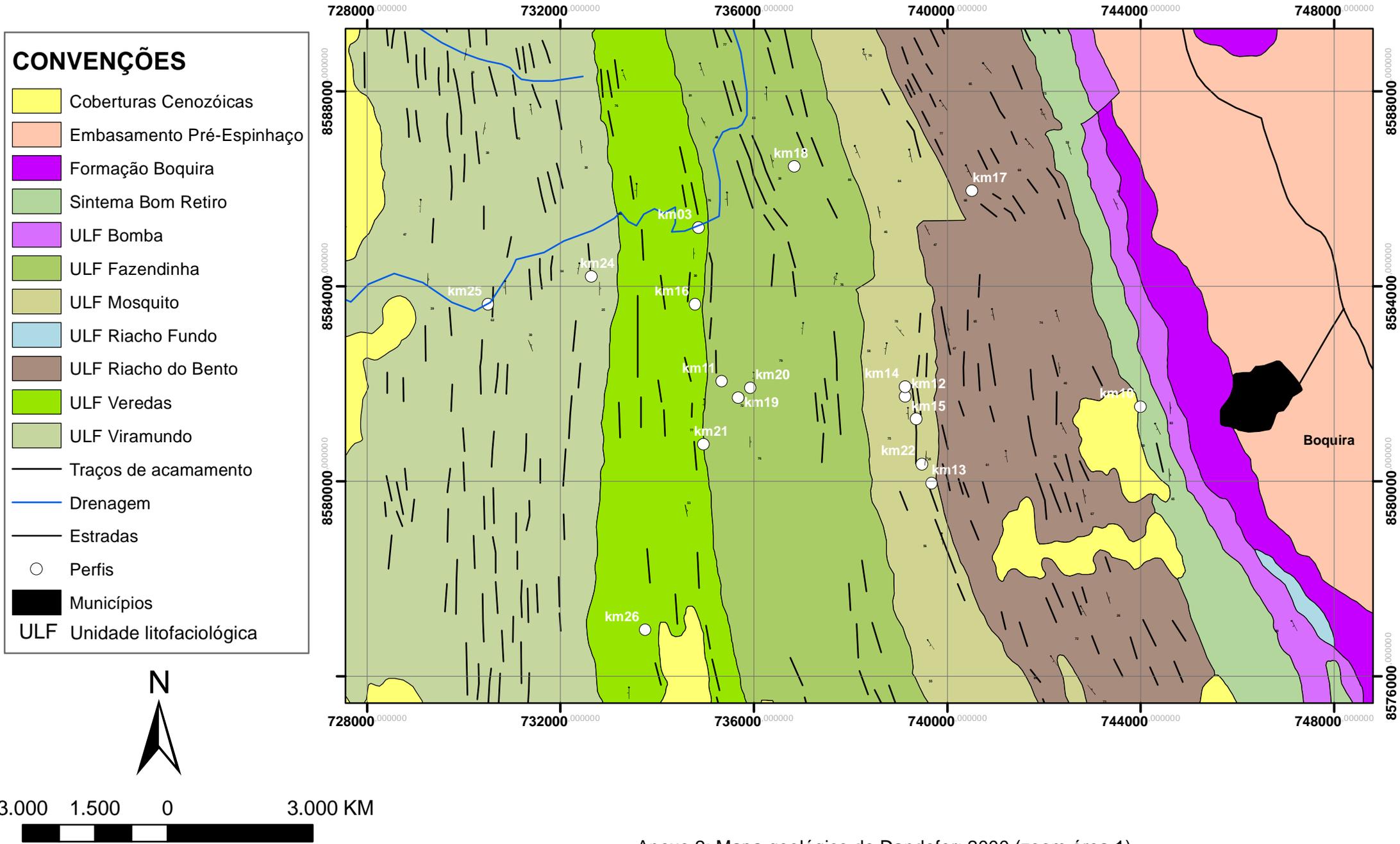
## Convenções

- |  |   |
|--|---|
|  Coberturas Cenozóicas     |  ULF Fazendinha                |
|  Embasamento Pré-Espinhaço |  ULF Garapa                    |
|  Formação Boquira          |  ULF Ipuçaba                   |
|  Formação R. de Santana    |  ULF João Dias                 |
|  Sintema Algodão           |  ULF Mosquito                  |
|  Sintema Bom Retiro        |  ULF Riacho Fundo              |
|  Sintema Sapiroanga        |  ULF Riacho do Bento           |
|  Sintema Sete Lagoas       |  ULF Sucurial                  |
|  ULF Bomba                 |  ULF Veredas                   |
|  ULF Boqueirão             |  ULF Viramundo                 |
|  ULF Canatiba              |   |
|  Intrusiva básica          |  Drenagem                      |
|  Traços de Fraturas      |  Estradas                    |
|  Traços de acamamento    |  Municípios                  |
|  Falha Normal            |  Perfis                      |
|  Falha Normal Invertida  |  ULF Unidade litofaciológica |
|  Falha Reversa           |   |
|  Eixo de Anticlinal      |   |
|  Eixo de Sinclinal       |   |
|  Eixo de dobra           |   |



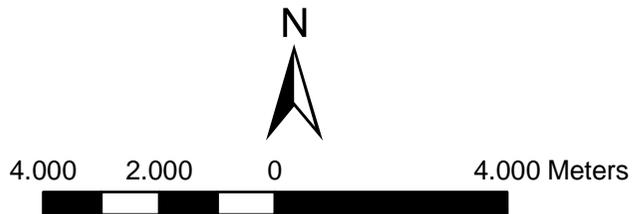
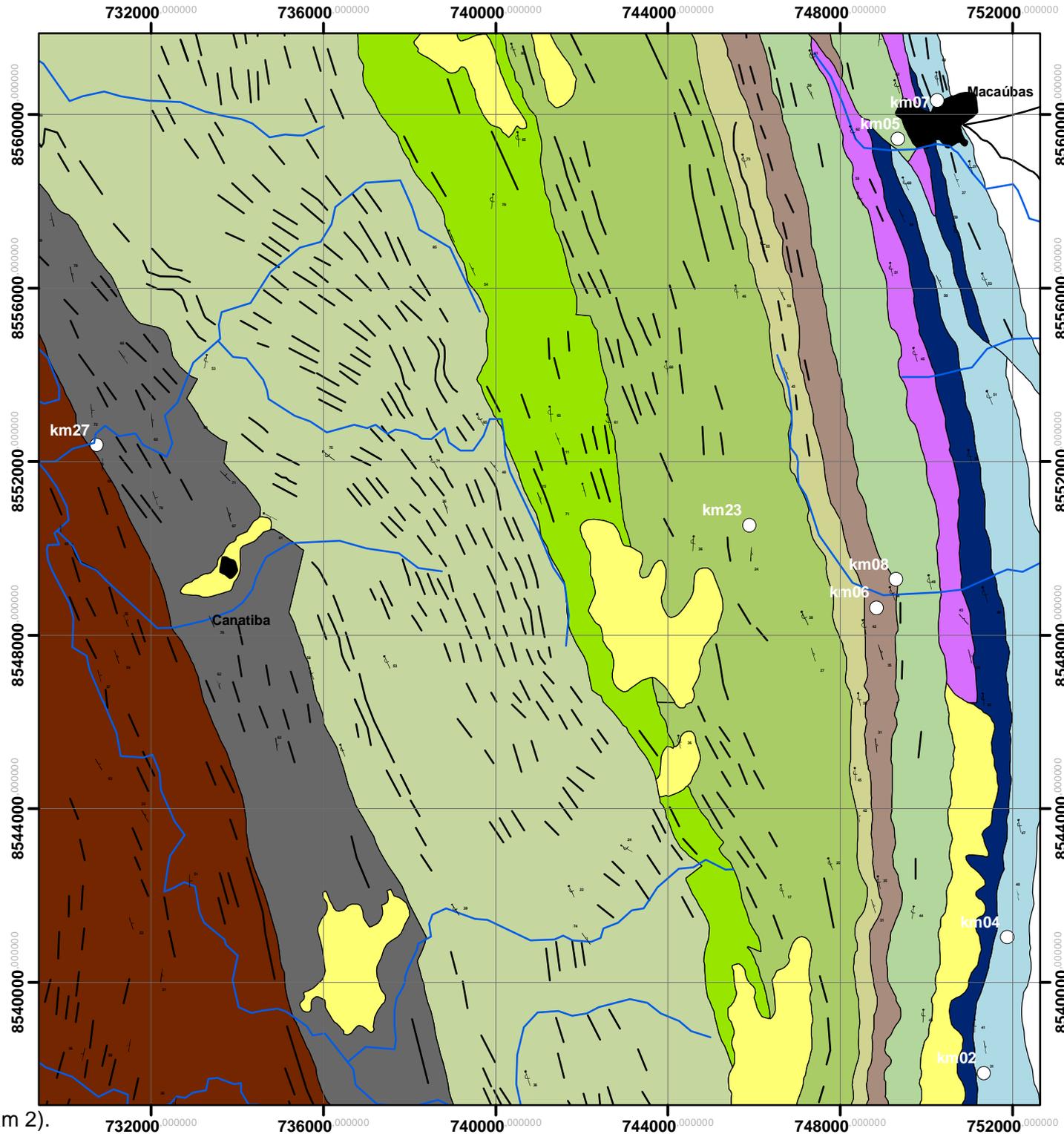
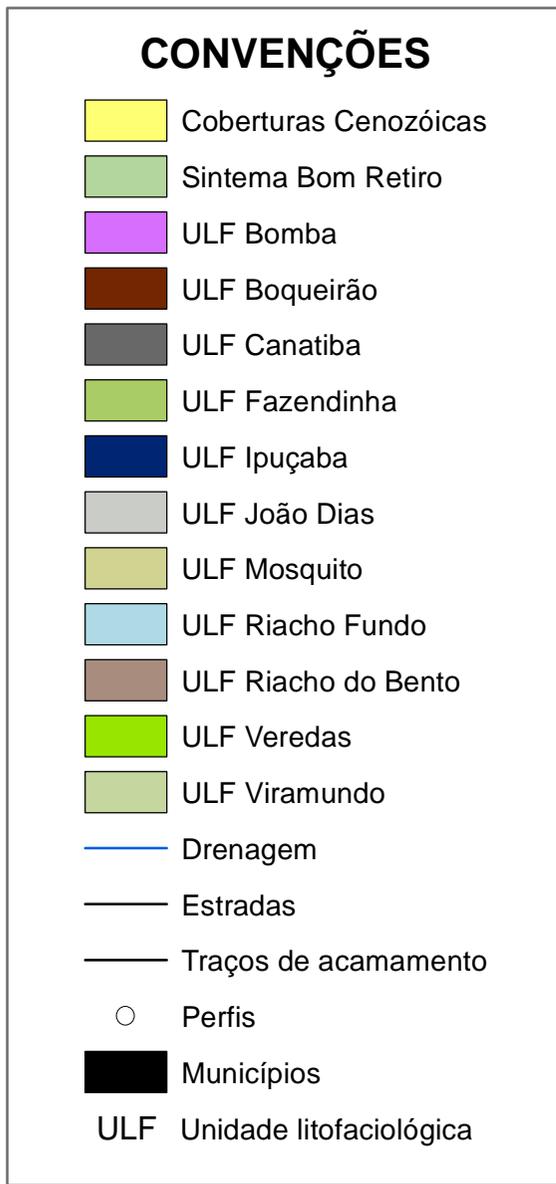
Anexo 1: Mapa geológico de Dandefér, 2000.

# Mapa Geológico do Espinhaço Setentrional



Anexo 2: Mapa geológico de Dandefer; 2000 (zoom área 1).

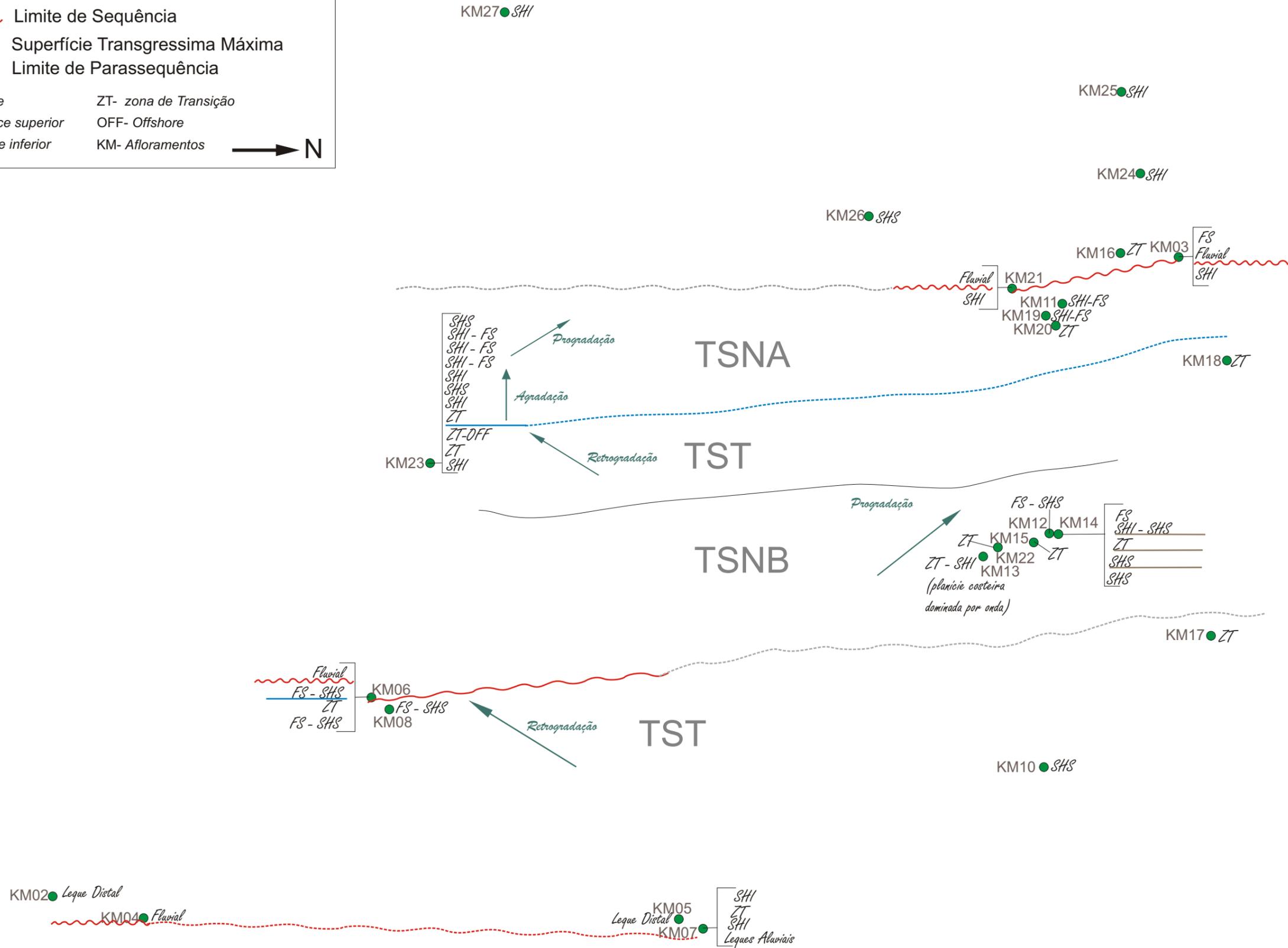
# Mapa Geológico do Espinhaço Setentrional



# Croqui Pontos/Perfís

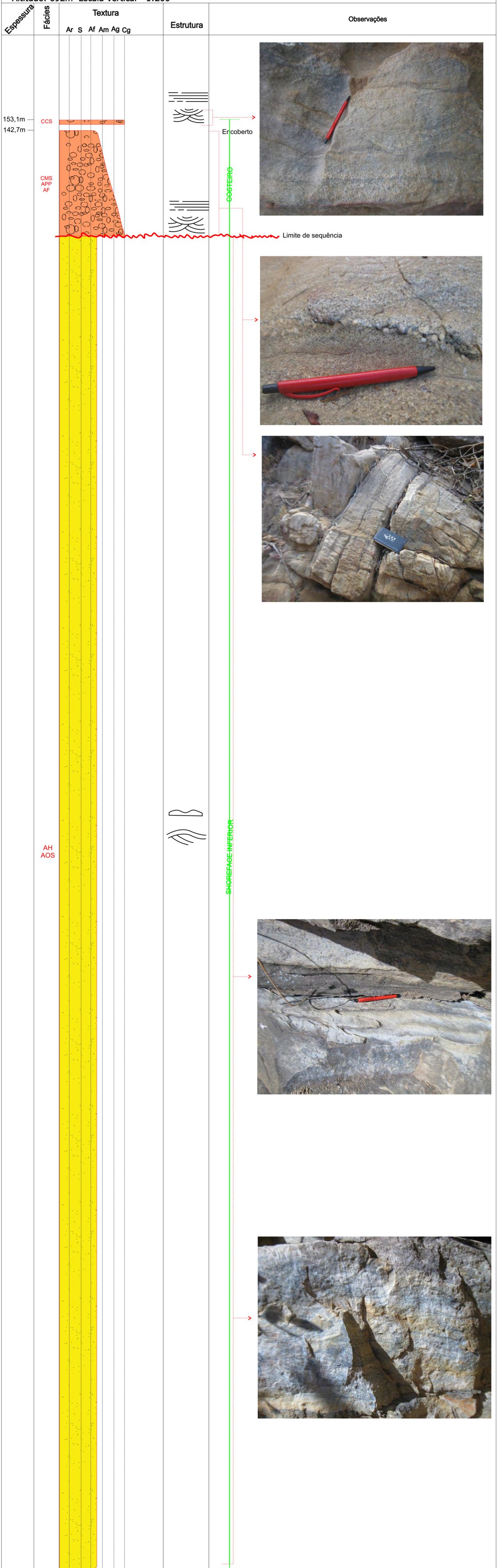
-  Limite de Sequência
-  Superfície Transgressiva Máxima
-  Limite de Parassequência

- FS- Foreshore
- ZT- zona de Transição
- SHS- Shoreface superior
- OFF- Offshore
- SHI- Shoreface inferior
- KM- Afloramentos



Anexo 04 - Croqui interpretado com base na descrição dos perfís.

Perfil: Km03  
 Coordenadas: 734855 mE/8585206 mN  
 Altitude: 692m Escala Vertical - 1:200



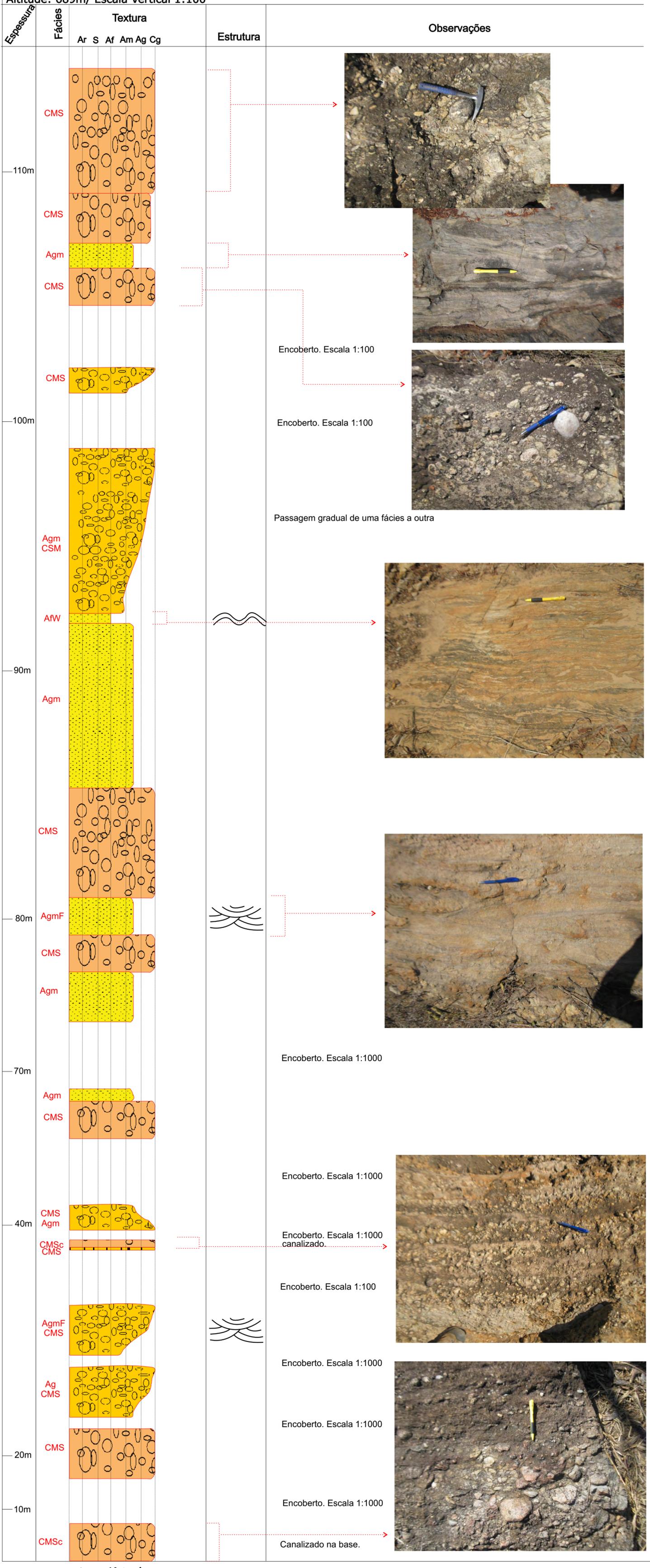
Ercoberto

Limite de sequência

SHOREFACE INFERIOR

Ar S Af Am Ag Cg

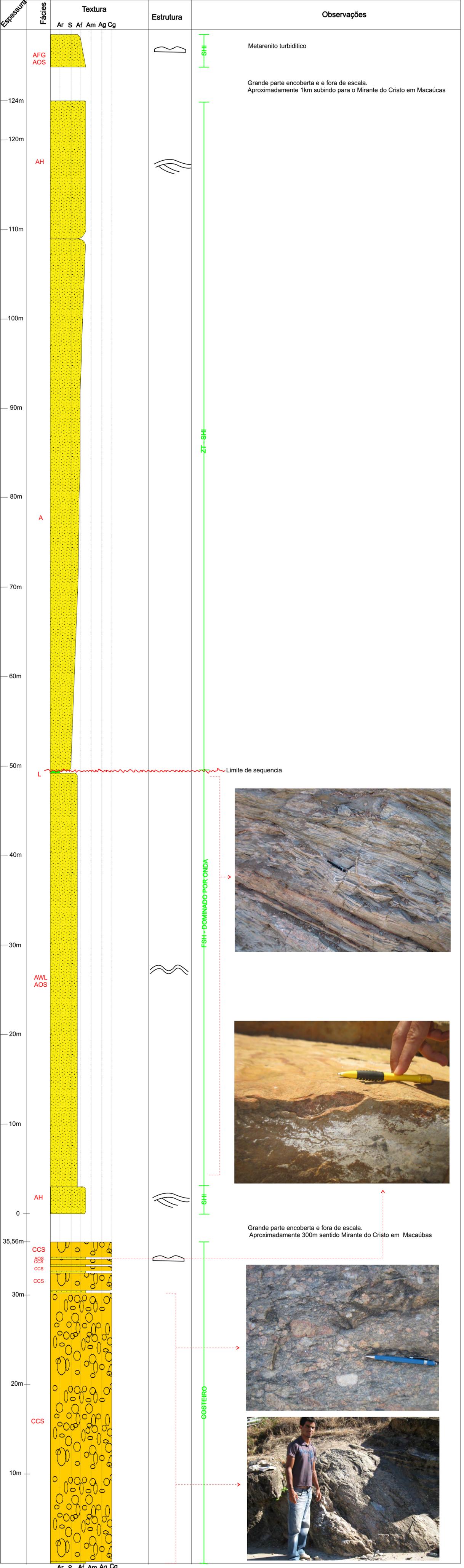
Perfil: Km04  
 Coordenadas: 751883 mE/8541036 mN  
 Altitude: 689m/ Escala Vertical 1:100



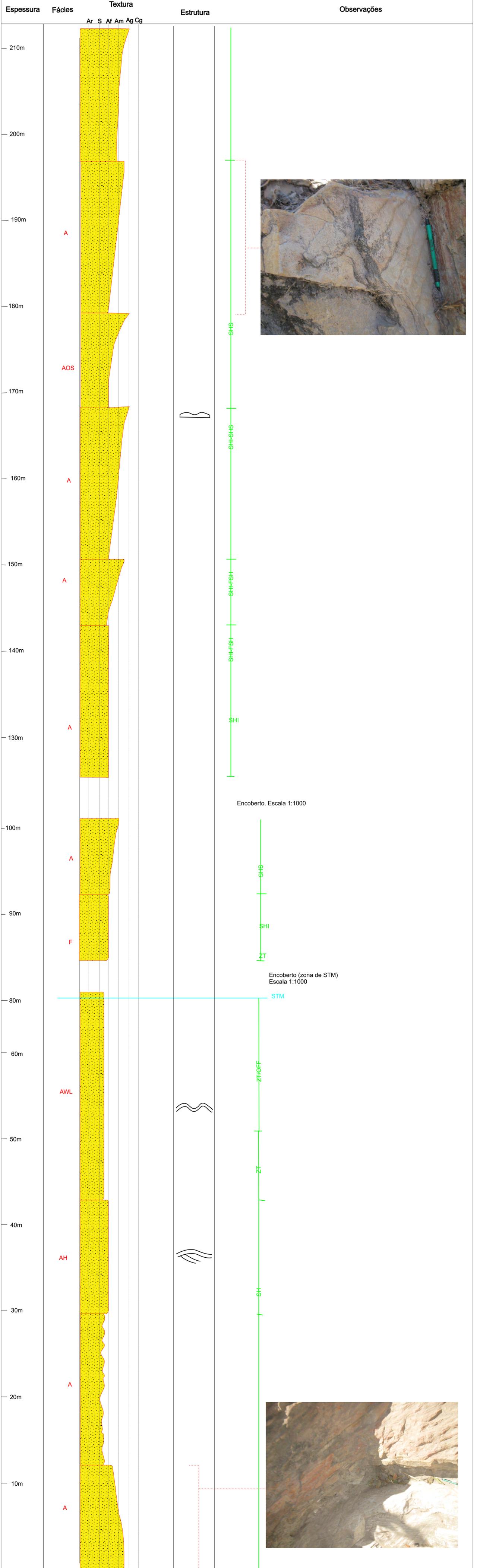
Ar S Af Am Ag Cg

Espessura	Fácies	Textura Ar S Af Am Ag C	Estruturas		Observações
			P	S	
139,28m	AgF				 <p>FLUVIAL?</p>
138,28m					
106,02m					Patamar sem afloramento. Escala 1:1000
	AmW AmS				
76,22m					FS/SHS Patamar sem afloramento. Escala 1:1000
26,62m					
	AgW AgS				
	Af ArSy				STM
16,8m					
15,8m	Ar ArW AfH				
14,8m					
13,8m					ZT
12,8m	AmH				
	ArSy				 <p>Patamar sem afloramento, escala 1:1000</p>
2m	AgH ArSy				
	AgH				
	AgW AgS AgPp				FS/SHS
	AgmPp				FS/SHS

Perfil: Km07  
 Coordenadas: 750255 mE/8560324 mN; (KMM8: 750219/8560005, 674m)  
 Altitude: 706m Escala- 1:200



Perfil: Km23  
 Coordenadas: 745896 mE/8550535 mN  
 Altitude: 878m/ Escala Vertical 1:200



Ar S Af Am Ag Cg