

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DA CAPA  
CARBONÁTICA NEOPROTEROZÓICA, SUL DO CRÁTON  
AMAZÔNICO, REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA (MT)

JOELSON LIMA SOARES

MANAUS  
2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

JOELSON LIMA SOARES

ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DA CAPA  
CARBONÁTICA NEOPROTEROZÓICA, SUL DO CRÁTON  
AMAZÔNICO, REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA (MT)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira

MANAUS  
2008

JOELSON LIMA SOARES

ESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTE DA CAPA  
CARBONÁTICA NEOPROTEROZÓICA, SUL DO CRÁTON  
AMAZÔNICO, REGIÃO DE TANGARÁ DA SERRA (MT)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia, área de concentração em Geologia Regional.

Aprovado em 06 de Maio de 2008

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Werner Truckenbrodt  
Universidade Federal do Pará - UFPA

---

Prof. Dr. Claudio Riccomini  
Universidade de São Paulo - USP

---

Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira  
Universidade Federal do Amazonas - UFAM

Se pude enxergar longe é porque estive  
sobre o ombro de gigantes  
(Isaak Newton)

Aos meus pais Joaquim e Maria pelo apoio constante e encorajador durante as varias etapas da minha vida, responsáveis em grande parte pelo que sou hoje. Ao meu irmão Joilson que sempre me incentivou de alguma forma.

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram para a realização deste trabalho.

À Universidade Federal do Amazonas pelo apoio logístico e financeiro. Ao apoio do Departamento de Geociências (DEGEO), ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e a Fundação de Amparo a Pesquisa no Amazonas – FAPEAM.

A mina Calcário Tangará pelo apoio logístico para a realização do trabalho de campo, fornecendo alojamento e alimentação para o grupo de pesquisa e, em especial, ao engenheiro de minas Sávio dos Santos pela colaboração, apoio e incentivo durante a realização dos trabalhos.

Ao CNPq pelo apoio financeiro por meio do projeto 485902/2007-9, coordenado por Afonso Nogueira.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira pela amizade, incentivo, críticas, sugestões técnico-científicas que contribuíram para a finalização deste trabalho e por ter aceitado o desafio de ser o meu orientador.

Aos amigos Prof. Dr. Claudio Riccomini, Prof<sup>a</sup>. Dra. Lucy Gomes Sant'Anna e ao geólogo Juan Silva por me acompanharem durante o trabalho de campo e contribuírem com excelentes discussões. Ao projeto FAPESP coordenado por C. Riccomini pelo apoio financeiro no primeiro trabalho de campo.

Ao técnico e secretário da pós-graduação Antonio Marcos Gonçalves pela confecção das laminas petrográficas. Ao geólogo Marcelo Batista Motta pelas análises de difração de raios-X. E ao Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial do Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco pelas análises para a determinação da composição isotópica de C e O.

Aos amigos e colegas do curso de graduação e pós-graduação da UFAM que me acompanharam nesta jornada. Aos amigos e colegas do grupo de pesquisa de Estratigrafia e Sedimentologia da UFAM que juntos convivemos, durante vários trabalhos de campo e no bloco I da UFAM, momentos de intenso trabalho científico e diversão entre eles Angela Leguizamon, Eisner Cunha, Roberto César e em especial a José Bandeira Cavalcante da Silva Junior e Humberto Dias Abinader que sempre estiveram próximos nos momentos difíceis e de muita descontração.

Em fim agradeço todas as pessoas, embora não citadas, que contribuíram de forma direta ou indireta para a elaboração deste trabalho.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa de localização e geológico simplificado da Faixa Paraguai Norte e porção sul do Cráton Amazônico com destaque para a região de Tangará da Serra..... 4
- Figura 2. Mapa simplificado da mina Calcário Tangará com destaque para as frentes de lavra estudadas (os símbolos romanos posicionam os perfis estratigráficos da figura 14).....4
- Figura 3. Margem sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. A) Reconstrução paleogeográfica do oeste do Gondwana de Tohver *et al.* (2006) com os blocos continentais e faixas móveis Brasiliano-Panafricano (AM=Amazônico; ANS=Escudo Árabe-Nubiano; C=Congo; GM=Máçio Goiano; K-G=Kalahari-Grunehogna; LA=Luis Alves; P=Paraná; RA=Rio Apa; SF= São Francisco; SL=São Luis; WA= Oeste Africano). O quadro indica à posição do mapa na figura 3B. B) Mapa geológico com as principais unidades aflorantes, com destaque para os depósitos glaciais da Formação Puga e para as rochas carbonáticas do Grupo Araras na margem sudoeste do Cráton Amazônico. Legenda referente à figura B..... 10
- Figura 4. Seção esquemática do modelo de estruturação tectônica e litoestratigráfica proposto por Almeida (1964) para a Faixa Paraguai..... 12
- Figura 5. Modelo de estruturação tectônica e litológica proposta por Nogueira (2003) para a Faixa Paraguai Norte. Destaque para a área de estudo na região de Tangará da Serra..... 12
- Figura 6. Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. Destaque para o Grupo Araras e para as formações Mirassol d'Oeste e Guia (em sua porção basal), objetos deste estudo, que constituem a capa carbonática neoproterozóica pós-glaciação Marinoana ..... 15
- Figura 7. Margem sul do Cráton Amazônico e norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra e da mina Calcário Tangará. Os diamictitos da Formação Puga ocorrem somente na região de Mirassol d'Oeste.....25
- Figura 8. Perfis estratigráficos da capa carbonática da mina Calcário Tangará. A sucessão dolomítica da Formação Mirassol d'Oeste é separada pela superfície S1 e as superfícies S2 e S3 são limites entre associações de fácies. Zonas de deformação são indicadas pelas letras A, B e C. Siglas TS-1 posicionam as amostras coletadas.....30
- Figure 9. Aspecto faciológico da Formação Mirassol d'Oeste. A) Ciclos granodécrescentes de *dolograinsstones* peloidais laminados e cristais fibrosos; B) Detalhe das intercalações de cristais fibrosos com laminações plano paralelas; C) Macropelóides entre as laminações com truncamentos por onda;

- D) Lâminas de *dolograinstone* formadas por micropelóides sem cimento (a) e com cimento dolomítico (b).....33
- Figura 10. Aspecto faciológico da Formação Guia. A) Calcários finos dolomitizados com acamamento de megamarcas onduladas; B) Camadas tabulares com topo ondulado de calcários finos com leques de cristais intercalados com camadas de folhelhos betuminosos; C) Ciclos (setas) formados por cristais e calcários finos com laminações onduladas; D) Leques de cristais de calcita (pseudomórficos segundo aragonita).....38
- Figura 11. Aspectos petrográficos da capa calcária de Tangará da Serra. A) Calcita espática na borda de cavidade preenchida por dolomita romboédrica e betume; B) Cristais de calcita pseudomorfo segundo aragonita em matriz microcristalina parcialmente dolomitizado.....39
- Figura 12. A) Contato (linhas tracejadas) entre o dique neptuniano e a rocha encaixante (calcários finos laminados); B) Brecha intraformacional em dique neptuniano; C) Camada convolucionada intercalada com calcário fino laminado.....41
- Figura 13. Modelo evolutivo da plataforma carbonática de Tangará da Serra. Símbolos: P=profundidade; ST=superfície transgressiva.....46
- Figura 14. Perfis estratigráficos (I a V como indicado no mapa da figura 2) com as zonas de deformação (A, B e C) e as superfícies estratigráficas (S1, S2 e S3).....49
- Figura 15. Falha sin-sedimentar que deforma os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, recobertos em *onlap* por pelitos da Formação Guia.....51
- Figura 16. Dobras tipo *kink* geradas em dolomitos laminados. ....51
- Figura 17. Modelo de formação da falha sin-sedimentar e das dobras tipo-*kink*: 1) início do falhamento contemporâneo a deposição; 2 e 3) Evolução da falha sin-sedimentar formando dobras *kink* com planos axiais com mergulho para sudeste, a medida que se distanciam da zona de falha ocorre a diminuição do encurtamento; 3) Fraturas desenvolvem-se paralelamente a zona de falha e continuação da deposição em *onlap* dos pelitos.....52
- Figura 18. Dique neptuniano truncando camadas de calcário fino da Formação Guia. Observar fragmentos de pelito em calcário cristalino.....53
- Figura 19. Falha sin-sedimentar truncando as camadas de calcário fino da Formação Guia.....54
- Figura 20. Esquema ilustrando o desenvolvimento de diques neptunianos por atividade sísmica (I a III) (Montenat *et al.* 2007). Em IV uma visão transversal do dique neptuniano da mina Calcário Tangará com base no modelo de Cozzi (2000), para diques neptunianos de plataformas carbonáticas rasas.....54

- Figura 21. Aspecto do afloramento de calcários com estruturas de escorregamento, camadas deformadas (Cd), camadas interrompidas formando blocos e planos de escorregamento (linhas grossas).....56
- Figura 22. Camada pelítica com acamamento convoluto entre camadas de calcário sem deformação.....56
- Figura 23. Calcário fino com acamamento convoluto sobreposto por calcários laminados e fraturas pós-deposicionais que truncam estes depositos.....57
- Figura 24. Camada de calcário com laminação convoluta entre duas camadas sem deformação em um bloco encontrado entre depósitos com estruturas de escorregamento (bloco da figura 12).....57
- Figura 25. Sucessões carbonáticas das regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, com suas superfícies estratigráficas em comum (S1) e as que só ocorrem em um sucessão (S2 e S3).....58
- Figura 26. Seção panorâmica de frente de lavra. Contato entre dolomitos peloidais da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia (superfície S1) superimpostas por fácies deformada (superfície S3). O contato entre as unidades é geralmente marcado por pelitos laminados localmente em *onlap*. Feições de deformação como falhas sin-sedimentares e dobras tipo-kink são observados nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste.....59
- Figura 27. Seção panorâmica de frente de lavra. Superfícies estratigráficas que limitam fácies na Formação Guia (superfícies S2 e S3).....60
- Figura 28. Contato entre as formações Mirassol d'Oeste (base) e Guia (topo) marcado por morfologia irregular e camadas de pelitos (linhas tracejadas).....62
- Figura 29. Contato irregular entre dolomitos e calcários sem a camada de pelito (superfície S1).....62
- Figura 30. Limite entre as fácies de calcário com megamarcas onduladas (abaixo) e com leques de calcita (acima da linha tracejadas).....63
- Figura 31. Camadas de calcário com leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) que ocorrem logo acima do limite de fácies (superfície S2).....64
- Figura 32. Contato irregular entre os dolomitos (base) e calcários com deformação (topo). Linhas tracejadas indicam a superfície S3 .....65
- Figura 33. Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras da sucessão da capa carbonática com os agrupamentos das amostras de dolomito e calcário dolomitizado.....68
- Figura 34. Perfil composto da mina Calcário Tangará mostrando a variação dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , com destaque para a zona de alteração que modifica o sinal isotópico original.....70

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Resumo das características das associações de fácies com destaque para as fácies componentes, estruturas, processos e interpretação.....	29
Tabela 2. Valores de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras da capa carbonática de Tangará da Serra.....	67

## RESUMO

O Neoproterozóico é marcado por importantes mudanças climáticas que interferiram da forma crucial na evolução biológica e paleoceanográfica do nosso planeta, sendo caracterizado principalmente por períodos de glaciação global que alcançaram baixas latitudes. Este período dramático da história do planeta está registrado em camadas carbonáticas denominadas de capas carbonáticas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais. Neste trabalho uma capa carbonática neoproterozóica de 20 m de espessura foi descrita na mina Calcário Tangará, região de Tangará da Serra, Mato Grosso. Essa seqüência compreende as formações Mirassol d'Oeste (dolomítica) e Guia (calcária) que pertencem à parte inferior do Grupo Araras. A capa dolomítica é composta por *dolograinstones* peloidais rosados com gradação inversa, laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo, além de camadas descontínuas de cristais fibrosos de calcita (pseudomorfos segundo gipsita?), interpretados como registros de uma plataforma rasa a moderadamente profunda com eventos de hipersalinidade. A capa calcária consiste em siltitos laminados e maciços, ricos em óxido de ferro e calcários finos com acamamento de megamarcas onduladas, interpretados como depósitos de plataforma mista moderadamente profunda dominada por ondas. Calcários finos com laminação ondulada/marcas onduladas e leques de cristais (pseudomorfos segundo aragonita), intercalados com folhelhos, foram interpretados como depósitos de plataforma profunda e supersaturada em  $\text{CaCO}_3$ . Calcários com estruturas de escorregamento incluindo laminações convolutas e falhas sin-sedimentares caracterizam depósitos de talude, enquanto diques neptunianos, preenchidos por brechas calcárias, e camadas deformadas entre camadas não deformadas sugerem atividade sísmica. Três superfícies estratigráficas dividem a sucessão carbonática estudada: S1 separa as capas dolomítica e calcária e é interpretada como superfície transgressiva, enquanto as superfícies S2 e S3, dentro da capa calcária são consideradas limites de fácies. Fácies deformadas ocorrem ao longo de toda a sucessão, separadas por intervalos sem deformação, e foram subdivididas em três pacotes (A, B e C). Os pacotes A e C apresentam estruturas dúctil-rúptil como dobras, falhas e acamamento convoluto, enquanto o pacote B contém estruturas formadas em regime rúptil como falhas e fraturas. A análise de isótopos de C e O mostrou valores negativos semelhantes aos encontrados em outras capas carbonáticas pelo mundo. Os dados de isótopos de  $^{13}\text{C}$  apresentam valores entre -4‰ e -6‰ na capa dolomítica, enquanto que na capa calcária os valores de  $^{13}\text{C}$  alcançam até -7‰ sem co-variância dos isótopos de  $^{18}\text{O}$ , indica alteração por fluidos meteóricos ou pela dolomitização. A sucessão descrita em Tangará da Serra amplia a ocorrência de capas carbonáticas na América do Sul e corrobora com a interpretação de uma extensa plataforma carbonática pós-glaciação Puga, correlata ao evento Marinoano, nesta parte do Cráton Amazônico.

Palavras chaves: Capa carbonática, Tangará da Serra, fácies deposicionais, isótopos de C e O, Cráton Amazônico

## ABSTRACT

The Neoproterozoic is punctuated by significant climatic changes that influenced dramatically the biological evolution and paleoceanography of the planet, characterized mainly by global glaciations that reached low latitudes. The aftermath anomalous events of this period are recorded in carbonate beds that overlie directly diamictites, called cap carbonates, synchronous worldwide post-glacial deposits. A Neoproterozoic carbonate succession of 20m thick was described in the Calcário Tangará quarry, Tangará da Serra region, State of Mato Grosso. The Mirassol d'Oeste and Guia formations are, respectively, the dolomite and limestone caps, inserted in the base of Araras Group. The cap dolomite is composed of pinkish peloidal dolograins with inverse graded laminae, even parallel to low angle truncated laminations and discontinuous layers of fibrous calcite crystals (gypsum pseudomorphs?) interpreted as deposits of a shallow to moderately deep platform with events of hypersalinity. The cap limestone consists in laminated to massive Fe-rich siltstone and megaripple bedded crystalline limestone interpreted as deposits of moderately deep wave dominated mixed platform. Rippled crystalline limestone with crystal fans (pseudomorphosed after aragonite) interbedded with shales were interpreted as oversaturated-CaCO<sub>3</sub> deep platform deposits. Limestone with slump structures, convolute bedding and syndepositional faults characterize deposits of slope; neptunian dikes filled by calcareous breccias, and isolated deformed limestone beds suggest seismic activity. Three stratigraphic surfaces divide the studied carbonatic succession. The S1, that represent the contact between dolomite and limestone caps, interpreted as transgressive surface, and the S2 and S3, within the cap limestone, are considered facies limits. Deformed facies occur in the entire succession separated by undeformed intervals, and were divided in three zones (A, B and C). The A and C zones exhibit ductile-brittle structures as parallel folds, faults and convolute bedding, while the zone B shows brittle structures as faults and fractures. Isotopic analysis of C and O determine the negative excursions of these carbonates similarly to those found in other cap carbonates worldwide.  $\delta^{13}\text{C}$  values between -4‰ and -6‰ predominate in the cap dolomite, while in the cap limestone of  $\delta^{13}\text{C}$  values are below of -7‰ without co-variance of  $\delta^{18}\text{O}$  which suggests alteration by meteoric fluids or by dolomitization processes. The succession described in Tangará da Serra extends the occurrence of cap carbonates in South America and corroborate with the interpretation of a large carbonate platform established after Puga glaciation (Marinoan).

Keywords: Cap carbonate, Tangará da Serra, depositional facies, C and O isotopes, Amazon craton

# SUMÁRIO

Agradecimentos	i
Lista de figuras	ii
Lista de tabelas	v
Resumo	vi
Abstract	vii
<b>1. INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1. APRESENTAÇÃO	1
1.2. ÁREA ESTUDADA E BASE DE DADOS	3
1.3. OBJETIVOS	5
<b>2. MÉTODOS</b>	<b>5</b>
2.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA	5
2.2. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA	6
2.3. ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA	6
2.4. ANÁLISE ISOTÓPICA	7
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>9</b>
3.1. PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO	9
3.2. FAIXA PARAGUAI	11
3.3. GRUPO ARARAS	13
3.3.1. Trabalhos prévios	13
3.3.2. Paleoambiente e idade	16
<b>4. NEOPROTEROZÓICO</b>	<b>17</b>
4.1. PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMATOLOGIA	17
4.2. CAPAS CARBONÁTICAS	19
4.3. EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE C E O	20
<b>5. DEPÓSITOS CARBONÁTICOS DE TANGARÁ DA SERRA-MT: UMA NOVA OCORRÊNCIA DE CAPA CARBONÁTICA NEOPROTEROZÓICA NA MARGEM SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO</b>	<b>22</b>
<b>6. FÁCIES DEFORMADAS</b>	<b>48</b>

<b>7. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS</b>	<b>58</b>
<b>8. ANÁLISE DE ISOTÓPOS DE C E O</b>	<b>66</b>
8.1. ANÁLISE DO SINAL ISOTÓPICO	66
<b>9. CONCLUSÕES</b>	<b>71</b>
<b>10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>73</b>

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

Mudanças climáticas importantes interferiram de forma crucial na evolução biológica e paleoceanográfica do planeta, porém nenhuma destas alterações foi tão marcante para o surgimento e desenvolvimento da vida como aquela associada aos períodos pós-glaciais do final do Proterozóico. A Terra no limite Neoproterozóico-Cambriano (540 Ma) foi caracterizada pela fragmentação do Rodínia (fase final da Orogenia Pan-Africana-Brasiliana, Alkmin *et al.* 2001), aparecimento e diversificação dos metazoários (Knoll & Walter 1992, Grotzinger & Knoll 1995), declínio dos estromatólitos e, principalmente, pela ocorrência de extensas glaciações que alcançaram até baixas latitudes do globo (Kirschvink 1992, Hoffman & Schrag 2002) e que resultaram em importantes mudanças atmosféricas e paleoceanográficas (Saylor *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). Estas glaciações globais ocorreram pelo menos em duas oportunidades nos últimos 200 Ma do Neoproterozóico, no Esturtiano (~725 Ma) e Marinoano (~635 Ma), além do evento regional Gaskiers de 580 Ma (Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002, Bowring *et al.* 2003, Halverson *et al.* 2005, Fike *et al.* 2006).

Estes episódios estão registrados nas regiões cratônicas de vários continentes sob a forma de depósitos glaciais e carbonáticos contemporâneos e têm sido alvo de intensas discussões (Fairchild & Hambrey 1984, James *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003, 2007). As camadas carbonáticas que sobrepõem diretamente diamictitos glaciais do Neoproterozóico são denominadas de capas carbonáticas (Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002). São, geralmente, dolomitos e calcários, ricos em cimento, gerados em ambientes sem análogos modernos. Apresentam excursões isotópicas negativas de carbono e um conjunto de estruturas com gênese ainda pouco entendida (estruturas em tubo, precipitados carbonáticos anômalos, estromatólitos formados por cristais etc.). Diversos

modelos têm sido aventados para explicar esta associação particular entre glaciação e capas carbonáticas com excursões isotópicas, sendo que o mais discutido atualmente é a hipótese de *snowball/slushball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998a, Hyde *et al.* 2000). Esta hipótese advoga que, exceto por uma faixa equatorial, o planeta teria sido coberto por gelo por milhões de anos. Estas condições teriam sido sucedidas por um rápido degelo, em poucas centenas de anos, devido ao súbito aparecimento de condições de efeito estufa.

Os registros anômalos do Neoproterozóico foram pela primeira vez documentados na Plataforma Sul-Americana, margem sul do Cráton Amazônico, nos depósitos da Plataforma Carbonática Araras, com a identificação de uma capa carbonática pós-glaciação Marinoana na mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2003 e Nogueira & Riccomini 2006). A ocorrência de rochas carbonáticas na mina de Tangará da Serra, distante 140 km a nordeste de Mirassol d'Oeste e 200km a noroeste de Cuiabá, com uma sucessão semelhante àquela da mina Terconi, possibilitou a continuidade da análise paleoambiental e estratigráfica de capas carbonáticas neoproterozóicas no Brasil, com o detalhamento faciológico em combinação com novos dados isotópicos para a base do Grupo Araras. Além disso, este estudo vem ampliar o entendimento das condições de *snowball/slushball Earth* para esta parte da América do Sul.

## 1.2. ÁREA ESTUDADA E BASE DE DADOS

A área de estudo está localizada na região de Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso, a nordeste da Cidade de Mirassol d'Oeste e distante 240 km da capital Cuiabá. Tangará da Serra está situada entre as serras de Tapirapuã e dos Parecis, que delimitam dois ecossistemas importantes no território brasileiro: o Pantanal Matogrossense ao Sul e o Chapadão dos Parecis ao Norte. A região apresenta relevo de topografia plana e densa cobertura vegetal, sendo as melhores exposições encontradas nas frentes de lavra pertencentes à Mina Calcário Tangará (Fazenda Alvorada) e nas margens do rio Sepotuba (afluente do rio Paraguai), onde as rochas carbonáticas apresentam ampla continuidade lateral. O acesso para a área de estudo (Mina Calcário Tangará) é feito pela da rodovia MT-358, km 18, saindo-se de Tangará da Serra em direção a Cidade de Campo Novo e em seguida por 15 km em estrada vicinal até a entrada da mina (Figura 1). Durante a realização do trabalho de campo foram estudadas as duas principais frentes de lavra, com aproximadamente 500 m<sup>2</sup> cada e outras de menor expressão (Figura 2). A sucessão carbonática estudada corresponde às formações Mirassol d'Oeste e Guia, pertencentes à parte inferior do Grupo Araras conforme proposta estratigráfica de Nogueira *et al.* (2003) e Nogueira & Riccomini (2006). A área de estudo apresenta uma boa continuidade de afloramentos o que permitiu uma excelente correlação e uma idealização preliminar do arcabouço estratigráfico seqüencial ainda em construção para o Grupo Araras nessa região.

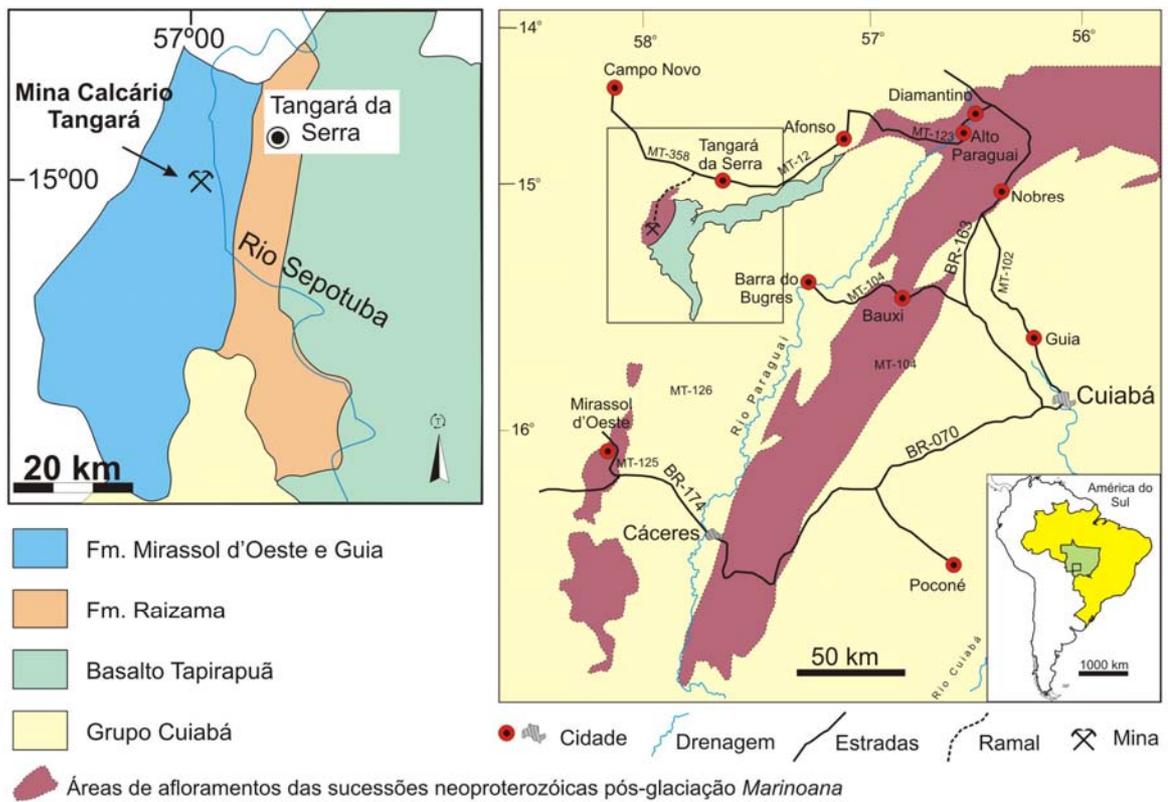


Figura 1. Mapa de localização e geológico simplificado da Faixa Paraguri Norte e porção sul do Cráton Amazônico com destaque para a região de Tangará da Serra (fonte: CPRM 2001, Nogueira 2003).

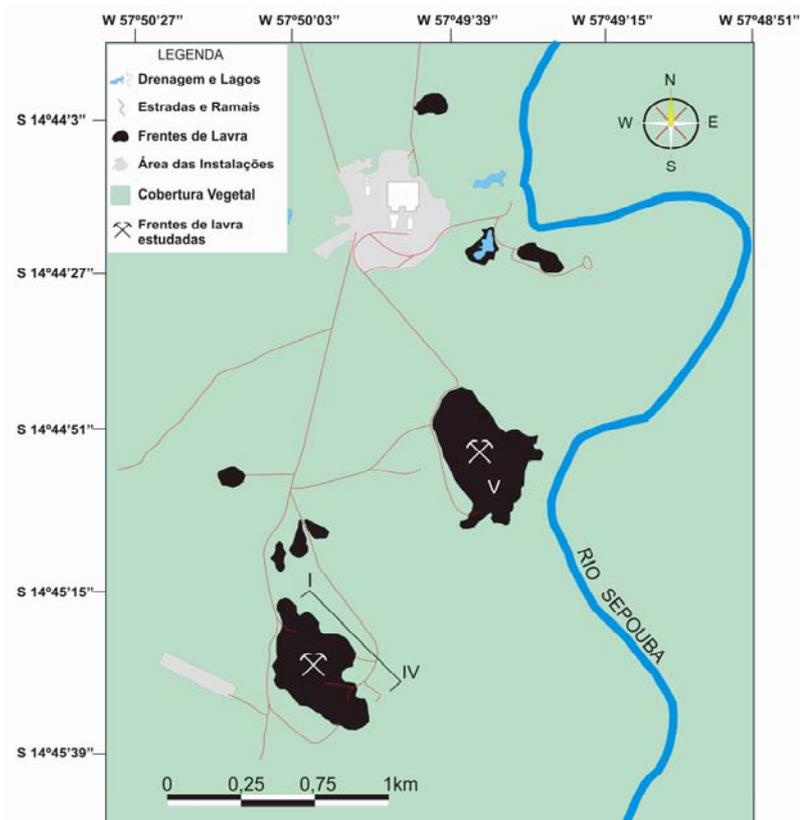


Figura 2. Mapa simplificado da mina Calcário Tangará com destaque para as frentes de lavra estudadas (os símbolos romanos posicionam os perfis estratigráficos da figura 14).

### 1.3. OBJETIVOS

Esta dissertação de mestrado teve como objetivos: 1) analisar sob a óptica paleoambiental, a nova ocorrência de capa carbonática na região de Tangará da Serra, Mato Grosso; 2) definir estratigraficamente a sucessão carbonática no contexto geológico da porção sul do Cráton Amazônico; 3) discutir as variações isotópicas de carbono e oxigênio da água do mar neoproterozóica; e 4) correlacionar os processos e a sucessão estudada com outras capas carbonáticas neoproterozóicas encontradas no mundo.

## 2. MÉTODOS

### 2.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA

A análise faciológica abrange a técnica de modelamento de fácies proposta por Walker (1992), que envolve os seguintes aspectos: *i*) a descrição de fácies, que procura caracterizar composição, geometria, texturas, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero e padrões de paleocorrente; *ii*) a compreensão dos processos sedimentares, que revela como a fácies foi gerada; e *iii*) a associação de fácies, que permite agrupar fácies contemporâneas e cogenéticas, com distintos padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da plataforma carbonática, que refletem os diferentes ambientes e sistemas deposicionais. Esta última etapa permitiu ainda estabelecer modelos deposicionais que são geralmente representados por blocos diagramas tridimensionais. O termo fácies foi aqui empregado no mesmo sentido de "litofácies carbonática" (Kerans & Tinker 1997), formada por elementos descritivos básicos tridimensionais, definidos por estruturas sedimentares, grãos componentes e fábricas.

A descrição de fácies, na escala dos diferentes litotipos e de afloramentos, foi auxiliada por perfis colunares e seções panorâmicas, estas últimas obtidas por meio de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.*

(1997). Foram efetuadas coletas sistemáticas de amostras em função das diversas fácies que permitiram a melhor caracterização dos litotipos, para complementar as descrições em campo. A simbologia utilizada para caracterizar todas as fácies seguiu a proposta de Miall (1997) onde o litotipo principal é representado por letra maiúscula e as estruturas presentes são representadas por letras minúsculas.

## 2.2. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A classificação estratigráfica utilizada para os depósitos carbonáticos foi baseada no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986) que visa identificar o caráter litológico de uma unidade de rocha ou litoestratigráfica. As informações obtidas mediante a análise de fácies e dos sistemas deposicionais auxiliaram na descrição e favoreceram a localização de superfícies estratigráficas que foram tentativamente interpretadas seguindo os conceitos da estratigrafia de seqüências, como de inundação, transgressiva e de inundação máxima (Vail 1987, Van Wagoner *et al.* 1988, Christie-Blick *et al.* 1995).

## 2.3. ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

As análises petrográficas e mineralógicas foram utilizadas como informações complementares para a definição de microfácies carbonáticas e interpretação paleoambiental da sucessão estudada. Durante a etapa de campo foram coletadas 11 amostras de calcário e dolomito que correspondem à subdivisão faciológica proposta. Lâminas petrográficas foram analisadas em microscópio óptico com o objetivo de identificar os tipos de grãos, as principais texturas e estruturas bem como cimento, matriz e poros. Para definição e classificação dos litotipos seguiu-se a proposta de Dunham (1962) e, em parte, a de Folk (1974), além dos trabalhos de Sibley & Gregg (1986), Wright (1992) e Tucker (1992). Na

identificação de calcita e dolomita foi aplicado o tingimento com Alizarin Vermelho S a uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido hidrocloreídrico de acordo com Adams *et al.* (1984). A análise por difratometria de raios X, realizada no Laboratório do Departamento de Geociências da UFAM, complementou a identificação da composição mineralógica das amostras enquanto que a análise da fração insolúvel dos carbonatos, dissolvida por ácido clorídrico, permitiu determinar a porcentagem de siliciclásticos na rocha.

## 2.4. ANÁLISE ISOTÓPICA

A composição isotópica dos depósitos carbonáticos marinhos reflete a variação dos isótopos leves de C e O da água do mar através do tempo geológico. Atualmente expressivas variações isotópicas das águas do mar têm sido utilizadas como marcadores paleoambientais e na elaboração de arcabouços quimioestratigráficos para a correlação global de sucessões neoproterozóicas (Jacobsen & Kaufman 1999, Knoll 2000). Estas, por sua vez, têm sido datadas pelo estudo da variação da razão isotópica de Sr e  $^{13}\text{C}$  (Jacobsen & Kaufman 1999, Harverlson *et al.* 2004), pois geralmente não apresentam assembléias fossilíferas determinantes.

As amostras para análise isotópica foram obtidas da coleta sistemática, com base na mudança faciológica, em 4 perfis colunares representativos da capa carbonática encontrada em Tangará da Serra. A análise isotópica de C e O foi realizada em 9 amostras de dolomitos e calcários parcialmente dolomitizados, distribuídas na sucessão estratigráfica de cerca de 20 m de espessura correspondente às formações Mirassol d'Oeste e Guia. As amostras pulverizadas e analisadas por difração de raios X foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, com a colaboração do Professor Dr. Alcides Nóbrega Sial.

Os procedimentos de análise consistem na extração do gás CO<sub>2</sub> dos carbonatos pulverizados em linha de alto vácuo. Após a reação com ácido fosfórico a 100% foi aquecido a 25°C por um dia quando continham calcita, e por três dias no caso da presença de dolomita. A liberação de CO<sub>2</sub>, após a limpeza criogênica, foi analisada em um espectrômetro de massa (coletor triplo de entrada dupla SIRA II). Os resultados foram registrados com a notação convencional em *per mil* (‰) relativo ao padrão VPDB (*Vienna PeeDee Belemnites*) que é uma escala reconhecida pela National Institute for Standards and Technology (NIST), para registrar a abundância relativa dos isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ . As incertezas das medidas de isótopos foram 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o oxigênio, baseado em múltiplas análises de um padrão interno do laboratório da UFPE, o BSC (*Borborema Skarn Calcite*).

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1. PORÇÃO SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico é a maior região cratônica da América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente  $4,3 \times 10^5 \text{ km}^2$ , localizada a norte da Plataforma Sul-Americana e circundada por faixas orogênicas neoproterozóicas. O cráton é dividido em dois escudos pré-cambrianos, os escudos da Guiana e Guaporé, separados pela Bacia Sedimentar Paleozóica do Amazonas. O Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas baseadas em idades radiométricas, padrões estruturais, litologia e evidências geofísicas (ver Teixeira *et al.* 1989 e Tassinari & Macambira 1999). Esta unidade começou a se formar no início do Proterozóico, depois de uma importante atividade tectonomagmática que resultou ainda na incorporação de pequenos núcleos do Arqueano (Cordani & Sato 1999). O crescimento crustal continuou durante todo o Proterozóico com a aglutinação sucessiva de arcos magmáticos e se estabilizou após sucessivos eventos colisionais no final do Proterozóico, há cerca de 1.0 Ga atrás (orogênia Rondoniano e Sunsás). O Cráton Amazônico, juntamente com outros blocos continentais (e.g. Oeste Africano, São Francisco-Congo e Rio de *la Plata*), formava a porção oeste do supercontinente Gondwana (Alkmin *et al.* 2001, Tohver *et al.* 2006) (Figura 3A).

A margem sul do Cráton Amazônico é formada por rochas cristalinas recobertas por uma faixa descontínua de depósitos glaciais (Formação Puga) e carbonáticos (Grupo Araras), que são interpretados como produto de eventos pós-glaciação Marinoana do final do Neoproterozóico (Nogueira *et al.* 2003, 2007) (Figura 3B). Estes depósitos carbonáticos podem alcançar até 700m de espessura e ocorrem nesta região como camadas subhorizontais (mergulhando 3° para NNW) e sem indícios de metamorfismo. Rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai sobrepõem de forma discordante a sucessão carbonática neoproterozóica (Bandeira Jr. *et al.* 2007). Estimativas de idade entre 630 e 520 Ma para as rochas

sedimentares da margem SW do Cráton Amazônico foram baseadas em valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$ , razões de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e dados de paleomagnetismo (Trindade *et al.* 2003, Alvarenga *et al.* 2004, Tohver *et al.* 2006).

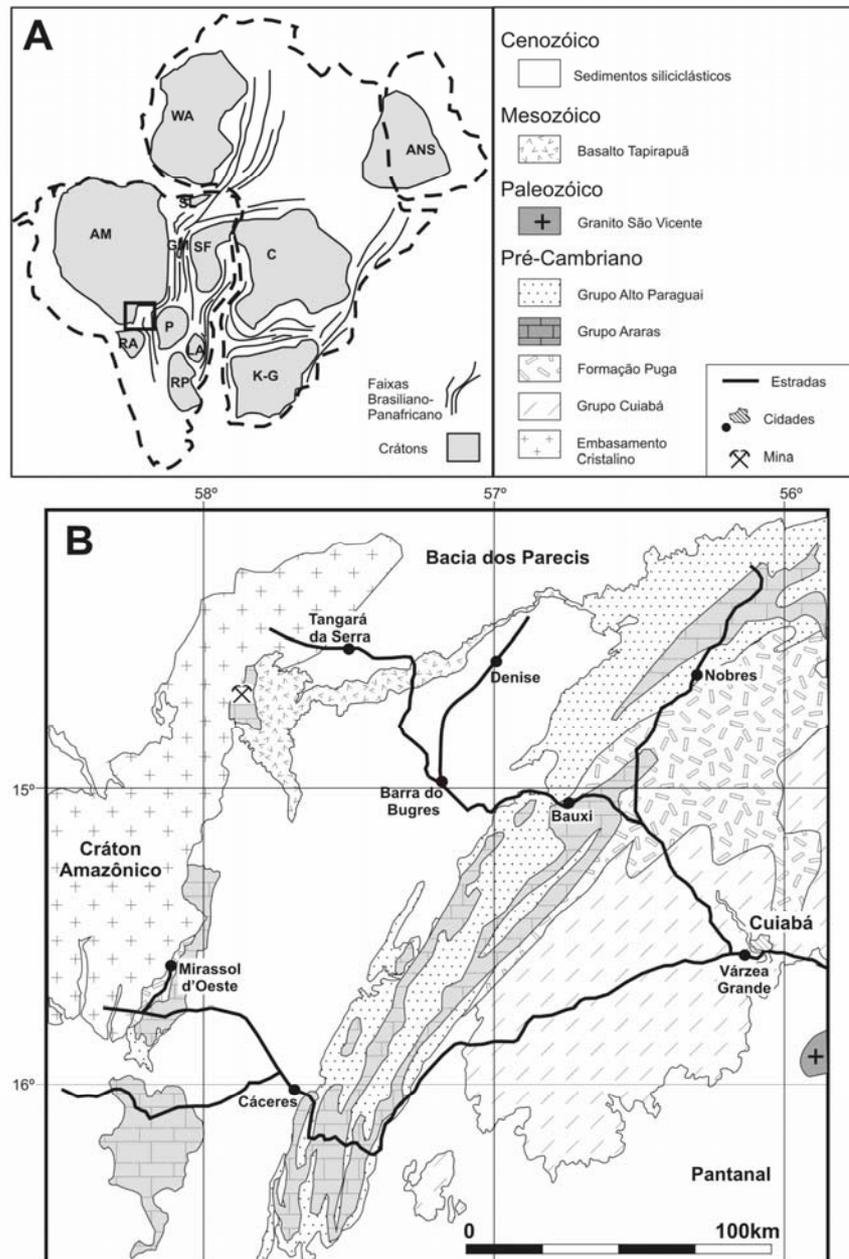


Figura 3. Margem sudeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. A) Reconstrução paleogeográfica do oeste do Gondwana de Tohver *et al.* (2006) com os blocos continentais e faixas móveis Brasiliano-Panafricano (AM=Amazônico; ANS=Escudo Árabe-Nubiano; C=Congo; GM=Maciço Goiano; K-G=Kalahari-Grunehogna; LA=Luis Alves; P=Paraná; RA=Rio Apa; SF= São Francisco; SL=São Luis; WA= Oeste Africano). O quadro indica a posição do mapa na figura 3B. B) Mapa geológico com as principais unidades aflorantes, com destaque para os depósitos glaciais da Formação Puga e para as rochas carbonáticas do Grupo Araras na margem sudeste do Cráton Amazônico (modificado de Bandeira Jr *et al.* 2007 e Nogueira & Riccomini 2006). Legenda referente à figura B.

### 3.2. FAIXA PARAGUAI

A Faixa de Dobramentos Paraguai, unidade geotectônica de aproximadamente 1.200 km de comprimento se localiza na borda sudeste do Cráton Amazônico e está inserido na parte oeste e noroeste da Província Tocantins e parte sul da Província Tapajós (Almeida *et al.* 1977, Almeida 1984, Boggiani & Alvarenga 2004). A Faixa Paraguai foi interpretada por Hasui *et al.* (1992) como uma sutura de colisão do tipo himalaiano, resultado da convergência dos blocos continentais Amazônia (oeste), São Francisco-Congo (leste) e do bloco Rio de *la Plata* ou Paraná (sul) (Almeida 1984, Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001) (Figura 3A). Este evento colisional ocorreu durante a tectônica Brasileiro/Pan-Africana de aproximadamente 550 a 500 Ma (Trompette 2000) e resultou no fechamento do mar *Brazilides* (Alkmin *et al.* 2001).

Ao longo da Faixa Paraguai as unidades litoestratigráficas aflorantes apresentam-se dobradas formando amplos sinclinais e anticlinais (Almeida 1984, Nogueira *et al.* 2003, 2007) (Figura 4). A unidade mais antiga encerra rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, que são recobertas pelos diamictitos glaciogênicos da Formação Puga (Maciel 1959), correlatos à glaciação global Marinoana de 630 Ma. Os diamictitos são recobertos bruscamente pelas rochas carbonáticas do Grupo Araras, que registram as mudanças drásticas das condições climáticas glaciais para as de efeito estufa, inseridas no contexto da hipótese da *Snowball Earth* (Hoffman & Schrag 2002, Nogueira *et al.* 2003). As hipóteses sobre o tipo de bacia gerada para a acumulação dos depósitos da Faixa Paraguai se referem a um megagrabens deformado durante a separação dos continentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992) ou a uma bacia do tipo ante-país (Trompette 1994). A idade mínima para os depósitos sedimentares da Faixa Paraguai é baseada na datação, pelo método Rb/Sr, do Granito São Vicente, que registra um magmatismo pós-orogênico de cerca de  $500 \pm 15$  Ma (Almeida & Mantovani 1975).

Almeida (1964, 1965) dividiu a Faixa Paraguai em três zonas tectônicas de SE para NW de acordo com o grau de metamorfismo e deformação: Baixada do Alto Paraguai, Província Serrana e Baixada Cuiabana (Figura 4). Essa mesma divisão foi adotada em outros trabalhos, alterando apenas a nomenclatura (*e.g.* Almeida 1984, Alvarenga & Saes 1990, Alvarenga & Trompette 1993). Nogueira *et al.* (2003) subdividiram a Faixa Paraguai Norte em zonas de cavalgamento e dobramento e antefossas (*foredeep*) inseridas num contexto de uma bacia de ante-país (*foreland*) (Figura 5).

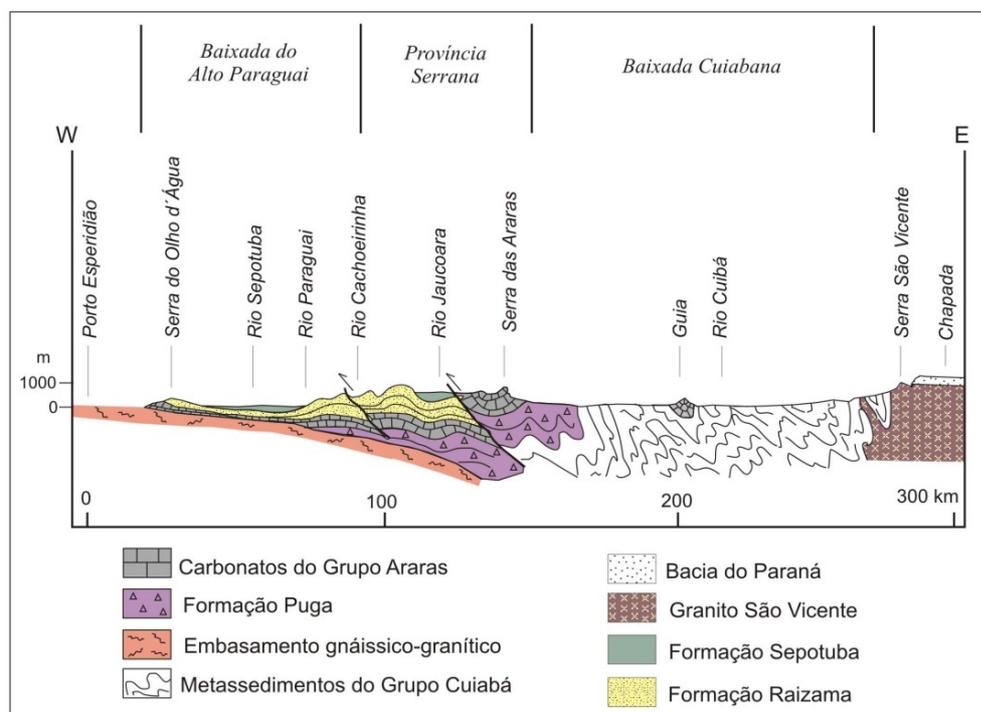


Figura 4. Seção esquemática do modelo de estruturação tectônica e litoestratigráfica proposto por Almeida (1964) para a Faixa Paraguai.

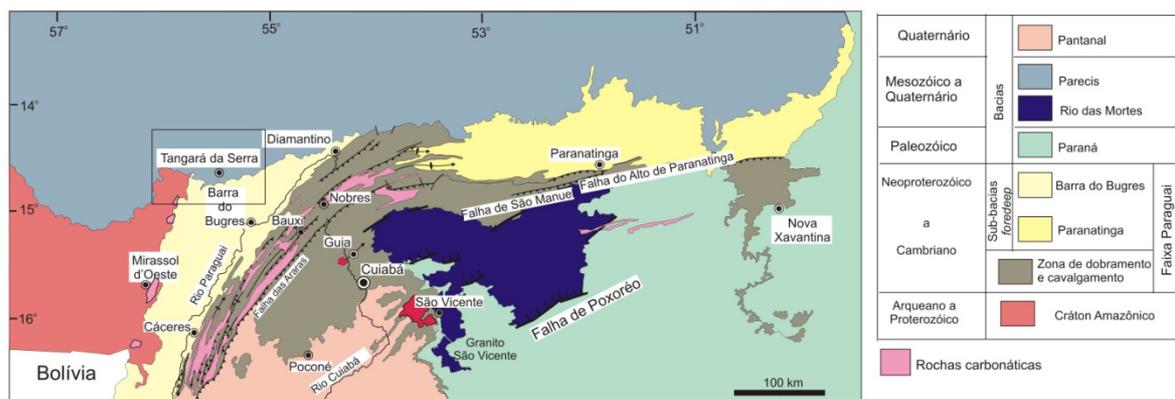


Figura 5. Mapa do modelo de estruturação tectônica e litológica proposta por Nogueira (2003) para a Faixa Paraguai Norte. Destaque para a área de estudo na região de Tangará da Serra.

### 3.3. GRUPO ARARAS

#### 3.3.1. Trabalhos prévios

As primeiras citações sobre a ocorrência de rochas carbonáticas no segmento norte da Faixa Paraguai foram feitas por Castelneau (1850) nas regiões de Nobres e Cáceres. Evans (1894) descreveu rochas carbonáticas na porção centro-norte do Mato Grosso (Corumbá) e as denominou de *Araras Limestone* em referência ao povoado de Araras (atualmente Bauxi), com a seção tipo entre a cabeceira do rio Paraguai e sua confluência com o rio Cuiabá. Evans (1894), Lisboa (1909), Oliveira & Moura (1944), Oliveira (1964), Corrêa & Couto (1972), Almeida (1984) e Alvarenga & Trompette (1994) fizeram correlações litoestratigráficas entre as rochas carbonáticas Araras e as no Grupo Corumbá (parte sul da Faixa Paraguai). As rochas carbonáticas Araras foram primeiramente inseridas na “Série Corumbá” (Oliveira & Leonardos 1943, Oliveira & Moura 1944, Oliveira 1964). Scorza (1960) denominou os calcários aflorantes no trajeto da Serra do Tombador ao Caixa Furada de Série Araras, presumidamente de idade cambriana. Em diversos trabalhos, essas rochas carbonáticas foram inseridas tanto no Grupo Corumbá quanto no Grupo Alto Paraguai.

Almeida (1964) propôs a categoria de “grupo” para as rochas carbonáticas Araras, constituído na base por um pacote pelítico-carbonático e no topo de composição dolomítica e aventou a possibilidade de comportar duas formações. Hennies (1966) sugeriu para as unidades inferior e superior deste grupo os nomes de Guia e Nobres, respectivamente, concretizando a proposição de Almeida (1964). Após esta proposição o Grupo Araras tem sido descrito como uma sucessão de calcários sobrepostos por dolomitos (Vieira 1965, Guimarães & Almeida 1972, Luz *et al.* 1978, Dardenne 1980, Barros *et al.* 1982, Alvarenga 1990, Boggiani 1997). Apesar do perfil estratigráfico de Alvarenga (1990) mostrar uma unidade dolomítica na base do Grupo Araras, na região de Mirassol d’Oeste, em contato brusco com os diamictitos da Formação Puga, este autor continuou a considerar apenas a

sucessão clássica do Grupo Araras, ou seja, calcários sobrepostos por dolomitos. Alvarenga (1990) propôs posteriormente unidades informais utilizando os termos “fácies” e “seqüência” como sinônimos de unidade litoestratigráfica.

Mais recentemente, Nogueira (2003) incluiu uma unidade dolomítica na porção basal do Grupo Araras, que recobre os diamictitos glaciogênicos da Formação Puga. Ele dividiu o grupo em quatro formações, da base para o topo: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres (Figura 6). A Formação Mirassol d'Oeste, com 15m de espessura, é constituída por dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos, dolomitos peloidais com megamarcas onduladas e sobrepõe-se diretamente aos diamictitos da Formação Puga. Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al.* 2003), depositada logo após a glaciação Puga, que é correlata ao episódio Marinoano. Representa um importante marco estratigráfico global por ser a base do período Ediacariano do final do Neoproterozóico. A Formação Guia, com aproximadamente 150 m de espessura, é constituída por calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* ricos em leques de cristais de calcita, pseudomorfos segundo aragonita. A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga. A Formação Serra do Quilombo é composta predominantemente de brechas com cimento dolomítico e/ou matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos na porção superior, interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda, afetada por sismos e tempestades. A Formação Nobres é constituída por dolomito fino, dolomitos oolíticos subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos com cimento dolomítico, que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*. As rochas carbonáticas são sobrepostos discordantemente pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai, que é constituído pelas formações Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (folhelhos e arenitos) e Diamantino (ritmitos, arenitos finos e conglomerados) (Figura 6).

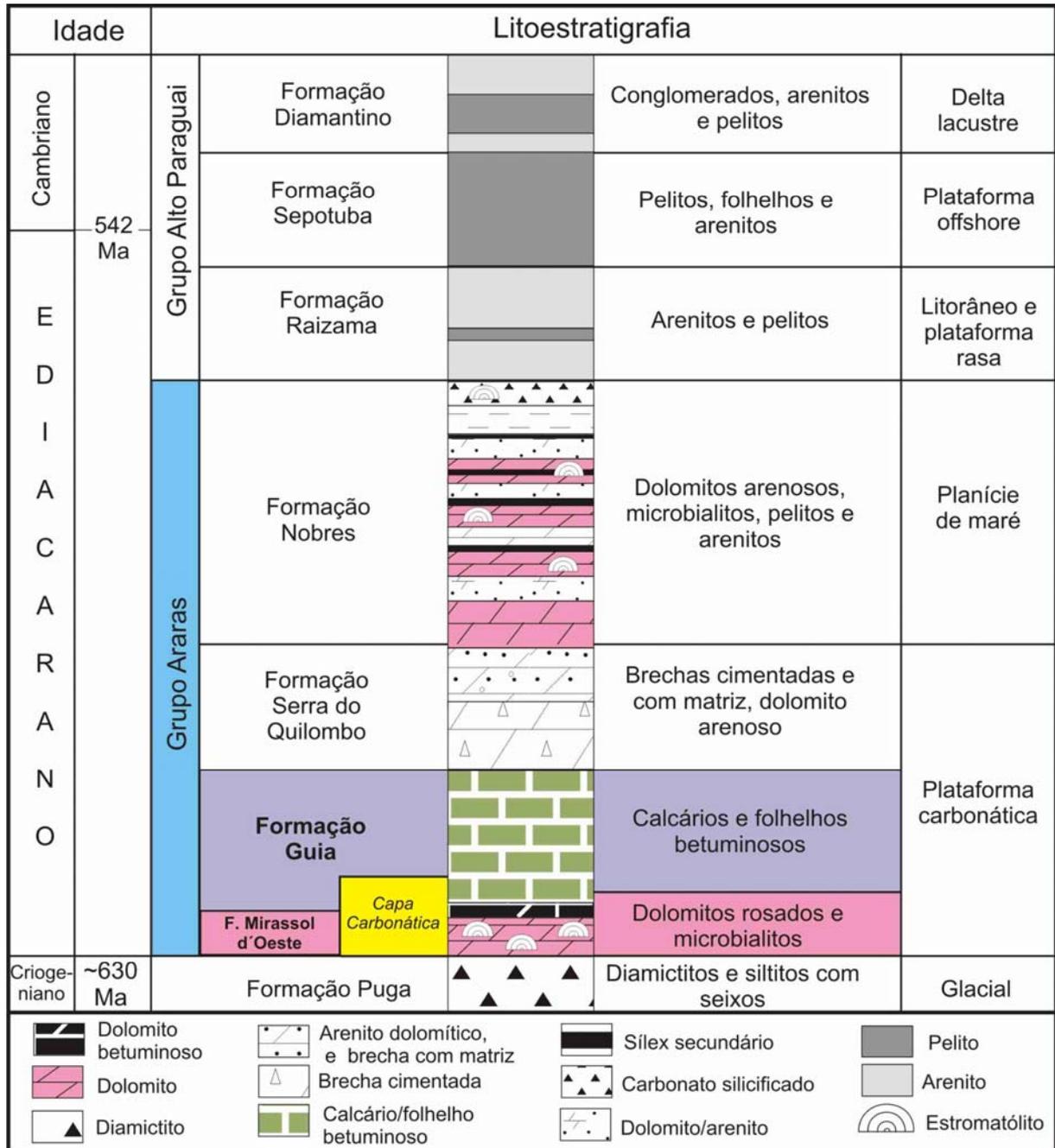


Figura 6. Coluna litoestratigráfica das unidades sedimentares que afloram ao longo da porção Sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte. Destaque para o Grupo Araras e para as formações Mirassol d'Oeste e Guia (em sua porção basal), objetos deste estudo, que constituem a capa carbonática neoproterozóica pós-glaciação Marinoana (fonte: Nogueira & Riccomini 2006)

### 3.3.2. Paleoambiente e idade

As primeiras interpretações paleoambientais das rochas carbonáticas do Grupo Araras no sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai têm sugerido principalmente depósitos de plataforma marinha (Almeida 1964, Luz *et al.* 1978, Barros *et al.* 1982, Zaine & Fairchild 1992, Boggiani 1997) e, pontualmente, planície de maré sob condições evaporíticas e depósitos de águas profundas. Nogueira (2003) interpretou os depósitos carbonáticos do Grupo Araras como formados em ambientes de plataforma profunda, moderadamente profunda e planície de maré/*sabkha* (Figura 6).

A idade do Grupo Araras sempre foi inferida a partir da comparação com as idades relativas do Grupo Corumbá, na Faixa Paraguai Sul, que contém os macrofósseis *Cloudina*, o gênero *Vendotaenia*, *Corumbella weneri* (Fairchild 1978, Hahn *et al.* 1982, Walde *et al.* 1982, Zaine 1991), interpretados como penecontemporâneos à biota de Ediacara, esta ainda não encontrada na América do Sul. A falta de continuidade física e de estudos estratigráficos de detalhe não permite correlacionar estas duas unidades, embora ambas recobrem diamictitos da Formação Puga (Maciel 1959, Almeida 1964, 1965, Alvarenga 1990, Boggiani 1997), considerada como produto da glaciação Marinoana (~625-600 Ma). Entretanto, enquanto na região de Mirassol d'Oeste a estratigrafia e definição dos eventos pós-Marinoanos estão bem estabelecidas, a região de Corumbá ainda necessita ser melhor investigada. Nem os microfósseis, similares em ambos os grupos, tais como *Bavlinella faveolata* e *Siphonophycus* sp. nem outros microfósseis encontrados no Grupo Araras, como *Symplassophaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Soldadophycus bossii*, não implicam em boa definição de idade, um vez que estes possuem amplitude que envolve todo o Neoproterozóico (Hidalgo 2002, Gaucher *et al.* 2003).

Datações recentes baseadas em dados de paleomagnetismo das rochas carbonáticas do Grupo Araras na margem sudoeste do Cráton Amazônico apontam uma idade de  $623 \pm 15$  Ma

para latitudes de  $33.6^\circ$  e idades entre 580 e 520 Ma quando o cráton começou a se mover em direção ao sul a uma velocidade de  $\sim 0.2^\circ \text{ Ma}^{-1}$  com latitudes de  $36+7/-6^\circ$  (Trindade *et al.* 2003, Trindade & Macouin 2007). Babinski *et al.* (2006) dataram os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste que cobre diretamente os diamictitos da Formação Puga com razões de Pb/Pb e obtiveram uma idade de  $627 \pm 32 \text{ Ma}$  que é interpretada como a idade de deposição destes carbonatos.

## 4. NEOPROTEROZÓICO

### 4.1. PALEOGEOGRAFIA E PALEOCLIMATOLOGIA

O final do Neoproterozóico (542-544 Ma) é um dos períodos mais intrigantes da história do nosso planeta, com mudanças climáticas e oceanográficas globais, rápida configuração tectônica, aparecimento dos primeiros metazoários (e.g. fauna Ediacariana) e extensas glaciações que alcançaram baixas latitudes. Recentemente, a correlação de dados isotópicos, geocronológicos e paleomagnéticos de sucessões carbonáticas do Neoproterozóico têm facilitado o posicionamento estratigráfico e paleogeográfico destes depósitos.

Varias hipóteses têm sido propostas para explicar os processos sedimentares e condições ambientais que geraram os anômalos depósitos carbonáticos neoproterozóicos. Entre elas é a hipótese da *Snowball Earth*, a mais aceita atualmente, que propõe, com base em dados paleomagnéticos, uma incomum concentração das massas continentais em zonas de baixa latitude, fato raro na história geológica do nosso planeta, que seria a causa da glaciação global (Kirschvink 1992). Tal configuração paleogeográfica aumentaria a taxa de intemperismo de silicatos, o que causaria um maior consumo de  $\text{CO}_2$  atmosférico, ocasionando o resfriamento do planeta (Marshall *et al.* 1988, Donnadieu *et al.* 2004). O avanço das geleiras em direção ao equador, a baixa pressão de  $\text{CO}_2$  atmosférico e a menor concentração de nuvens devido à diminuição do nível do mar durante a glaciação, fez com

que o albedo da Terra aumentasse substancialmente nos subtrópicos. Estes fatores associados com a diminuição do transporte de calor oceânico e de calor meridional pelas células de Hadley seriam responsáveis pelo início das glaciações globais do Neoproterozóico (Hoffman & Schrag 2002).

Durante o período glacial a atividade vulcânica continuaria a ejetar CO<sub>2</sub> para a atmosfera e oceanos. Entretanto, sem o intemperismo de silicatos ou fotossíntese para consumi-lo, haveria um aumento nos níveis de CO<sub>2</sub>, que resultou na elevação das temperaturas na superfície e na diminuição da espessura do gelo que cobriam os mares. Segundo Caldeira & Kasting (1992) e Kirschvink (1992), este processo teria ocasionado uma queda do albedo planetário mais rápida do que o consumo de CO<sub>2</sub> atmosférico pelo intemperismo dos silicatos. Deste modo, o planeta se aqueceria seguido pelo recuo do gelo para os pólos.

Uma glaciação de grandes extensões, porém não global, deixando grandes áreas do oceano equatorial sem cobertura de gelo, é proposta pela hipótese da *Slushball Earth*, com base em simulações paleoclimáticas (Hyde *et al.* 2000). Outras simulações baseadas em modelos acoplados de atmosfera-calota de gelo têm confirmado esta hipótese (Baum & Crowley 2001, Crowley *et al.* 2001), assim como evidências de um ciclo hidrológico ativo durante toda a glaciação (McMechan 2000, Arnaud & Elyes 2002, Condon *et al.* 2002, Leather *et al.* 2002). Esta faixa equatorial forneceria um refugio para os metazoários nestas condições climáticas extremas, que logo depois resultaria na explosão de vida do Cambriano (Hyde *et al.* 2000, Runnegar 2000). Contudo, esta hipótese não consegue explicar satisfatoriamente a longa duração da glaciação e a ocorrência de capas carbonáticas.

## 4.2. CAPAS CARBONÁTICAS

Capas carbonáticas são camadas contínuas e de vários metros de espessura de dolomitos e mais raramente calcários que cobrem abruptamente depósitos glaciais do Neoproterozóico com poucas evidências de retrabalhamento ou significativo hiato deposicional. As capas carbonáticas foram depositadas diretamente no topo de depósitos glaciais em todo o mundo durante o Neoproterozóico, o que implica em uma sedimentação carbonática associada a uma rápida transgressão sobre substratos anteriormente glaciais. Elas têm sido caracterizadas como delgados depósitos de águas profundas que podem passar lateralmente para espessos depósitos de plataforma (Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998a, 1998b). As capas carbonáticas geralmente apresentam dolomitos laminados com evidências de rápida litificação. Localmente incluem cimentos marinhos de origem aragonítica na forma de leques de cristais, estruturas tipo tubo e estromatólitos. As capas carbonáticas têm como característica principal serem moderadamente depletadas em  $^{13}\text{C}$ , e a origem destas excursões ainda é muito discutida, principalmente com respeito à fonte da alcalinidade (ver item 4.3).

Existem atualmente dois tipos de capas carbonáticas que são distinguidas por suas características litológicas e isotópicas, e podem ser denominadas de capa estilo Esturtiano e estilo Marinoano (Kennedy *et al.* 1998, Corsetti & Lorentz 2006). A capa estilo Esturtiano é caracterizada por carbonatos escuros, finamente laminados, ricos em matéria orgânica e algumas contêm estruturas *roll-up*, geralmente associadas a formações ferríferas. Valores negativos de  $\delta^{13}\text{C}$  passam para valores positivos dentro de poucos a dezenas de metros na seção estratigráfica. As capas estilo Marinoano são geralmente caracterizadas por colorações claras e pela presença de feições incomuns, incluindo leques de cristais pseudomórficos de calcita segundo aragonita e/ou barita, estruturas tipo tubo e crostas de cimento. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  são negativos na base da capa e continuam para o topo da seção. Esta subdivisão é utilizada devido às características litológicas e de isótopos de carbono serem amplamente

utilizadas como controles para a idade das capas onde os dados geocronológicos estão ausentes. Porém nem sempre as características das capas Esturtiana e Marinoana coincidem com suas idades de formação, por este motivo a utilização desta recente subdivisão.

### 4.3. EXCURSÕES ISOTÓPICAS DE C E O

O estudo das excursões isotópicas de carbono e oxigênio dos carbonatos é atualmente um procedimento amplamente utilizado nas sucessões neoproterozóicas com o objetivo de determinar as variações seculares da composição original da água do mar (Jacobsen & Kaufman 1999). Os valores isotópicos de C e O de calcários marinhos podem fornecer evidências quantitativas de mudanças no clima global e na circulação dos oceanos (Marshall 1992). Os eventos anóxicos, que representam momentos de elevação acentuada do nível do mar, constituem períodos ideais para a precipitação de carbonatos enriquecidos em  $^{13}\text{C}$ .

Técnicas de correlação baseadas na análise de carbono têm revolucionado a estratigrafia de rochas carbonáticas pré-cambrianos, principalmente na subdivisão do Neoproterozóico (Grotzinger & James 2000). Recentemente a curva global de isótopos de carbono tem sido usada para correlações intrabaciais de alta resolução. Quando utilizados em combinação com seqüências estratigráficas e dados bioestratigráficos, fornecem um nível de resolução para os estratos do final do Proterozóico, comparável com o das sucessões paleozóicas. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de carbonatos de plataforma anteriores ao Neoproterozóico Superior são comumente entre +8‰ e +9‰, enquanto as capas carbonáticas têm valores de -2‰ até -6‰ (Kaufman & Knoll 1995, Halverson *et al.* 2005).

O aumento dos valores de isótopos de carbono para o topo nas capas carbonáticas estaria relacionado ao aumento da alcalinidade durante a deposição carbonática. Para as fontes de elevada alcalinidade três hipóteses distintas são aventadas. A primeira hipótese sugere o aumento do intemperismo de silicatos e carbonatos na presença de altas concentrações de  $\text{CO}_2$

na atmosfera durante e no final da glaciação (Fairchild 1993, Hoffman *et al.* 1998a, Higgins & Schrag 2003). Este modelo requer uma longa glaciação (>5-10 Ma) com significativo acúmulo de CO<sub>2</sub> na atmosfera através da emissão de gases vulcânicos. A segunda hipótese sugere que os oceanos foram significativamente estratificados e anóxicos com a redução de sulfato na coluna d'água, o que promoveria um aumento da alcalinidade. Este modelo, porém, não requer uma glaciação e sim eventos de ressurgência de águas profundas anóxicas (Grotzinger & Knoll 1995, Ridgwell *et al.* 2003). A terceira hipótese sugere que a dissociação de hidratos de metano ao final das glaciações e concomitante aumento da alcalinidade devido à degradação microbiana do metano foram responsáveis pela formação da capa carbonática (Kennedy *et al.* 2001).

## 5. DEPÓSITOS CARBONÁTICOS DE TANGARÁ DA SERRA-MT: UMA NOVA OCORRÊNCIA DE CAPA CARBONÁTICA NEOPROTEROZÓICA NA MARGEM SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

*Artigo a ser submetido à Revista Brasileira de Geociências*

Joelson Lima Soares<sup>1</sup>

Afonso César Rodrigues Nogueira<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional e Ambiental, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. General Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Coroado, 69077-000, Manaus, AM; joelsonls@gmail.com

<sup>2</sup>Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, 01, Guamá, 66075-110, Caixa postal 479, Belém, PA; anogueira@ufpa.br

<sup>3</sup>Bolsista de produtividade do CNPq.

**RESUMO:** Capas carbonáticas se traduzem em um dos mais importantes depósitos relacionados ao final das glaciações globais neoproterozóicas. Na região de Tangará da Serra, margem sul do Cráton Amazônico, ocorre uma sucessão de rochas carbonáticas neoproterozóicas com aproximadamente 20 m de espessura, que inclui o topo da Formação Mirassol d'Oeste e a base da Formação Guia, representando, respectivamente, as capas dolomítica e calcária da porção inferior do Grupo Araras. A capa dolomítica é composta de *dolograinstones* peloidais rosados com gradação inversa, laminação plano-paralela e truncamentos de baixo ângulo, além de camadas descontínuas de cristais fibrosos de calcita (pseudomorfos segundo gipsita?), interpretados como registros de uma plataforma rasa a moderadamente profunda com eventos de hipersalinidade. A capa calcária consiste de siltitos laminados e maciços, ricos em óxidos de ferro, e calcários finos com acamamento de megamarcas onduladas, interpretados como depósitos de plataforma mista moderadamente profunda dominada por ondas. Calcários finos com laminação ondulada/marcas onduladas e leques de cristais (pseudomorfos segundo aragonita), intercalados com folhelhos, foram interpretados como depósitos de plataforma profunda e supersaturada em CaCO<sub>3</sub>. Calcários com estruturas de escorregamento, laminações convolutas e falhas sin-sedimentares caracterizam depósitos de talude. Diques neptunianos, preenchidos por brechas calcárias, e camadas deformadas isoladas sugerem atividade sísmica penecontemporânea à deposição. A sucessão carbonática de Tangará da Serra estende a ocorrência de capas carbonáticas na porção sul do Cráton Amazônico e corrobora com a presença de uma extensa plataforma carbonática formada durante a transgressão após a glaciação Puga, correlata ao evento Marinoano.

Palavras-chaves: Capa carbonática, Neoproterozóico, Cráton Amazônico, fácies sedimentares, glaciação

**ABSTRACT:** CARBONATES DEPOSITS OF TANGARÁ DA SERRA-MT: A NEW OCCURRENCE OF NEOPROTEROZOIC CAP CARBONATE IN SOUTHERN AMAZON CRATON Cap carbonates are exceptional deposits related to the end of Neoproterozoic low-latitude glaciations. In the Tangará da Serra region, southern Amazon Craton, a Neoproterozoic carbonatic succession, approximately 20 m thick, was described that includes the upper part of the Mirassol d'Oeste Formation and the base of the Guia Formation, representing, respectively, the dolomitic and calcareous caps of basal Araras Group. The cap dolomite is composed of pinkish peloidal dolograins with inversely graded laminae, planar to low angle truncated laminations and discontinuous layers of fibrous calcite crystals (gypsum pseudomorphs?) interpreted as deposits of a shallow to moderately deep platform with events of hypersalinity. The cap limestone consists in laminated to massive Fe-rich siltstone and megaripple bedded finely limestone interpreted as deposits of a wave dominated moderately deep mixed platform. Rippled finely limestone with crystal fans (aragonite pseudomorphs) interbedded with shales were interpreted as oversaturated-CaCO<sub>3</sub> deep platform deposits. Limestone with slump structures, convolute bedding and synsedimentary faults characterize deposits of slope and neptunian dykes, filled by calcareous breccias, and isolated deformed limestone beds suggest seismic activity. The succession of Tangará da Serra extends the occurrence of cap carbonates in the southern part of the Amazon Craton and corroborate with the presence of a large carbonate to mixed platform formed during the transgression after the glaciation Puga, correlate to Marinoan event.

Keywords: Cap carbonate, Neoproterozoic, Amazon Craton, sedimentary facies, glaciation

## INTRODUÇÃO

O intervalo entre o Neoproterozóico e o Cambriano (~750-540 Ma) é atualmente alvo de grande discussão no meio científico devido à ocorrência de importantes mudanças paleoceanográficas e climáticas (Kirschvink 1992, Knoll & Walter 1992, Grotzinger & Knoll 1995, Alkmin *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002). Glaciações que alcançaram até baixas latitudes do globo e que resultaram em importantes mudanças atmosféricas e paleoceanográficas ocorreram pelo menos em duas oportunidades nos últimos 200 Ma do Neoproterozóico, no Esturtiano (~725 Ma) e no Marinoano (~635 Ma), além da glaciação regional Gaskiers de 580 Ma (Kirschvink 1992, Kennedy 1996, Hoffman & Schrag 2002, Bowring *et al.* 2003, Halverson *et al.* 2005, Fike *et al.* 2006). Algumas interpretações sugerem que estes eventos foram sincrônicos com o total congelamento da superfície da Terra, acompanhados pela paralisação do ciclo hidrológico e eliminação parcial da vida

(hipótese da *Snowball Earth*; Hoffman *et al.* 1998). Os registros destes eventos são encontrados em regiões cratônicas de vários continentes sob a forma de depósitos glaciais e carbonáticos contemporâneos (Fairchild & Hambrey 1984, James *et al.* 2001, Nogueira *et al.* 2003). Os carbonatos têm sido referenciados como capas carbonáticas relacionadas às glaciações de baixas latitudes, e são caracterizados por dolomitos rosados que sobrepõem diamictitos glaciais sem evidência de hiato, possuem fácies específicas e expressiva excursão negativa de  $\delta^{13}\text{C}$  (Narbonne *et al.* 1994, Kennedy 1996, Myrow & Kaufman 1999, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2000, Kennedy *et al.* 2001, Nogueira *et al.* 2003, 2007, Allen & Hoffman 2005).

No Brasil os registros anômalos do Neoproterozóico foram pela primeira vez documentados na Plataforma Sul-Americana, na margem sul do Cráton Amazônico, nos depósitos da Plataforma Carbonática Araras, com a identificação de uma capa carbonática pós-glaciação Puga (Marinoana) na mina Terconi, região de Mirassol d'Oeste, Estado do Mato Grosso (Nogueira 2003, Nogueira *et al.* 2003, Nogueira *et al.* 2007). A descoberta de uma nova ocorrência desta unidade na mina de calcário Tangará, em Tangará da Serra, Mato Grosso, possibilitou a continuidade da análise paleoambiental e estratigráfica de capas carbonáticas neoproterozóicas, além de ampliar os registros das condições de *snowball/slushball Earth*.

A região de Tangará da Serra, Estado do Mato Grosso, encerrada entre as serras de Tapirapuã e dos Parecis (Figura 7), situa-se a 140 km à nordeste da cidade de Mirassol d'Oeste e distante 240 km a noroeste da capital Cuiabá. A região apresenta relevo de topografia plana, sendo as melhores exposições encontradas nas frentes de lavra da Mina Calcário Tangará (Fazenda Alvorada) e nas margens do rio Sepotuba, afluente do rio Paraguai (Figura 7). O estudo faciológico e estratigráfico da sucessão carbonática revelou que a unidade basal do Grupo Araras, a Formação Mirassol d'Oeste, compreende depósitos de

plataforma (eufótica) rasa, em parte evaporítica, enquanto que na Formação Guia fácies de águas mais rasas foram observadas.

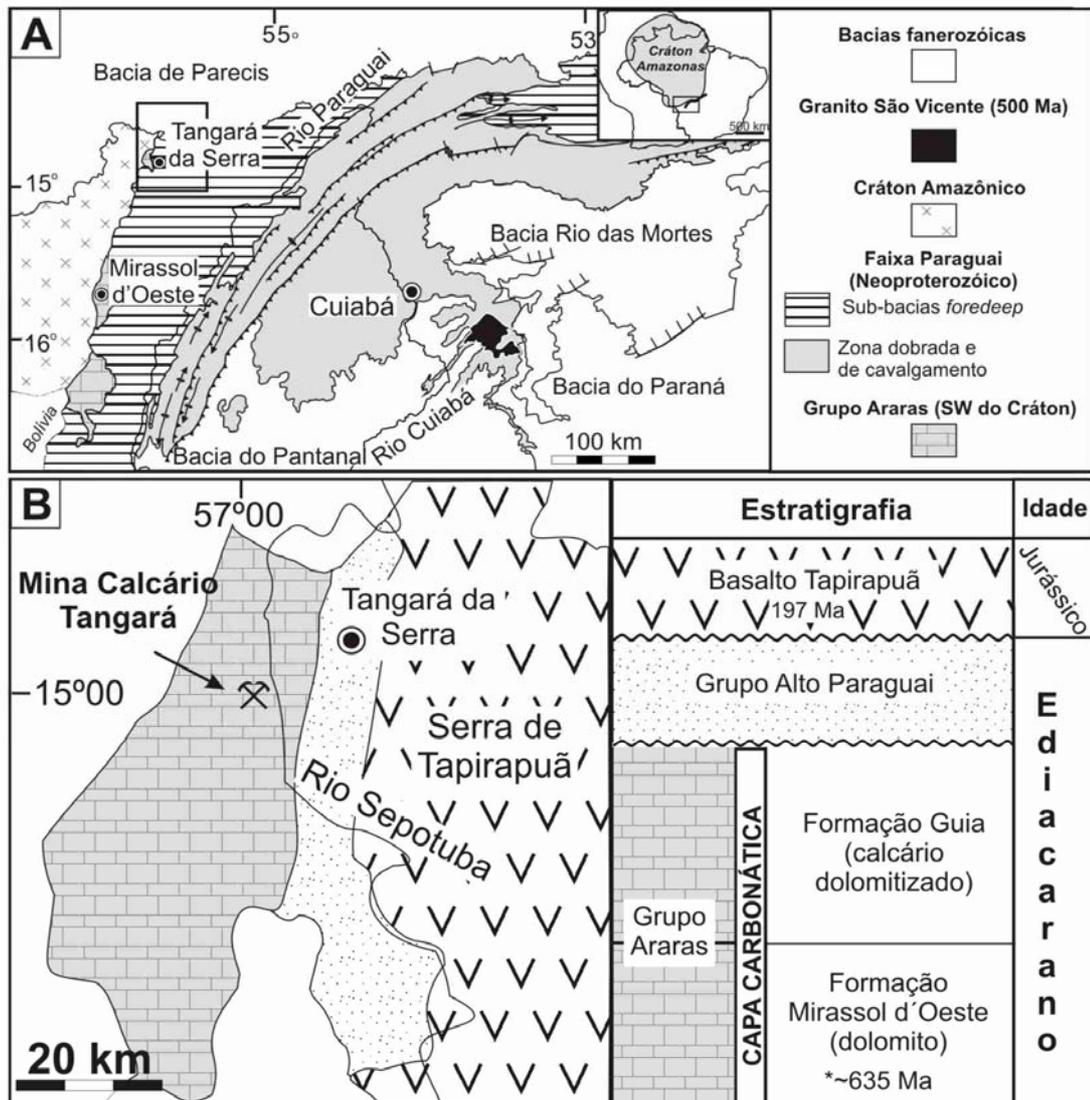


Figura 7. Margem sul do Cráton Amazônico e porção norte da Faixa Paraguai. A) Contexto geotectônico. B) Mapa geológico simplificado da região de Tangará da Serra e da mina Calcário Tangará. Os diamictitos da Formação Puga ocorrem somente na região de Mirassol d'Oeste. Modificado de CPRM (2001) e Nogueira & Riccomini (2006).

## **GEOLOGIA REGIONAL**

O Grupo Araras aflora descontinuamente na margem sudoeste do Cráton Amazônico e com maior continuidade na porção norte da Faixa de Dobramentos Paraguai, consistindo em uma sucessão predominantemente carbonática com espessura superior a 600 m (Figura 7). As ocorrências desta unidade sobre o cráton, diferentemente daquelas da Faixa Paraguai que são dobradas, são desprovidos de metamorfismo, exibem mergulhos subhorizontais e formam platôs tabulares que conferem um relevo aplainado à região.

Nogueira & Riccomini (2006) subdividiram formalmente o Grupo Araras em quatro formações, da base para o topo: Mirassol d'Oeste, Guia, Serra do Quilombo e Nobres. A Formação Mirassol d'Oeste, com aproximadamente 15m de espessura, consiste em dolomitos finos de coloração rosada, estromatólitos e dolomitos pelóidais, interpretados como plataforma rasa. A base desta unidade sobrepõe-se diretamente ao diamictito da Formação Puga, onde o contato é brusco e lateralmente irregular. Esta unidade é interpretada como uma capa dolomítica (Nogueira *et al.* 2003), depositada logo após a glaciação Puga, correlata ao episódio Marinoano. Trata-se de um importante marco estratigráfico global por ser a base do período Ediacariano na região. A Formação Guia, com aproximadamente 200m de espessura, é constituída de calcários finos betuminosos, folhelhos betuminosos, pelitos vermelhos e *cementstones* com leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) e laminação plana, interrompida localmente por brechas e estruturas de deformação. A base da Formação Guia é considerada como a porção calcária da capa carbonática Puga (Nogueira *et al.* 2007). A Formação Serra do Quilombo, com cerca de 100m de espessura, é composta predominantemente de brechas com cimento dolomítico e/ou com matriz intercaladas com dolomitos finos e dolomitos arenosos com estratificação cruzada *hummocky*. É interpretada como depósitos de plataforma moderadamente rasa a profunda, afetada por sismos e tempestades. A Formação Nobres consiste em dolomitos finos, dolomitos oolíticos

subordinados e estromatólitos, além de dolomitos arenosos, brechas, ritmitos arenito/pelito e arenitos que são interpretados como depósitos de planície de maré/*sabkha*. Os carbonatos são sobrepostos discordantemente pelas rochas siliciclásticas do Grupo Alto Paraguai (Figura 7).

Na região sudoeste do Cráton Amazônico afloram apenas as formações Mirassol d'Oeste e Guia, encontradas na mina Terconi, na região de Mirassol d'Oeste, e mais recentemente na mina Calcário Tangará, na região de Tangará da Serra (Figura 7) (Nogueira & Riccomini 2006). Posteriormente dados isotópicos preliminares foram apresentados por Alvarenga *et al.* (2007).

A idade mínima para a deposição das rochas sedimentares neoproterozóicas que afloram no sudoeste do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai é de  $500 \pm 15$  Ma (método Rb/Sr; Almeida & Mantovani 1975), obtida para o Granito São Vicente, que corta as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, aflorante na Faixa Paraguai (Figura 7). Os microfósseis encontrados no Grupo Araras, como também nos carbonatos do Grupo Corumbá que afloram a 50 km a sudoeste da região de Tangará da Serra, não são determinantes de idade, mas ocorrem em todo o Neoproterozóico (Hidalgo 2002, Gaucher *et al.* 2003). Além disso, a presença de *Cloudina* (548 Ma, Corsetti *et al.* 2003) e as excursões isotópicas positivas típicas do limite Neoproterozóico-Cambriano no Grupo Corumbá (ver Boggiani *et al.* 1997) excluem qualquer possibilidade de correlação, corroborada pela recente datação de 635 Ma (Pb/Pb) da capa dolomítica de Mirassol d'Oeste por Babinski *et al.* (2006).

## MÉTODOS

A descrição de fácies seguiu a proposição de Walker (1992) e Kerans & Tinker (1997). Análises petrográficas e mineralógicas foram utilizadas como informações complementares para a interpretação ambiental da sucessão estudada. As lâminas foram tingidas com Alizarina Vermelha-S a uma concentração de 0,2g/100ml de 1,5% de ácido

hidroclorídrico para a determinação da presença de calcita e dolomita (Adams *et al.* 1984), auxiliada pela difratometria de raios X para a identificação da composição mineralógica. A porcentagem do material insolúvel foi obtida pela dissolução dos carbonatos em ácido hidroclorídrico a 10%.

## FÁCIES DEPOSICIONAIS

A sucessão estudada possui aproximadamente 20 m de espessura e inclui o topo da Formação Mirassol d'Oeste e base da Formação Guia. Foram descritas 8 fácies que compreendem a *dolograinstones* peloidais (fácies Dpp e Dto), calcários com grãos terrígenos e com leques de cristais (fácies Ctm e Cl), calcários com estruturas de escorregamento (fácies Cs), folhelhos betuminosos (fácies Fb), siltitos (fácies Sml) e brechas intraformacionais (fácies Bc) (Tabela 1). Processos de dissolução por pressão são indicados por estilólitos e o neomorfismo e a dolomitização modificou a textura micrítica e espática original de algumas fácies. Embora a mina estudada esteja distante 140 km da mina Terconi, seção tipo da base do Grupo Araras, as sucessões são similares nas fácies e arquitetura de fácies, nos valores negativos de isótopos de  $^{13}\text{C}$  e, sobretudo, nos depósitos transgressivos de plataforma carbonática. Três superfícies estratigráficas foram identificadas na sucessão estudada (Figura 8): o contato entre as unidades Mirassol d'Oeste e Guia (S1), interpretado como superfície transgressiva indicada por recobrimento em *onlap* de pelitos da base da Formação Guia (Figura 2, Perfil II); e dois limites de fácies (S2 e S3) dentro da Formação Guia. Intervalos com deformação sin-sedimentar (A, B e C) são indicados na sucessão por falhas sin-sedimentares, brechas, diques neptunianos, camadas deformadas e laminações convolutas (Figura 8).

Tabela 1 - Resumo das características das associações de fácies com destaque para as fácies componentes, estruturas, processos e interpretação.

Nº	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	FÁCIES	ESTRUTURAS	PROCESSO	INTERPRETAÇÃO
<b>1</b>	Plataforma rasa a moderadamente profunda influenciada por onda	Dpp - <i>Dolograinstone</i> peloidal com laminação plana paralela e cristais fibrosos.	Laminação plano-paralela, laminação de baixo ângulo, cristais fibrosos, micro e macropelóides.	Predomínio de suspensão com esporádicos fluxos oscilatórios. Nucleação do carbonato seguido de rápida cimentação e precipitação de gipso em águas hipersalinas.	Alterância de precipitação química, suspensão e fluxos oscilatórios. A presença de cristais fibrosos, interpretados como de gipsita, sugere águas hipersalinas. Intensa atividade biológica é indicada pela abundância de pelóides. Estruturas produzidas por onda podem representar uma maior proximidade com a base da onda.
		Dto - <i>Dolograinstone</i> peloidal com laminação quase planar e truncamentos por onda	Laminação quase-planar com truncamento de baixo ângulo, micro e macropelóides, gradação inversa.	Fluxos oscilatórios de alta velocidade. Nucleação de carbonatos e rápida cimentação.	
<b>2</b>	Plataforma mista moderadamente profunda dominada por corrente e onda	Ctm - Calcário fino com grãos terrígeno e acamamento de megamarca ondulada	Megamarcas onduladas, marcas onduladas, laminações convolutas e <i>mud drapes</i> .	Migração de formas de leito geradas por correntes e ondas. Período de fluxo é indicada por intercalações de siltitos e calcários.	Migração de formas de leito geradas por correntes seguido por retrabalhamento por fluxos oscilatórios. Rápida mudança na energia do fluxo é indicada por intercalações de siltitos e calcários. A presença de megamarcas onduladas e a abundância de terrígenos sugerem deposição influenciada por ondas e com influxo de terrígenos.
		Sml - Siltito maciço e laminado	Laminação plana	Deposição por suspensão.	
<b>3</b>	Plataforma profunda supersaturada em CaCO <sub>3</sub> com fornecimento esporádico de material terrígeno	Cl - Calcário fino com marcas onduladas e leques de cristais	Leques de cristais, marcas onduladas e laminações concavas	Crescimento de cristais em águas supersaturadas em CaCO <sub>3</sub> , esporadicamente influenciadas por correntes.	Supersaturação de CaCO <sub>3</sub> em águas profundas relacionada ao aumento da alcalinidade, ausência de inibidores de Fe e Mn e a uma baixa taxa de sedimentação. Marcas onduladas e folhelhos sugerem ação de ondas e intervalos de sedimentação pelítica.
		Fb - Folhelho betuminoso	Laminação plana paralela	Deposição a partir de suspensão.	
<b>4</b>	Talude	Bc - Brecha calcária intraformacional	Dique neptuniano	Fragmentação dos calcários da Formação Guia seguida de deposição pelítica. Associada com fraturamento e dilatação causada por abalos sísmicos.	Movimentos verticais associados com instabilidade gravitacional em uma rampa no assoalho oceânico e eventos deformacionais causados por abalos sísmicos.
		Cs - Calcário com escorregamento	Estruturas de escorregamento, fraturas, camadas deformadas e laminações convolutas	Movimento gravitacional de massas.	

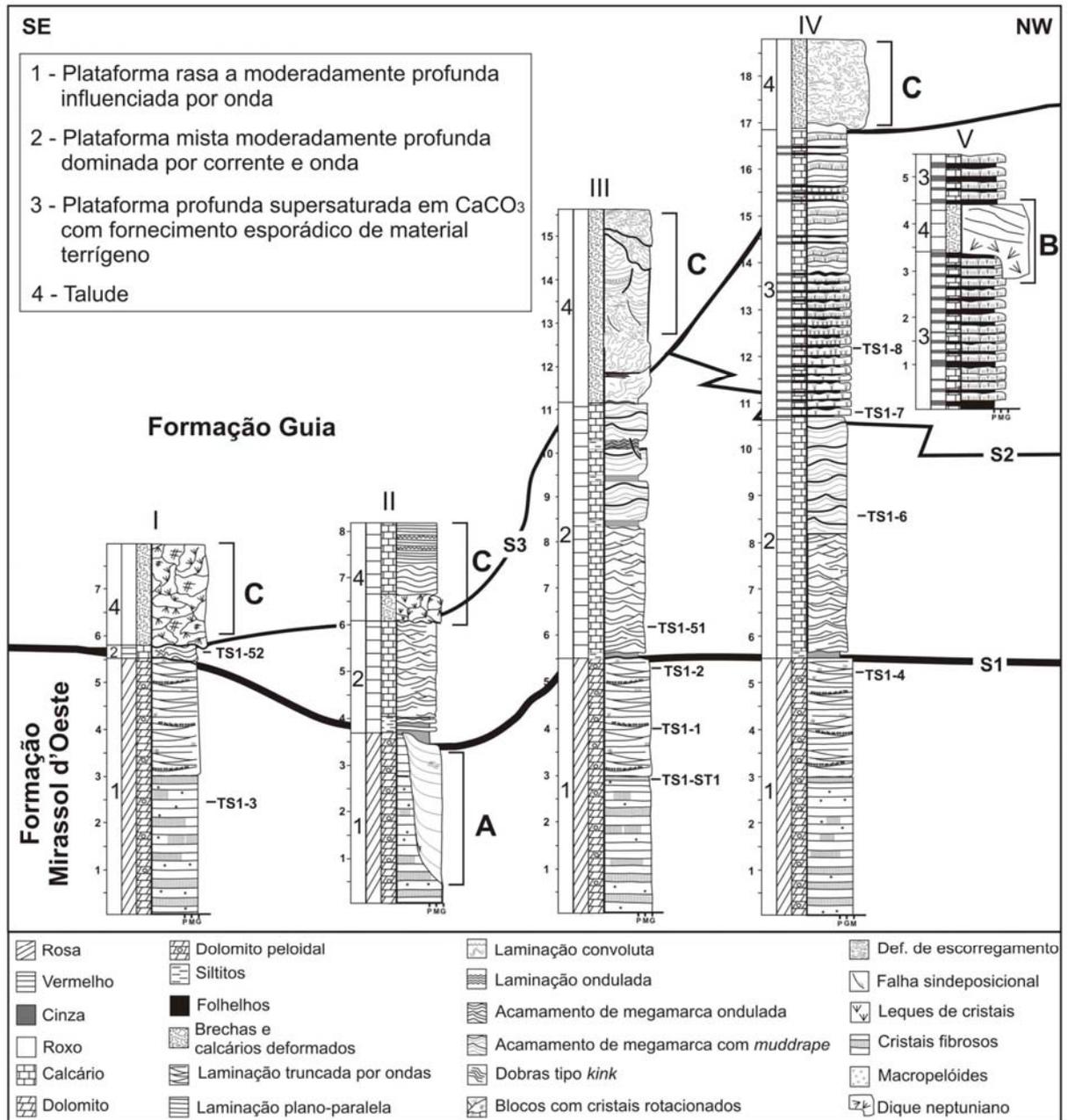


Figura 8. Perfis estratigráficos da capa carbonática da mina Calcário Tangará. A sucessão dolomítica da Formação Mirassol d'Oeste é separada pela superfície S1 e as superfícies S2 e S3 são limites entre associações de fácies. Zonas de deformação são indicadas pelas letras A, B e C. Siglas TS-1 posicionam as amostras coletadas.

### ***Dolograinstone* peloidal com laminação plano-paralela e cristais fibrosos – Dpp.**

A fácies Dpp forma camadas lateralmente contínuas por algumas dezenas de metros e é composta de *dolograinstones* peloidais de cor rosada e granulação fina a média. Apresenta localmente, laminação plano-paralela, que localmente passa para laminação de baixo ângulo e, algumas vezes, é marcada por cristais fibrosos (Figura 9A). Estes cristais têm forma

cilíndrica, com comprimento milimétrico e formam uma malha densa disposta em estratos que variam de 1 até 2cm de espessura. Os dolomitos laminados e cristais fibrosos formam ciclos com espessuras de 6 cm e 2 cm (Figura 9A e B). Estas variações de espessura refletem os diferentes tamanhos dos pelóides de dolomita microcristalina e a presença de cimento dolomítico. As laminações mais delgadas com espessuras de ~1,5 mm apresentam um arcabouço formado de micropelóides (<1mm) com reduzido espaço intergranular e com pouco ou nenhum cimento (Figura 9C). Laminações mais espessas com até 5 mm apresentam micropelóides e raros macropelóides (2-3 mm) compondo um arcabouço mais poroso. O cimento de dolomita, com textura xenotópica, preenche porosidade interpeloidal que consiste de 10% a 30% de poros da rocha (Figura 9D).

A laminação plano-paralela é produto de deposição onde havia o predomínio de suspensão e que era esporadicamente influenciada localmente por movimentos oscilatórios que geraram laminações cruzadas de baixo ângulo (De Raaf *et al.* 1977). A presença de pelóides é quase sempre interpretada como produto de atividade biológica que induz a nucleação do carbonato, porém pelóides são comuns em quase todos os ambientes carbonáticos recentes e sua origem pode estar relacionada a outros fatores como crescimento a partir de núcleos de grãos detriticos e precipitação inorgânica (Tucker 1992). A ocorrência de macropelóides é produto da agregação de micropelóides em fundo oceânico e implica em reduzida abrasão durante sua formação, já que estas partículas são facilmente desagregadas. Sua preservação sugere pouco ou nenhum transporte e/ou rápida cimentação (James *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2004). O hábito fibroso dos cristais de calcita é interpretado como sendo herdado de gipsita originalmente precipitados em fundo marinho. Os cristais foram substituídos por dolomita que preservou o hábito fibroso. A dolomitização do calcários é um processo comumente encontrado na Formação Guia. Porém, a forma arborescente de cristais

de calcita que revela pseudomorfos segundo aragonita, não foi observada nos dolomitos de Tangará, o que corrobora com a interpretação de cristais de evaporitos.

As irregularidades encontradas tanto na base como no topo das porções com cristais são, respectivamente, produtos da sobrecarga sobre sedimentos plásticos e fragmentação produzida pelo retorno da sedimentação com influencia dos movimentos oscilatórios. A variação de espessura dos ciclos em direção ao topo indica uma substancial diminuição da sedimentação e aumento da saturação em  $\text{CaSO}_4$  e conseqüente precipitação de gipsita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) (Tucker 1992).

#### ***Dolograinstone peloidal com laminação quase-planar e truncamentos por onda – Dto.***

A fácies Dto composta de *dolograinstone* peloidal rosa esbranquiçados de granulação média a grossa é caracterizada pela presença de laminação quase-planar com truncamentos de baixo ângulo por ondas. Micropelóides com até 1 mm de diâmetro consistem no componente principal da fácies e geralmente exibem aspecto grumoso (ver Figura 9D). Macropelóides constituem aglomerado de micropelóides, são esféricos e subesféricos, e variam de 2 a 5 mm de diâmetro, formando lentes entre as laminações truncadas (Figura 9C). Os espaços interpeloidais (20% a 30% da rocha) são ocupados predominantemente por dolomita equidimensional com textura xenotópica e raros cristais de dolomita romboédrica. Gradação inversa é definida pela alternância de lâminas com micropelóides (base) e macropelóides (topo) (Figura 9C e D).

As laminações quase planar a ondulada com truncamentos de baixo ângulo indicam fluxo oscilatório de alta velocidade que induziram eventos erosivos sobre os depósitos peloidais (ver processos em De Raaf *et al.* 1977 e Arnott *et al.* 1995). O mecanismo para a geração da gradação inversa observada ainda é pouco explicado para depósitos carbonáticos peloidais do Neoproterozóico, porém tais depósitos estão sempre associados a ambientes

altamente energéticos (James *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2004). A preservação de macropelóides é interpretada da mesma forma que os da fácies Dto.

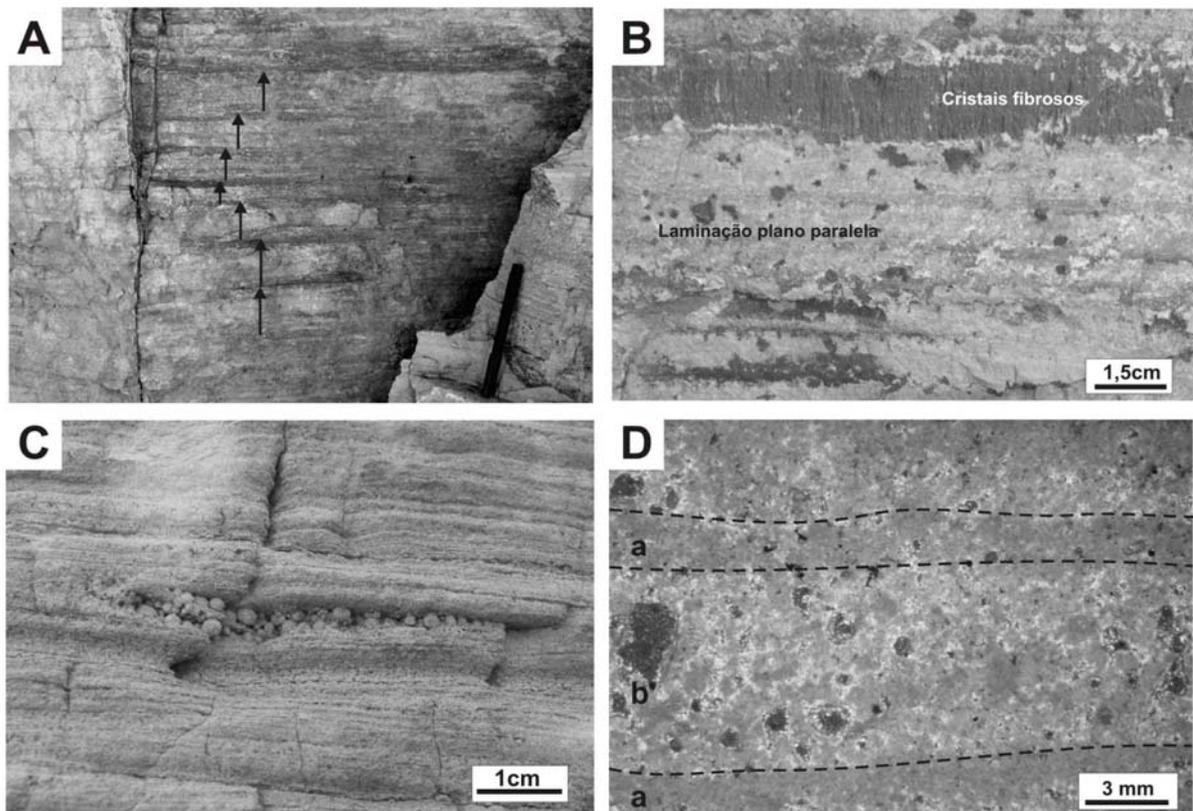


Figure 9. Aspecto faciológico da Formação Mirassol d'Oeste. A) Ciclos granodecrescentes de *dolograinstones* peloidais laminados com topo marcado por cristais fibrosos; B) Detalhe dos níveis de cristais fibrosos sobre dolomitos com laminação plano paralela; C) Macropelóides entre as laminações com truncamentos por onda; D) Lâminas de *dolograinstone* formadas por micropelóides sem cimento (a) e com cimento dolomítico (b).

### **Calcário fino com grãos terrígenos e acamamento de megamarca ondulada – Ctm.**

A fácies Ctm é caracterizada por calcários finos em parte dolomitizados, com até 30% de grãos terrígenos (areia fina e silte predominante), de cor vermelha com acamamento de megamarcas onduladas assimétricas que apresentam localmente *mud drapes* preservando a morfologia (Figura 10A e B). A rocha é composta por 80% de calcita microespática e localmente dolomita fina. Grãos terrígenos, tamanho areia fina (quartzo arredondado e mica), ocorrem de maneira disseminada e perfazem cerca de 2% e 5% da rocha, enquanto que os de tamanho silte compõem cerca de 25%. Cavidades são preenchidas por cristais romboédricos

de dolomita, enquanto a calcita espática ocorre geralmente disposta na borda dos poros. Ambas são, algumas vezes, associadas com betume degradado (?) (Figura 11A). As megamarcas de maior amplitude com 35 cm têm comprimento de onda de 1,3 m. Entretanto, as de amplitudes de 11cm e comprimento de no máximo 1,10 m são as mais comuns. Marcas onduladas assimétricas (amplitude = 1cm e  $\lambda = 5\text{cm}$ ) ocorrem de forma mais isolada aparentemente associadas aos topos do acamamento de megamarcas. Lateralmente, a fácies C<sub>tm</sub> apresenta uma disposição cíclica das camadas, geralmente associada a camadas de siltitos de até 10 cm de espessura que recobrem as megamarcas onduladas. Laminações convolutas ocorrem localmente.

O acamamento de megamarcas onduladas foi gerado pela migração de formas de leito formada por correntes e ondas (De Raaf *et al.* 1977). A presença de grãos terrígenos finos e subarredondados sugere influxo continental. O acamamento de megamarcas onduladas é geralmente individualizado por pelito o que sugere deposição em uma zona de baixa energia relacionada a transição ou *offshore* proximal (Aigner 1985, Faulkner 1988).

### **Calcário fino com marcas onduladas e leques de cristais – Cl.**

A fácies Cl forma um conjunto de camadas tabulares com o topo ondulado constituídas por calcários finos rosados com leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) geralmente intercaladas com os folhelhos da fácies Fb (Figura 10B). O calcário está parcialmente dolomitizado, o que dificulta a determinação da fábrica original; porém, a forma dos leques de cristais e laminações internas não foram obliteradas (Figura 10D). Os leques de cristais desta fácies são muito semelhantes aos encontrados nas capas carbonáticas neoproterozóicas de outras partes do mundo (Clough & Goldhammer 2000, James *et al.* 2001, Hoffmann & Schrag 2002, Corsetti *et al.* 2004, Lorentz *et al.* 2004). São rosados, aciculares radiais e constituídos de calcita pseudoespática (Figuras 10C-D e 11B).

Os cristais podem ser também colunares isolados ou lateralmente conectados por delgados arranjos de cristais fibrosos (Figura 10C-D e 11B). Os leques de cristais fibrosos colunares nos primeiros níveis de ocorrência apresentam comprimentos de até 5 cm, são muito abundantes e comumente ocorrem isolados (Figura 10D). Em direção ao topo da sucessão, os cristais desconectados ficam mais abundantes e são cobertos por calcários com laminações onduladas e quase-planares (Figura 10C). Entre leques de cristais colunares conectados ocorrem laminações côncavas que consistem de delgadas intercalações de siltito e carbonato em camadas com topo ondulado (Figura 10D).

As marcas onduladas apresentam padrão de interferência e comprimentos de onda de até 4 cm com amplitudes de 3 mm. A forma convexa das laminações indica que a deposição destes sedimentos ocorreu provavelmente de forma simultânea, ou antes da formação dos cristais, e a concavidade seria formada pelo rompimento das laminações durante o crescimento dos cristais. A base dos cristais é comumente plana e concordante com a laminação planar, porém onde a superfície é ondulada a base dos cristais é irregular. Pequenos ciclos de leques de cristais com *mud drapes* e laminações onduladas são comuns e representam sucessivos estágios de precipitação aragonítica e sedimentação (Figura 10C).

A abundância de cristais sugere que esta fácies foi formada em um ambiente supersaturado em  $\text{CaCO}_3$ , com alta alcalinidade e provavelmente de águas calmas e profundas logo abaixo da interface água-sedimento (Corsetti *et al.* 2004, Lorentz *et al.* 2004). A forma de crescimento dos cristais ocorreu provavelmente de duas maneiras distintas: 1) os cristais, geralmente isolados, cresceram no fundo oceânico e posteriormente foram soterrados por material carbonático e seu topo fragmentado pela ação de correntes; 2) os cristais, principalmente os conectados, cresceram após ou durante a deposição e romperam as laminações preexistentes. Estas duas formas de crescimento podem ser associadas à taxa de sedimentação.

Segundo Sumner (2002) um dos principais fatores para a ocorrência de leques de cristais de aragonita nos carbonatos neoproterozóicos seria a presença de inibidores de carbonato tais como o  $\text{Fe}^{+2}$  e o  $\text{Mn}^{+2}$  na água do mar o que suprimiria a formação de micrito. A presença de  $\text{Fe}^{+2}$  e o  $\text{Mn}^{+2}$  reduzem substancialmente a taxa de precipitação de calcita, portanto, a ausência de  $\text{Fe}^{+2}$  favorece a rápida precipitação de calcita e decréscimo geral nas condições de saturação da água marinha. Entretanto, a ocorrência de  $\text{Fe}^{+2}$  na água do mar não afeta a precipitação de aragonita podendo ocorrer sob condições favoráveis de temperatura e pressão. Deste modo, elevada alcalinidade seria somente um dos componentes para a formação dos cristais, o outro seria além dos inibidores de micrito a ocorrência de pouca taxa de sedimentação. Os cristais isolados estariam associados à rápida precipitação e pouca ou nenhuma sedimentação que favoreceria o seu crescimento até atingir tamanhos centimétricos. Por outro lado, os cristais conectados, que ocorrem geralmente rompendo as laminações carbonáticas, estariam relacionados aos ambientes com aumento da taxa de sedimentação e a entrada de terrígenos (onde ocorrem estes cristais estão associados as camadas mais espessas dos folhelhos da fácies Fb).

A presença de pequenas marcas onduladas assimétricas no topo das camadas com cristais indica correntes fracas em um ambiente de águas tranquilas com certa profundidade. Processos diagenéticos como inversão e dolomitização são comuns nesta fácies. A inversão ocorreu primeiro, alterando os cristais de aragonita para calcita espática (Figura 11B). A dolomitização é um processo bem posterior à deposição, onde somente o micrito foi dolomitizado enquanto os cristais neomórficos se preservaram (Figura 11B). A geração desta fácies está relacionada a mudanças cíclicas, que iniciam com a sedimentação pelítica e carbonática, seguida do crescimento dos cristais de aragonita cujas porções mais superiores foram parcialmente erodidas pela ação de correntes.

**Folhelho betuminoso – Fb.**

Folhelhos betuminosos apresentam coloração preta a cinza e se encontram impregnadas de betume. As camadas variam 0,5 cm de espessura até 10 cm de espessura e apresentam fissilidade e laminação bem desenvolvidas. São geralmente muito contínuas e tabulares, intercalando-se, de forma cíclica, com camadas de calcários finos da fácies Cl (Figura 10B). A formação desta fácies está relacionada a interrupções cíclicas na sedimentação carbonática, seguida de acúmulo de material pelítico em águas parcialmente estagnadas e profundas com preservação expressiva de matéria orgânica posteriormente maturada na forma de betume.

**Siltito maciço e laminado – Sml.**

Esta fácies é constituída por siltitos vermelhos maciços que localmente apresentam laminação planar e fissilidade pouco desenvolvida. O depósito é lateralmente descontínuo, com espessuras entre 20 cm e 1.60 m, e se intercala com calcários finos com megamarcas onduladas (fácies Ctm). A cor vermelha denuncia a presença de óxidos/hidróxidos de ferro. A disposição em *onlap* destes depósitos com os *dolograinstones* peloidais indica preenchimento de depressões de um paleorelevo (Figura 8). Intercalações com calcários sugerem alternância na energia do fluxo em um ambiente de águas profundas.

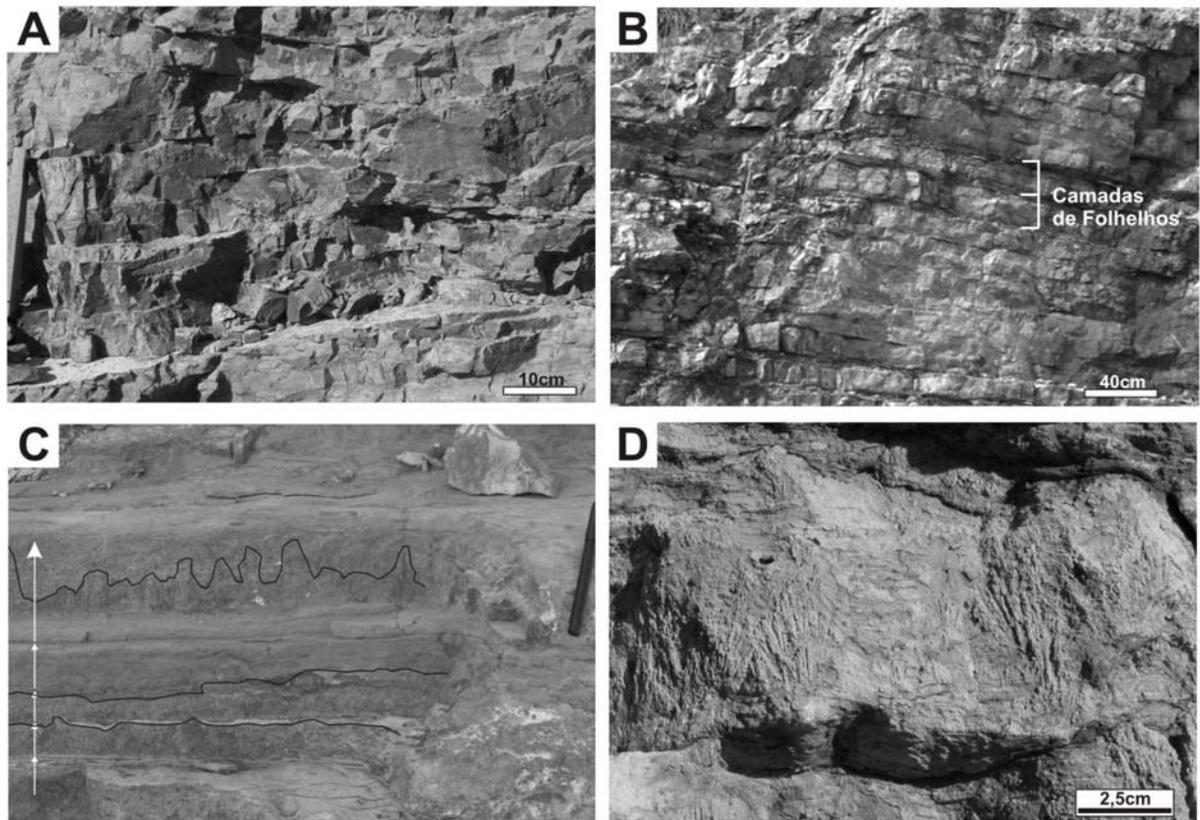


Figura 10. Aspecto faciológico da Formação Guia. A) Calcários finos dolomitizados com acamamento de megamarcas onduladas; B) Camadas tabulares com topo ondulado de calcários finos com leques de cristais intercalados com camadas de folhelhos; C) Ciclos (setas) formados por cristais e calcários fino com laminações onduladas; D) Leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita).

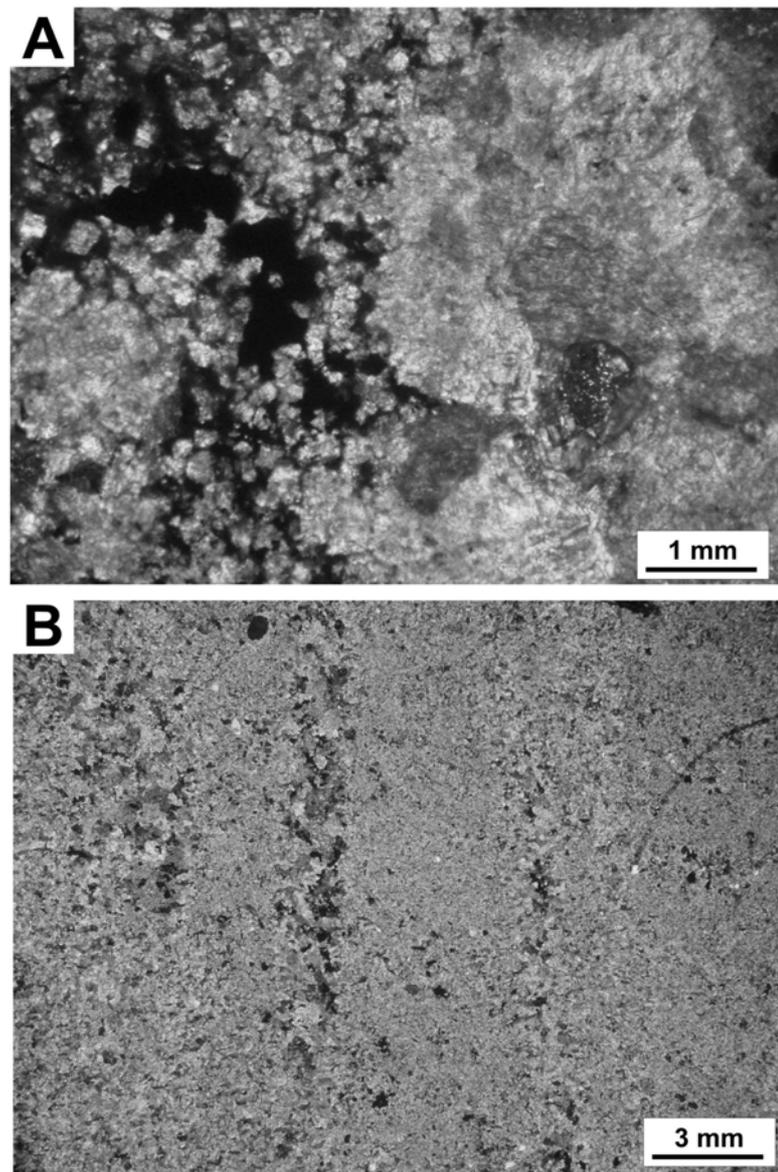


Figura 11. Aspectos petrográficos da capa calcária de Tangará da Serra. A) Calcita espática na borda de cavidade preenchida por dolomita romboédrica e betume; B) Cristais de calcita pseudomorfos segundo aragonita em matriz microcristalina parcialmente dolomitizada.

### **Brecha calcária intraformacional – Bc.**

Brechas calcárias de arcabouços aberto e fechado ocorrem restritas ao preenchimento de um dique neptuniano (Figura 12A). Exibem clastos retangulares dispostos caoticamente que ocorrem como fragmentos angulosos mal selecionados, de formas alongadas e achatadas e tamanhos centimétricos (Figura 12B). Estes clastos são compostos predominantemente de carbonatos e argilitos de cores esbranquiçadas e rosadas, respectivamente. A matriz

intersticial é de natureza pelítica, maciça e de cor vermelha. Os clastos do dique, próximos a rocha encaixante (Formação Guia), apresentam disposição paralela ao contato.

Esta fácies foi gerada a partir do fraturamento e fragmentação dos calcários da Formação Guia seguido de deposição pelítica. Devido à ausência de feições que indicam exposição subaérea na área de estudo, relaciona-se a origem desta fácies a abalos sísmicos em águas profundas.

### **Calcários com estruturas de escorregamento – Cs.**

A fácies Cs é composta de calcários finos de cor rosa esbranquiçada, com laminações convolutas, fraturas e estruturas de escorregamento. Os depósitos apresentam geralmente espessuras de 1m, mas localmente podem alcançar até 4m, são lateralmente descontínuos e ocorrem sempre sobre camadas sem deformações (Figura 8). Os contatos entre as camadas deformadas e sem deformação é comumente irregular e com planos de falha. Camadas tabulares suavemente deformadas podem ser observadas nestes depósitos, assim como camadas interrompidas formando blocos métricos (Figura 12C). Estas características sugerem fragmentação de sedimentos parcialmente consolidados em condições de instabilidade gravitacional, possivelmente relacionadas à declividade de uma rampa no assoalho marinho.

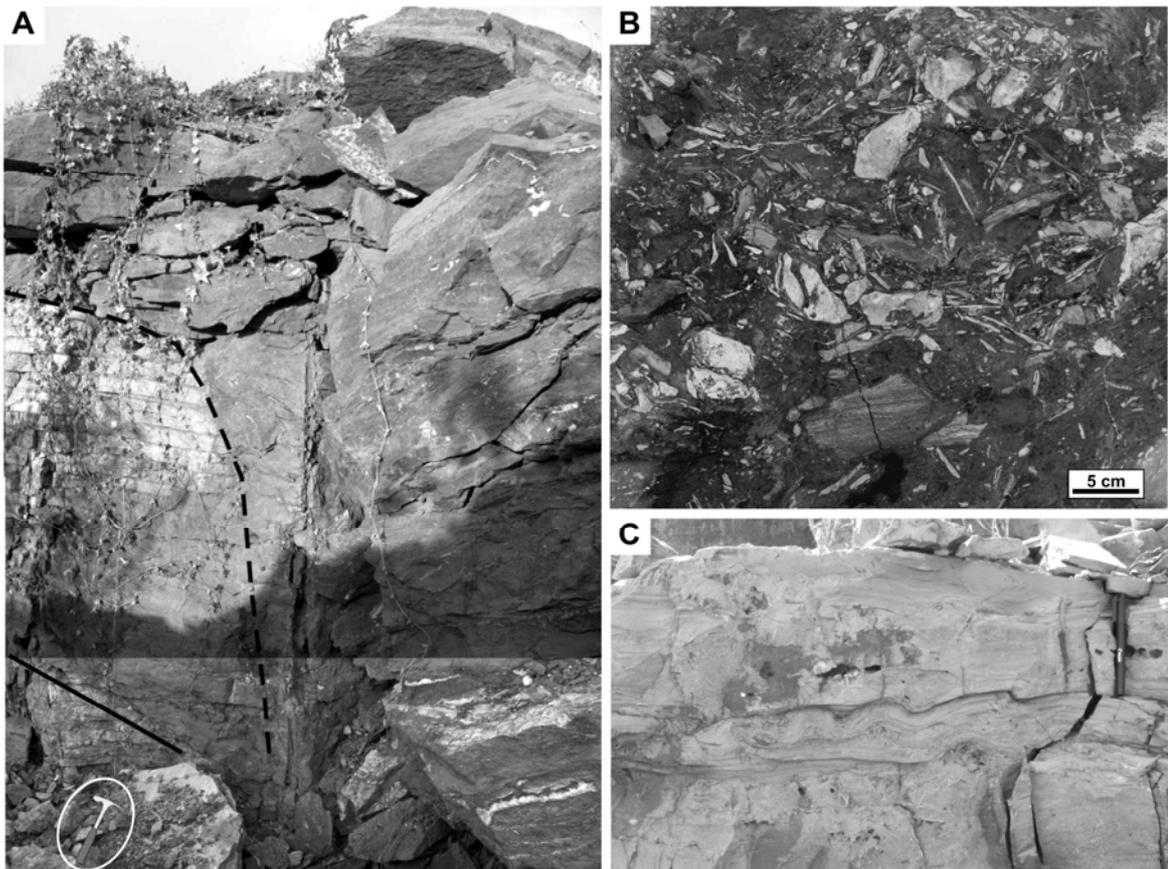


Figura 12. A) Contato (linhas tracejadas) entre dique neptuniano e a rocha encaixante (calcários finos laminados); B) Brecha intraformacional em dique neptuniano; C) Camada convolucionada intercalada com calcário fino laminado.

## ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As fácies sedimentares foram agrupadas em quatro associações de fácies que indicam ambientes de plataforma carbonática. Esta plataforma é dividida em rasa a moderadamente profunda influenciada por onda, mista moderadamente profunda dominada por correntes e onda, profunda supersaturada em  $\text{CaCO}_3$  e talude (Tabela 1).

### **Plataforma rasa a moderadamente profunda influenciada por onda – A1.**

A associação de fácies A1 é composta predominantemente por *dolograinstones* peloidais finos a grossos de cor rosada, dispostos em camadas lateralmente contínuas por algumas dezenas de metros e com até 6m de espessura (Figuras 8). A base desta associação é

formada por *dolograinstones* com intercalações cíclicas de camadas com cristais fibrosos (crosta) e laminações plano-paralelas e com truncamento de baixo ângulo produzidas, respectivamente, por alternância de precipitação química, suspensão e fluxos oscilatórios. Para o topo da associação, os cristais fibrosos tornam-se cada vez mais raros e ocorrem de forma isolada entre laminações quase-planares com truncamentos de baixo ângulo, que sugerem energia moderada e influência de ondas. A preservação de macropelóides associado às laminações com truncamentos sugere reduzida abrasão e rápida cimentação em um ambiente de águas calmas (Figura 9C e D). A presença abundante de pelóides nesta associação é interpretada como intensa atividade microbiana que induziu a nucleação do carbonato. Os raros cristais que ocorrem no topo da associação indicam um ambiente com pulsos de águas hipersalinas indicadas pelos cristais de gipsita, enquanto que as estruturas produzidas por onda podem representar uma maior proximidade com a base da onda normal.

### **Plataforma mista moderadamente profunda dominada por corrente e onda – A2.**

A associação de fácies A2 é caracterizada por siltitos maciços e laminados intercalados com calcários finos com megamarcas onduladas (Figura 8). As camadas de siltitos ocorrem no limite com a A1 e formam um pacote lateralmente contínuo com espessuras variando de 20 cm até 1.20 m; estão associadas a uma falha sinsedimentar (Figura 8). A espessura e a forma dos estratos neste local indicam deposição posterior ao deslocamento que gerou a paleodepressão e, portanto, um maior espaço para acumulação. Sobre estes estratos ocorrem calcários finos com até 10% de grãos terrígenos, que apresentam acamamento de megamarca ondulada com continuidade lateral de algumas dezenas de metros e espessura de 2,5 m. Nestes calcários ocorrem megamarcas associadas com marcas onduladas que sugerem intervalos de retrabalhamento por fluxos oscilatórios. Em direção ao topo desta associação, camadas de 30 cm de siltitos se intercalam, de forma cíclica, com os

calcários formando uma sucessão granocrescente de ~3 m de espessura (Figura 8). Acamamentos de megamarcas com *mud drapes* ocorrem lateralmente e logo acima destes ciclos representam rápida mudança na energia de fluxo. Fácies dominadas por calcário com megamarcas e lamitos organizados em sucessões granocrescentes e a abundância de grãos terrígenos sugerem uma zona de deposição influenciada por ondas e com influxo de terrígenos de águas moderadamente profundas.

### **Plataforma profunda supersaturada em CaCO<sub>3</sub> com fornecimento esporádico de material terrígeno – A3.**

A associação A3, com 6 m de espessura, é caracterizada por uma sucessão lateralmente contínua de camadas tabulares de calcários finos, com topo ondulado, intercalados com folhelhos betuminosos (Figura 8 e 10B). As camadas de calcários são compostas por cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) centimétricos que ocorrem isolados ou conectados. Estes são cobertos por laminações onduladas de micrito parcialmente dolomitizado (Figura 10C-D e 11B). Cristais desconectados são mais comuns na base da associação enquanto no topo eles se tornam mais abundantes e conectados. Laminações plano-paralelas e onduladas comumente ocorrem entre e sobre os cristais e são, respectivamente, produtos de sedimentação em ambiente de águas calmas esporadicamente modificado pela ação de fluxos oscilatórios. Intercalações de pelito e carbonato que formam laminações côncavas entre os cristais no topo da sucessão sugerem deposição provavelmente de forma simultânea ou anterior à formação dos cristais. A abundância de cristais é resultado do aumento da alcalinidade, presença de inibidores de calcita como o Fe<sup>+2</sup> e o Mn<sup>+2</sup> na água do mar e a baixa taxa de sedimentação (Sumner 2002). No topo da associação camadas mais espessas de folhelhos betuminosos se intercalam com os calcários finos de forma cíclica (Figura 10B). A presença de marcas onduladas no topo das camadas de calcário sugere

influência de fluxos oscilatórios que são comuns em águas rasas, porém a ocorrência de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) nestas camadas é um forte indicio de águas profundas, depositadas durante um evento de supersaturação em  $\text{CaCO}_3$ .

#### **Talude – A4.**

Calcários com estruturas de escorregamento e brechas intraformacionais, que ocorrem discordantemente sobre os outros depósitos carbonáticos, caracterizam a associação de talude, A4 (Figura 8). Os depósitos com estruturas de escorregamento, camadas deformadas e fraturadas apresentam uma distribuição mais ampla que os restritos diques neptunianos que são preenchidos por fragmentos de calcários e pelitos. Os diques neptunianos se formaram a partir do fraturamento e dilatação dos calcários da Formação Guia. Segundo Winterer & Sarti (1994) estas feições ocorrem principalmente em ambientes de plataforma carbonática sendo associadas a deslizamentos e fraturamentos. Falhas normais e blocos de camadas da Formação Guia, encontrados junto com estruturas de escorregamento, indicam movimentos verticais causando instabilidade gravitacional em uma rampa no assoalho oceânico. Camadas deformadas entre camadas sem deformação e diques neptunianos sem feições de exposição subaérea ou de carstes sugerem que abalos sísmicos possam ter afetado a plataforma (Obermeier 1996, Montenat *et al.* 2007).

## EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL

Os depósitos da região de Tangará da Serra constituem parte do registro de uma margem de plataforma carbonática formada em águas quentes e profundas na margem SW do Cráton Amazônico, durante o final do Neoproterozóico (Figura 13). A deposição de dolomitos primários foi, a princípio, a primeira manifestação sedimentar nesta porção do cráton, marcada pela presença de pelóides e macropelóides que sugerem, respectivamente, atividade biológica e rápida cimentação dolomítica em um ambiente de águas calmas. A ocorrência de cristais fibrosos nestes dolomitos é consistente com a interpretação de um ambiente de águas calmas relativamente rasas e em parte hipersalinas. Não há evidências de exposição subaérea sobre estes dolomitos, porém tais feições podem ter sido erodidas pela ação de correntes durante a transgressão marinha pós-glacial (Figura 13). O evento transgressivo é registrado pela deposição de siltes ricos em óxidos/hidróxidos de ferro, acima dos dolomitos, em águas profundas anóxicas onde os carbonatos poderiam estar parcialmente dissolvidos (zona de dissolução do carbonato). Lateralmente, os calcários finos com grãos terrígenos migraram na forma de megamarcas onduladas sob ação de ondas em ambiente moderadamente raso de plataforma (Figura 13). A rápida subida do nível do mar (clímax do evento transgressivo) propiciou o aumento da alcalinidade em parte reduzida por atividade biológica ou ressurgência, associada à redução da taxa de sedimentação e energia em águas supersaturadas em  $\text{CaCO}_3$  com precipitação de lama carbonática e precipitados arborescentes de aragonita (Figura 13). A contribuição do material terrígeno pode ser devida a áreas fontes soerguidas relacionadas a colisão de crátons. Escorregamentos, deformação sin-sedimentar e diques neptunianos preenchidos por brechas indicam movimentos gravitacionais associados à declividade de rampa em águas profundas e/ou influenciadas por abalos sísmicos que afetaram a Plataforma Araras no Ediacariano (Figura 13).

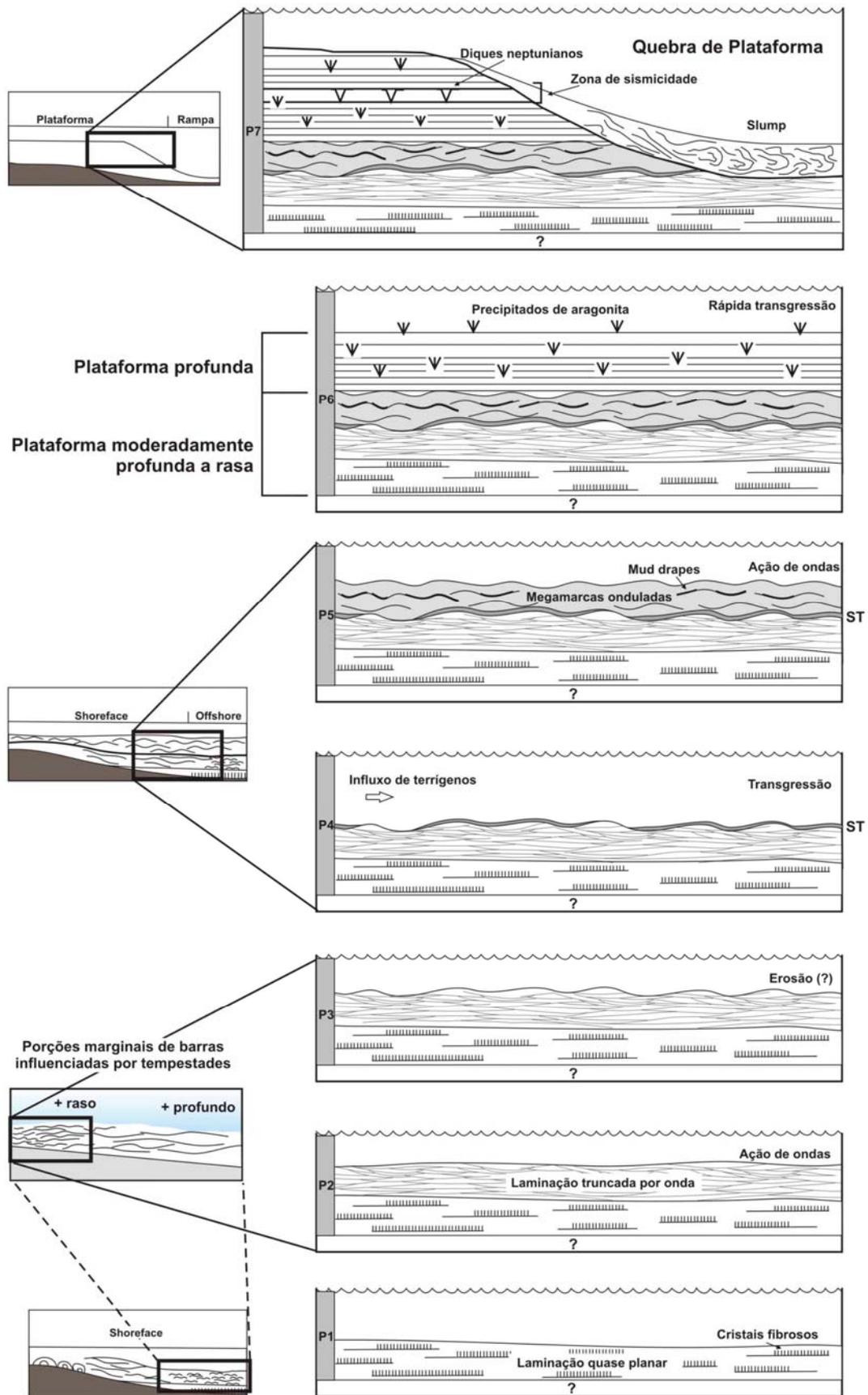


Figura 13. Modelo evolutivo da plataforma carbonática de Tangará da Serra. Símbolos: P=profundidade; ST=superfície transgressiva.

## CONCLUSÕES

A sucessão de fácies de capa carbonática descrita em Tangará da Serra, representada por dolomitos rosados, estruturas truncadas por onda e principalmente leques de cristais de aragonita com valores isotópicos de carbono negativo, dentro de um arcabouço transgressivo, tem as mesmas características da capa carbonática pós-glaciação Puga descrita na mina Terconi, em Mirassol d'Oeste.

Em Tangará da Serra afloram a porção mais superior da capa dolomítica (Formação Mirassol d'Oeste) e a parte inferior da capa calcária (Formação Guia inferior) da Plataforma Araras. A capa dolomítica é caracterizada por *dolograinstones* peloidais com cristais fibrosos de gipsita (?) depositados em águas rasas a relativamente profundas e parcialmente hipersalinas. O contato plano a irregular entre as capas dolomítica e calcária é uma superfície transgressiva. Sobre este contato a capa calcária é representada por siltitos e calcários com grãos terrígenos com acamamentos de megamarcas onduladas, depositados em águas moderadamente profundas influenciadas por onda. Calcários com leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) e folhelhos betuminosos indicam um evento de supersaturação em  $\text{CaCO}_3$  associado a transgressão marinha. Depósitos calcários com estruturas de escorregamento e diques neptunianos são evidências de deslizamentos gravitacionais e/ou atividade sísmica sin-deposicional. A sucessão estudada de Tangará da Serra estende a interpretação de capas carbonáticas na margem sul do Cráton Amazônico e corrobora com a presença de uma extensa plataforma carbonática formada durante eventos transgressivos pós-glaciação Marinoana.

## 6. FÁCIES DEFORMADAS

Feições de deformação são observadas ao longo de toda a sucessão carbonática da mina Calcário Tangará e consistem, em sua maioria, de estruturas dúcteis geradas durante ou logo após a deposição. Estruturas de deformação rúptil ocorrem somente no topo da sucessão. Estes tipos de deformação sin-sedimentares, comumente denominadas de *soft-sediments* (Visher & Cunningham 1981, Mills 1983), podem ser gerados por escape de fluidos (fluidização e liquefação), por instabilidades hidrodinâmicas causadas por compactação, deslizamento ou outro processo gravitacional atuante no ambiente deposicional (Lowe 1975, Mills 1983, Rossetti 1999). De acordo com a distribuição destas deformações ao longo da sucessão, foram determinadas três zonas de deformação (A, B e C), todas limitadas por zonas sem deformação (Figura 14). Estas zonas apresentam diferentes magnitudes de deformação que lhe conferem características próprias e o predomínio de certas feições (e.g. falhas sin-sedimentares, dobras convolutas, diques neptunianos, estruturas de escorregamento). As zonas A e C apresentam características de deformação dúctil sin-sedimentar, enquanto que somente a zona B tem feições de deformação rúptil. Muitas destas estruturas de deformação estão relacionadas às fácies Bc e Cs (ver capítulo 5 referente ao artigo), que ocorrem no topo da sucessão carbonática da mina Calcário Tangará, e que neste capítulo de deformações constituem as zonas B e C, respectivamente. A análise de cada depósito deformado revelou processos que podem ser relacionados tanto à instabilidade gravitacional como à atividade tectônica sin- e pós-sedimentar.

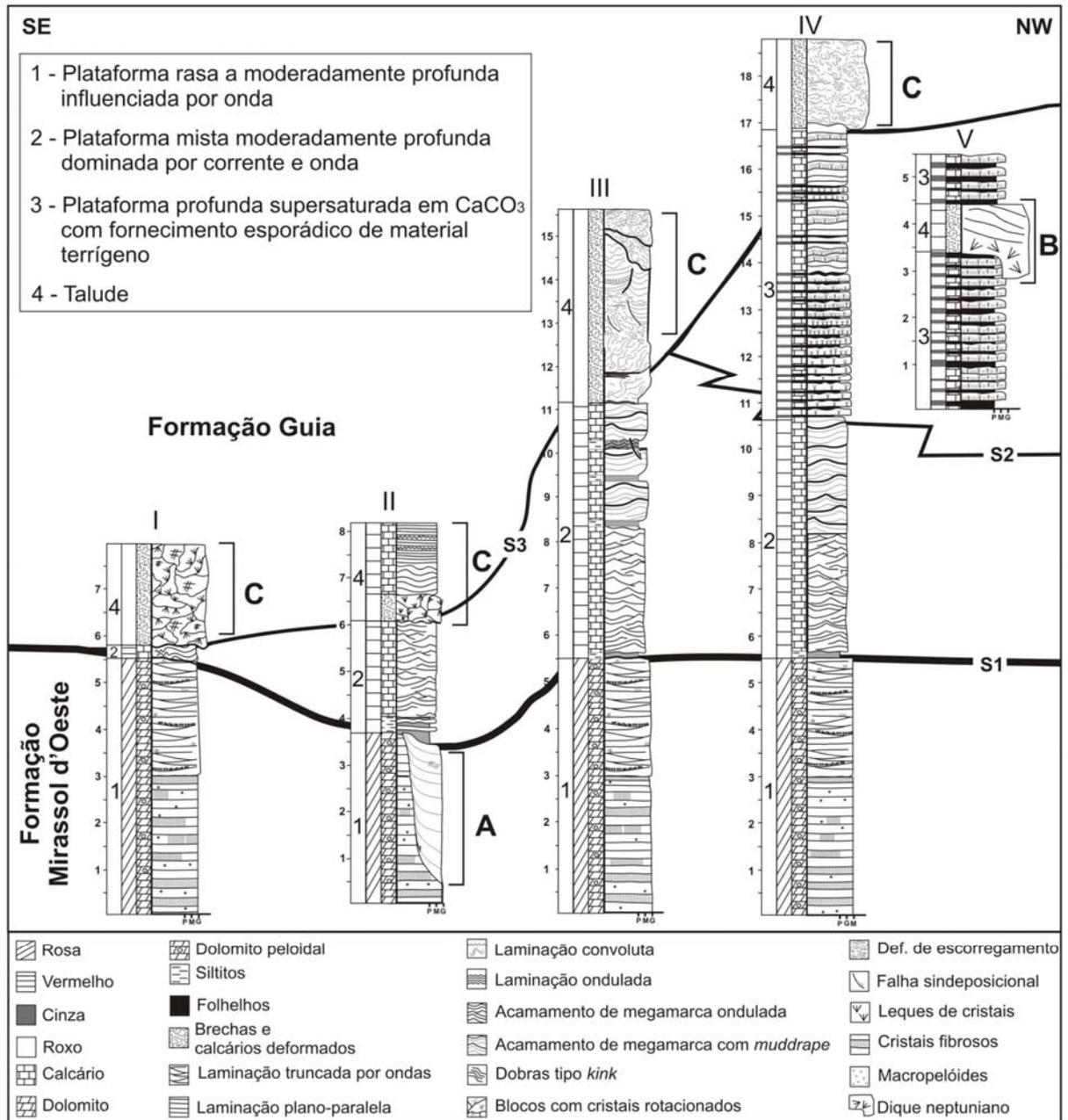


Figura 14. Perfis estratigráficos (I a V como indicado no mapa da figura 2) com as zonas de deformação (A, B e C) e as superfícies estratigráficas (S1, S2 e S3).

A zona A é caracterizada por falhas sin-sedimentares curviplanares, que truncam os dolomitos peloidais laminados, com orientação NE-SW, mergulho de  $44^\circ$  para SE e rejeito de até 2,5m, não afetando os estratos sobrejacentes da Formação Guia (Figura 14). Os pelitos da Formação Guia preenchem uma depressão formada pelo deslocamento da falha e recobrem, em *onlap* os dolomitos (Figura 15). Corrugações e/ou dobras são observadas próximas ao

plano de cisalhamento, elas exibem morfologia retangular e se empilham por até 2m denunciando dobras tipo-*kink* (Figura 16) (Suppe *et al.* 1997, Maillot & Leroy 2006). A distância entre os flancos é de no máximo 10 cm quando são próximos à falha, e chegam a até 40 cm quando ocorrem mais afastados desta zona, se acomodando na porção mais curva do plano (Figura 17). Os planos axiais são verticais, apresentam orientação NE-SW e tendência de mergulho para sudeste (Figura 17). Fraturas ocorrem com maior frequência próxima à zona de falha.

O deslocamento subvertical da falha sin-sedimentar gerou um encurtamento horizontal que lateralmente deformou os dolomitos peloidais e formou dobras tipo-*kink*. A relação em *onlap* dos pelitos da Formação Guia sobre o plano de falha que trunca os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste indica que o evento de falhamento ocorreu logo após a deposição dos dolomitos. A geometria das dobras sugere deformação no campo rúptil-dúctil quando os dolomitos possuíam uma litificação parcial (Suppe *et al.* 1997). O aumento do ângulo interflanco das dobras *kink*, à medida que se afastam da zona da falha principal, indica diminuição do encurtamento e predomínio do regime rúptil (Ford *et al.* 1997, Suppe *et al.* 1997). A tendência dos mergulhos das falhas e dos planos axiais para sudeste sugere distensão na direção NW-SE.



Figura 15. Falha sin-sedimentar que deforma os dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste, recobertos em *onlap* por pelitos da Formação Guia.



Figura 16. Dobras tipo-*kink* em dolomitos laminados.

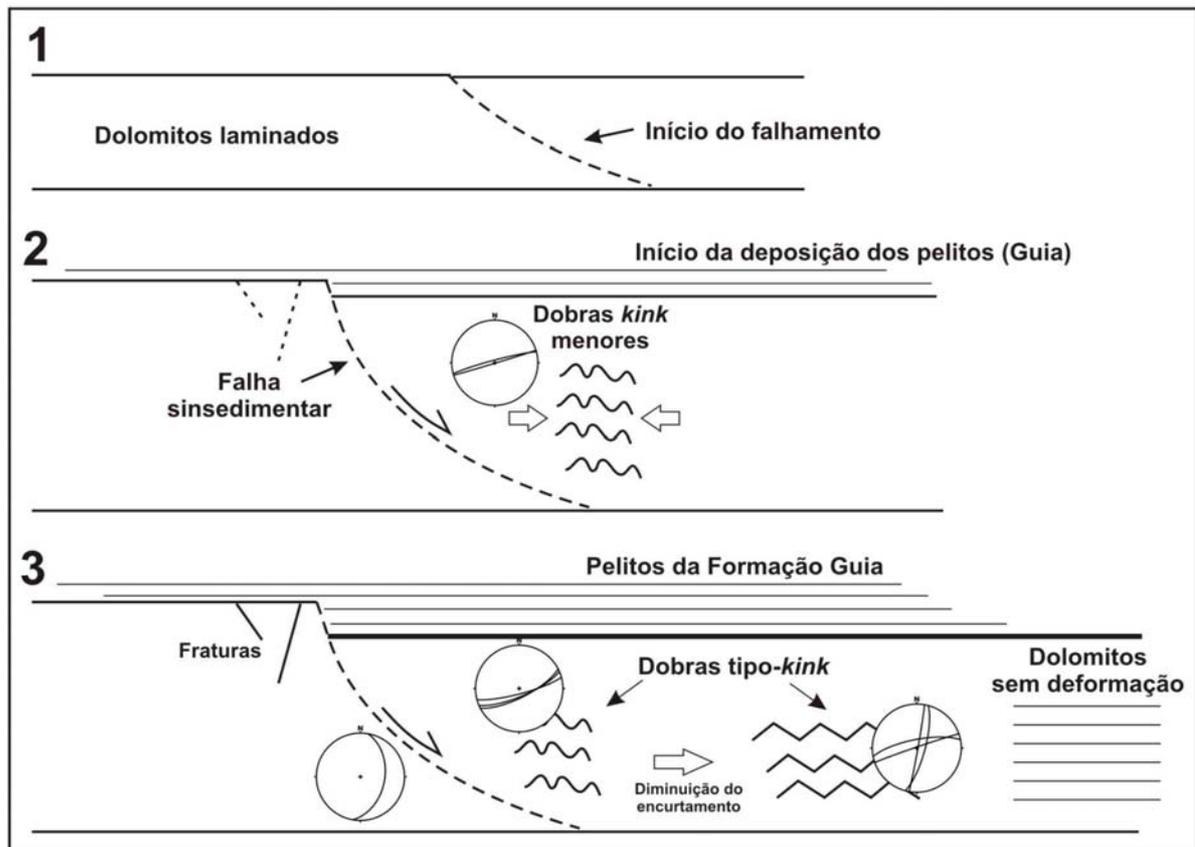


Figura 17. Modelo de formação da falha sin-sedimentar e das dobras tipo-kink: 1) início do falhamento contemporâneo a deposição; 2 e 3) Evolução da falha sin-sedimentar formando dobras *kink* com planos axiais com mergulho para sudeste; à medida que se distanciam da zona de falha ocorre a diminuição do encurtamento; 3) Fraturas desenvolvem-se paralelamente a zona de falhas e continuação da deposição em *onlap* dos pelitos.

A zona B é restrita ao topo da sucessão carbonática e caracteriza-se por falhas normais e diques neptunianos que ocorrem entre depósitos de calcários finos com leques de cristais (pseudomorfos segundo aragonita) intercalados com folhelhos (Figuras 18 e 19). Os diques alcançam até 4m de largura e orientação aproximada N-S, enquanto o comprimento foi estimado em mais de uma dezena de metros (Figura 18). Brechas formadas por clastos de calcário e folhelhos semelhantes à rocha encaixante, em meio à matriz de calcário fino, preenchem o dique neptuniano. Falhas normais com orientação semelhante ao do dique ocorrem próximas a ele (Figura 19).

Diques neptunianos são fissuras que podem ter várias origens: deslizamentos associados com estiramento, relaxamento de escarpas, fissuras associadas com soerguimentos

de diápiros e sobrecarga, além de processos cársticos (Figura 20) (Winterer & Sarti 1994, Demoulin 1996, Montenat *et al.* 2007). A ausência de feições que indique exposição subaérea nestes depósitos descarta a possibilidade de processos cársticos. Contudo, a proximidade do dique com depósitos exibindo estruturas de escorregamento e falhas normais indica origem por fraturamento e expansão dos calcários por deslizamentos causados por abalos sísmicos (Figura 13) (Winterer & Sarti 1994, Montenat *et al.* 2007).

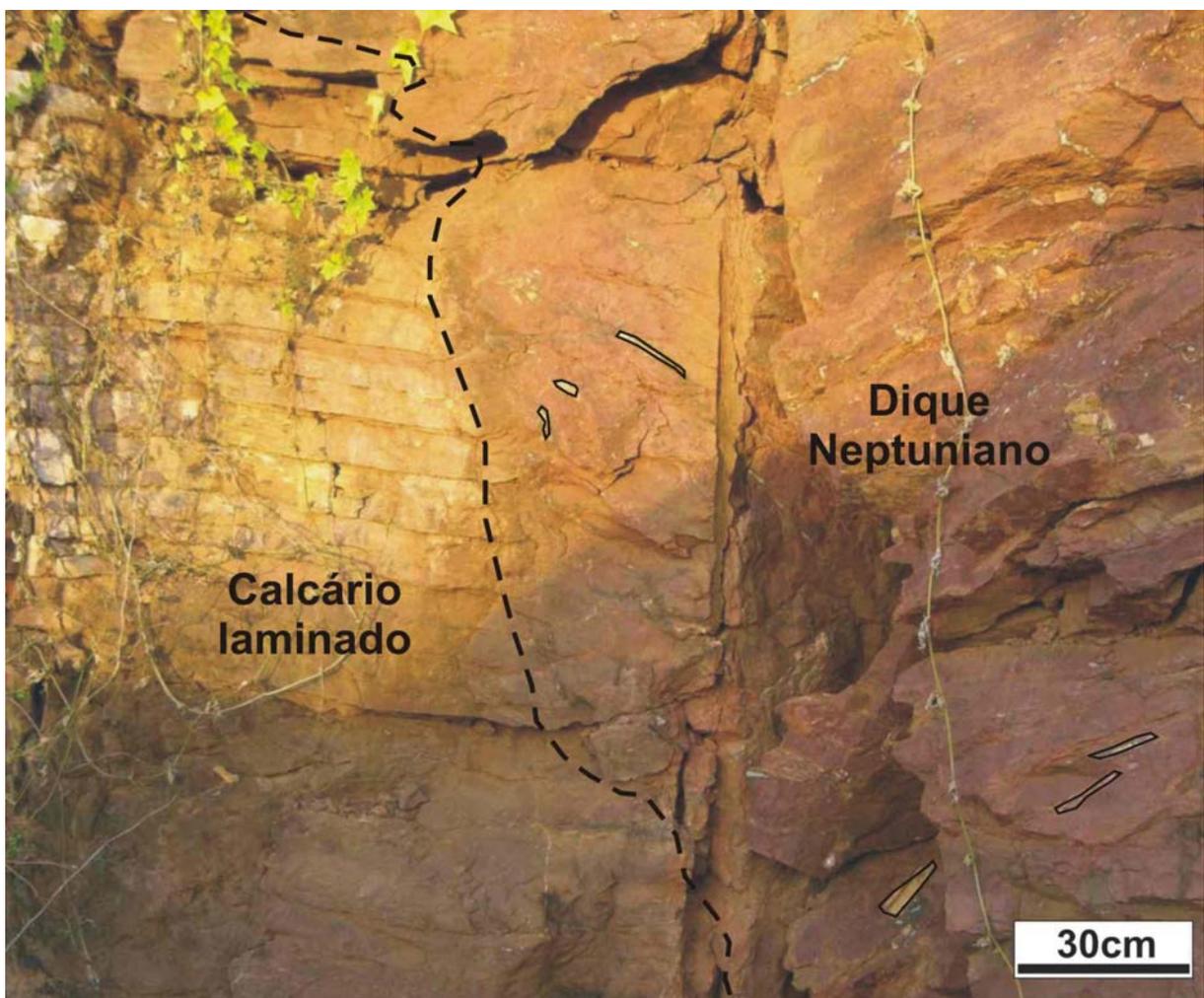


Figura 18. Dique neptuniano truncando camadas de calcário fino da Formação Guia. Observar fragmentos de pelito em calcário cristalino.



Figura 19. Falha sin-sedimentar truncando as camadas de calcário fino da Formação Guia.

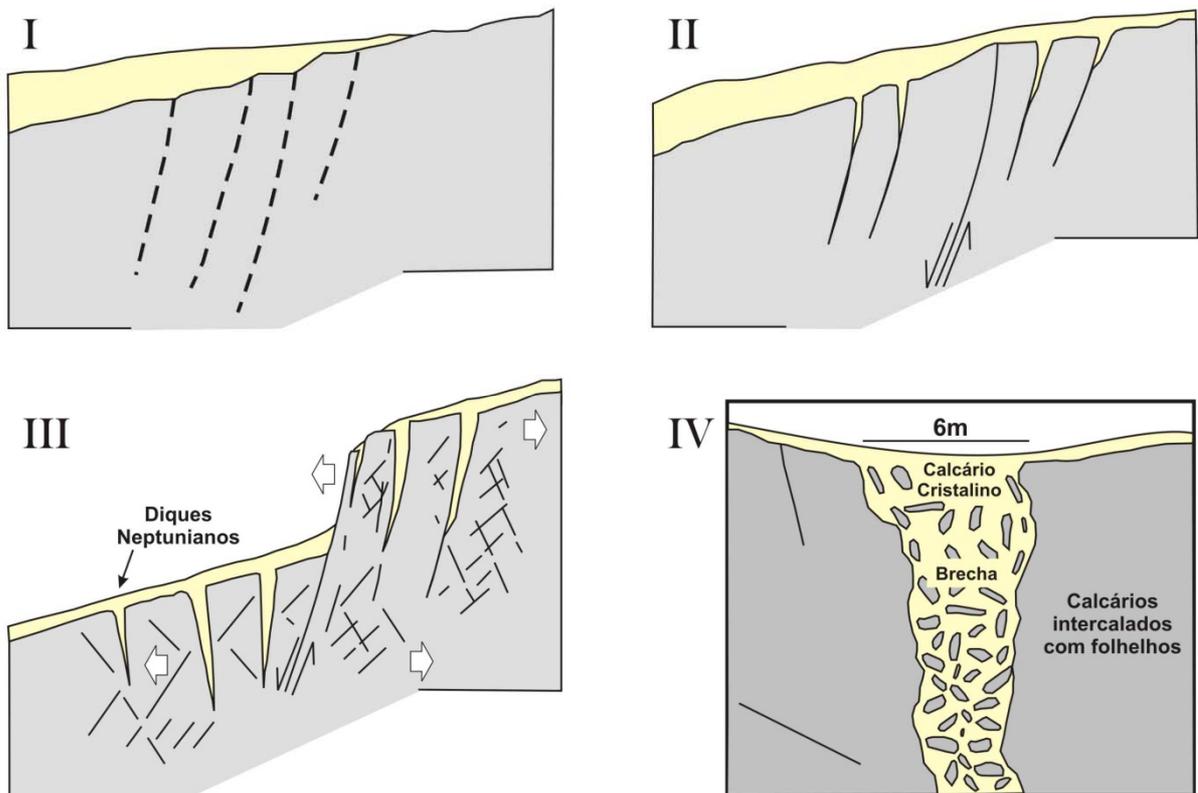


Figura 20. Esquema ilustrando o desenvolvimento de diques neptunianos por atividade sísmica (I a III) (Montenat *et al.* 2007). Em IV uma visão transversal do dique neptuniano da mina Calcário Tangará com base no modelo de Cozzi (2000), para diques neptunianos de plataformas carbonáticas rasas.

A zona C é caracterizada por calcários finos exibindo acamamento/laminações convolutas, camadas interrompidas formando blocos métricos e camadas suavemente dobradas (Figura 21). Acamamentos convolutos se desenvolve em camadas pelíticas intercaladas com calcários laminados que ocorrem de forma mais restrita (Figura 22). A base destas camadas convolutas são comumente planas, sem ou com pouca deformação. Estruturas de escorregamento compõem a maioria das feições de deformação e ocorrem em pacotes de até 3 m de espessura (Figura 21 e 23). Em meio às estruturas de escorregamento ocorrem camadas deformadas de calcários finos formando blocos métricos de intercalações calcário/pelito (até 1,60m) (Figuras 21 e 24). Falhas sin-sedimentares de até 1m ocorrem ao longo de toda a zona e formam lateralmente pequenas corrugações.

Dobras convolutas são estruturas de deformação muito complexas que podem ser geradas por processos como dessecação e cisalhamento induzido por sobrecarga, corrente (*current shear*) ou deslizamento (*slumping*) (Lowe 1975, Visher & Cunningham 1981, Mills 1983, Owen 1996). Na Formação Guia, em Tangará da Serra, o fato de as camadas convolutas ocorrerem entre camadas sem deformação sugere que a deformação foi contemporânea à deposição, ocasionada pela liquefação e/ou sobrecarga de camadas com maior densidade (calcarenitos) sobre camadas plásticas e de menor densidade (pelito carbonático) (Visher & Cunningham 1981, Mills 1983, Rossetti 1999). Estruturas de escorregamento são geradas por movimentos gravitacionais de massas sedimentares sobre discretos planos basais inclinados (Coleman & Prior 1988, Mulder & Cochonat 1996). Camadas deformadas de calcário fino, blocos e camadas interrompidas e falhas sin-sedimentares (associada às estruturas de escorregamento), são produtos de fraturamento e escorregamentos de massas parcialmente litificadas. Esta instabilidade gravitacional foi gerada em declives de uma rampa no assoalho oceânico de águas profundas (Coniglio & Dix, 1992). A ocorrência de camadas deformadas entre não deformadas indica intervalos de estabilidade alternando com de instabilidade

relacionados com eventos de sismicidade, comumente encontrados em ambientes de plataforma marinha (Obermeier 1996) (Figura 24).

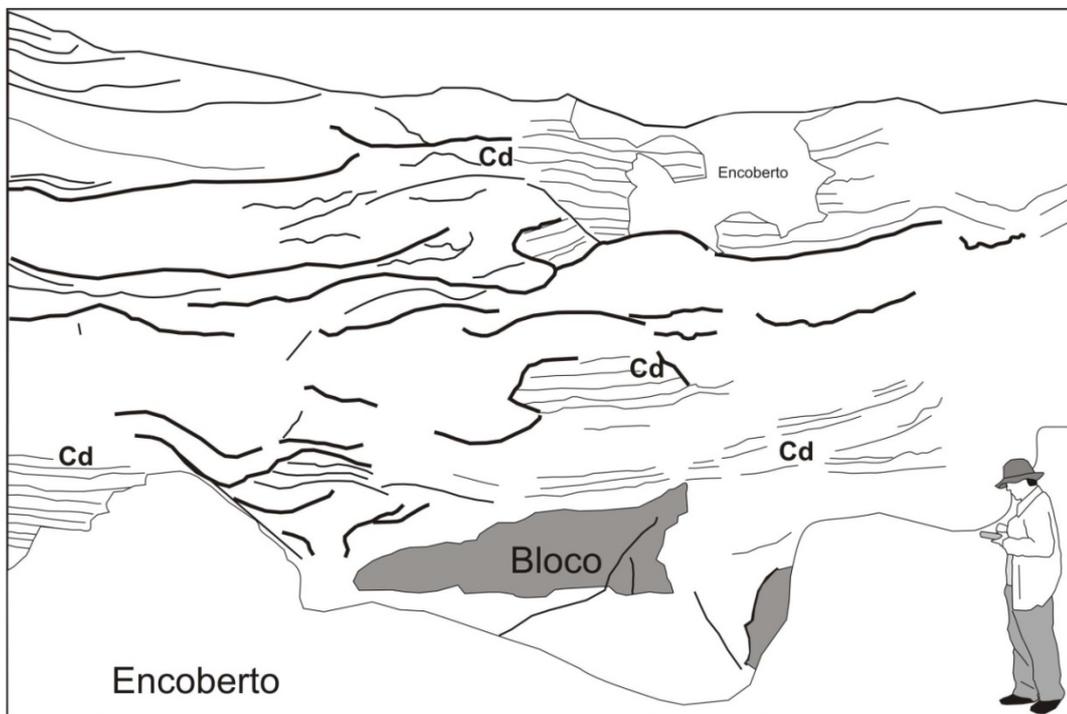


Figura 21. Aspecto do afloramento de calcários com estruturas de escorregamento, camadas deformadas (Cd), camadas interrompidas formando blocos e planos de escorregamento (linhas grossas).



Figura 22. Camada pélitica com acamamento convoluto entre camadas de calcário sem deformação.



Figura 23. Calcário fino com acamamento convoluto sobreposto por calcários laminados e fraturas pós-depositivas que truncam estes depósitos.



Figura 24. Camada de calcário com laminação convoluta entre duas camadas sem deformação em um bloco encontrado entre depósitos com estruturas de escorregamento (bloco da figura 12).

## 7. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

Na sucessão carbonática estudada foram reconhecidas 3 superfícies estratigráficas definidas com base principalmente em mudanças verticais abruptas de fácies, evidências de erosão e planos de deslizamentos gravitacionais marcados por fácies deformadas, correlatas àquelas encontradas na capa carbonática de Mirassol d'Oeste (Figura 25). Estas discontinuidades foram interpretadas como superfície transgressiva (S1) e limites de fácies (S2 e S3), como mostrado na figura 14. A superfície S1 é o limite entre as formações Mirassol d'Oeste (dolomitos peloidais) e Guia (pelitos e calcários) (Figura 26). Enquanto as superfícies S2 e S3 subdividem as fácies que ocorrem na sucessão calcária da Formação Guia (Figura 27).

Estas superfícies são observadas em todos os afloramentos da sucessão da mina Calcário Tangará apresentando continuidade lateral por centenas de metros. A superfície S1 foi utilizada como datum enquanto que a superfície S3 é irregular e tem caráter erosivo (Figuras 26 e 27).

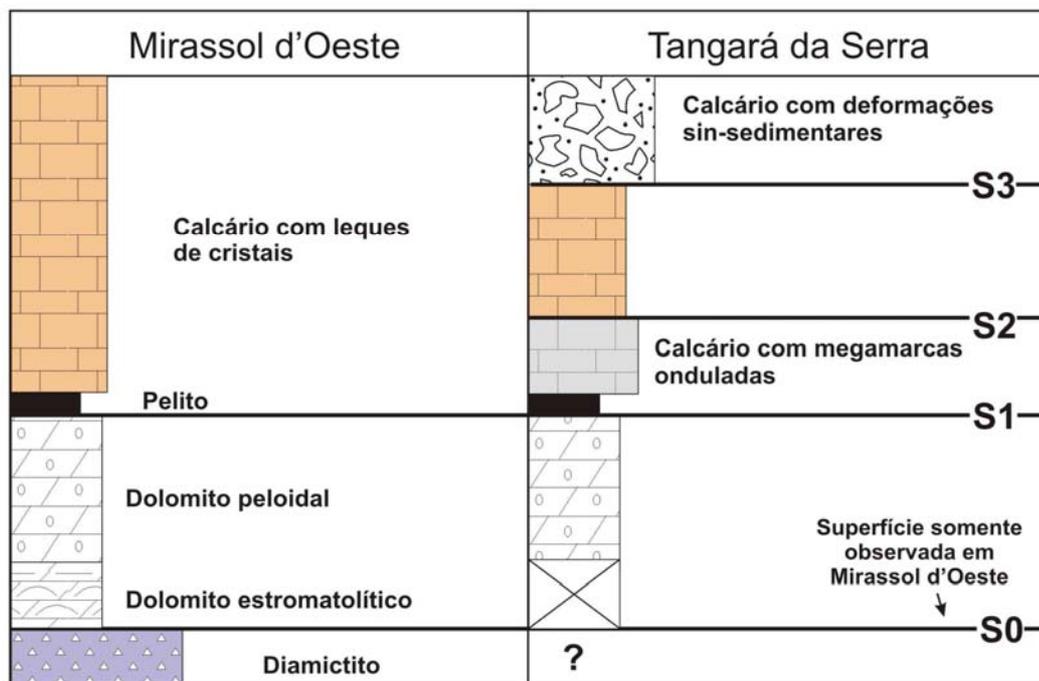


Figura 25. Sucessões carbonáticas das regiões de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, com suas superfícies estratigráficas em comum (S1) e as que só ocorrem em um sucessão (S2 e S3).

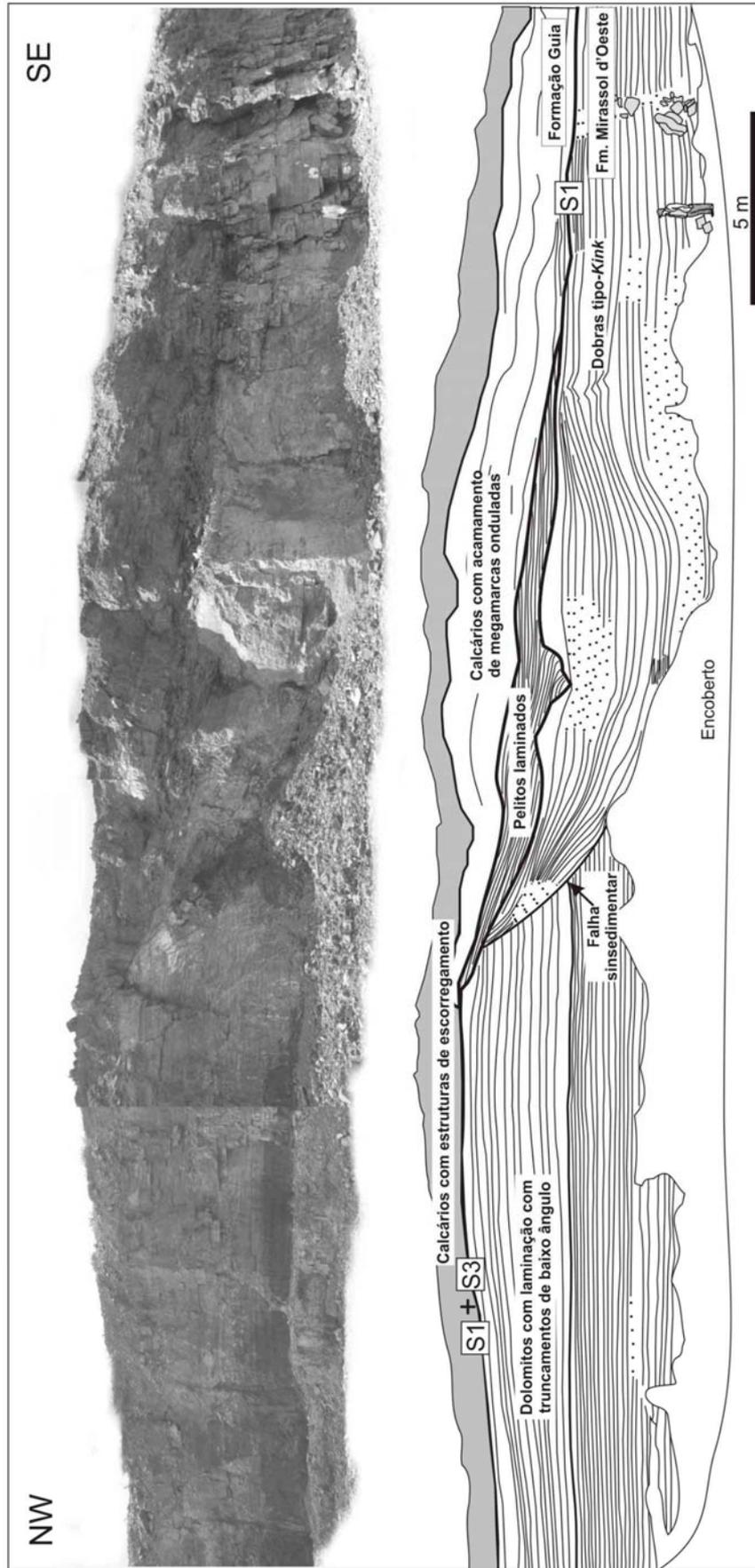


Figura 26. Seção panorâmica de frente de lava. Contato entre dolomitos peloidais da Formação Mirassol d'Oeste e os calcários da Formação Guia (superfície S1) superimpostas por fácies deformada (superfície S3). O contato entre as unidades é geralmente marcado por pelitos laminados localmente em *onlap*. Feições de deformação como falhas sinsedimentares e dobras tipo-*kink* são observados nos dolomitos da Formação Mirassol d'Oeste.

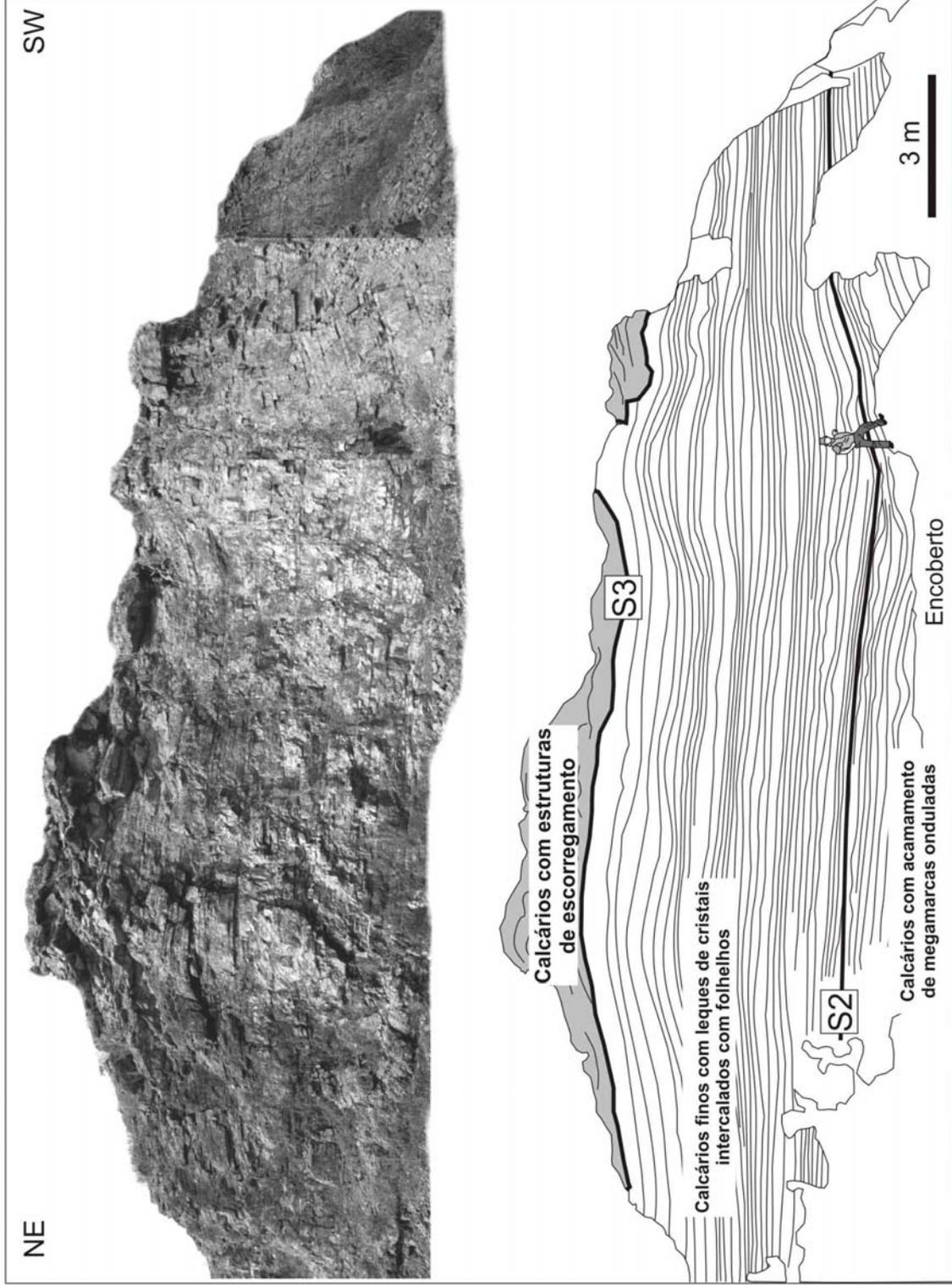


Figura 27. Seção panorâmica de frente de lavra. Superfícies estratigráficas que limitam fácies na Formação Guia (superfícies S2 e S3)

**Superfície Estratigráfica S1** – Esta superfície geralmente plana marca o contato entre as formações Mirassol d’Oeste e Guia, respectivamente, a capa dolomítica e a capa calcária (Figuras 14 e 26). Algumas irregularidades locais com feições erosivas ou associadas a movimentos verticais, como a ocorrência de depressões métricas, e mudança brusca de fácies acima e abaixo da superfície, são muito comuns. As irregularidades ocorrem sobre dolomitos peloidais com laminações quase-planares e podem formar depressões que variam de 10 cm a 1,40 m. Estas feições estão relacionadas, respectivamente, a erosão e abatimento por falhas normais sin-sedimentares (Figuras 14, 15 e 29). A superfície é sotoposta por uma camada descontínua de pelito laminado rico em óxido de ferro e por calcários finos terrígenos com acamamentos de megamarcas onduladas (Figura 26, 28).

A camada de pelito pode ser interpretada como depósito de inundação marinha em águas profundas anóxicas, marcando o início de uma transgressão comumente encontrada no limite entre as capas dolomítica e calcária no modelo da *snowball Earth* (James *et al.* 2001, Hoffman & Schrag 2002, Allen & Hoffman 2005). A disposição em *onlap* das camadas de pelitos e calcários caracteriza uma superfície transgressiva. A origem das feições erosivas é incerta devido principalmente à ausência de evidências de retrabalhamento por onda ou maré. Entretanto, a predominância da deposição por suspensão corrobora com uma superfície de inundação/transgressiva ou de *onlap*.



Figura 28. Contato entre as formações Mirassol d'Oeste (base) e Guia (topo) marcado por morfologia irregular e camadas de pelitos (linhas tracejadas).



Figura 29. Contato irregular entre dolomitos e calcários sem a camada de pelito (superfície S1).

**Superfície Estratigráfica S2** – Esta superfície é quase planar a suavemente irregular separando os calcários com grãos terrígenos e megamarcas onduladas e calcários finos com leques de cristais e folhelhos (Figuras 14, 27 e 30). O aparecimento súbito dos leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) sobre os calcários com megamarcas onduladas indica mudança brusca no regime de fluxo e na profundidade. O calcário com megamarcas onduladas e finas camadas de siltito descontínuas sugere uma plataforma influenciada por ondas enquanto a aragonita arborescente precipitava no assoalho marinho em águas profundas (Figura 31). Este mar aragonítico representa o primeiro evento de supersaturação de  $\text{CaCO}_3$  pós-glaciação Marinoana (Nogueira *et al.* 2007). Não há feições erosivas neste contato, o que indica que a deposição foi concomitante com os depósitos de megamarcas onduladas só que em um ambiente deposicional desprovido da ação de ondas. Desta forma, a superfície S2 é interpretada como um limite de fácies (Figura 30).



Figura 30. Limite entre as fácies de calcário com megamarcas onduladas (abaixo) e com leques de calcita (acima da linha tracejadas).



Figura 31. Camadas de calcário com leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita) que ocorrem logo acima do limite de fácies (superfície S2).

**Superfície Estratigráfica S3** – É uma superfície discordante que trunca todos os depósitos da sucessão calcária e parcialmente a dolomítica, estendendo-se por centenas de metros (Figuras 8, 26 e 27). O contato é geralmente irregular e brusco, separando camadas deformadas da associação de fácies A4 de estratos sem deformação das associações A1, A2 e A3 (Figura 32). Os calcários deformados que apresentam estruturas de escorregamento e camadas suavemente dobradas, ocorrem sobre a superfície S3. A natureza irregular e brusca da superfície e a presença de estruturas deformadas acima dela sugerem registro de um paleodeclive originado a partir da instabilidade gravitacional relacionada a declividade de uma rampa no assoalho oceânico.



Figura 32. Contato irregular entre os dolomitos (base) e calcários com deformação (topo). Linhas tracejadas indicam a superfície S3.

## 8. ANÁLISE DE ISÓTOPOS DE C E O

### 8.1. AVALIAÇÃO DO SINAL ISOTÓPICO

A análise de isótopos de C e O é uma importante ferramenta para o estudo de sucessões carbonáticas neoproterozóicas. Além de guiar estudos de correlação estratigráfica, esta técnica tem desvendado a provável composição isotópica de carbono das águas dos mares pré-cambrianos (Jacobsen & Kaufman 1999, Kaufman & Knoll 1995). No estudo de rochas desta idade é imprescindível determinar o quanto processos diagenéticos ou metamórficos alteraram a composição isotópica original dos carbonatos. As amostras analisadas neste trabalho apresentam texturas sedimentares primárias preservadas, o que indica que foram pouco afetadas por processos diagenéticos ou metamórficos que poderiam alterar o sinal isotópico original. Os isótopos de O são mais facilmente alterados pela diagênese enquanto os isótopos de C tendem a preservar os valores originais (Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999). O limite de alteração para carbonatos do Neoproterozóico, utilizando os valores de isótopos de O, seria -10‰, onde amostras abaixo deste valor estariam alteradas, enquanto valores acima destes indicariam assinatura primária (Jacobsen & Kaufman 1999). Esta premissa, entretanto, tem sido discutida, e atualmente o padrão de alteração isotópica utilizado independe desta regra e comumente utiliza-se um padrão isotópico representativo da unidade de estudo que tenha valores menos alterados.

Todas as amostras analisadas apresentaram valores de isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  maiores de que -5‰ e que não variam sistematicamente com os valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , o que sugere preservação do sinal isotópico original. Entretanto, ocorrem discrepâncias nos sinais isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -4‰ e -7‰, principalmente onde foram identificadas evidências de diagêneses (calcários parcialmente dolomitizados e neomorfizados) (Tabela 2).

Tabela 2. Valores de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras da capa carbonática de Tangará da Serra.

<b>Nº</b>	<b>Amostra</b>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	<b>Litologia</b>
1	TS1-3	-6.36	-4.63	Dolomito
2	TS1-ST1	-5.72	-4.74	Dolomito
3	TS1-1	-4.99	-4.36	Dolomito
4	TS1-2	-5.50	-4.77	Dolomito
5	TS1-4	-8.32	-3.01	Dolomito
6	TS1-51	-7.51	-1.45	Calcário Dolomitizado
7	TS1-6	-7.39	-3.36	Calcário Dolomitizado
8	TS1-7	-7.52	-2.06	Calcário Dolomitizado
9	TS1-8	-7.25	-1.83	Calcário Dolomitizado

Para melhor visualização do sinal isotópico foi feito um gráfico de  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  para verificar a existência de *trends* de decréscimos simultâneos nos valores das composições de C e O (Figura 33). Nota-se que as amostras de dolomito, assim como as de calcário dolomitizados, apresentam expressivos agrupamentos, o que sugere que o sinal isotópico de carbono é primário. Entretanto, os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  dos calcários dolomitizados mostram-se constantemente próximos de -7‰, enquanto que os valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  variam entre -1‰ e 3‰. Os valores isotópicos de C e O dos dolomitos não variam e permanecem quase constantes entre -6‰ e -5‰ para isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e entre -5‰ e -3‰ para  $\delta^{18}\text{O}$ , o que sugere que as amostras de dolomitos tenham seus sinais isotópicos originais preservados. Entretanto, é possível que os calcários dolomitizados estejam, em parte, com seus sinais isotópicos influenciados por processos diagenéticos, quando comparados aos valores da base da Formação Guia em Mirassol d'Oeste, em torno de -5‰. Valores próximos a -8‰ na capa de Mirassol d'Oeste só ocorrem próximos ao contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia.

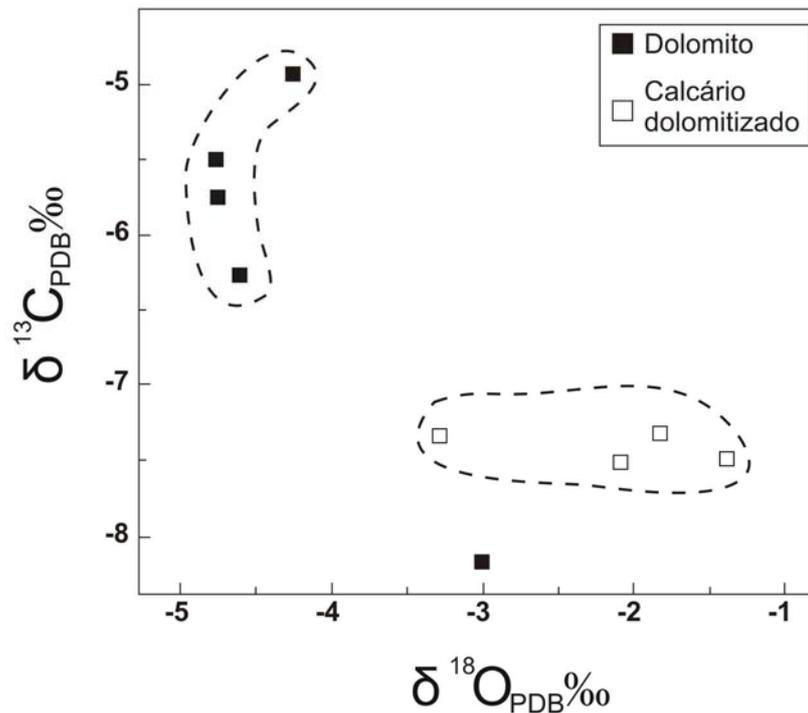


Figura 33. Gráfico  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  das amostras da sucessão da capa carbonática com os agrupamentos das amostras de dolomito e calcário dolomitizado.

Uma amostra de dolomito (TS1-4) coletada próxima ao contato entre as capas dolomítica e calcária (superfície S1 na Figura 14) mostrou um valor anômalo de  $\delta^{13}\text{C}$  (-8,32‰) mais depletado que os encontrados nas outras amostras de dolomito (Figura 33 e Tabela 2). Valores anômalos de isótopos de C e O são comumente encontrados em superfícies estratigráficas de outras sucessões carbonáticas neoproterozóicas na Faixa Paraguai Norte (Alvarenga *et al.* 2004, Nogueira *et al.* 2007).

Em resumo, as amostras referentes à capa dolomítica de Tangará da Serra apresentam registro isotópico primário e provavelmente representam a composição isotópica original da água do mar Neoproterozóico. As evidências são: (1) predominância de amostras com  $\delta^{18}\text{O} > -6\text{‰}$ , (2) inexistência de uma relação covariante entre os dados isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  e (3) falta de variações isotópicas significativas na sucessão dolomítica, exceto próximo à superfície estratigráfica (Figura 34).

Os dados de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  foram posicionados em um perfil estratigráfico composto de 20 m de espessura da mina Calcário Tangará (Figura 34). Na base do perfil ocorrem os dolomitos peloidais da Formação Mirassol d'Oeste que correspondem à capa dolomítica. Ela é limitada no topo pela superfície transgressiva (S1) que a separa da capa calcária, base da Formação Guia. Uma superfície de inundação (S2) limita a base de calcários com leques de cristais que são evidências da supersaturação em  $\text{CaCO}_3$  do mar Neoproterozóico. O topo da capa carbonática é limitado por uma superfície discordante (S3) sobreposta por depósitos calcários deformados. Ambas as capas representam depósitos de plataforma profunda e que mostram uma curva isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  que exibe uma forte depleção em direção ao topo da sucessão com valores entre  $-4,99\text{‰}$  e  $-8,32\text{‰}$ .

A forte depleção dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  na capa calcária representa provavelmente o resultado da circulação de fluidos meteóricos/diagenéticos após soerguimento, causando dolomitização e neomorfismo. Valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  próximos a superfícies estratigráficas podem representar um sinal primário ou diagenético relacionado a processos de recristalização em superfícies de inundação, transgressão ou erosão (Nogueira *et al.* 2007). Nota-se certa relação dos sinais isotópicos de C com a curva de profundidade, que fica bem registrada na superfície S1 em águas moderadamente profundas, o que confirma uma tendência a mudar o sinal isotópico de C de acordo com a profundidade, tornando-se cada vez mais depletado. A depleção pode estar relacionada a diversos fatores e reflete processos oceanográficos. Os modelos utilizados para essa anomalia isotópica incluem: 1) extinção da biomassa que não consumiria o carbono orgânico (Kump 1991); 2) desestabilização do gás hidrato de metano durante a transgressão pós-glacial (Kennedy *et al.* 2001); 3) águas profundas de ressurgência, com valores depletados de  $\delta^{13}\text{C}$  misturando-se com as águas rasas (Grotzinger & Knoll 1995) e 4) decréscimo da produtividade biológica devido à supressão da

zona fótica pelas capas de gelo, dentro da hipótese da *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998a, Hoffman & Schrag 2002).

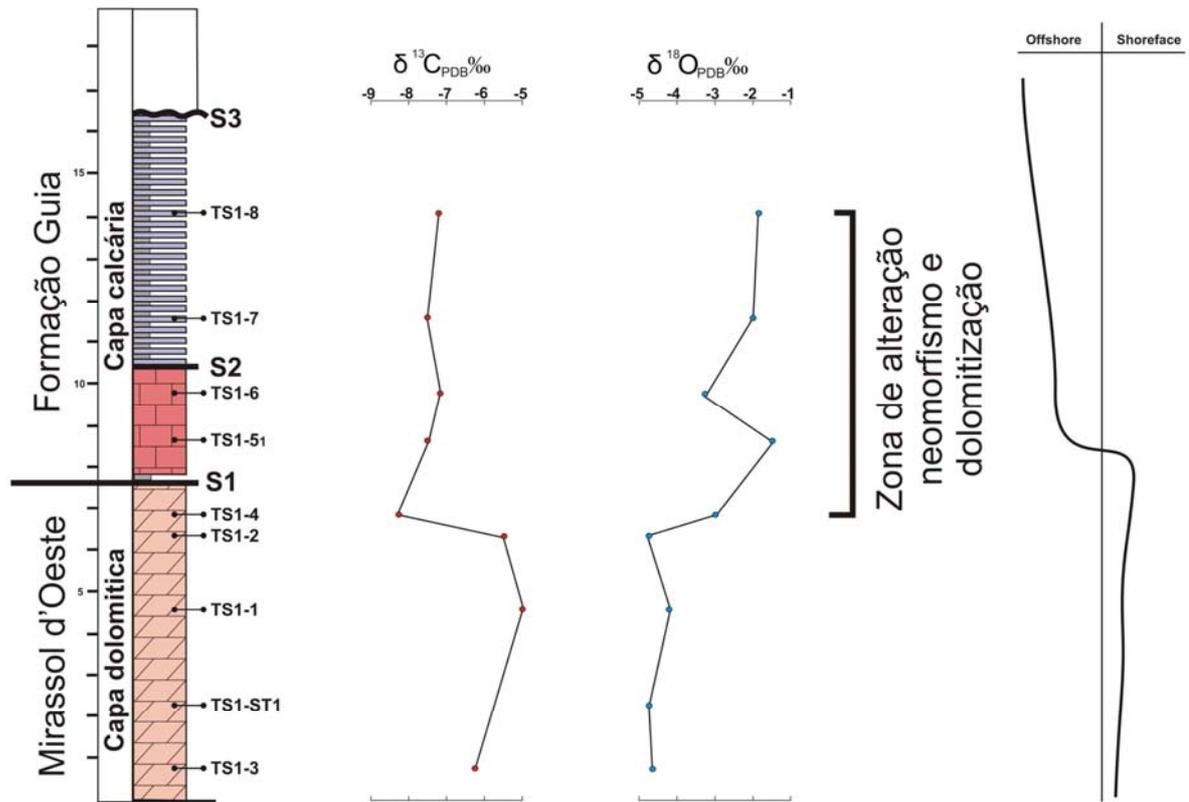


Figura 34. Perfil composto da mina Calcário Tangará mostrando a variação dos valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , com destaque para a zona de alteração que modifica o sinal isotópico original.

## 9. CONCLUSÕES

A sucessão carbonática encontrada na região de Tangará da Serra apresenta características semelhantes às de uma capa carbonática do Neoproterozóico de estilo pós-Marinoano. As unidades litoestratigráficas Mirassol d'Oeste e Guia compõem a capa dolomítica e calcária, respectivamente, da Faixa Paraguai Norte e da borda sul do Cráton Amazônico.

A descrição de 8 fácies deposicionais, compostas de *dolograinstones* peloidais, calcários finos com megamarcas onduladas e leques de cristais de calcita (pseudomorfos segundo aragonita), siltitos, folhelhos e brechas, além de depósitos deformados, possibilitou a individualização de quatro associações de fácies separadas por três superfícies estratigráficas.

As duas fácies da Formação Mirassol d'Oeste foram agrupadas em uma associação de fácies, interpretada como uma plataforma moderadamente profunda periodicamente influenciada por correntes e ondas. As seis fácies que compõem a Formação Guia foram organizadas em três associações de fácies: 1) plataforma moderadamente profunda dominada por correntes com grande aporte de material terrígeno e periodicamente afetada por tempestades; 2) plataforma profunda supersaturada  $\text{CaCO}_3$  com influxo esporádico de terrígenos e 3) talude de plataforma. Estas associações são limitadas por superfícies que registram eventos de mudança do nível do mar.

Feições de deformação são observadas ao longo de toda a sucessão carbonática da mina Calcário Tangará e foram subdivididas em três zonas de deformação. As zonas A e C apresentam feições produzidas por processos dúcteis-rúpteis durante instabilidade gravitacional, enquanto a zona B tem feições rúpteis geradas durante eventos sísmicos.

Variações isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  são observadas ao longo da sucessão carbonática de Tangará da Serra. Os valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  na capa dolomítica apresentam sinais entre -4‰ e -6‰ que são semelhantes aos encontrados em outras capas carbonáticas do mundo e

podem ser associados ao início do evento transgressivo pós-glaciação Marinoana. Contudo, os sinais isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  da capa calcária apresentam valores extremamente depletados (sempre próximos de -7‰). Análises petrográficas indicaram alterações diagenéticas como dolomitização e neomorfismo nas amostras de calcário, que podem ter alterado, em parte, o sinal isotópico da Formação Guia. Um valor isotópico anômalo de  $\delta^{13}\text{C}$  foi identificado próximo à superfície estratigráfica S1 (contato entre as formações Mirassol d'Oeste e Guia) o que sugere processos de recristalização por percolação de fluidos diagenéticos pós-deposicionais.

A descoberta desta nova sucessão carbonática em Tangará da Serra amplia a ocorrência de capas carbonáticas na América do Sul e proporciona novas e excelentes exposições de rochas carbonáticas de um dos períodos mais intrigantes do nosso planeta. Assim, tendo em conta as características peculiares e a relativa proximidade (~200 km) das capas de Mirassol d'Oeste e Tangará da Serra, pode-se concluir que ambos os depósitos fazem parte da extensa plataforma carbonática Araras que se desenvolveu na margem sul do Cráton Amazônico durante o Neoproterozóico.

## 10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, A.E.; MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Longman, Harlow, 140p.
- AIGNER, T. 1985. Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, Berlin, 174p.
- ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Craton region, Brazil. *Geology*, **29**:319-322.
- ALLEN, P.A. & HOFFMAN, P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense, 219, Rio de Janeiro, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, p. 1-53.
- ALMEIDA, F.F.M. 1965. Geossiclíneo Paraguai. In: 1ª SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, Centro Acad. Est. Geol. Porto Alegre. p. 87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blücher Ltda, p. 265-281.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE – SBG, 7, Campina Grande, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. & MANTOVANI, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **47**:451-458.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. 177 f. Tese de Doutorado. Univ. Aix-Marseille III, França.
- ALVARENGA, C.J.S. & SAES, G.S. 1990. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(4):493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1993. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**(1):18-30.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONG. BRAS. GEOL. – SBG., 38, Camboriú. *Anais*. 1:239-340.

- ALVARENGA, C.J.S., SANTOS, R.V., DANTAS, E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**:1-21.
- ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A.; SANTOS, R.V.; BROD, E.R.; GIOIA, S.M.C.L.; SIAL, A.N.; DANTAS, E.L.; FERREIRA, V.P. 2007. Isotope stratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates in the Araras Group, Brazil. *Gondwana Research*, (in press).
- ARNAUD, E. & EYLES, C.H. 2002. Glacial influence on Neoproterozoic sedimentation: the Smalfjord Formation, northern Norway. *Sedimentology*, **49**:765-788.
- ARNOTT, R.W.C.; HEIN, F.J.; PEMBERTON, S.G. 1995. Influence of the ancestral Sweetgrass Arch on sedimentation of the Lower Cretaceous Bootlegger Member, north-central Montana. *Jour. Sedimentary Research*, **65**:222-234.
- ARNOT M. J., GOOD T. R., LEWIS J. J. M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *J. Sediment. Res.*, **67**(5):984-987.
- BABINSKI, M.; TRINDADE, R.I.F.; ALVARENGA, J.C.; BOGGIANI, P.C.; LIU, D.; SANTOS, R.V. 2006. Geochronological constraints on the Neoproterozoic glaciations in Brazil. In: SNOWBALL EARTH, Ascona. Proceedings, vol.1. p. 19-20.
- BANDEIRA JÚNIOR, J.; NOGUEIRA, A.C.R.; PETRI, S.; RICCOMINI, C.; TRINDADE, R.I.F.; SIAL, A.N.; HIDALGO, R.L. 2007. Depósitos litorâneos neoproterozóicos do Grupo Alto Paraguai no sudoeste do Cráton Amazônico, região de Mirassol d'Oeste, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* **37**(2):02-...
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H.; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JR, J.J.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Geologia da folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, DNPM, cap. 1, p. 25-192 (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BAUM, S.K. & CROWLEY, T.J. 2001. GCM Response to Late Precambrian Ice-covered continents. *Geophys. Res. Lett.* **28**:583-586.
- BOGGIANI, P.C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. 181 f. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BOGGIANI, P.C. & ALVARENGA, C.J.S. 2004. A Faixa Paraguai. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Coords). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Editora Beca, p 113-120.
- BOGGIANI, P. C.; SIAL, A. N.; COIMBRA, A. M.; FERREIRA, V. P. 1997. The carbon and oxygen isotope record of Neoproterozoic carbonate rocks of the Paraguay Fold Belt. In: SIMPÓSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, Campos do Jordão, SP, *Extended Abstracts*, v.1. p. 57-59.

- BOWRING, S.; MYROW, P.; LANDING, E.; RAMEZANI, J.; GROTZINGER, J. 2003. Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans. *Geophysical Research Abstracts*, 5:13219.
- CALDEIRA, K. & KASTING, J.F. 1992. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, **359**:226-228.
- CASTELNEAU, F. 1850. Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du Sud. Histoire du Voyage, Paris. Libraire Editeur, Tomo II, 485p.
- CHRISTIE-BLICK, N.; DYSON, L.A.; VON DER BORCH, C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic Earth history. *Precambrian Research*, **73**:3-26.
- CLOUGH, J.G. & GOLDHAMMER, R.K. 2000. Evolution of the Neoproterozoic Katakaturuk Dolomite Ramp Complex, northeastern Brooks Range, Alaska. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. (Eds.). *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. Tulsa, SEPM Special Publication, Society for Sedimentary Geology, vol.67, p. 209–241.
- COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. 1988. Mass wasting on continental margins. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**:101–119.
- CONDON, D.J.; PRAVE, A.R.; BENN, D.I. 2002. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: observations and implications. *Geology*, **30**:35-38.
- CONIGLIO, M. & DIX, G.R. 1992. Carbonate Slopes. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). *Facies Models – Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 349-373.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**(3):167-173.
- CORRÊA, J.A. & COUTO, E.A. 1972. Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso. Relatório Final, Goiânia, DNPM-CPRM, 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1940).
- CORSETTI, F.A.; AWRAMIK, S.M.; PIERCE, D. 2003. A complex microbiota from snowball Earth times: Microfossils from the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, USA. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **100**:4399–4404.
- CORSETTI, F.A. & LORENTZ, N.J. 2006. On Neoproterozoic Cap Carbonates as Chronostratigraphic Markers. In: XIAO, S. & KAUFMAN, A.J. (Eds.). *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology. Topics in Geobiology*. New York, Springer, vol.27, p. 273-294.

- CORSETTI, F.A.; LORENTZ, N.J.; PRUSS, S.B. 2004. Formerly-Aragonite Seafloor Fans from Neoproterozoic Strata, Death Valley and Southeastern Idaho, United States: Implications for “Cap Carbonate” Formation and Snowball Earth. In: JENKINS, G.; MCMENAMIN, M.; SOHL, L. (Eds.). *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate*. Washington, DC, American Geophysical Union Geophysical Monograph Series vol.146, p. 33–44.
- COZZI, A. 2000. Synsedimentary tensional features in Upper Triassic shallow-water platform carbonates of the Carnian Prealps (northern Italy) and their importance as palaeostress indicators. *Basin Research*, **12**:133-146.
- CPRM 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Folha SD.21, Cuiabá. Mapa na escala de 1: 2.500.000. CD-ROM.
- CROWLEY, T.J.; HYDE, W.T.; PELTIER, W.R. 2001. CO<sub>2</sub> levels required for deglaciation of the “Near-Snowball” Earth. *Geophysical Research Letters*, **28**:283-286.
- DALZIEL, I.W.D. 1992. On the organization of America plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, **2**:240-241.
- DARDENNE, M.A. 1980. Relatório de viagem ao Mato Grosso. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 7p. (Relatório Interno 377-G).
- DEMOULIN, A. 1996. Clastic dykes in east Belgium: evidence for upper Pleistocene strong earthquakes west of the Lower Rhine rift segment. *Jour. Geol. Soc. London*, **153**:803-810.
- DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **4**:1-52.
- DONNADIEU, Y.; GODDERIS, Y.; RAMSTEIN, G.; NEDELEC, A.; MEERT, J. 2004. A “Snowball Earth” climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, **428**:303-306.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed). *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. Vol.1, p. 21-108.
- EVANS, J.W. 1894. The Geology of Mato Grosso, particularly the region drained by the upper Paraguay. *Quart. J. Geol. Soc. London*, L(II):85-104.
- FAIRCHILD, T.R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade “ediacarana” ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: CONG. BRAS. GEOL. – SBG, 30, Recife. *Atas*, v.1, p. 181.
- FAIRCHILD, I.J. 1993. Balmy shores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. In: WRIGHT, V.P. (Ed.). *Sedimentology Review*. Oxford, Blackwell, vol.1, p. 1-16.

- FAIRCHILD, I.J. & HAMBREY, M.J. 1984. The Vendian of NE Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite/tillite association. *Precambrian Research*, **26**:111-167.
- FAULKNER, T.J. 1988. The Shipway Limestone of Gower: sedimentation on a storm-dominated early Carboniferous ramp. *Geol. J.*, **23**:85-100.
- FIKE, D.A.; GROTZINGER, J.P.; PRATT, L.M.; SUMMONS, R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, **444**:744-747.
- FOLK, R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill Publishing. 182p.
- FORD, M.; WILLIAMS, E.A.; ARTONI, A.; VERGÉS, J. 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Jour. of Structural Geology*, **19**:413-441.
- GAUCHER, C.; BOGGIANI, P.C.; SPRECHMANN, P.; SIAL, A.N.; FAIRCHILD, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, **120**:241-278.
- GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. 2000. Precambrian carbonates: evolution of understanding. In: GROTZINGER, J.P. & JAMES, N.P. (Eds.). *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*, Society for Sedimentary Geology, vol.67, p. 3-20.
- GROTZINGER, J.P.S. & KNOLL, A.H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**:578-596.
- GUIMARÃES, G. & ALMEIDA, L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Relatório Final. Cuiabá, DNPM. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 1872).
- HAHN, G.; HAHN, R.; PLFUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. 1982. Körperlicherhaltene scyphozoen – reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontológica*, **16**:1-18.
- HALVERSON, G. P.; MALOOF, A.C.; HOFFMAN, P.F. 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. *Basin Research*, **16**:297-324.
- HALVERSON, G.P.; HOFFMAN, P.F.; SCHRAG, D.P.; MALOOF, A.C.; RICE, A.H.N. 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *GSA Bulletin*, **117**:1181-1207.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1992. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**:7-31.
- HENNIES, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso. São Paulo. 65 f. Tese de Doutorado, POLI/USP, São Paulo.

- HIDALGO, R.L.L. 2002. Análise micropaleontológica das Formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS) e Formação Araras (MT), Transição do Neoproterozóico-Fanerozóico. 139 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HIGGINS, J.A. & SCHRAG, D.P. 2003. The aftermath of snowball Earth. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 4 (No. 1028).
- HOFFMAN, P.F. & SCHRAG, D.P. 2002. The Snowball Earth hypothesis: testing the limits of global changes. *Terra Nova*, **14**:129-155.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998a. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998b. Comings and goings of global glaciations on a neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, **8**:1-9.
- HYDE, W.T.; CROWLEY, T.J.; BAUM, S.K.; PELTIER, W.R. 2000. Neoproterozoic “snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**:425–429.
- JACOBSEN, S.B. & KAUFMAN, A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57.
- JAMES, N.P.; NARBONNE, G.M.; KYSER, T.K. 2001. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown. *Can. J. Earth Sci.*, **38**:1229-1262.
- KAUFMAN, A.J. & KNOLL, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res.* **73**:27–49.
- KENNEDY, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation,  $\delta^{13}\text{C}$  excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, **66**:1050-1064.
- KENNEDY, M.J.; CHRISTIE-BLICK, N.; SOHL, L.E. 2001. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth’s coldest intervals? *Geology*, **29**:443-446.
- KENNEDY, M. J.; RUNNEGAR, B.; PRAVE, A. R.; HOFFMANN, K. H.; ARTHUR, M. A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**:1059–1063.
- KERANS, C. & TINKER, S.W. 1997. Sequence Stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. SEPM, 130p. (Short course notes, 40).

- KIRSCHVINK, J.L. 1992. LateProterozoic lowlatitude glaciation: the snowball earth. In: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 51-52.
- KNOLL, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, **100**:3-20.
- KNOLL, A.H. & WALTER, M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, **356**:673-678.
- KUMP, L.R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: stranglove oceans. *Geology*, **19**: 299-302
- LISBOA, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, sul do Mato Grosso; Geologia indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Rio de Janeiro, Tipografia do Jornal do Comercio, 172p.
- LEATHER, J.; ALLEN, P.A.; BRASIER, M.D.; COZZI, A. 2002. Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: evidence from the Fiq glaciation of Oman. *Geology*, **30**:891-894.
- LORENTZ, N. J.; CORSETTI, F. A.; LINK, P. K. 2004. Seafloor precipitates and C-isotope stratigraphy from the Neoproterozoic Scout Mountain Member of the Pocatello Formation, southeast Idaho: implications for Neoproterozoic earth system behavior. *Precambrian Res.*, **130**:57-70.
- LOWE, D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**:157-204.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; LEMOS, D.B.; ARGOLO, J.L.; SOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, v.1. 136p.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **8**:31-39.
- MAILLOT, B. & LEROY, Y.M. 2006. Kink-fold kinematics constrained by rheology and mechanical equilibrium. *Geophysical Research Abstracts*, **8**:04508.
- MARSHALL, H.G.; WALKER, J.C.G.; KUHN, W.R. 1988. Long-term climate change and the geochemical cycle of carbon. *J. Geophys. Res.*, **93**:791-801.
- MARSHALL, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock Record and their preservation. *Geol. Mag.*, **129**:143-160.
- MCMECHAN, M.E. 2000. Vreeland Diamictites—Neoproterozoic glaciogenic slope deposits, Rocky Mountains, northeast British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **48**:246-261.
- MIALL, A.D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer, 433p.

- MILLS, P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sedim. Geol.*, **35**:83-104.
- MONTENAT, C.; BARRIER, P.; D'ESTEVOU, P.O.; HIBSCH, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**:5-30.
- MULDER, T. & COCHONAT, P. 1996. Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, **66**:43–57.
- MYROW, P.M. & KAUFMAN, A.J. 1999. A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland. *Can. J. Sed. Res.*, **69**:784-793.
- NARBONNE, G.M.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *GSA Bulletin*, **106**:1281-1292.
- NOGUEIRA, A.C.R. 2003. A plataforma carbonática Araras no sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico. 173 f. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- NOGUEIRA, A.C.R. & RICCOMINI, C. 2006. O Grupo Araras (Neoproterozóico) na parte norte da Faixa Paraguai e sul do Cráton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, **36**(4):623-640.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**(7):613-616.
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; TRINDADE, R.I.F.; FAIRCHILD, T.R. 2007. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon Craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- OBERMEIER, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**:1-76.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2ed. Rio de Janeiro, Serviço Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, A.I. & MOURA, P. 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro do Urucum, Mato Grosso. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, vol.62, p. 13-29.

- OLIVEIRA, M.A.M. 1964. Reconhecimento geológico expedido na região do Alto Paraguai. São Paulo, PETROBRÁS, DEB5P. 26p. (Relatório Técnico Interno, 266).
- OWEN, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, **43**:279-294.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:370-415.
- RIDGWELL, A.J.; KENNEDY, M.J.; CALDEIRA, K. 2003. Carbonate Deposition, climate stability and Neoproterozoic Ice Ages. *Science*, **302**:859-862.
- ROSSETTI, D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, **46**:1065-1081.
- RUNNEGAR, B. 2000. Loophole for snowball Earth. *Nature*, **405**:403–404.
- SAYLOR, B.Z.; KAUFMAN, A.J.; GROTZINGER, J.P.; URBAN, F. 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, **68**:1223-1235.
- SCORZA, E.P. 1960. Geologia de Diamantino, Estado do Mato Grosso, Brasil. Rio de Janeiro, Div. Geol. Miner. 113p. (Notas Preliminares e Estudos).
- SIBLEY, D.F. & GREGG, J.M. 1986. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:967-975.
- SUMNER, D.Y. 2002. Decimeter-thick encrustations of calcite and aragonite on the sea-floor and implications for Neoarchean and Neoproterozoic ocean chemistry. In: ALTERMANN, W. & CORCORAN, P.L. (Eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: a Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication, International Association of Sedimentologists, vol.33, p. 107–120.
- SUPPE, J.; SABAT, F.; MUÑOZ, J.A.; POBLET, J.; ROCA, E.; VERGÉS, J. 1997. Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Jour. of Struct. Geology*, **19**:443-461.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronology provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- TEIXEIRA, W; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**:213-227.

- TOHVER, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; TRINDADE, R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**:193-222.
- TRINDADE, R.I.F. & MACOUIN, M. 2007. Palaeolatitude of glacial deposits and palaeogeography of Neoproterozoic ice ages. *C. R. Geoscience*, **339**:200-211.
- TRINDADE, R.I.F.; FONT, E.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**(6):441-446.
- TROMPETTE, R. 1994. Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam, Balkema, 350p.
- TROMPETTE, R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets/Earth and Planetary Sciences*, **330**:305-315.
- TROMPETTE, R.; ALVARENGA, C.J.S.; WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadico Group. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**(6):587-597.
- TUCKER, M.E. 1992. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Scientific Publications, 2ed., 260p.
- VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLEY, B. (Ed.). *Seismic Stratigraphy Atlas, Studies in Geology*, Tulsa, AAPG, vol.27, p. 1-10.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.W., VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S.; HANDERBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, B.S.; HASTINGS, C.G.; KENDALL, St.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (Eds.). *Sea-level Changes – An Integrated Approach*. Tulsa, Special Publication, SEPM, vol.42, p. 39-46.
- VIEIRA, A.J. 1965. Estratigrafia e estrutura da região de Rondonópolis, MT. Ponta Grossa, PETROBRÁS, 8p. (Relatório Técnico Interno).
- VISHER, G.S. & CUNNINGHAM, R.D. 1981. Convolute laminations – a theoretical analysis: example of a Pennsylvanian Sandstone. *Sedim. Geol.*, **28**:175-188.
- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H. 1982. The first Precambrian megafossil from South América, *Corumbella weneri*. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **54**(2):461.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.). *Facies Models -Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p. 1-14.

- WIZEVICH, M.C. 1991. Photomosaics of Outcrops: Useful Photographic Techniques. In: MIAL, A.D. & TYLER, N. (Eds). *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. Tulsa Oklahoma, SEPM, p. 22-24 (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3).
- WINTERER, E.L. & SARTI, M. 1994. Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, **41**:1109-1132.
- WRIGHT, V.P. 1992. A Revised Classification of Limestones. *Sedimentary Geology*, **76**:177-185.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. 218 f. Tese (Doutorado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1992. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado do Mato Grosso. In: CONG. BRAS. GEOL. – SBG, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos.*, v2, p.474-475.