



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 311

**Reconstrução Paleoambiental e
Quimioestratigrafia dos Carbonatos
Hospedeiros do depósito de Zinco
Silicatado de Vazante, MG.**

GUSTAVO DINIZ OLIVEIRA

Brasília-DF
2013



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Reconstrução Paleoambiental e Quimioestratigrafia dos Carbonatos Hospedeiros do depósito de Zinco Silicatado de Vazante, MG.

GUSTAVO DINIZ OLIVEIRA

ORIENTADOR: MARCEL AUGUSTE DARDENNE (*In memoriam*)

ORIENTADORA: LUCIETH CRUZ VIEIRA

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Gema Ribeiro Olivo - Titular (Queen's University – Canadá)

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga - Titular (UnB)

Prof. Dr. Roberto Ventura Santos – Suplente (UNB)

Brasília–DF

2013

Resumo

A mina de Zn de Vazante, localizada na cidade homônima, no NW de Minas Gerais, é considerada o maior depósito de minério willemítico do mundo com recursos totais estimados em 60Mton@20%Zn.

Neste trabalho são apresentadas e detalhadas as características faciológicas do pacote carbonático que hospeda o depósito de Zinco Silicatado de Vazante, agrupando-as em associações de facies e correlacionando-as aos membros da coluna litoestratigráfica proposta por Dardenne (2000).

O reconhecimento das condições ambientais originais é importante no entendimento das características físico-químicas da rocha hospedeira e aquíferos associados. Estas rochas interagem com o fluido hidrotermal permitindo a neutralização do fluido mineralizante principalmente pela alteração nas condições redox, mudança no pH, temperatura e/ou salinidade, presença de enxofre e disponibilidade de metais em solução.

As facies sedimentares identificadas foram agrupadas em 6 associações de facies (AF1, AF2, A3, AF4, AF5 e AF6) que permitiram a reconstrução paleoambiental da sucessão carbonática. A análise faciológica aliada às interpretações das curvas quimioestratigráficas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, permitiram definir quatro estágios evolutivos da bacia carbonática que hospeda a mina de zinco de Vazante: Estádio A – siltitos e folhelhos de plataforma marinha rasa; Estádio B - rampa carbonática com desenvolvimento de planície de maré com ambiente sabkha; Estádio C – superfície de inundação regional e Estádio D – plataforma carbonática com barreira (rimmed shelf).

Este trabalho sugere que as condições necessárias para neutralizar o fluido mineralizante são encontradas em rochas formadas em ambiente sabkha identificadas na associação de facies AF4, correspondente ao Membro Pamplona Inferior.

O nível pelítico que separa as associações AF4 e AF5 é caracterizado pela discordância erosiva que pode ser um importante marco estratigráfico que divide os carbonatos do Grupo Vazante em duas bacias com estágios evolutivos distintos: a) bacia inferior desenvolvida em rampa carbonática com valores de $\delta^{13}\text{C}$ francamente positivos e b) bacia superior, composta por carbonatos de plataforma carbonática com barreira, onde predominam valores de $\delta^{13}\text{C}$ com pico de até -4,12‰.

Em todo o Grupo Vazante, desde Coromandel até Unaí, passando pela região de Paracatu, não foram identificadas rochas em afloramentos ou furos de sondagem que permitam correlação com a associação de facies típicas de sabkha como as descritas na AF4. Este é um ponto relevante que deve ser levado em consideração na interpretação das condições necessárias para formação do depósito de Zn silicatado ao invés de Zinco sulfetado.

Palavras chave: bacia carbonática, Grupo Vazante, quimioestratigrafia.

Abstract

The Vazante Zinc mine is located in the NW of Minas Gerais State, Brazil. It is considered to be the largest willemite ore deposit in the world and its total resources are estimated to 60Mton @ 20% Zn.

This work presents and details the characteristics of carbonate package that hosts the Vazante zinc deposit, grouping them into associations of facies and correlating them within the lithostratigraphic column proposed by Dardenne (2000).

The recognition of the original environmental conditions is important in understanding the physico-chemical characteristics of the host rock and associated aquifers. These rocks interact with the hydrothermal fluid allowing the neutralization of the mineralizing fluid mainly by change in the redox conditions, change in pH, temperature and / or salinity, the presence of sulfur and availability of metals in solution.

The sedimentary facies identified were grouped into six facies associations (AF1, AF2, A3, AF4, AF5 and AF6) that allowed the paleoenvironmental reconstruction of the carbonate succession. The facies analysis integrated with chemostratigraphic studies using $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ led to the interpretation of four stages in the evolution of the carbonate basin, with hosts the zinc silicate mine: Stage A – shales of marine platform; Stage B – carbonate ramp with tidal flat in a sabkha environment; Stage C – regional flood surface and Stage D – rimmed shelf.

This work suggests that the necessary conditions to neutralize the mineralizing fluid are found in rocks formed in a Sabkha environment (association AF4), corresponding to the Lower Member Pamplona.

The pelitic level that separates associations AF4 and AF5 is characterized by erosive discordance and can be an important stratigraphic marker that divides the carbonate of Vazante Group into two basins with different evolutionary stages: a) lower basin developed in carbonate ramp with values of $\delta^{13}\text{C}$ frankly positive and b) upper basin, composed of carbonate platform carbonates with barrier, where the predominant values of $\delta^{13}\text{C}$ with peak to -4.12‰ .

Across Vazante Group, from Coromandel to Unai, passing through the area of Paracatu, no rocks were identified in outcrops or boreholes that allow correlation with Sabkha environment as described in AF4. This is an important finding that should be taken into account while interpreting the necessary conditions for the formation of zinc silicate tank instead of zinc sulfide.

Keywords: carbonate basin, Vazante Group, chemostratigraphy.

Agradecimentos

Esta dissertação é fruto de diversas colaborações que, direta ou indiretamente, me incentivaram a enfrentar este desafio e a quem devo meus sinceros agradecimentos pelo cumprimento desta etapa de vida!

Ao professor Marcel A. Dardenne pelos ensinamentos, motivação, exemplo de vida, superação e amor pela geologia de campo. Foi um prazer ter participado das discussões em campo em Vazante onde a mais de 40 anos atrás ele iniciou sua caminhada geológica em terrenos brasileiros.

A professora Lucieth Vieira por ter me adotado nos momentos turbulentos e por estar sempre disponível para discussões.

À equipe da Votorantim Metais, geólogos: Samuel Bouças, Fernando Baia, Basílio Botura Neto, Edgar Sanches, Pedro Luppi Foster e Francisco Sene Rios; técnicos: Rui Sorrentino Carboni, Célio Gomes, Fábio Sacerdote, Hélio Dias, Leidiane Braga e Leandro Rodrigues.

Ao geólogo David Leach por ter compartilhado sua experiência comigo sobre depósitos de zinco e trazendo novas ideias sobre o depósito de Vazante.

Às professoras Gema Olivo e Adalene Moreira por ter escolhido Vazante como objeto de pesquisa e por sempre incentivar a discussão geológica.

Aos professores Claudio Valeriano, Luis Simões e André Danderfer pelas discussões sobre geologia estrutural e tectônica nos afloramentos da área de estudo e aos professores Aroldo Misi, Carlos Alvarenga, Maximiliano Martins, Alexandre Uhlein, Joachim Karfunkel e Giorgio Basilici pelas discussões sobre sedimentologia e estratigrafia de carbonatos durante o campo e nos finais de tarde.

Aos geólogos da VM Paulo Ravacci, Lucio Molinari e Jones Belther pelas oportunidades na carreira profissional.

À Paula Reis, companheira inseparável que dividiu comigo todos os momentos difíceis e alegres e sempre me deu forças para seguir em frente!

Aos meus pais, Sandra e Afonso, que mesmo a distância sempre me apoiaram em minhas decisões.

À Dona Vilma pelos cuidados e carinho nos finais de semana e às minhas meninas Magali, Filó e Biju que sempre me fizeram sorrir.

À Deus por fazer as coisas como elas são!

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	1
2 - JUSTIFICATIVA:	2
3 - OBJETIVOS:	3
4 – MATERIAIS E MÉTODOS:	3
• 4.1 - Estudo Bibliográfico.....	3
• 4.2 - Integração Geológica	3
• 4.3 – Descrição de testemunhos de sondagem.....	4
• 4.4 – Descrição de lâminas delgadas.....	4
• 4.5 – Análise isotópica de carbono e oxigênio.....	4
• 4.6 – Geoquímica de Rocha Total	5
5 GEOLOGIA REGIONAL.....	6
• 5.1 - Faixa de Dobramentos Brasília	7
• 5.2 - Grupo Vazante	10
5.2.1 - Contexto Geotectônico	10
5.2.2 - Unidades Estratigráficas.....	11
5.2.3 - Geologia Estrutural	15
5.2.4 - Idades do Grupo Vazante.....	16
5.2.5 - Depósito de Vazante	18
6 - DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.....	22
• Associação de fácies (AF1) – Siltitos, arenitos e folhelhos carbonosos.....	24
• Associação de fácies (AF2) – dolarenitos com esteiras algais	24
• Associação de fácies (AF3) – folhelho carbonoso e dolomitos oncolíticos com bird’s-eyes.....	25
• Associação de fácies (AF4) – ritmito com dolomitos róseos e pelitos verde e roxo.	29
• Associação de fácies (AF5) – Dolarenito com brechas intraclásticas.	33

<ul style="list-style-type: none"> • Associação de fácies (AF6) – ritmito silte argiloso com construções estromatolíticas. 	34
7. QUIMIOESTRATIGRAFIA	38
<ul style="list-style-type: none"> • 7.1 - Fundamentação Teórica 	38
Isótopos de Carbono.	38
Registro Isotópico do carbono.	40
Isótopos de Oxigênio.....	44
<ul style="list-style-type: none"> • 7.2 - Isótopos de Carbono e Oxigênio dos carbonatos encaixantes da mina de Vazante. 	47
AF3b - Folhelho carbonoso e dolomitos cinza brechado.	50
AF3 - Dolomitos oncolíticos com <i>bird's-eyes</i>	51
AF4 - Ritmito com dolomitos róseos e pelitos verde e roxo.	52
AF5 - Dolarenito com brechas intraclásticas.....	52
AF6 - Ritmito silte argiloso com construções de estromatólitos colunares.....	53
<ul style="list-style-type: none"> • 7.3 - Discussão dos resultados isotópicos de carbono e oxigênio. 	53
8 - DISCUSSÕES.....	58
8.1- Reconstrução paleoambiental das associações de fácies.	58
<ul style="list-style-type: none"> • Estágio A – siltitos e folhelhos de plataforma marinha. • Estágio B - rampa carbonática com desenvolvimento de planície de maré com ambiente tipo sabhka. • Estágio C – superfície de inundação regional. • Estágio D – plataforma carbonática com barreira (rimmed shelf) 	59
8.2 - Influência das rochas encaixantes na mineralização de Vazante.	66
8.3 – Restrição do depósito Willemítico às proximidades de Vazante.	68
9 – CONCLUSÕES	70
10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Mapa de localização da cidade de Vazante.....	1
Fig. 5.1 - Província Tocantins e suas faixas móveis associadas	7
Fig. 5.2 - Unidades tectônicas da Faixa Brasília e da margem oeste do Cráton São Francisco	9
Fig. 5.3 – Subdivisão tectônica das unidades supracrustais da faixa Brasília conforme suas semelhanças no sistema deposicional.....	10
Fig. 5.4 – Coluna litoestratigráfica dos grupos Vazante e Canastra, com indicações da posição dos depósitos minerais.....	12
Fig. 5.5 - Colunas litoestratigráficas e subdivisões propostas para as regiões de Paracatu (A) e Vazante (B).	15
Fig. 5.6 – Paragênese geral dos corpos de minérios sulfetado e willemítico.....	21
Fig. 6.1 – a) Mapa geológico com as seis associações de fácies (AF) identificadas na região do entorno do depósito de Zn silicatado de Vazante. B) Seção geológica regional, ilustrando as associações de fácies identificadas na sucessão pelito carbonática que hospeda a falha de Vazante.....	23
Fig. 6.2 a) Afloramento em corte de estrada de pelito alterado da associação de fácies (AF1) que corresponde ao topo da Formação Serra do Garrote. b) – dolarenitos cinza claro (DL) intercalados com esteiras algais (EA) típicos da associação de fácies (AF2) Morro do Pinheiro Inferior.....	25
Fig. 6.3 – Passagem entre os pelitos (AF1) para os dolomitos estromatolíticos (AF2) marcado pela presença de dique de diabásio no furo PSB-01.....	26
Fig. 6.4 – Folhelho carbonoso da base da sucessão AF3.....	27
Fig. 6.5 – Litotipos e fácies do AF3.....	28
Fig. 6.6 – Microfacies dos dolomitos oncolíticos da AF3.....	28
Fig. 6.7 – Estruturas sedimentares em afloramento da associação AF4.....	30
Fig. 6.8 – Texturas e estruturas sedimentares identificadas nos testemunhos de sondagem da associação de fácies AF4.....	31
Fig. 6.9 – Fotomicrografia de lâminas delgadas da AF4.....	32
Fig. 6.10 – Litofácies identificadas na associação de fácies AF5.....	33

Fig. 6.11 – Fotomicrografia dos dolarenitos microconglomeráticos com brechas intraformacionais da associação de facies AF5.....	34
Fig. 6.12 – Discordância erosiva entre os dolarenitos imaturos microconglomeráticos da AF5 o nível de siltitos rítmicos da base da base do AF6.....	35
Fig. 6.13 – Facies reconhecidas na AF6	36
Fig. 6.14 – Fotomicrografia das fácies do AF6:.....	37
Fig. 7.1 – Ciclo biogeoquímico do carbono	40
Fig. 7.2. Registro da composição isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos Neoproterozóicos.....	41
Fig. 7.3 - Ciclo do oxigênio.....	45
Fig. 7.4 - Linha de tendência dos valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita (linha azul) e dolomita (linha vermelha) ao longo do tempo geológico.	46
Fig. 7.5 – Amostras de testemunhos de sondagem representativas de cada intervalo da seção quimioestratigráfica.....	49
Fig. 7.6 – Perfil quimioestratigráfico das associações de facies (AF3 a AF6), que encaixam a falha de Vazante com curvas de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) e razão Mn/Sr ao longo de 1.115m....	50
Fig. 7.7. Composição isotópica do carbono e oxigênio das associações de fácies estudadas neste trabalho (AF3b, AF3, AF4, AF5 e AF6) comparadas com a classificação obtida por Monteiro, et. al (2007)	55
Fig. 7.8 - Perfis quioestratigráficos dos dolomitos do Grupo Vazante com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$ e ^{34}S	57
Fig. 7.9 - Perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ para bacias carbonáticas com anomalias negativas pré-glaciais Neoproterozóicas: Anomalia Trezona, pré-Marinoana, no sul da Austrália e Namíbia, e anomalia negativa de Islay, pré-sturtiana, na Escócia e Svalbard (Noruega)...	58
Fig. 8.1 – Reconstrução paleoambiental da bacia carbonática de Vazante.....	61
Fig. 8.2 – Plataforma carbonática com os elementos que compõem o complexo de praia-barreira-laguna.....	62
Fig. 8.3 – Testemunhos de sondagem da mina Taquari Vassouras ilustrando a diversidade litofaciológicas de depósito evaporítico.	65
Fig. 8.4. Planície evaporítica recente ilustrando o ambiente sabhka costeiro.....	65
Fig. 8.5 – Seção geológica indicando zona de mistura e condições físico-química dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização willemítica na falha de Vazante....	68

1 - INTRODUÇÃO

As bacias carbonáticas e rochas associadas hospedam importantes depósitos de Zn e Pb classificados como, MVT, *Irish type*, *Carbonate-hosted*, etc... (Leach et. al, 2005, 2010). O estudo estrutural, sedimentológico e estratigráfico do pacote sedimentar é fundamental para o entendimento dos controles da mineralização, ajudando a traçar guias prospectivos que busquem as continuidades dos corpos de minério nas extensões das minas em operação, bem como para descoberta de depósitos não aflorantes ainda não explorados.

O Grupo Vazante (Dardenne, 2000) é o distrito zincífero mais importante do Brasil e hospeda as únicas minas ativas de Zn (Vazante) e Zn e Pb (Morro Agudo) do país, operadas pela Votorantim Metais S.A.

A mina de Zn de Vazante, localizada na cidade homônima, no NW de Minas Gerais, está em produção desde 1956 (fig.1.1). Esta jazida é considerada o maior depósito de minério willemítico do mundo, composto principalmente por willemita - Zn_2SiO_4 , com ocorrências restritas e subordinadas de franklinita ($ZnFe_2O_4$) e esfalerita - (ZnS) , galena - (PbS) e sulfetos de cobre e prata (Monteiro, 1997; Monteiro *et. al.*, 2006; Lemos, 2009 e Slezak, 2012). A alteração intempérica do minério willemítico permitiu a formação minério supergênico (calamina), constituída por minerais secundários de zinco, chumbo e cobre com destaque para hemimorfita ($Zn_4Si_2O_7(OH)_2H_2O$), smithsonita ($ZnCO_3$); cerussita ($PbCO_3$) e malaquita - $Cu_2CO_3(OH)$.

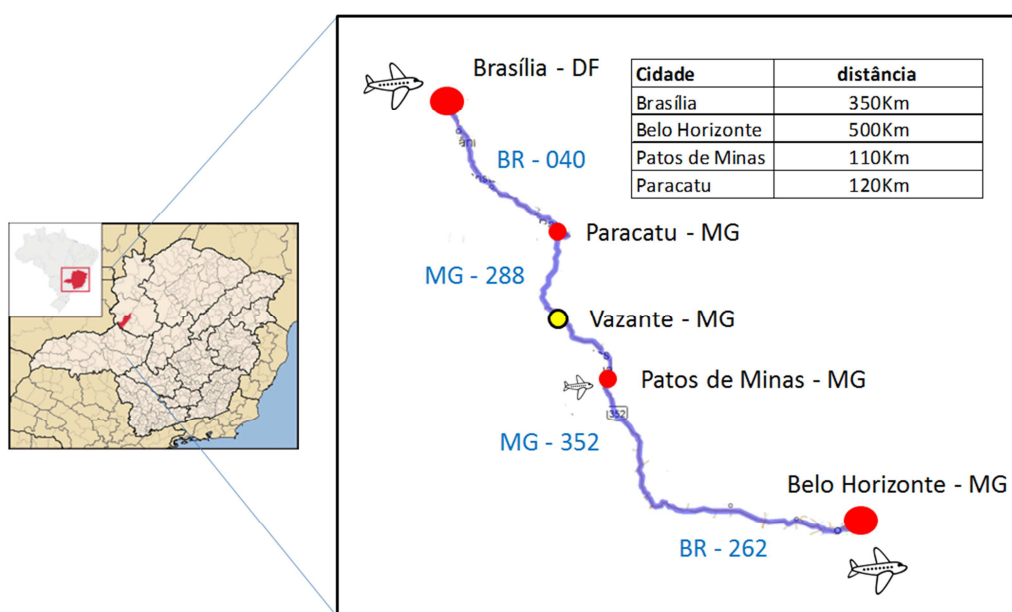


Fig. 1.1 - Mapa de localização da cidade de Vazante com quadro de distâncias das principais cidades e estradas de acesso rodoviário para Vazante.

Considerando a somatória dos recursos de minério primário willemítico e do minério supergênico já exaurido, as reservas totais lavrados e recursos são estimados em torno de 60 Mton@20%Zn. Em 2012 iniciou-se a extração e beneficiamento de sulfetos de chumbo e prata associados a veios tardios que cortam o minério principal e atualmente aproveitados como subprodutos.

Com esta tonelagem e teor, a mina de Vazante pode ser classificada como um depósito de zinco classe mundial, ultrapassando 10 Mton de metal contido. Depósitos semelhantes contendo willemita como minério principal, são encontrados na Austrália: Beltana e Aroona; na Namíbia: Berg Aukas e Abenab e no Zâmbia: Star Zinc e Kabwe (Groves *et al.*, 2003, Hitzman *et al.*, 2003). O controle principal da mineralização é estrutural e se encaixa no modelo de depósito hipogênico proposto por Hitzman *et al.* (2003).

2 - JUSTIFICATIVA:

Em todo Grupo Vazante a mineralização willemítica só é conhecida no entorno da cidade de Vazante. No restante da faixa carbonática existem diversas ocorrências e jazidas de zinco e chumbo sulfetados com características típicas dos depósitos MTV ou *Irish Type*, tais como Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes (Monteiro, 2002, Monteiro *et al.* 2006 e Paniago, 2011). A restrição do minério silicatado a esta porção específica da faixa, leva a considerar que, além do controle estrutural, a natureza das rochas carbonáticas encaixantes também tem papel importante nas condições de formação de minério willemítico.

Diversos trabalhos de natureza estrutural e metalogenética foram realizados no depósito de Vazante buscando desvendar os controles da mineralização (Monteiro, 1997, 2002; Pinho, 1990 e Rostirolla *et al.* 2002; Slezak, 2012). Apesar do evidente controle estrutural, nota-se que a mineralização willemítica ocorre preferencialmente ao longo do contato entre duas sucessões carbonáticas distintas da Formação Serra do Poço Verde, localizada na porção intermediária da coluna estratigráfica definida por Dardenne (2000).

Trabalhos específicos nos dolomitos preservados que encaixam a falha de Vazante e hospedam a mineralização não foram realizados. Estudar este pacote dolomítico pode ajudar a elucidar importantes informações sobre as condições originais da rocha antes do desenvolvimento da mineralização. Aliada ao controle estrutural, a natureza das rochas encaixantes pode ter favorecido e condicionado a formação da willemita, ao invés de minério de zinco sulfetado.

3 - OBJETIVOS:

- Analisar as características faciológicas das sucessões carbonáticas no entorno do depósito willemítico de Vazante, buscando identificar os sistemas deposicionais e as condições físico-químicas do ambiente durante o processo de sedimentação.
- Reconstruir as condições paleoambientais da evolução da bacia sedimentar definindo possíveis limites de sequências deposicionais dos ciclos sedimentares.
- Investigar a influência das rochas encaixantes da falha de Vazante no processo hidrotermal que formou a mineralização willemítica.

4 – MATERIAIS E MÉTODOS:

Para elaboração desta dissertação foram realizados: trabalhos de campo que envolveram mapeamento geológico e descrição de testemunhos de sondagem, atividades laboratoriais, que consistiram em: descrição de lâminas delgadas, análise isotópica de C e O, análise geoquímica multielementar de rocha total e trabalhos de escritório, com estudo bibliográfico e redação do relatório final. Cada uma destas etapas está descrita a seguir:

4.1 - Estudo Bibliográfico.

Nesta etapa realizou-se o levantamento e a compilação dos dados bibliográficos referentes às publicações sobre geologia e depósitos minerais do Grupo Vazante e aos temas relativos aos objetivos propostos que incluíram pesquisa livros, páginas na internet, artigos científicos, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado além de relatórios internos da empresa Votorantim Metais não publicados.

4.2 - Integração Geológica

A integração geológica cobriu uma área com aproximadamente 360 km² em escala 1:20.000 que permitiu agrupar mapas geológicos e padronizar informações fragmentadas da região estudada. A compilação destes dados gerou um mapa geológico com a individualização das unidades descritas neste trabalho. Seções geológicas de direção NW foram construídas para interpretação da geologia sem subsuperfície e amarração dos contatos com os furos de sondagem.

4.3 – Descrição de testemunhos de sondagem.

Esta etapa utilizou os testemunhos de sondagem diamantada e fotografias das caixas de testemunhos de furos estratigráficos (VZMIF178, VZMIF174, VZBOF001, VZBOF003, VZMIF193, PSB01, 244, 1683, 1291, 1306 e 1433) realizados no entorno da mina de Vazante para descrição das fácies e das associações de fácies e construção de seções geológicas com espessuras reais das sucessões sedimentares. Os furos estratigráficos VZMIF178 e VZMIF193 forneceram material para as análises quimioestratigráficas e para confecção das lâminas delgadas.

4.4 – Descrição de lâminas delgadas.

Para esta etapa foram coletadas 40 amostras de testemunhos de sondagem representativas das litofacies individualizadas. As lâminas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UnB. As descrições das lâminas delgadas foram feitas no laboratório de microscopia do Instituto de Geociências da UnB. Utilizou-se microscópio petrográfico modelo Olympus BX60 com câmera digital acoplada para captura das fotomicrografias. As imagens foram processadas no *software* QCapture Pro.

4.5 – Análise isotópica de carbono e oxigênio

Para o estudo quimioestratigráfico das rochas encaixantes da falha de Vazante foram coletadas 163 amostras pontuais das unidades dolomíticas da coluna estratigráfica composta pelos furos VZMIF193 e VZMIF178. A coleta foi realizada do topo para a base, com um espaçamento entre as amostras de aproximadamente 7m, que cobriram continuamente o pacote com 1.115 m de espessura. Os pontos de amostragem foram selecionados criteriosamente em porções homogêneas da rocha, a fim de evitar a contaminação de veios, fraturas, porções intemperizadas ou hidrotermalizadas.

Para determinação de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em carbonatos foram amostrados 300 microgramas de carbonato, extraídos seletivamente por meio de *microdrilling* utilizando furadeira convencional com broca \varnothing 2,0mm. A abertura do pó de carbonato foi feita pela reação com H_3PO_4 a uma temperatura de 72° C após limpeza do frasco por meio de fluxo de He.

As análises foram realizadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília por meio de espectrômetro de fonte gasosa *Finnigan Gas Bench II* com a opção-carbonato, que contém um amostrador automático com preparação de amostra assistida e interface com loop

de injeção, com sistema de fluxo contínuo acoplado ao espectrômetro de massa *Finningan DELTA plus Advantage*. A precisão é de 0.10 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, e de 0.05 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$.

Para estudo isotópico do carbono utiliza-se a razão entre $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ comparados com o padrão de internacional PDB (*Pee Dee Belemnite*) pela seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\textit{amostra})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\textit{padr\~{a}o})} - 1 \right) 10^3$$

onde os valores finais são expressos em per mil (‰).

O estudo isotópico do oxigênio é avaliado pela razão entre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pela equação abaixo.

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\textit{amostra})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}(\textit{padr\~{a}o})} - 1 \right) 10^3$$

Assim como nos isótopos de carbono os valores obtido são reportados em unidade per mil (‰) e os resultados são reportados pela comparação a dois tipos de padrões de referência internacionais: PDB (*Pee Dee Belemnite*) e SMOW (*Standard Mean Ocean Water*).

4.6 – Geoquímica de Rocha Total

Ao longo da seção quimioestratigráfica foram coletadas 44 amostras de carbonatos para dosagem multielementar de 33 elementos no laboratório comercial ALS Chemex (Anexo II).

No processo de preparação, as amostras são pesadas, secas e britadas até atingirem 70% do material passante em malha de 2 mm. Uma fração de até 250g é retirada e pulverizada para mais de 85% passante em malha de 75 *mícron*. Este método é apropriado para amostras de rocha ou de testemunho de sondagem.

A decomposição das amostras é realizada com digestão por tetra-ácido ($\text{HNO}_3\text{-HClO}_4\text{-HF-HCl}$) e lixiviação por HCl. A fração de 0,25g da amostra preparada é atacada com digestão por tetra-ácido ($\text{HNO}_3\text{-HClO}_4\text{-HF-HCl}$). O resíduo é completado com ácido clorídrico diluído e a solução resultante é analisada por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy*).

Neste trabalho são reportados apenas os resultados de manganês e estrôncio, utilizados para controle de alteração das amostras da coluna quimioestratigráfica. Os

limites de detecção mínimo e máximo do Mn são de 5 e 100.000 ppm, respectivamente e os do Sr são de 1 a 10.

5 GEOLOGIA REGIONAL

O início do Neoproterozóico foi marcado por uma etapa de rifteamento de idade Toniana (c.a 900Ma), responsável pela dispersão dos blocos crustais que constituíam o Supercontinente Rodínia (Brito Neves *et al.* 1999). No decorrer do tempo geológico, ocorreram de forma diacrônica eventos colisionais sucessivos que formaram diversas faixas orogênicas (e.g Províncias Tocantins e Mantiqueira), consolidando a aglutinação do Supercontinente Gondwana, em torno de 520 Ma (Unrug, 1996).

A Província Tocantins representa um orógeno de grandes dimensões desenvolvido como consequência da aglutinação de três importantes áreas cratônicas: o Cráton Amazônico, o Cráton do São Francisco, e o Cráton do Parapanema, encoberto pela bacia do Paraná (Dardenne, 2000). Fazem parte da Província Tocantins a Faixa Brasília, a oeste do Craton São Francisco, a Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico, e a Faixa Paraguai, a sul do Cráton Amazônico (fig. 2.1).

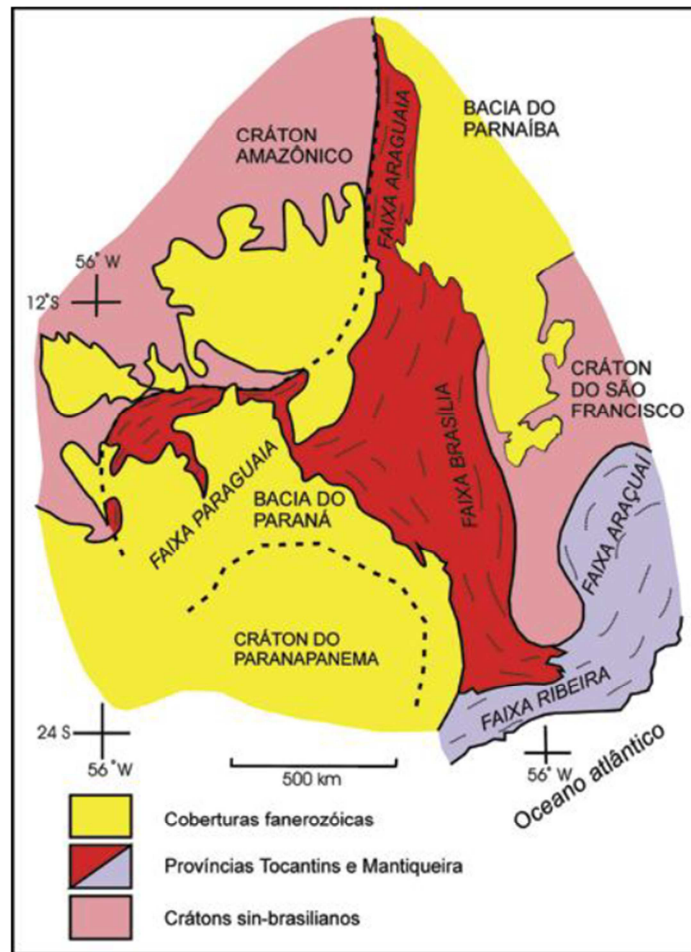


Figura 5.1: Província Tocantins e suas faixas móveis associadas (simplificado de Almeida *et al.* 1981 in Valeriano et al. 2004b).

5.1 - Faixa de Dobramentos Brasília

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) (Almeida, 1977; Marini et. al., 1981; Fuck et al., 1994; Dardenne, 2000; Valeriano et al. 2004a), representa um orogêno composto por terrenos em sistema de *nappes* e empurrões com vergência de oeste para leste contra o Cráton São Francisco que se estende por mais de 1.000m em direção N-S com ~300km de largura e é composta pelas seguintes unidades tectônicas:

- Sequências sedimentares e metassedimentares: (a) Grupos Araí e Serra da Mesa; com idades Paleo a Mesoproterózoicas; b) Grupos Paranoá e Canastras (Mesoproterozico); c) Grupos Araxá, Ibiá e Vazante, com rochas Meso a Neoproterozoicas e d) Grupo Bambuí depositado no Neoproterozóico
- Intrusões ígneas e sequencias Vulcano-sedimentares: a) Complexos Máficos-Ultramáficos de Niquelândia, Barro Alto e Canabrava com idades Paleo a Mesoproterozoica; b) Sequências vulcano-sedimentares Mesoproterozoicas de Juscelândia, Palmeirópolis Indianópolis; c) Magmatismo máfico e ultramáfico e

intrusões de granitos orogênicos Neoproterozóicas e d) Arco Magmático de Goiás formado por sequências vulcano sedimentares de idade Neoproterozóica.

A FDB é segmentada por Costa e Angeiras (1971) em dois conjuntos tectônicos distintos separados pela sintaxe dos Pirineus: Faixa Brasília Meridional, de direção NW-SE e a Faixa Brasília Setentrional, de direção NE-SW.

Valeriano *et al.* (2008) consideram que a evolução da faixa Brasília ocorreu em três estágios durante o período de 1.0 a 0.6 Ga. O início é marcado por fase extencional de rifteamento responsável pela formação de uma margem passiva na porção ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo e a deposição de sedimentos plataformais Neoproterozóicos. Em seguida, com o progressivo aumento da bacia oceânica, formou-se uma zona de subducção, relacionada com o Arco Magmático de Goiás. Com a evolução desta subducção iniciou-se o estágio final que resultou na colisão do paleocontinente do Paranapanema e dos blocos do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás formando a Faixa Brasília em sua configuração atual.

Pimentel *et. al.* (2011), a partir de estudos de proveniência de zircão detrítico, propõe subdivisão da Faixa Brasília em quatro domínios tectônicos (fig. 2.3). São eles:

- I) Arco Magmático Neoproteróico com pequenas sequências vulcano sedimentares em que quase todos os sedimentos detríticos são derivados da erosão de rochas do Arco Magmático de Goiás.
- II) Bacias sin-orogênicas, que compreendem os grupos Araxá, Ibiá e possivelmente parte do Serra da Mesa, que margeiam o núcleo metamórfico do orógeno representados pelos complexos de alto grau Uruaçu e Anápolis-Itaçu. Todos os sedimentos desta unidade foram depositados, metamorfisados e deformados entre 650 a 630Ma.
- III) Sequências de margem passiva, representadas principalmente pelos Grupos Paranoá, Canastra e Vazante e talvez pelos setores sul dos grupos Ibiá e Araxá. A idade deposicional desta sequência é incerta mas é mais jovem que 1.0 Ga.
- IV) Bacia de antepais, depositada após 0,62Ga, representada pela maior parte do Grupo Bambuí na porção leste da faixa e que cobrem extensas áreas do Cráton São Francisco.

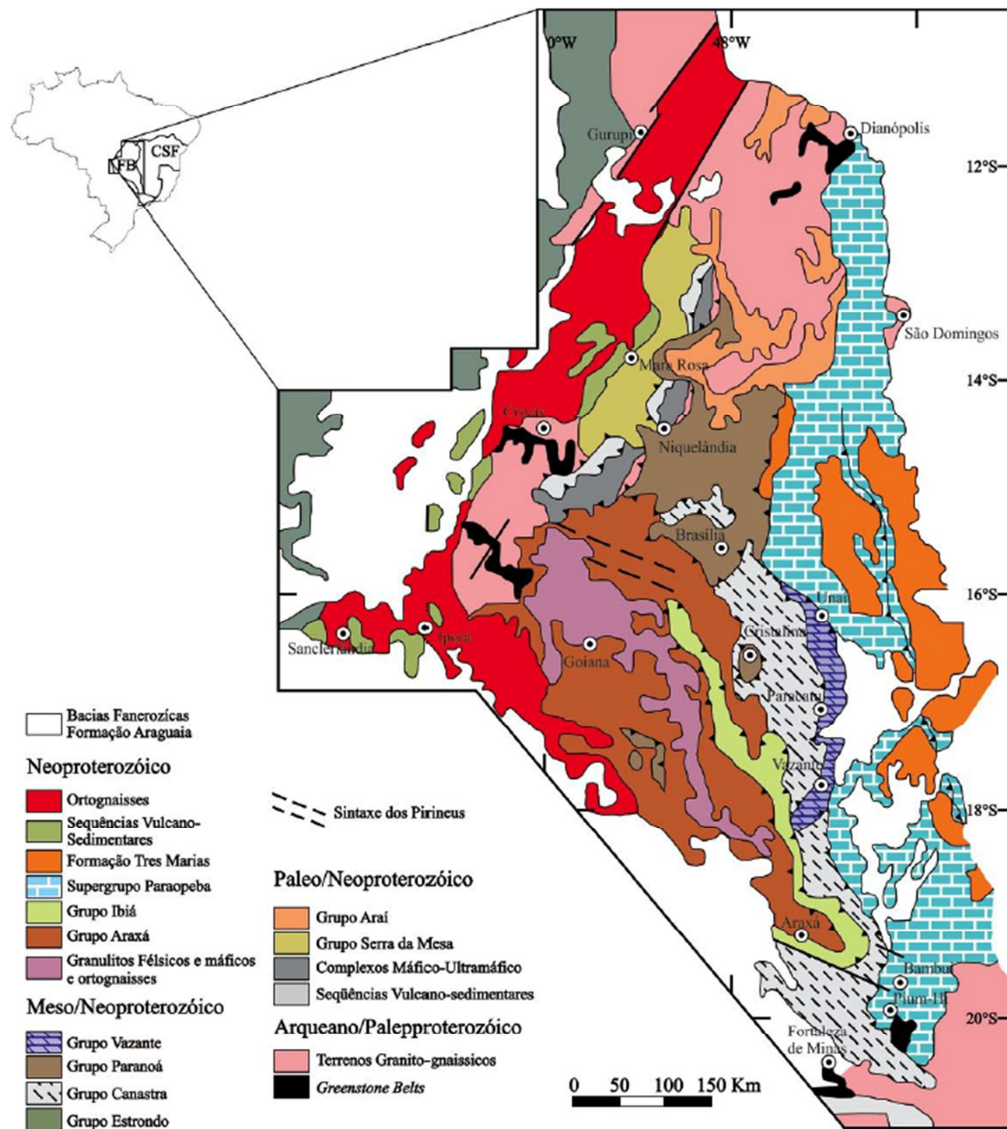


Fig. 5.2 - Unidades tectônicas da Faixa Brasília e da margem oeste do Cráton São Francisco modificada de Dardenne (2000).

A FDB possui grau metamórfico e deformação que aumentam de leste para oeste e foi dividida por Fuck *et al.* (1994) em:

- Zona Interna, a oeste, com deformação intensa e metamorfismos facies anfíbolito, que engloba o Arco Magmático e maciço de Goiás;
- Zona Externa constituída pelo cinturão de dobras e empurrões próximos a borda do cráton São Francisco que inclui a área de estudo e
- Zona Cratônica representado por domínio de escamas tectônicas rasas, sub-horizontais, constituídas por metassedimentos Neoproterozóicos do Grupo Bambuí sobre o embasamento cristalino do Cráton São Francisco.

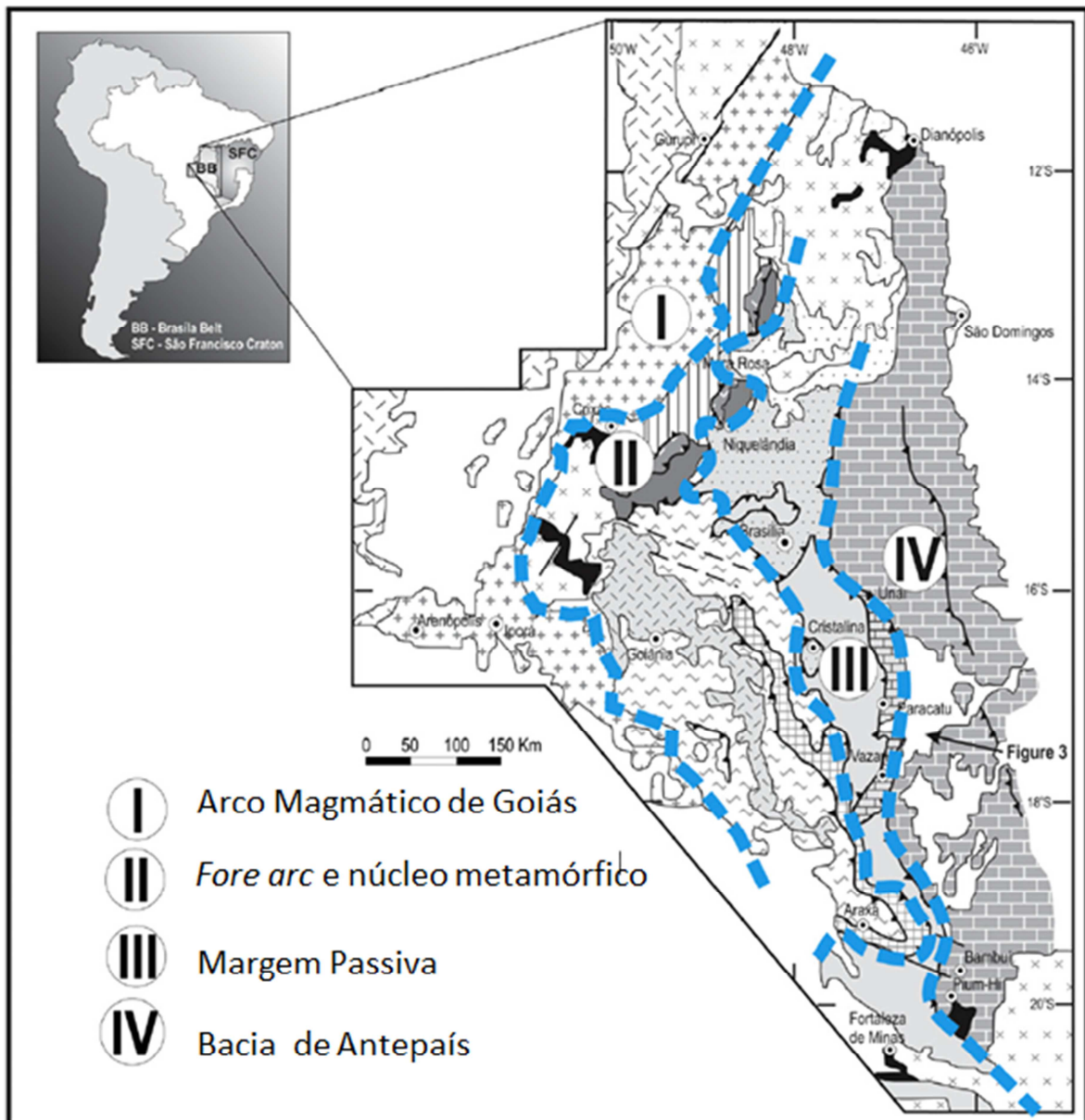


Fig. 5.3 – Subdivisão tectônica das unidades supracrustais da faixa Brasília conforme suas semelhanças no sistema deposicional. Extraído de Pimentel *et. al.* (2011).

5.2 - Grupo Vazante

O Grupo Vazante está localizado no segmento sul da FDB, e é constituído por sequências metassedimentares pelito-carbonáticas metamorfasadas em facies xisto verde baixo da zona externa da faixa.

5.2.1 - Contexto Geotectônico

A interpretação do contexto geotectônico do Grupo Vazante é controversa sendo considerada como depósito de margem continental passiva

(Campos-Neto 1984a, 1984b; Almeida, 1993) ou depósito em bacia de antepaís (Dardenne *et al.* 1998).

Alkimin e Martins-Neto (2012) consideram que o Grupo Vazante é uma cobertura cratônica de margem passiva Neoproterozóica correlata a sequência deposicional de 1ª ordem das bordas do Cráton São Francisco denominada Sequência Macaúbas.

As unidades formais do Grupo Vazante foram definidas por Dardenne *et al.* (1998) e Dardenne (2000) e consistem em uma espessa pilha de sedimentos pelito-carbonáticos com espessura estimadas entre 4.000 a 5.000m, distribuídos em uma faixa N-S ao longo de aproximadamente 250 km desde Coromandel até Unaí, com largura média de 25 a 30km. A geometria da faixa tem forma de arco com concavidade voltada para W e pode ser dividida em dois setores com aspectos estratigráficos, estruturais e metalogenéticos distintos separados pela flexão do Rio Escuro. Na porção norte ocorrem os depósitos de Zn e Pb sulfetados de Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes e no setor sul, encontra-se a mineralização de Zn representada predominantemente por minério willemítico (Zn_2SiO_4).

5.2.2 - Unidades Estratigráficas

As primeiras tentativas de subdivisão estratigráfica das rochas que compõem o atual Grupo Vazante fazem correlação com as rochas da Fm. Paraopebas (Braun 1968 – *apud* Monteiro 2002). Dardenne e Campos Neto (1976) subdividem a sucessão em 3 unidades: A, B e C, considerando o controle da estrutural da deposição de pelitos em *grabens* e *horts*. Madalosso & Valle (1978) trabalharam na região de Paracatu e propõem divisões faciológicas para a sucessão pelito-carbonática. Dardenne (1979) individualiza a Fm. Vazante dentro Grupo Bambuí definindo-a nos membros Morro do Calcário, Serra do Poço Verde e Serra do Garrote.

Neste trabalho é adotada a coluna estratigráfica do Grupo Vazante proposta por Dardenne (2000), que divide a sequência pelito-carbonática em sete formações da base para o topo, descritas a seguir conforme a coluna estratigráfica da figura 2.4.

Coluna	Depósito Mineral	Descrição	Membro	Formação	Grupo
		Filito Cinza	Serra da Anta	Paracatu	Canastra
	Au - Morro do Ouro	Filito carbonoso com camadas de quartzito	Morro do Ouro		
			Filito carbonático verde		Serra do Landim
			Ardósia rica em carbonato cinza Lentes de dolomito Ardósia carbonosa preta		Serra da Lapu
	Pb-Zn - Morro Agudo	Bioerma estromatolítico, fácies de brecha e dolarenito	Pamplona Superior	Morro do Calcário	
	Zn - Vazante		Dolomito rosa com laminações algais, nodulos de barita e gretas de contração	Pamplona Médio	Serra do Poço Verde
			Ardósia cinza e verde com intercalações de dolomito rosa	Pamplona inferior	
			Dolomito cinza escuro com laminações algais e birds eyes	Morro do Pinheiro Superior	Serra do Poço Verde
			Dolomito cinza claro a rosa com intercalações de brecha e dolarenito	Morro do Pinheiro Inferior	
			Ardósia cinza		Serra do Garrote
		Bioerma estromatolítico Calcário cinza escuro Brecha dolomítica	Sumidouro	Lagamar	
		Conglomerado	Arrependido		
	→ Fosforito 3- Lagamar	Ritmito		Rocinha	
	→ Fosforito 2- Rocinha	Ardósia cinza escura piritica e fosfática			
		Ritmito			
	→ Fosforito 1- Coromandel → Diamictito	Intercalações de quartzito, fosforito, diamictito e ardósia		Retiro	

Fig. 5.4 – Coluna litoestratigráfica dos grupos Vazante e Canastra, com indicações da posição dos depósitos minerais. (adaptado de Dardenne, 2000).

Formação Retiro: Esta unidade também é chamada de Santo Antônio do Bonito e está restrita a porção sul da bacia, a leste de Coromandel. É constituída por pacotes métricos de quartzitos brancos ora conglomeráticos, intercalados com níveis pelíticos ardósianos. Localmente ocorrem horizontes de diamictitos com clastos de quartzitos, calcáreos, dolomitos, metassiltitos e granitóides em matriz pelítica, com níveis pelíticos fosfatados associados

interpretados como fluxo de turbiditos relacionados a um ambiente glacio-marinho (Souza, 1997). A espessura estimada para este pacote está entre 100 a 250m.

Formação Rocinha: Compreende uma sequência rítmica arenosa e pelítica na base, seguida por um espesso pacote de pelitos e siltitos regularmente intercalados que passa verticalmente para pelitos cinza escuro, carbonáticos e piritosos, com finas laminações fosfáticas. Na porção superior dessa formação, ritmitos (quartzitos e siltitos) hospedam o depósito de fosfato de Lagamar constituído essencialmente por fosfarenitos. A espessura total deste pacote varia entre 500 a 1.000 m.

Formação Lagamar: Esta sucessão é composta na sua porção basal por alternância de conglomerados, quartzitos, metassiltitos e ardósias. Brechas dolomíticas sobrepõem esta intercalação às quais sucedem horizontes de calcáreos cinza escuros, bem estratificados, com intercalações de brechas lamelares e finalmente dolomitos estromatolíticos. Esses últimos formam biohermas de cor bege claro, compostos por dolomitos com esteiras microbiais, dolarenitos e doloruditos oncolíticos, e estromatólitos colunares com laminações convexas e cônicas do tipo *Conophyton metula* e *Jacutophyton* que sugerem intervalos de deposição entre 1,35 a 0,95Ga (Moeri, 1972; Cloud e Dardenne, 1973) depositados em água agitadas. A espessura total estimada para esta sucessão é de aproximadamente 250 m.

Formação Serra do Garrote: é constituída por um espesso pacote de pelitos cinza escuros a cinza esverdeados, às vezes rítmicos, carbonosos e piritosos, com finas intercalações de quartzitos. A espessura total inferida para esta sucessão pelítica ultrapassa os 1.000 m. A presença de dobramentos e falhas de baixo ângulo, entretanto, dificulta a inferência da espessura real.

Formação Serra do Poço Verde: unidade predominantemente dolomítica com espessura total calculada entre 1.300 a 1.600 m, que é subdividida em quatro membros da base para o topo:

- **Membro Morro do Pinheiro Inferior** – constituídas por dolomitos cinza-claros e rosados, maciços e por níveis subordinados de dolarenitos, por vezes oncolíticos, brechas lamelares e lentes de estromatólitos colunares.

- **Membro Morro do Pinheiro Superior** – apresenta dolomitos cinza-médios a escuros com estruturas *birds eyes* e esteiras algais. Ocorrem níveis subordinados de dolarenitos, brechas lamelares e folhelhos carbonosos com pirita.
- **Membro Pamplona Inferior** – constituído por folhelhos carbonáticos, ardósia carbonosa cinza-claro, lilás a esverdeada com níveis dolomíticos finos.
- **Membro Pamplona Médio** – compreende dolomitos cinza-claros a rosados com laminações algais, intercalados a níveis de dolarenitos, brechas lamelares e estromatólitos colunares, e raras lentes de folhelho preto.

Formação Morro do Calcário: é caracterizada pela presença de dolomitos róseos estromatolíticos constituindo biostromos e biohermas com colunas de laminações convexas, associados a dolarenitos oolíticos e oncolíticos e doloruditos (espessura entre 200 a 300 m). Na região de Morro Agudo, Paracatu e Unaí, a Formação Morro do Calcário mostra espessuras superiores a 900 m, sendo composta essencialmente por doloruditos evidenciando provavelmente o retrabalhamento de biohermas estromatolíticas parcialmente preservadas associadas à fácies de dolarenitos intraclásticos oolíticos e oncolíticos. Essa espessura anormal sugere que, na porção norte da bacia, as formações Morro do Calcário e Serra do Poço Verde devem representar uma sequência dolomítica única, depositada em continuidade, não sendo possível a individualização das subdivisões observadas na região de Vazante. Nelas estão hospedadas as mineralizações de zinco e chumbo dos depósitos de Morro Agudo, Ambrósia e Fagundes.

Formação Serra da Lapa: Esta sequência é representada por filitos carbonosos, siltitos carbonáticos, lentes de dolomitos com espessura média de 100 a 200 m na região de Vazante e que se tornam espessa com mais de 800 m na região de Paracatu. As lentes carbonáticas são compostas por fácies de dolomitos laminados cinza escuro, maciços, ora dolareníticos impuros.

Estudos sedimentológicos e de proveniência de sedimentos da Fm. Lapa na região norte de Paracatu, realizados por Santana (2011), mostram contribuição de áreas fonte juvenis permitindo afirmar que entre as formações Morro do Calcário e Lapa há uma mudança de área fonte que restringe a deposição dos

sedimentos desta sucessão ao contexto tectônico de margem ativa. Estes dados corroboram com a proposta de Dardenne (2000), na qual os sedimentos da Fm. Lapa representam os primeiros registros do *front* de empurrão da FDB.

Oliveira (1998) compila os dados estratigráficos propostos para região de Paracatu e Vazante considerando os trabalhos da mineração Termerid e Rigobello *et. al* (1988) e apresenta proposta de correlação entre os dois setores da bacia carbonática. As colunas estratigráficas das regiões norte e sul do Grupo Vazante apresentam diferentes litofácies com destaque para a ausência de alguns litotipos da Formação Serra do Poço na região de Paracatu.

	(A) Paracatú	(B) Vazante			
Formação Sa. da Lapa Formação Sa. do Velosinho	1 - Ardósia, quartzito, lentes de dolomito 2 - Folhelho preto carbonoso	3 - Dolorudito 4 - Dolarenito 5 - Bioherma estromatolítico	Membro Pamplona Superior	Formação Serra do Poço Verde	Grupo Vazante
Membro Santa Rita	3 - Dolorudito e dolarenito 4 - Folhelho preto com pirita 5 - Bioherma estromatolítico 6 - Dolomito com laminação algal	6 - Dolomito cinza claro com laminação algal e lentes de dolarenito	Membro Pamplona Médio		
Membro Mocambo	7 - Folhelho carbonático, arenito e lentes de dolomito	7 - Ardósia cinza a verde, marga, dolomito cinza a róseo com laminação algal	Membro Pamplona Inferior		
Membro Retito	8 - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes" e intercalações de dolomito cinza claro à róseo	8a - Dolomito cinza escuro com "bird's eyes", marga, folhelho preto carbonoso com pirita 8b - Dolomito bege a rosa com laminação algal, dolarenito e brecha lamelar	Membro Morro do Pinheiro Superior Membro Morro do Pinheiro Inferior		
Formação Sa. do Garrote	9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia	9 - Folhelho preto com lentes de arenito e ardósia	Formação Serra do Garrote		
TERMERID MINERAÇÃO	OLIVEIRA (1998)		RIGOBELLO <i>et al.</i> (1998)	DARDENNE <i>et al.</i> (1998)	

Fig. 5.5 - Colunas litoestratigráficas e subdivisões propostas para as regiões de Paracatu (A) e Vazante (B) e correlação das unidades informalmente definidas em Paracatu pelo projeto da Mineração Termerid com aquelas formalmente estabelecidas, de acordo com Oliveira (1998). Figura extraída de Monteiro (2002).

5.2.3 - Geologia Estrutural

A estruturação principal do Grupo Vazante é complexa e está relacionada a esforços tectônicos rasos com vergência para leste. As unidades pelíticas apresentam comportamento reológico plástico que é evidenciado pela acomodação da deformação em dobras isoclinais e falhas de baixo ângulo, enquanto os dolomitos comportam-se como blocos rígidos, formando dobras suaves e fraturas espaçadas (Dardenne, 1974).

Trabalho estrutural específico na região de Vazante foi desenvolvido por Pinho et. al. (1990) que estuda a evolução tectônica da Falha mineralizada e define quatro fases de deformação, sendo: (a) fase de caráter extensivo que reativou antigas zonas de fraqueza do embasamento, com movimentação diferencial dos blocos, gerando altos paleogeográficos; (b) fase compressiva tangencial que gerou reativações com movimentação transcorrente; (c) fase de encurtamento tectônico marcado por falhamentos de empurrão e (d) fase de caráter extensivo, com alívio da compressão anterior e acomodação dos blocos.

Dardenne et. al. (1998) sugerem que o controle tectônico para a mineralização hidrotermal de zinco está relacionado ao preenchimento por fluidos conatos da estruturação maior identificada como falha normal lístrica.

Rostirolla *et al.* (2002), detalhando a Zona de Falha de Vazante, definiram cinco fases deformacionais, iniciada por esforços convergente no início (fases D1 e D2), passando a direcional sinistral associada a uma tectônica de escape (fase D3) e posteriormente distensional (fase D4); esta última fase provavelmente relacionada ao relaxamento de tensões pós-convergência. As estruturas da fase D5 referem-se ao registro parcial de um segundo ciclo, correspondendo ao fraturamento generalizado com direção preferencial NW a EW, transversal ao trend estrutural do primeiro ciclo de direção NE.

Slezak (2012), relaciona a formação da brecha tectônica ao desenvolvimento de uma zona de cisalhamento correlatas com as dobras D2 da deformação observada nas unidades pelíticas menos competentes. Esta estrutura atuou como conduto e controla a alteração hidrotermal e a mineralização.

5.2.4 - Idades do Grupo Vazante

As primeiras idades propostas para deposição dos sedimentos do Grupo Vazante foram sugeridas por Moeri (1972) e Cloud e Dardenne (1973) que propõem correlação com as unidades de margem passiva do Grupo Paranoá (1.2 a 0,9Ga) pela presença de estromatólitos tipo *Conophyton Cylindricus Maslov* e *Conophyton Metula Kirichenko* em ambas as sucessões.

Datações pelo método Rb-Sr em folhelhos do Grupo Vazante indicaram idades de 600 ± 50 Ma (Amaral & Kawashita, 1967) e 680 ± 10 Ma (Couto et al., 1981), semelhantes às idades determinadas em rochas do Grupo Bambuí pelo mesmo método, que provavelmente registraram o último evento térmico pelo qual essas unidades foram submetidas.

Idades de Pb-Pb obtidas em galena das minas de Vazante e Morro Agudo retornaram valores entre 1,2 Ga e 650 Ma (Amaral, 1969; 1968c, , Cassedanne, 1968, Iyer, 1984; Iyer *et al.*, 1992, Misi et al., 1997, Cunha *et al.*, 2001; Freitas-Silva e Dardenne, 1997) e podem ser interpretadas como relativas à separação do Pb de sua fonte (1,2 Ga) e a idade da mineralização (650 Ma) próxima ao da sedimentação, o que sugere uma idade de sedimentação neoproterozóica, análoga à do Bambuí.

Pimentel et. al. (2001) apresenta idades modelo de Sm-Nd (T_{DM}) com valores entre 1.7 a 2.1 Ga para os metassedimentos detríticos do Grupo Vazante, sugerindo fontes antigas, provavelmente semelhantes ao Grupo Paranoá ($T_{DM} = 2.0 - 2.3$ Ga), em relação ao modelo de idades determinados nos metassedimentos do Grupo Bambuí ($T_{DM} = 1.4 - 1.9$). Estes autores sugerem um posicionamento estratigráfico intermediário entre a bacia de margem passiva do Paranoá e a bacia intracratônica do Grupo Bambuí e interpretam que a deposição dos sedimentos ocorre em aproximadamente 900 Ma, associados às sequências de margem passiva continental do primeiro estágio da quebra do Rodínia.

Babinski et al. (2005) analisaram amostras de diques máficos associados a falha de Vazante e obtiveram idades modelo TDM entre 1.15 e 1.21 Ga com ϵ_{ND} variando entre +0,16 e -0,41. As razões de Sm/Nd são muito fracionadas (0.16) e levam a considerar que as idades TDM estão superestimadas e representam a idades máxima de cristalização dos diques. Os zircões encontrados nas rochas metabásicas que cortam os sedimentos do Grupo Vazante retornaram valores U-Pb entre 2.1 a 2.4 Ga sugerindo que estes zircões são xenocristais assimilados pela intrusão durante a ascensão do magma.

Geboy (2006) e Azmy *et. al.* (2008) realizaram datações radiométricas Re-Os em folhelhos carbonosos das Formações Serra do Poço Verde e Lapa em diferentes laboratórios independentes e obtiveram idades Mezoproterozoicas (1.35 and 1.13 Ga) para deposição dos níveis ricos em matéria orgânica.

Misi *et al.* (2007) apresentam valores de razões de Sr de 0.70767 de carbonatos fluorapatita e razões de 0.70760 em micritas da Formação Rocinha em amostras preservadas. Estes valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são comparáveis aqueles obtidos no Grupo Bambuí, o que sugere a possível correlação entre estas sucessões. No entanto, valores baixos de 0.70690 obtidos por Azmy *et al.* (2001) em calcários das Formações Serra do Garrote e Lapa, nas porções superiores do Grupo Vazante são menores do que aqueles reportados nos carbonatos do Bambuí.

Rodrigues *et. al* (2012), obtiveram idades LA-ICPMS U-Pb em zircões detriticos ao longo dos níveis siliciclasticos da coluna estratigráfica de Vazante que representam a idade máxima de deposição. Na base do pacote, representados pelas formações Retiro e Rocinha os zircões mais novos encontrados são de 935 ± 14 Ma e os mais antigos 2.2 Ga. Na Formação Serra do Garrote foram encontrados zircões com idades variando entre 1.3 Ga e 2.1 Ga. Estas mesmas idades foram obtidas nas Formações Morro do Calcário e Lapa com picos principais em 1.2Ga.

5.2.5 - Depósito de Vazante

Generalidades

O depósito de Vazante está localizado 5 km a nordeste da cidade homónima e é uma importante jazida de zinco com recursos totais calculados em torno de 60Mton@20%Zn. O teor de corte da lavra é de 5% Zn e a planta de beneficiamento é alimentada com teor médio de 12% Zn.

A mineralização está encaixada em brecha hidrotermal Fe-carbonatada e é controlada por zona de falha com 11km de extensão e direção geral NE. A estrutura tem mergulho anastomosado discordante do acamamento com *dip* que varia e entre 50° a 65° para NW. O minério é contínuo ao longo do strike

da estrutura, exceto quando interceptado por fraturas espaçadas NW que geram carstificação e zonas friáveis onde formaram-se os principais corpos de minério supergênico (calamina). Na direção do mergulho, a geometria da falha sugere movimento normal e as espessuras do minério são bastante irregulares variando entre 0 a 15 m com média em torno de 3 m. Em profundidade são interceptados níveis mineralizados em até 500 m da superfície (cota 100). Abaixo disso a mineralização willemítica desaparece e o halo hidrotermal rico em Fe-carbonatação perde potência e fica mais fraco e menos espesso.

As rochas encaixantes da falha pertencem a Formação Serra do Poço Verde, e são constituídas no *footwall* pelos dolomitos cinza escuros do membro Morro do Pinheiro Superior e no *hangwall* pelos dolomitos róseos com intercalações de ardósias verdes e lilás do membro Pamplona Inferior. No extremo norte do depósito a mineralização está encaixada preferencialmente dos dolomitos róseos.

Mineralização – Alteração Hidrotermal e Gênese

A mineralização de Vazante é subdividida em dois grupos, sendo:

- Mineralização primária: Constitui a principal mineralização do depósito de Vazante, sendo formada por lentes de corpos de willemita e hematita maciça, com siderita, dolomita e quartzo como principais minerais de ganga. Bolsões de esfalerita e galena ocorrem isoladamente associados aos corpos de minério willemítico e veios de sulfetos de cobre e prata cortam a mineralização em evento tardio. Os corpos de minério estão imbricados tectonicamente e são hospedados por brecha dolomítica intensamente hidrotermalizadas, encaixadas na zona de falha de Vazante.
- Mineralização secundária (calamina): está restrita aos níveis superficiais (até 100m de profundidade) e ocorre preferencialmente como minério remobilizado em zonas fraturadas associadas a estruturas NW que geram brecha de colapso (bocainas) ou sobre a estrutura de falha mineralizada como alteração da direta da willemita.

Segundo Monteiro *et. al.* (2006), o depósito de zinco willemítico de Vazante é formado pela mistura entre fluidos oxidado metatálicos pobres em enxofre e

fluido meteórico canalizado pela estrutura da falha de Vazante. Esta mistura em zona de cisalhamento permitiu condições de alta fO_2/fS_2 responsáveis pela estabilidade da paragênese willemítica (fig. 2.1) e da intensa alteração hidrotermal fissural, acompanhada principalmente por brechação hidráulica e veios preenchidos por siderita, dolomita, Fe-dolomita, hematita e jaspe. As condições de alta fO_2/fS_2 também foram favorecidas pela ausência de sequências redutoras sobre o depósito de Vazante que pode ter limitado a disponibilidade de H_2S para formação de esfalerita.

Texturalmente, o minério maciço primário (willemita), apresenta texturas granoblástica ou fibrorradiada, localmente deformada, brechada e cataclásada, já os sulfetos ocorrem segundo a foliação milonítica e em vênulas tardias (Monteiro, 2002; Lemos, 2011; Slezak, 2012).

As temperaturas obtidas por Monteiro *et. al.* (2006), para formação de cloritas associadas a intrusões metabásicas hidrotermalizadas que cortam a mineralização estão entre 175 a 190°C. Para cloritas formadas em brechas cataclásticas com fragmentos de willemita as temperaturas obtidas estão entre de 230 a 245°C. Estes valores são consistentes com aqueles calculadas em isótopos estáveis por Monteiro (1997), que indicam uma faixa de temperatura entre 250 a 295°C para o minério Willemítico e 200 a 260°C para as os minerais hidrotermais, veios e brechas da zona de cisalhamento.

Monteiro (2002) e Monteiro *et. al.*, (2006) dividem a alteração hidrotermal em três fases, resumidas abaixo:

1. Fase pré-mineralização, foi responsável pela intensa silicificação, dolomitização e ankeritização que levou a formação de uma complexa zona de brechas ligadas a percolação do fluido hidrotermal.
2. Fase de hidrotermalismo e mineralização com alteração fissural contendo a mineralização willemítica.
3. Fase final do evento hidrotermal responsável pela a formação de brechas hidráulicas, substituição de rochas mineralizadas por hematita, dolomita e, subordinadamente, clorita em regime rúptil.

Slezak (2012) estuda o extremo norte do depósito e classifica 4 tipos de brechas tectônicas hidrotermais, conforme os estágios de evolução do hidrotermalismo:

- Tipo 1 – brecha inicial localizada na porção distal do minério willemítico, com brechação sutil e fraca alteração a Fe-carbonatação.
- Tipo 2 – brecha com forte alteração de Fe-carbonatação e intensa brechação.
- Tipo 3 – brecha de substituição de hematita, geralmente próximo a brecha tipo 4.
- Tipo 4 – Brecha willemítica, contendo múltiplas gerações de willemita, com hematita e franklinita associadas.

Em evento pós mineralização são identificados veios sulfetados de Zn-Pb e Ag-Cu que cortam a brecha tipo 4.

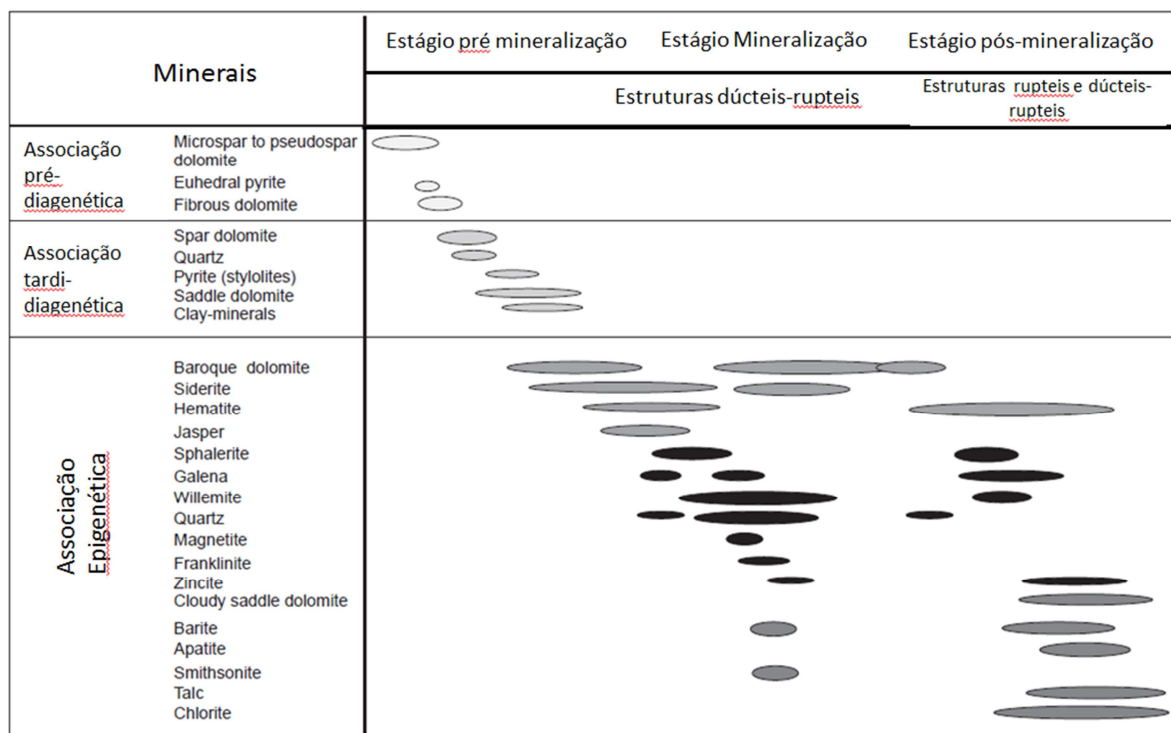


Fig. 5.6 – Paragênese geral dos corpos de minérios sulfetado e willemítico em relação às estruturas dúcteis-rúpteis e estruturas rúpteis relacionadas ao desenvolvimento da zona de cisalhamento de Vazante. (extraído e modificado de Monteiro, et. al, 2006).

Lemos (2011) identifica zoneamento mineral que permite diferenciar o extremo norte do depósito, caracterizado pelo predomínio de hematita, da porção sul, onde conteúdos significativos de magnetita e sulfetos podem ser reconhecidos em profundidade. Embora seja possível supor que a área do Extremo Norte represente uma porção distinta de um mesmo sistema hidrotermal, as condições físico-químicas predominantes nessa área podem ter sido um pouco distintas em relação à Vazante Mina de Vazante.

6 - DESCRIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES.

A área estudada está próxima á falha de Vazante e compreende o topo da Formação Serra do Garrote, formação Serra do Poço Verde e a base da Formação Morro do Calcário. As duas últimas unidades são compostas essencialmente por sedimentos dolomíticos que compõem a principal sucessão carbonática do Grupo Vazante.

Neste trabalho são apresentadas e detalhadas as características faciológicas do pacote carbonático e dos pelitos do substrato, agrupando-as em associações de facies e correlacionando-as aos membros da coluna litoestratigráfica proposta por Dardenne *et. al.* (1998) e Dardenne (2000). Os sedimentos das formações Serra da Lapa e Paracatu, não foram objeto de estudo, no entanto estas unidades foram consideradas no mapa e na seção geológica para ilustrar o posicionamento tectôno-estratigráfico em relação à sucessão carbonática.

A análise detalhada de afloramentos e dos testemunhos de sondagem de 4 furos estratigráficos de sondagem diamantada permitiu a individualização de fácies, que foram agrupadas em sete associações de fácies conforme ilustrado no mapa geológico da figura 6.1.a. Estes furos compõem seção geológica transversal à mineralização no centro do depósito e permitem determinar a espessura de aproximadamente 1.695 m para o pacote dolomítico (fig. 6.2.b).

Adotou-se neste trabalho a terminologia de rochas sedimentares a classificação das rochas carbonáticas proposta por Folk (1959, 1962) com base no tamanho dos grãos, sendo utilizados os termos dolorudito, dolarenito e dololutito. As estruturas sedimentares identificadas e a definição de fácies nos carbonatos foram classificadas conforme apresentado em Scholle & Ulmer-Scholle (2003) e Wilson (1975). Os termos metamórficos não foram utilizados para classificação das rochas e as referências das litofacies estão relacionadas ao protólito da rocha original não deformada.

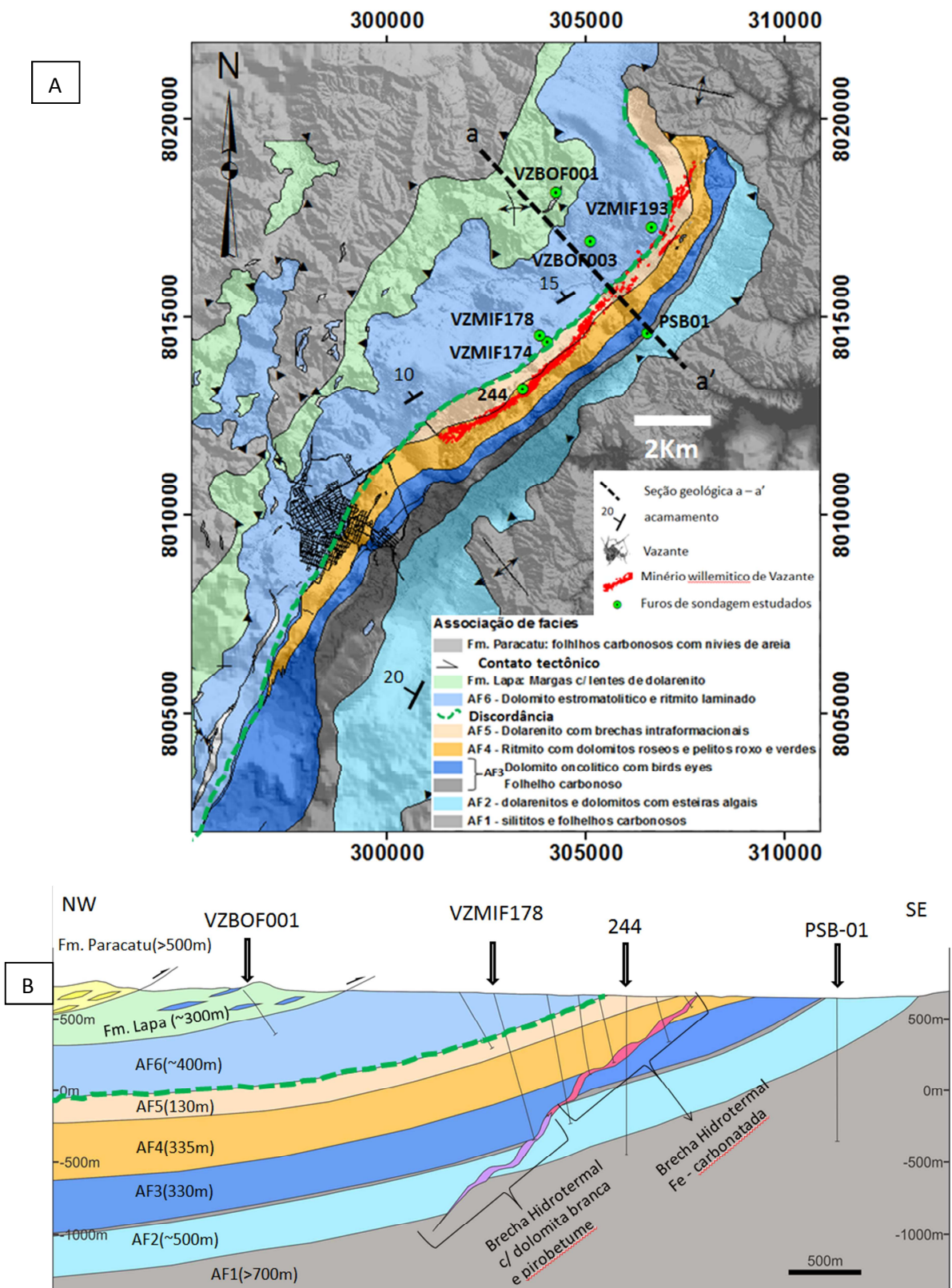


Fig. 6.1 – A) Mapa geológico com as seis associações de fácies (AF) identificadas na região do entorno do depósito de Zn silicatado de Vazante. Ao fundo o modelo digital de terreno. B) Seção geológica regional, ilustrando as associações de fácies indentificadas na sucessão pelito carbonática que hospeda a falha de Vazante. Destaque para a discordância entre as associações AF5 e AF6. A descrição de cada associação de fácies está detalhada no texto.

Associação de fácies (AF1) - Siltitos, arenitos e folhelhos carbonosos

Esta sucessão é composta por pacote homogêneo de siltitos com intercalações milimétricas de arenito fino e folhelhos carbonosos com pirita (>5% em volume) e está na base da pilha estratigráfica. Laminações com suaves ondulações são comuns e indicam deposição em ambiente raso com ação de corrente de tração que depositam os siltitos e arenitos. Este processo é frequentemente interrompido por momentos de quietude marcados pela sedimentação dos folhelhos carbonosos que conferem a esta unidade o caráter rítmico. Em afloramento estas rochas estão intemperizadas e apresentam coloração creme a rósea, levemente avermelhado (fig. 6.2-A). Nos furos de sondagem a rocha está preservada e os siltitos são cinza escuros e os folhelhos carbonos são pretos. O pacote está localmente deformado por zonas de falhas marcadas pelos veios milimétricos de quartzo e carbonato, ora boudinados, que cortam o acamamento e a foliação metamórfica penetrativa. Os furos de sondagem atravessaram 700 m de espessura deste pacote, no entanto, a determinação da espessura real é complicada pela ausência de um nível guia e pela presença de falhas de cavalgamento que podem duplicar as camadas. Esta unidade corresponde ao topo da Formação Serra do Garrote.

Associação de fácies (AF2) - dolarenitos com esteiras algais

Sobre os pelitos ocorre unidade carbonática constituída por dolomitos cinza claros a esbranquiçados com estromatólitos colunares cilíndricos, centimétricos na base, que gradam para dolarenitos fino a médios, com intercalações decimétricas de esteiras algais (fig. 6.2 – B). Dissoluções planares e brechas intraformacionais também são comuns no interior do pacote. A espessura máxima calculada para este nível carbonático foi obtida pelo furo 244 e é de aproximadamente 500 m. O topo da unidade é limitado pelo aparecimento de níveis decimétricos de folhelho carbonoso escuro. Esta unidade corresponde ao membro Morro do Pinheiro Inferior.

A passagem dos pelitos (AF1) para os dolomitos (AF2) no furo 244 ocorre em porção profunda da bacia e é gradacional. Esta evidência indica que a transição da unidade pelítica basal para os carbonatos é controlada pela

mudança no sistema deposicional e que estes sedimentos formaram-se na mesma bacia em resposta de mudanças nas condições ambientais. Localmente, nas regiões rasas próximas ao contato, a transição entre o pacote pelítico e os carbonatos está brechada em zona de cisalhamento onde pode ocorrer intrusão de dique de diabásio de até 10m de espessura (Fig. 6.3). A ocorrência do dique máfico sugere presença estrutura profunda desenvolvida em zona de alívio que aproveitou a descontinuidade entre os pacotes.

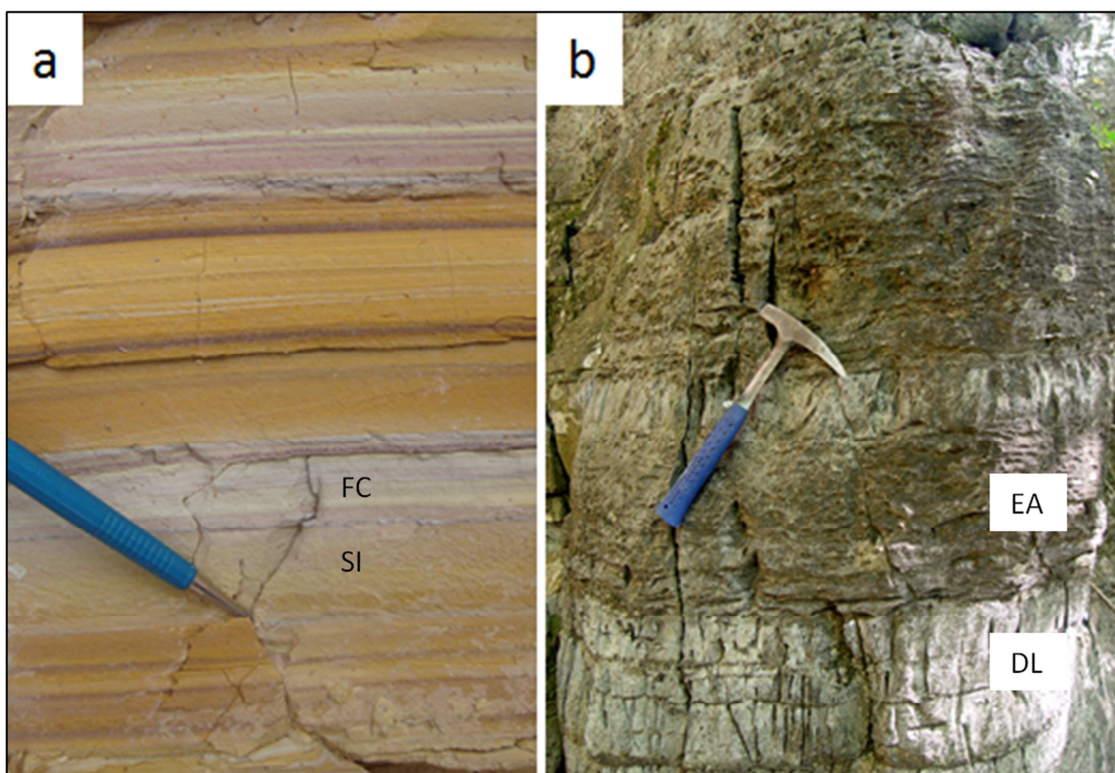


Fig. 6.2 a) – afloramento em corte de estrada de pelito alterado da associação de fácies (AF1) que corresponde ao topo da Formação Serra do Garrote. Destaque para o bandamento composicional e textural que caracteriza a ritmicidade do pacote pelas intercalações entre os níveis de siltito (SI) e folhelhos carbonosos (FC). b) – dolarenitos cinza claro (DL) intercalados com esteiras algais (EA) típicos da associação de fácies (AF2) Morro do Pinheiro Inferior.

Associação de fácies (AF3) – folhelho carbonoso e dolomitos oncolíticos com bird's-eyes

A base deste pacote é composta por folhelho preto laminado, com intercalações decimétricas de dololutito cinza escuro. Os folhelhos são carbonosos, ricos em matéria orgânica com níveis ricos em pirita fina com até 5-10% em volume. Estas características conferem a esta fácies um sistema

reductor. Próximo à zona de falha, os folhelhos estão cisalhados com dobras apertadas e venulações milimétricas de quartzo e calcita (fig. 6.4).

Este folhelho representa uma superfície de inundação que interrompe os dolarenitos e dolomitos da AF2. Este nível ocorre na base da brecha mineralizada da falha de Vazante e é encontrado na mina subterrânea no nível 354, a 300 m da superfície. Em campo este nível pelítico aflora próximo a calha do rio Santa Catarina.

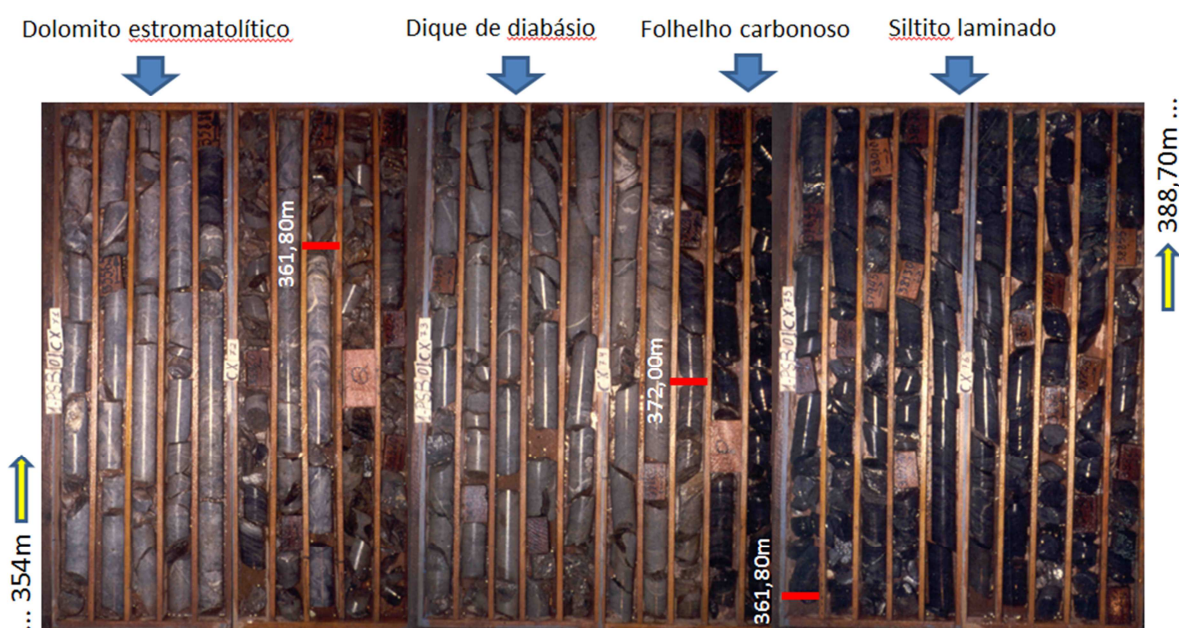


Fig. 6.3 – Passagem entre os pelitos (AF1) para os dolomitos estromatolíticos (AF2) marcado pela presença de dique de diabásio no furo PSB-01. Altura da caixa é de 1m e a profundidade cresce de baixo para cima, da esquerda para direita. Traços em vermelho indicam a posição dos contatos.

O contato com os dolomitos de topo é gradacional e está marcado por interdigitações centimétricas de folhelhos negros carbonosos com os carbonatos. No furo estratigráfico VZMIF178, o pacote dolomítico basal está próximo da zona de falha de Vazante. Trata-se de um dololutito cinza escuro que está brechado com venulações e dissoluções preenchidas por dolomita branca espática, quartzo microcristalino e subordinadamente por pirobetume e pirita. São comuns veios preenchidos por dolomita espática em *tension gashes* que indicam movimentação normal do bloco, em regime extensivo com a mesma atitude da falha Vazante (fig. 6.5 D a H). A espessura do dolomito brechado por interferência da falha de Vazante é de aproximadamente 330m.

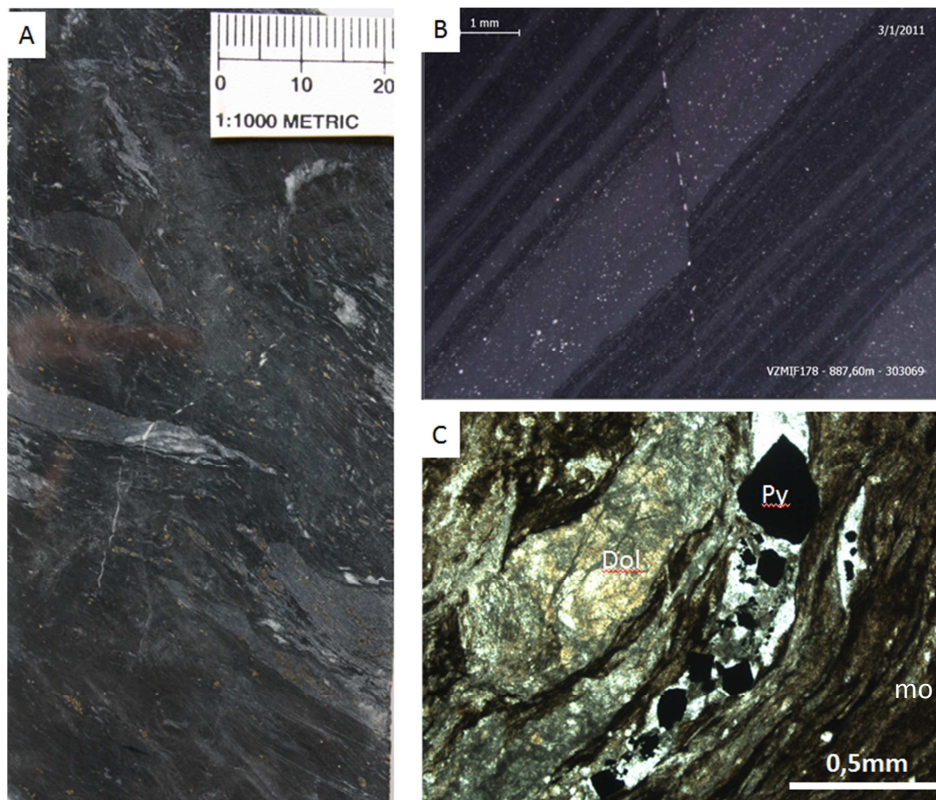


Fig. 6.4 – Folhelho carbonoso da base da sucessão AF3. A) testemunhos de sondagem de folhelho carbonoso deformado. B) fotografia de detalhe dos níveis laminados com pirita fina disseminada. C) Imagem de lâmina delgada ilustrando folhelho carbonoso rico em matéria orgânica (mo), veios de dolomita (dol) e com cristais de pirita (Py). Escalas indicadas pelas barras na figura.

No topo desta sucessão, as estruturas sedimentares estão preservadas e a rocha é composta principalmente por oncóides milimétricos e *bird's-eyes* com estrutura fenestral e intercalações de esteiras algais com brechas de colapso por dissolução diagenética (fig. 6.5 A, B e C).

A porosidade primária representa até 40% da rocha em volume e é cimentada por dolomita espática preenchendo os interclastos e intraclastos com ocorrência subordinada de quartzo microcristalino. Estas estruturas formam os *bird's-eyes* e as laminações fenestrais identificadas em escala macroscópica. Em lâmina delgada os oncóides são irregulares, subesferoidais com diâmetro de até 2 mm mas em geral não passam de 0,5 mm e estão agrupados constituindo o principal arcabouço da rocha. (fig. 6.6).

Esta sequência está localizada no *footwall* da zona de falha de Vazante e corresponde ao membro Morro do Pinheiro Superior.

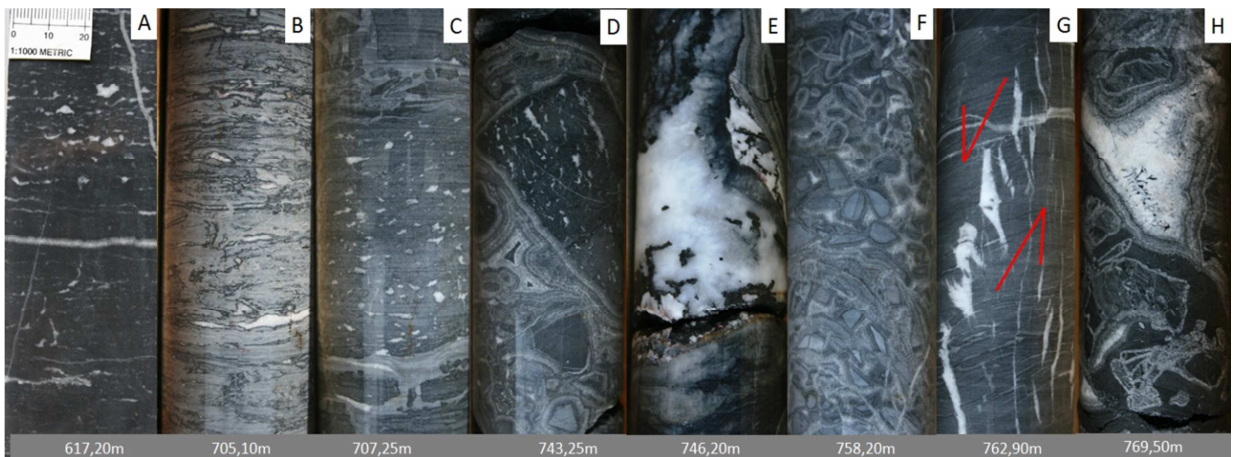


Fig. 6.5 – litotipos e fácies do AF3. A) dolomito cinza escuro com birds eyes; B) dololuto com esteiras algais; C) dolomito com birds eyes e dissoluções diagenética com brecha de colapso; D) brecha tectônica com clastos de dolomito cinza escuro com bird's-eyes e dolomito micrítico com bordas de reação; E) Dissolução preenchida por dolomita espática com cristais amorfos de pirobetume na borda e no núcleo; F) brecha dolomítica com clastos de dolomito micrítico com bordas corroídas e cimentação espática. G) tension gashes em dololuto cinza escuro indicando movimento normal e H) brecha dolomítica com dissoluções preenchidas por dolomita espática e lamina de pirobetume.

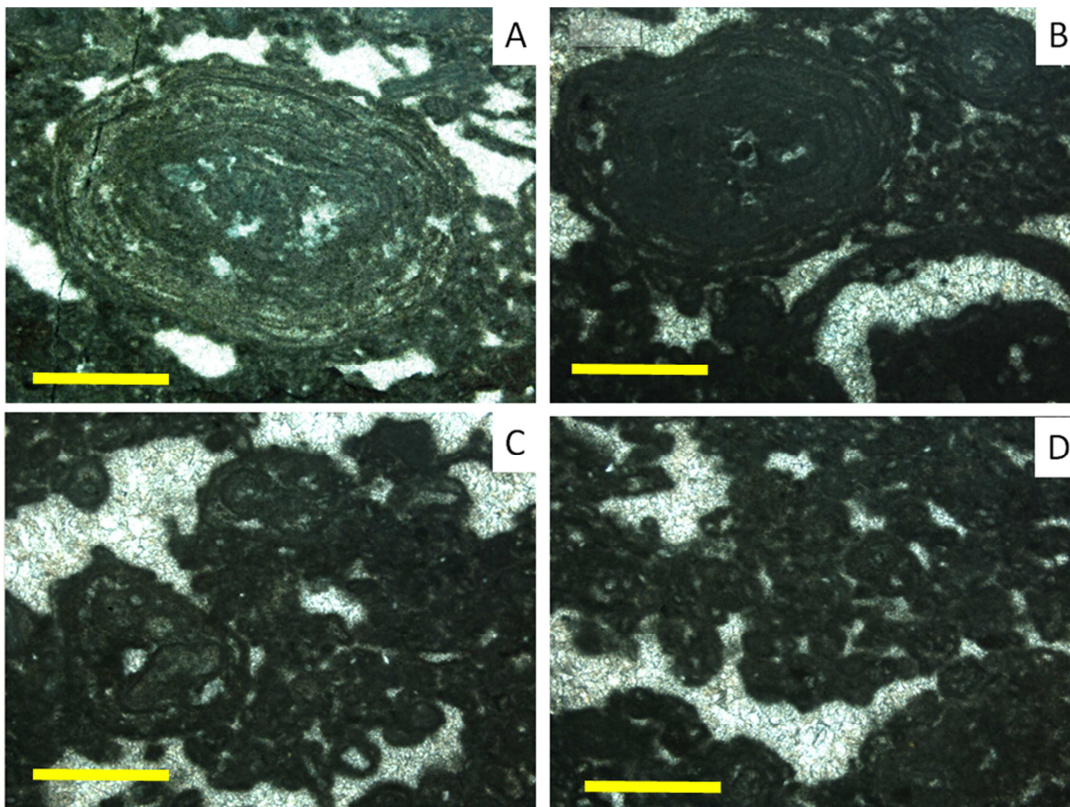


Fig. 6.6 – microfácies dos dolomitos oncolíticos da AF3. A) oncoide subsferoidal com laminação microbial concêntrica e porosidade preenchida por cimentação de dolomita espática. B) detalhe de oncóides com porosidade intraclastos preenchida dolomita espática; C e D) agregados de oóides agrupados formando partículas submilimétricas de oncóides. Destaque para a alta porosidade

elevada da rocha, que atinge 40% em volume, preenchida por dolomita espática e quartzo microcristalino. Escala: barra = 0,5mm.

Associação de fácies (AF4) – ritmo com dolomitos róseos e pelitos verde e roxo.

Esta associação é composta por sucessão rítmica com cerca de 335 m de espessura marcada pelas intercalações centimétricas a decimétricas de dolomitos róseos com siltitos e argilitos margosos verdes e roxos. A passagem dos dolomitos oncolíticos da base para este pacote de dolomitos róseos é gradacional.

Os dolomitos possuem coloração rósea e são compostos predominantemente por lama carbonática micrítica com silicificação incipiente. A cimentação é composta por dolomita espática e quartzo microcristalino que preenche as dissoluções e poros das estruturas sedimentares. São reconhecidas estruturas sedimentares diversificadas em afloramento (fig. 6.7) e em testemunhos de sondagem (fig. 6.8) tais como *mud cracks*, *teepees*, *bird's-eyes*, esteiras algais, brechas de colapso e intraformacionais, dissoluções diagenéticas e nódulos preenchidos por quartzo microcristalino, estruturas de compactação e de escape d'água, laminações enterolíticas e *chicken-wire*, superfícies carstificadas e de erosão, e falhas sinsedimentares rotacionais planares.

Os pelitos são constituídos predominantemente por quartzo e argilominerais com ocorrência de feldspato, carbonato e óxidos de ferro. A fração silte geralmente é roxa e a fração argila é verde. O contato entre as fácies pelítica é gradacional. O contato entre os siltitos no topo e os dolomitos róseos na base é marcado por superfície irregular, que marca uma discordância erosiva entre os intervalos de deposição da lama carbonática e dos pelitos. No contato observa-se retrabalhamento dos carbonatos pelos pelitos gerando níveis centimétricos de brecha matriz suportado com grânulos irregulares do substrato dolomítico (fig. 6.9 – B). As estruturas sedimentares reconhecidas nas fácies pelíticas são compostas por laminações onduladas, dobras convolutas, estruturas de fluxo com dobras intraestratais de escorregamento e brechas intraformacionais que ocorrem próximo à base no contato com os dolomitos. Localmente ocorrem

níveis centimétricos de microconglomerados matriz suportados com grânulos de quartzo arredondados. Em lâmina delgada observa-se que os grânulos são compostos por agregados de quartzo com extinção ondulante (fig. 6.9).

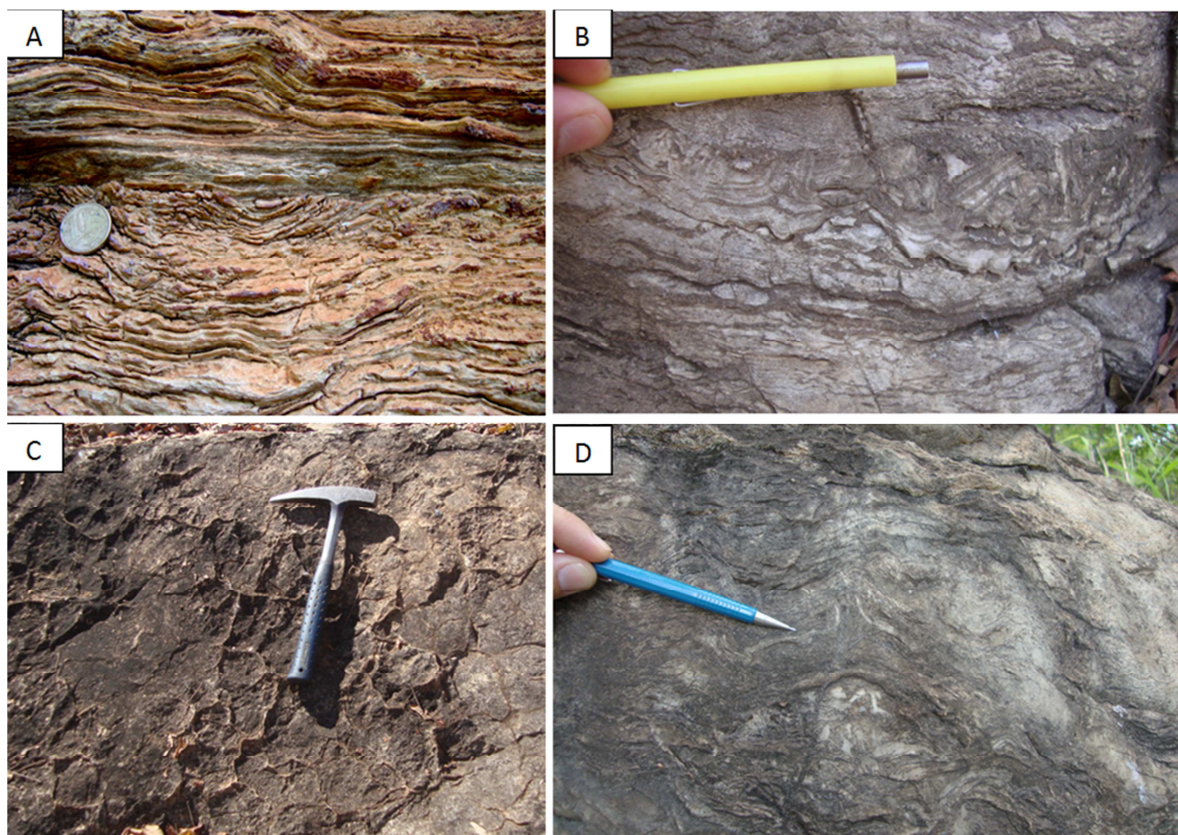


Fig. 6.7 – Estruturas sedimentares em afloramento da associação AF4. A) dololuto róseo constituído por esteiras algais com desenvolvimento incipiente de teepee interrompida por incursão de nível pelítico centimétrico; B) estruturas de dissolução; C) mud cracks com argilas preenchendo fraturas de do substrato dolomítico e D) rompimento de lâmina de lama carbonática por escape de fluido e ressecamento.

É importante ressaltar que a mineralização de Vazante, hospedada em brechas hidrotermais Fe-carbonatadas e ricas em hematita, desenvolve-se preferencialmente próximo ao contato entre os dolomitos cinza escuro oncolíticos da associação de fácies AF3 com ritmitos de dolomitos róseos siltitos da associação de associação de facies AF4. Este último conjunto é equivalente ao Membro Pamplona Inferior.

Esta associação de fácies caracteriza ambiente marinho costeiro tipo sabkha onde são reconhecidas fácies de supra e intermaré. A deposição dos sedimentos é controlada por em clima árido, com elevada taxa de evaporação onde ocorre sedimentação de carbonatos, evaporitos e níveis siliciclásticos.

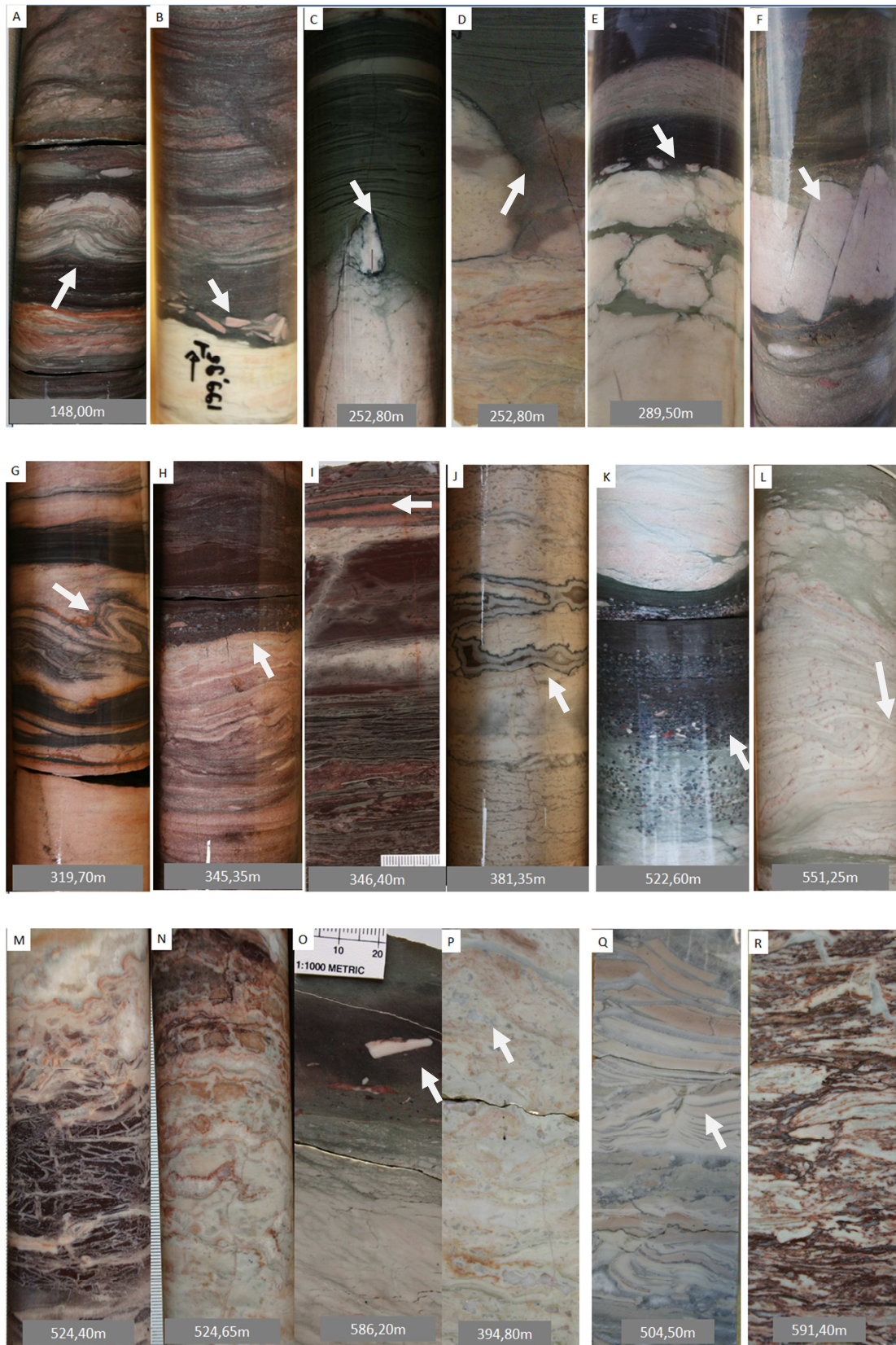


Fig. 6.8 – Texturas e estruturas sedimentares identificadas nos testemunhos de sondagem da associação de fácies AF4. A) tee pee em dolomito róseo com intercalações de pelito roxo. B) Brecha lamelar indicando discordância erosiva entre os dolomitros róseos na base e silto roxo no topo. C) Superfície irregular de dolomito róseo carstificado coberto por camada de argila verde; D) fratura de

mud crack em dolomito róseo preenchida por argila verde, indicando zona de supramaré; E) contato discordante entre os dolomitos róseo do substrado com os pelitos verdes; F) blocos de dolomito em falhas rotacionais sinsedimentares. G) dobra intraestratal em lama carbonática com lamina de pelito roxo. H) Contato erosiva entre dolomitos e pelitos com nível microconglomerático centimétrico matriz suportado com grânulos de quartzo arredondado; I) Intercalação de lama carbonática com pelito roxo; J) Dissolução intraestratal preenchida por quartzo microcristalino em dolomito com birds eyes e esteiras algais. K) Nível de microconglomerado matriz suportado com grânulos de quartzo arredondado e estratificação granodescrescente ascendente; L) dololuto com tee pee e discordância erosiva no topo; M e N) dissolução enterolítica e chicken wire em lama carbonática; O) contato erosivo entre dolomito e pelitos com fragmentos angulosos de dololuto róseo; P) dololuto com dissoluções e nódulos preenchidos por sílica microcristalina; Q) rompimento de camada de lama carbonática com brechação incipiente e R) estrutura enterolítica com intercalações de pelitos e carbonatos micríticos. Fotos obtidas no furo VZMIF178 com profundidades indicadas a partir da superfície. Amostras orientadas com topo para cima. Escala: largura de cada amostra = 47mm.

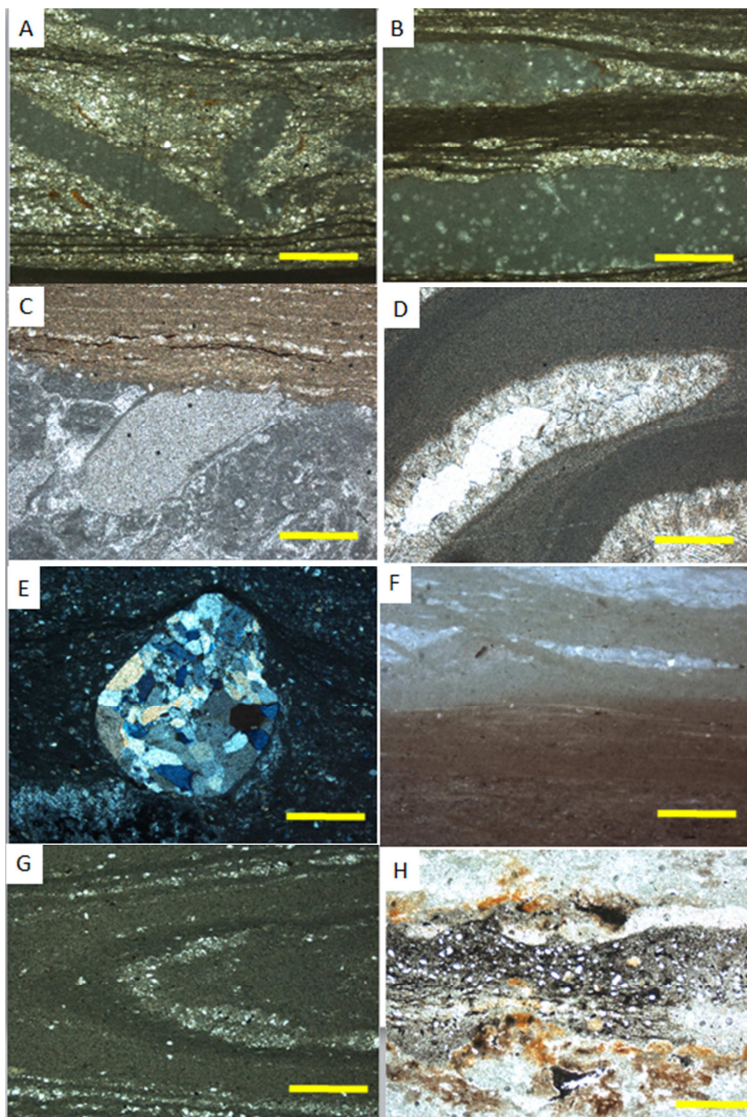


Fig. 6.9 – Fotomicrografia de lâminas delgadas da AF4. A e B) Brechas intraformacionais com clastos de dolomito micritico e matriz espática entre níveis de pelito laminado. C) contato discordante entre dolorudito e siltito. D) porosidade interna de tee pee preenchida por dolomita espática com cristais de quartzo no centro. E) grânulo arredondado de microconglomerado matriz suportado constituído por agregado de quartzo (nicóis cruzados). F) Transição gradacional entre siltito roxo com óxidos de Fe e argila verde carbonática. G) dobra intraformacional em siltito com níveis de carbonato e argilo minerais. H) dolomito impuro com lama carbonática e argilas com óxido de ferro (OxFe). Escala: largura da barra amarela = 0,8mm.

Associação de fácies (AF5) – Dolarenito com brechas intraclásticas.

Este conjunto de fácies é composto por dolomitos maciços, dololutitos com esteiras algais, dolarenitos microconglomeráticos e dolorutitos imaturos. Os dolomitos estão silicificados e em geral são cinza claros com níveis creme a rosado.

A transição da AF4 para esta associação de fácies é gradacional, marcada pelas intercalações centimétricas entre dololutitos róseos e pelitos roxos e/ou verdes. O pacote estudado tem aproximadamente 130 m de espessura. A distribuição das fácies é alternada, com predomínio de dolorutitos imaturos com clastos de dolomito micrítico angulosos e mal selecionados, de tamanho variando entre granulo a calhau (fig. 6.10). A matriz, quando presente, pode ser micrítica ou dolarenítica, composta por oncóides e ooides e cimentação espática (fig. 6.11). Localmente são reconhecidos níveis decimétricos de dolarenitos clasto-suportados, com grãos sub-arredondatos, alongados e orientados segundo o acamamento, mal selecionados, de origem intraclástica. Ao longo da pilha são comuns níveis com esteiras algais que indicam condições de intermaré. Ao longo desta sucessão ocorrem dissoluções tipo *stromatactis* que segundo Hladil (2005) são geradas por sedimentação rápida e contínua desde o nível de base de ondas de tempo bom até a porção intermediária do talude em ambiente de sub-maré.

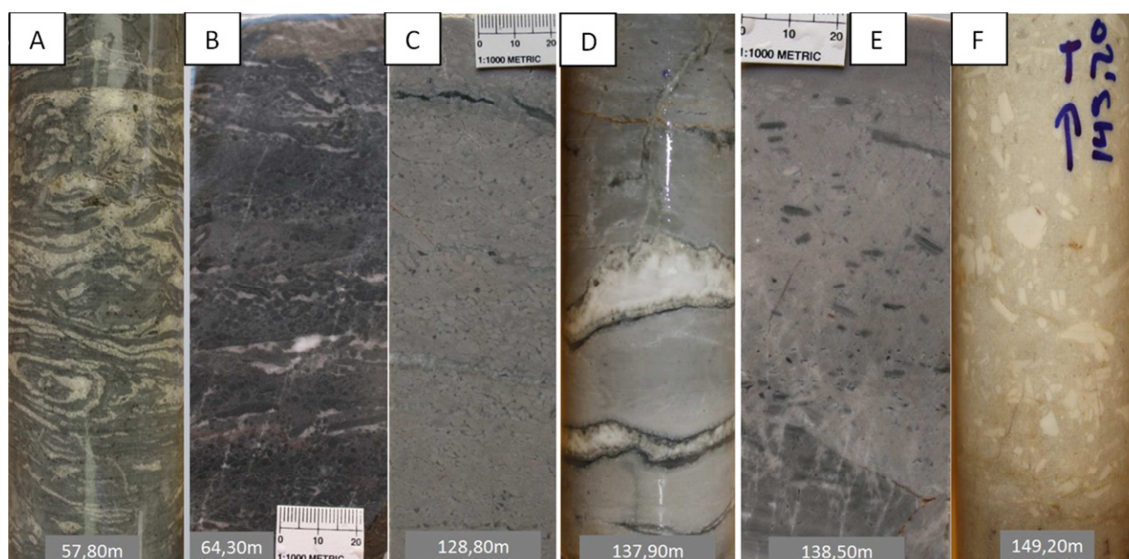


Fig. 6.10 – Litofácies identificadas na associação de fácies AF5. A) dolomitos com esteiras algais. B e C) dolarenito microconglomerático com clastos arredondados orientados segundo o acamamento. D) stromatactis preenchido por dolomita espática na borda e quartzo no núcleo. E e F) brecha

intraclástica matriz suportada com fragmentos angulosos imersos em lama carbonática micrítica. Escala: largura da foto = 47mm. As amostras estão orientadas com topo para cima.

Esta sucessão corresponde ao membro Pamplona Médio da Fm. Serra do Poço Verde.

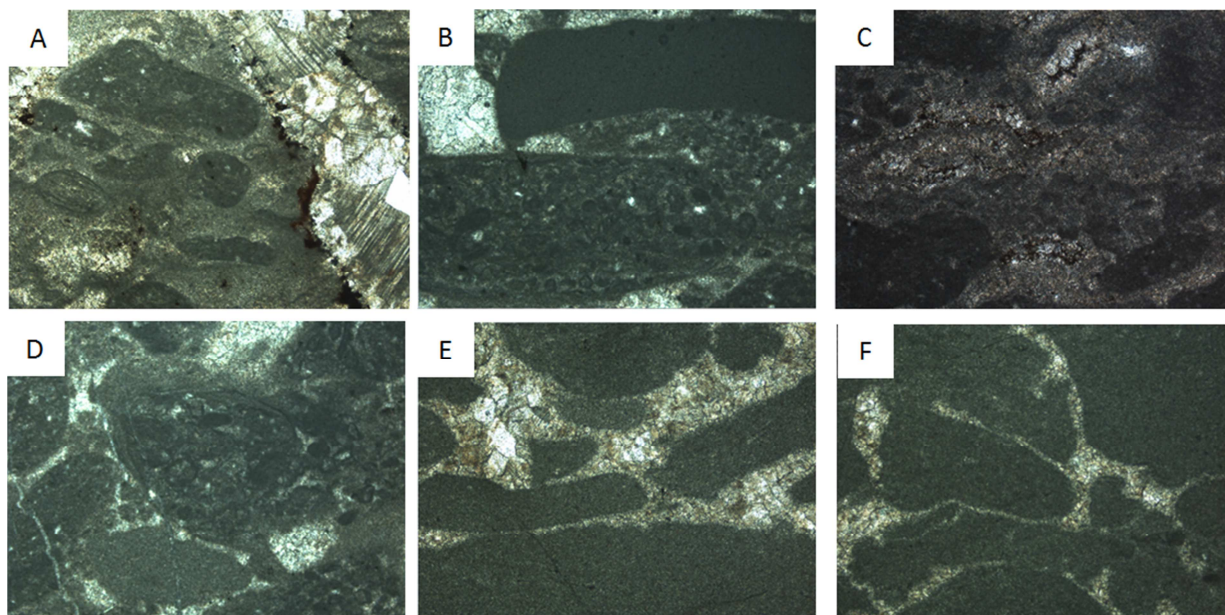


Fig. 6.11 – Fotomicrografia dos dolarenitos microconglomeráticos com brechas intraformacionais da associação de fácies AF5. A) clastos arredondados de oncolitos em matriz micrítica cortado por veio de dolomita espática. B) Clastos alongados de micrito e fragmento de oncolito com cimentação espática; C) dolarenito impuro com matriz micrítica; D) dolarenito com brechas intraformacionais constituídas por clastos de dolomito micrítico e oncolitos com cimentação espática; E e F) dolarenito grosso com clastos de dolomito micrítico e cimentação espática. Escala: largura horizontal de cada figura = 2mm.

Associação de fácies (AF6) – ritmito silte argiloso com construções estromatolíticas.

A base desta sucessão é marcada por ritmitos compostos por intercalações de siltitos cinza escuros e carbonatos finos maciços, com laminação ondulada e granodescrescência ascendente. O contato com o pacote de dolarenitos microconglomeráticos da AF5 é brusco e discordante indicando interrupção abrupta da sedimentação grosseira em águas agitadas da sucessão anterior e início de novo ciclo de deposição.

Em geral a espessura deste nível pelítico é contínua entre 4,00 e 5,00 m e se entende regionalmente pela região de Vazante, o que o torna um bom guia estratigráfico útil na marcação do início de sucessão AF6, correspondente a base da Formação Morro do Calcário (fig. 6.12).

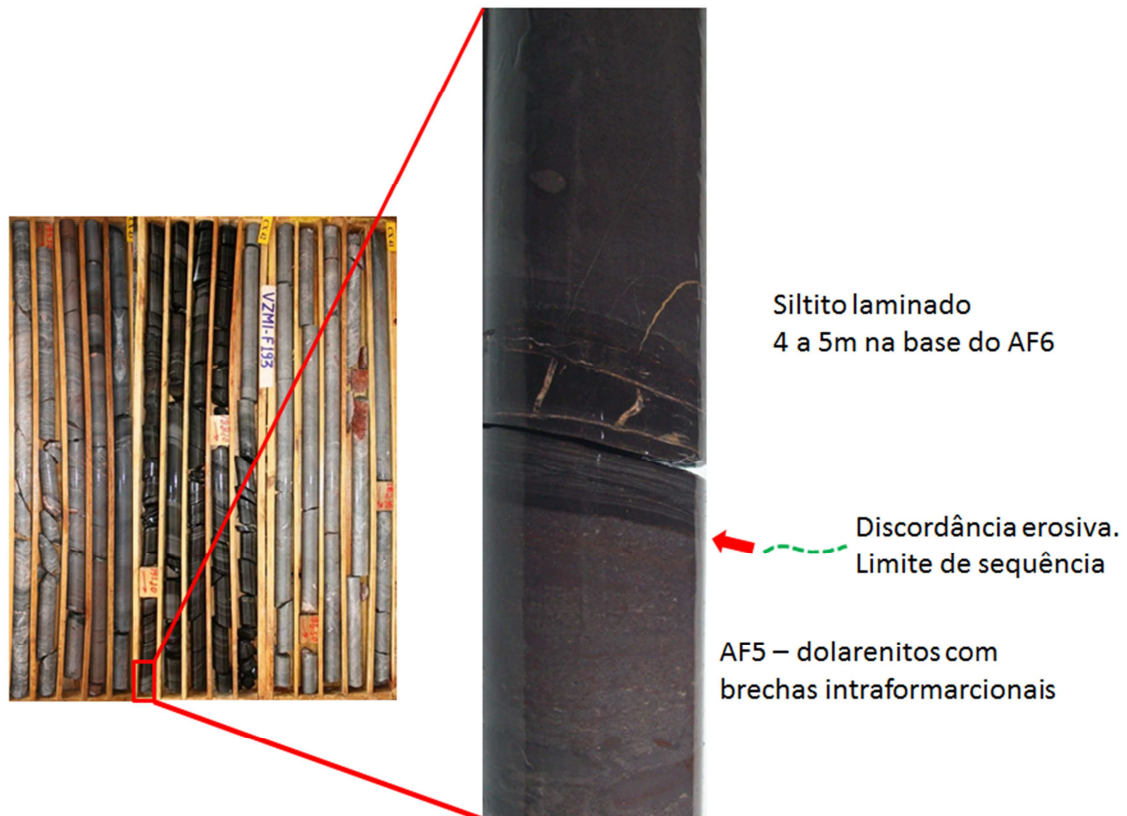


Fig. 6.12 – Discordância erosiva entre os dolarenitos imaturos microconglomeráticos da AF5 o nível de siltitos rítmicos da base da base do AF6. A espessura deste siltito se mantém constante entre 4 a 5m ao longo de toda região de Vazante.

A passagem para os dolomitos estromatolíticos no topo é gradacional e mostra diminuição da coluna d'água em ambiente calmo, com baixa energia e sem aporte de terrígenos, típicos de fácies recifal.

Os dolomitos estromatólitos repousam concordantemente com os siltitos do substrato. Esta fácies é caracterizada pelo aparecimento de bioherma de estromatólitos colunares cilíndricos esféricos de matriz micrítica com largura média de 2 cm e comprimento variado que pode chegar a 0,30m em um intervalo de 15m de espessura. Associados ao bioherma ocorrem brechas com intraclastos irregulares que preenchem os espaços entre as colunas. Sobre o pacote estromatolítico ocorre dololuto maciço, silicificado com níveis centimétricos de brecha lamelar onde localmente são encontradas feições aciculares semelhantes aos de crescimento de pseudomorfo de anidrita em condições evaporíticas cimentada por quartzo microcristalino e níveis centimétricos de siltito verde impuro com colofana (fig. 6.13).

A porção intermediária é marcada por ritmitos com laminações granoascendentes compostos por intercalações de siltitos e dolomitos com brechas intraformacionais. Sobre este pacote rítmico volta a ocorrer estromatólitos colunares recifais.

Sotoposto a este pacote ocorrem ritmitos com estratificação granodescrescente ascendente composta por intercalações de brechas intraformacionais com clastos alongados envoltos por película de opaco e matriz micritica (fig. 6.14) e siltitos negros laminados com níveis de pirita fina intrafoliação. Sobre a sucessão rítmica volta a ocorrer o bioherma estromatolítico com construções de microorganismos semelhantes aos que ocorrem na base da sequência. O estudo detalhado se restringiu aos 190m da porção basal deste pacote onde há registro de testemunhos de sondagem disponíveis. A espessura real estimada para esta associação de facies é de 400m, limitada no topo pelos pelitos carbonáticos da Formação Lapa.

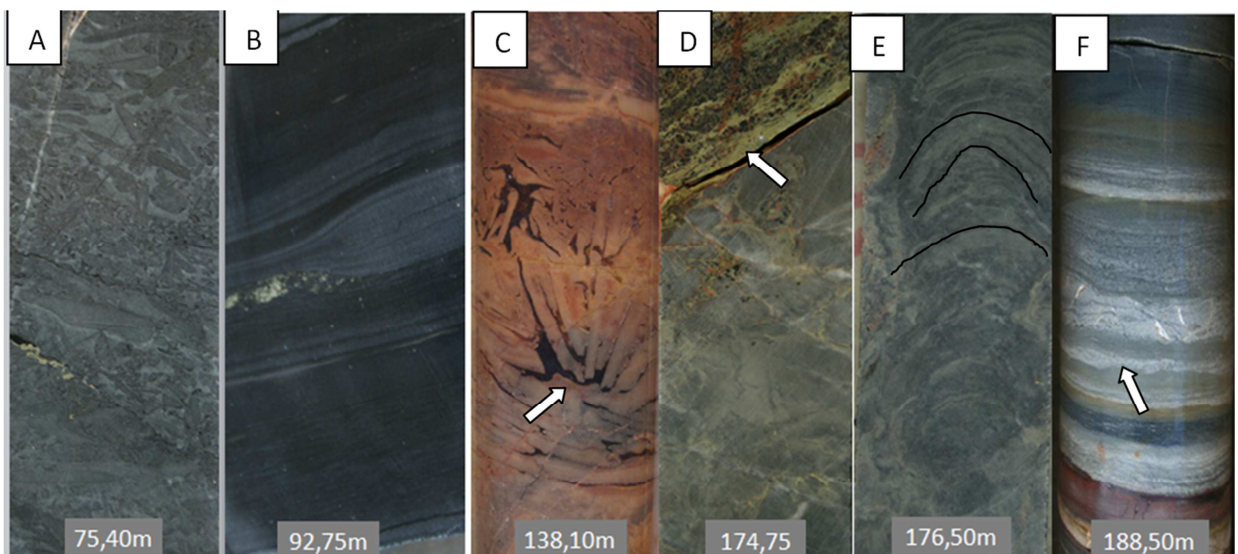


Fig. 6.13 – Facies reconhecidas na AF6 do topo para base: A) doloruditos com brechas lamelares; B) ritmitos silte argiloso com filmes de pirita; C) Dolomito silicificado com fragmentos aciculares semelhantes a pseudomormos de gipsita; D) nível de pelito verde impuro com colofana sobre dolomito brechado; E) coluna estromatolítica do bioherma e E) ritmito da base da sequência com interação de lamina onduladas de silte e argila com níveis de carbonato micritico maciço. As amostras estão orientadas com topo para cima. Escala: largura do testemunho = 47mm.

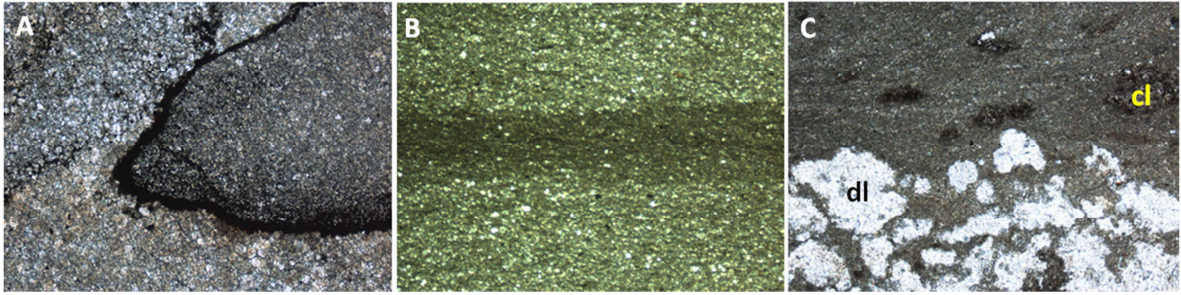


Fig. 6.14 – Fotomicrografia das fácies do AF6: A) clasto de brecha intraformacional envolto por película de opacos. B) laminação em siltitos negros e C) nível de argila impura com colofana e nódulos de dolomita.

7. QUIMIOESTRATIGRAFIA

A quimiostratigrafia estuda as variações químicas ao longo de um pacote sedimentar. Esta ferramenta, quando aplicada em conjunto com a avaliação das litofáceis, é extremamente útil no entendimento da evolução de uma sequência estratigráfica e é particularmente importante no entendimento de bacias carbonáticas.

A utilização de isótopos estáveis de C, O e Sr, permite avaliar as mudanças das condições paleoambientais da bacia na época da deposição dos sedimentos e realizar correlações com outras sequências sincrônicas.

Destaca-se a importância da aplicação da quimiostratigrafia em carbonatos Proterozóicos, onde não há registro fóssil que permita aplicar as correlações cronoestratigráficas (Halverson *et. al.*, 2005; Halverson *et. al.*, 2010)

7.1 - Fundamentação Teórica

Isótopos de Carbono.

Parte da história do ciclo bioquímico do carbono fica registrada nos isótopos de carbono nos carbonatos das rochas sedimentares e metamórficas. Isto permite aplicar as razões isotópicas no estudo dos ambientes antigos e modernos da superfície terrestre.

O carbono possui dois isótopos estáveis ^{13}C e ^{12}C . Para o estudo isotópico é utilizada a razão entre estes isótopos comparados com o padrão internacional PDB (*Pee Dee Belemnite*) pela seguinte equação:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{amostra})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{padrão})} - 1 \right) 10^3$$

onde os valores finais são expressos em *per mil* (‰).

Segundo De Marais (2001), o ciclo biogeoquímico do carbono pode ser dividido em quatro subciclos que são definidos por suas diferenças em relação aos reservatórios relação e processos (7.1).

Hidrosfera, atmosfera e biosfera (HAB): este subciclo é constituído por pequenos reservatórios, que interagem com altas taxas de troca de C entre si. O HAB ocorre em períodos relativamente curtos de tempo. A biosfera faz a troca do C entre CO₂ da atmosfera e matéria orgânica através da fotossíntese.

Sedimentar (SED): Incluem-se neste subciclo os reservatórios sedimentares de matéria orgânica e os carbonatos. Este subciclo é controlado pelos processos tectônicos que podem ter duração de até 200 milhões de anos. A SED tem forte influência do HAB. A quantidade de oxigênio disponível no HAB pode ser avaliada pelo tipo de sedimento precipitado: carbonatos, sulfatos ou ferro férrico são formados em condições oxidantes enquanto a presença de matéria orgânica e sulfetos indica ambientes redutores.

Metamórfico (MET). Fazem parte deste subciclo os sedimentos profundos e as rochas ígneas que foram submetidas ao metamorfismo. Inclui-se neste subciclo o carbono presente nas rochas das zonas de subducção mas que não são injetados no manto devido ao processo de degaseificação, ou se as rochas forem acrescidas lateralmente na crosta continental. O volume de rochas neste subciclo é bem maior do que as rochas envolvidas no subciclo SED. Porém, o reservatório de carbono reduzido é menor, devido a perda de C durante o metamorfismo de rochas sedimentares e pelo baixo conteúdo de carbono reduzido nas rochas ígneas. A duração do carbono neste ciclo pode variar de algumas dezenas de milhões de anos até bilhões de anos. Os períodos de trânsito são tipicamente mais longos do que o SED e implicam em longos tempos de residência das rochas continentais em profundidade.

Mantélico (MAN) – Neste subciclo o carbono está presente no manto e nos processos de subducção e de degaseificação do manto. Embora as rochas que são subducadas façam parte do subciclo MET, a quantidade de C que chega ao manto fará parte do Subciclo MAN. O tempo de residência deste ciclo é semelhante ao do MET e pode durar de alguns milhões de anos até bilhões de anos.

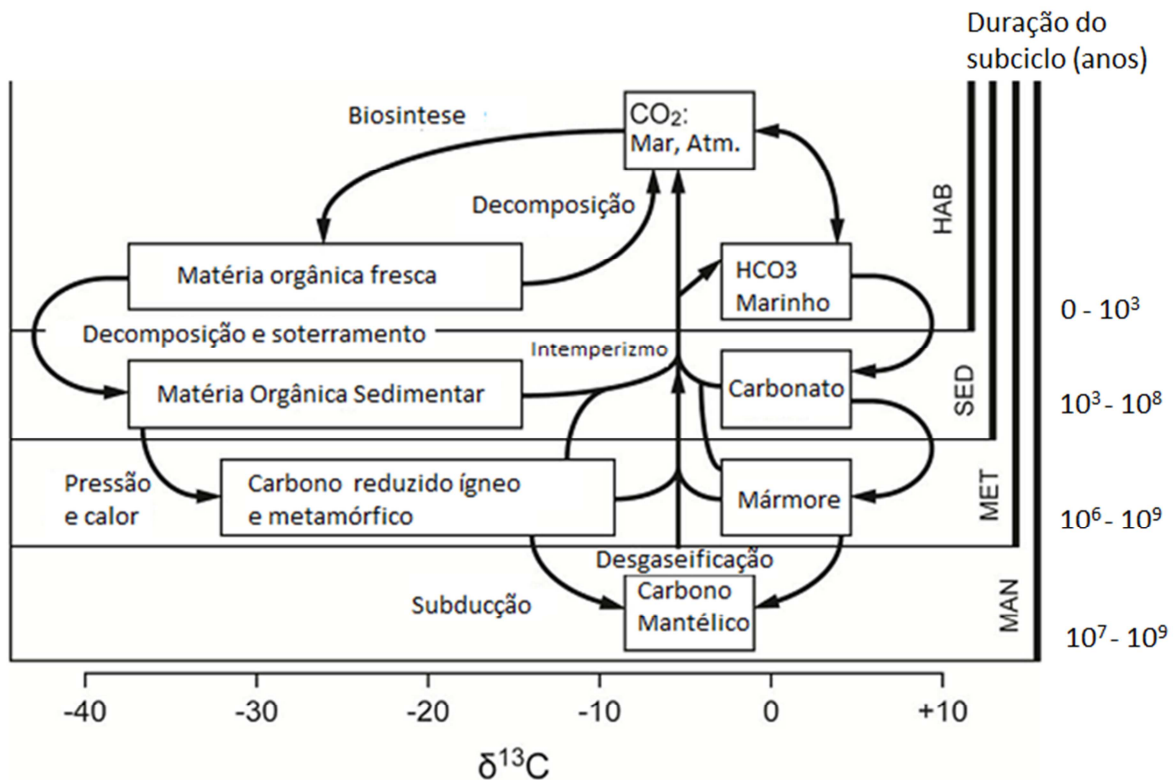


Fig. 7.1 – Ciclo biogeoquímico do carbono, ilustrando os principais reservatórios de C no manto, crosta, oceanos e atmosfera e mostrando os processos de interface entre os reservatórios. O eixo horizontal indica os valores típicos de $\delta^{13}C$ de cada reservatório. As barras verticais à direita indicam o tempo de residência do carbono em cada sub-ciclo MAN, MET, SED e HAB (extraído e traduzido de De Marais, 2001).

Registro Isotópico do carbono.

O registro isotópico do carbono nos sedimentos é medido pela troca biogeoquímica ao longo do tempo geológico (Schidlowski, 1988; Hayes et al., 1999 *apud* Och, 2011). O fracionamento isotópico do carbono ocorre na parte exogêna do ciclo, onde ficam registrados os valores de $\delta^{13}C$ de sedimentos recém-depositados, que refletem a composição isotópica entre atmosfera, hidrosfera e troca de carbono entre os sedimentos. A interação entre estes reservatórios consistem em desgaseificação, transporte, transformação química, sedimentação e soterramento do carbono. Dentre estes processos de interação destaca-se o fracionamento do carbono pela fixação do CO_2 , onde $^{12}CO_2$ é preferencialmente incorporado pela fotossíntese de organismos em relação ao $^{13}CO_2$.

Conforme compilação de dados de Viera (2007), as rochas carbonáticas podem ser usadas como indicadores da composição isotópica dos oceanos. O registro da razão isotópica é preservado nos carbonatos, pois o fracionamento

isotópico do sistema calcita-bicarbonato é pequeno e não é alterado por mudanças na temperatura.

O Neoproterozóico é marcado por importantes excursões negativas e positivas de $\delta^{13}\text{C}$ (Haverson et. al, 2010). Viera (2007) faz uma compilação dos processos que explicam estas anomalias. Cinco mecanismos são considerados para as excursões negativas:

produtividade biológica reduzida; Esta condição é explicada pela glaciação global que inibiria o desenvolvimento dos microrganismos por um período de 1 a 10 milhões de anos. A ausência de atividade biológica provocaria a redução do $\delta^{13}\text{C}$ para próximo de -6 ‰ PDB, com valores semelhantes aos obtidos próximo às cadeias mesoceânicas. Assim sendo, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos pós-glaciais seriam negativos.

elevadas taxas de intemperismo; este mecanismo é reflexo da forte atuação do intemperismo químico pós-glacial, devido ao aquecimento global, que causaria aumento da alcalinidade das bacias oceânicas. Estas condições são favoráveis a precipitação de carbonato inorgânico nos oceanos e diminuiriam os valores de $\delta^{13}\text{C}$.

Transferência de CO_2 atmosférico para o bicarbonato. Nesse caso os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ são atribuídos ao fracionamento isotópico ocorrido durante a transferência do CO_2 da atmosfera para o bicarbonato.

Liberação de hidrato de metano. Está hipótese explica que a anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos pode ser resultado de mudanças de curta duração na composição do carbono do oceano, ocasionadas por liberação global de metano biogênico. A reciclagem do carbono isotopicamente leve aprisionado no metano ocasionaria enriquecimento em ^{12}C nos sedimentos, e conseqüentemente diminuiria os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos depositados neste período.

Estratificação do oceano. Este mecanismo considera que durante os períodos glaciais os oceanos seriam estratificados devido à diminuição das correntes marinhas. O deslocamento de partículas orgânicas da superfície em direção à base da coluna de água levaria a um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no carbono inorgânico dissolvido nas águas superficiais. Por outro lado, a

remineralização parcial dessas partículas orgânicas junto com redução sulfato-bacteriana propiciaria um empobrecimento do carbono inorgânico dissolvido nas águas mais profundas. Com o fim da glaciação e a retomada das correntes de circulação nos oceanos, os processos de ressurgência transportariam para a superfície as águas anóxicas, com alto teor de alcalinidade, liberando CO₂ e depositando as capas carbonáticas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$.

Para as excursões positivas são aventados quatro mecanismos.

Altas taxas de soterramento de carbono orgânico. Este mecanismo parte do princípio da invariabilidade do fracionamento isotópico entre carbono orgânico total e carbonato sedimentar Δc , bem como da composição isotópica do carbono que entra no ambiente superficial ($\delta^{13}\text{C}_i$) no balanço de massa do $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos. Isso permite que o $\delta^{13}\text{C}$ destas rochas seja determinado estritamente em função do carbono orgânico soterrado. As composições de $\delta^{13}\text{C}$ das principais fontes de carbono oceânico (intemperismo, vulcanismo e metamorfismo) se aproximam da composição do $\delta^{13}\text{C}$ da crosta e do manto superior (-5‰ a -7‰,) e o Δc é determinado empiricamente em torno de $25 \pm 5\%$. Sendo assim, os períodos marcados por valores muito elevados de $\delta^{13}\text{C}$ (> 10‰), são interpretados como reflexo de episódios com taxas elevadas de soterramento de carbono orgânico.

Aumento no fluxo de carbono nos ambientes superficiais. Apesar do $\delta^{13}\text{C}_i$ ser considerado constante no balanço de massa do $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos, as mudanças em escala de tempo menor que 100 Ma podem influenciá-los. Mudanças no $\delta^{13}\text{C}_i$ podem ter ocorrido durante o Neoproterozóico pela repetição de regressões eustáticas relacionadas aos eventos glaciais, causando aumento no intemperismo de carbonatos e consequentemente aumentando o $\delta^{13}\text{C}_i$.

Aumento no coeficiente de fracionamento isotópico entre carbono inorgânico e orgânico. Processos de remineralização microbiana podem causar aumento nos valores de Δc em rochas do Neoproterozóico chegando a 30‰. A maioria dos processos secundários tende a enriquecer a matéria orgânica em ^{13}C , diminuindo o Δc . Contudo, o retrabalhamento por bactérias pode causar um enriquecimento ainda maior em ^{12}C na matéria orgânica na

zona de transição óxica-anóxica. Portanto, os valores elevados de Δc podem representar uma intensificação local desse limite redox. São necessárias mudanças globais para explicar um aumento no Δc que afetasse a quantidade de $\delta^{13}C$ da água do oceano. Estimativas de valores de Δc entre 30‰ e 37‰ para o Neoproterozóico poderiam causar um aumento no $\delta^{13}C$ dos carbonatos de 1‰ a 3‰, no entanto esse aumento é insuficiente para justificar as excursões positivas do Neoproterozóico.

$\delta^{13}C$ localmente elevados. Valores elevados de carbono inorgânico podem representar o registro de bacias com conexão oceânica restrita. Esses valores altos de $\delta^{13}C$ seriam originados no local pela deposição e armazenamento de matéria orgânica.

Kaufman & Knoll (1995), Veizer *et al.* (1999), Jacobsen & Kaufman (1999), Walter *et al.* 2000, Halverson *et al.* (2005, 2007, 2010), apresentam propostas de curvas temporais que podem ser utilizadas para correlação entre as bacias carbonáticas (fig. 7.2).

Halverson *et al.* (2010) sumariza o comportamento isotópico do carbono no Neoproterozóico. Esta Era é marcada pela média elevada dos valores de $\delta^{13}C$ ($\sim +5‰$ no final do Criogeniano contra aproximadamente 0 - 1 ‰ no Mesoproterozóico e no Fanerozóico) e pelas fortes flutuações nas amplitudes do $\delta^{13}C$. A mudança entre os valores médios de $\delta^{13}C$ estabilizados em torno de $\sim 0‰$ no Mesoproterozóico para os elevados valores médios com forte oscilação típicas do Neoproterozóico é ainda pouco compreendida.

Desvendar o intervalo da passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico é crucial para o entendimento dos mecanismos responsáveis pela mudança de primeira ordem na curva isotópica do carbono que marcam esta transição. As causas da mudança no comportamento do carbono podem estar relacionadas às condições dos limites das placas tectônicas, à evolução bioquímica da água do mar, à evolução da biosfera ou à uma combinação de todos estes itens.

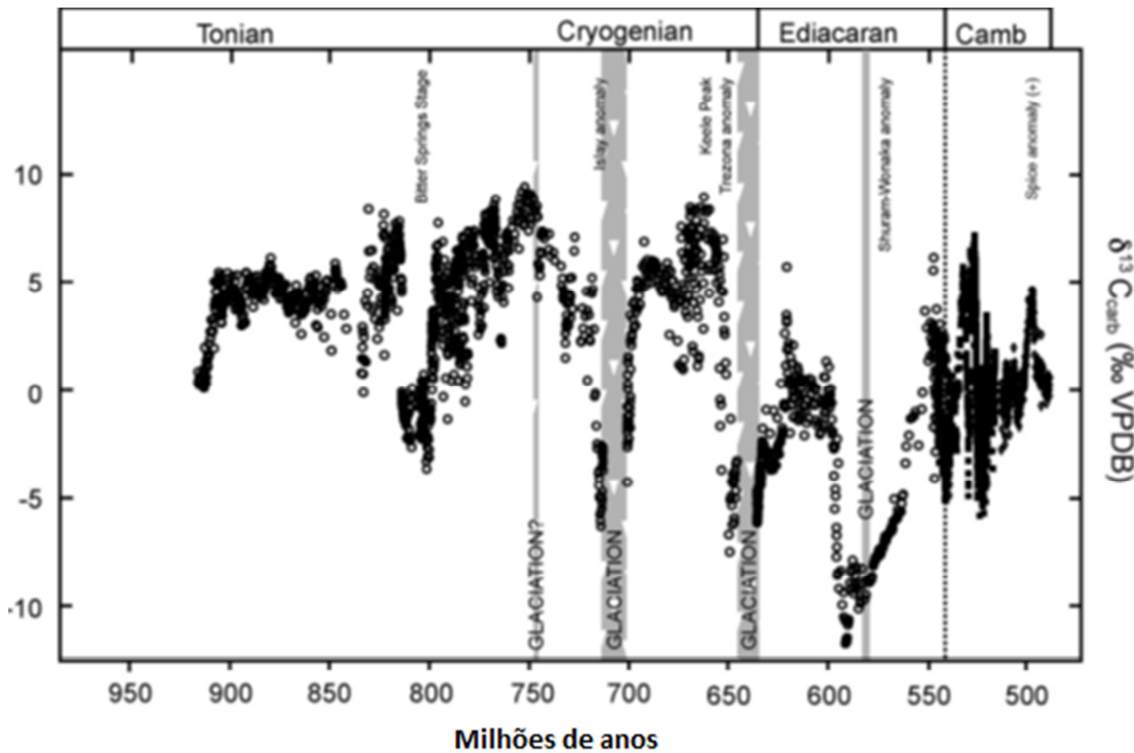


Fig. 7.2. Registro da composição isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos Neoproterozóicos (extraído e modificado de Halverson et. al, 2010).

Isótopos de Oxigênio.

O oxigênio possui três isótopos estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . O estudo isotópico deste elemento é feito pela razão entre $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pela equação abaixo.

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} (\text{amostra})}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} (\text{padrão})} - 1 \right) 10^3$$

Assim como nos isótopos de carbono os valores obtido são reportados em unidade per mil (‰) e pode ser comparada a dois tipos de padrões de referência internacionais:

PDB (*Pee Dee Belemnite*)

SMOW (*Standard Mean Ocean Water*).

Os principais reservatórios de oxigênio na Terra são a atmosfera, os oceanos, os sedimentos e a biosfera (Fig. 7.3). As interações entre esses reservatórios são refletidas no fracionamento dos isótopos de oxigênio, bem como de outros isótopos estáveis como o carbono, o ferro e o enxofre, entre outros.

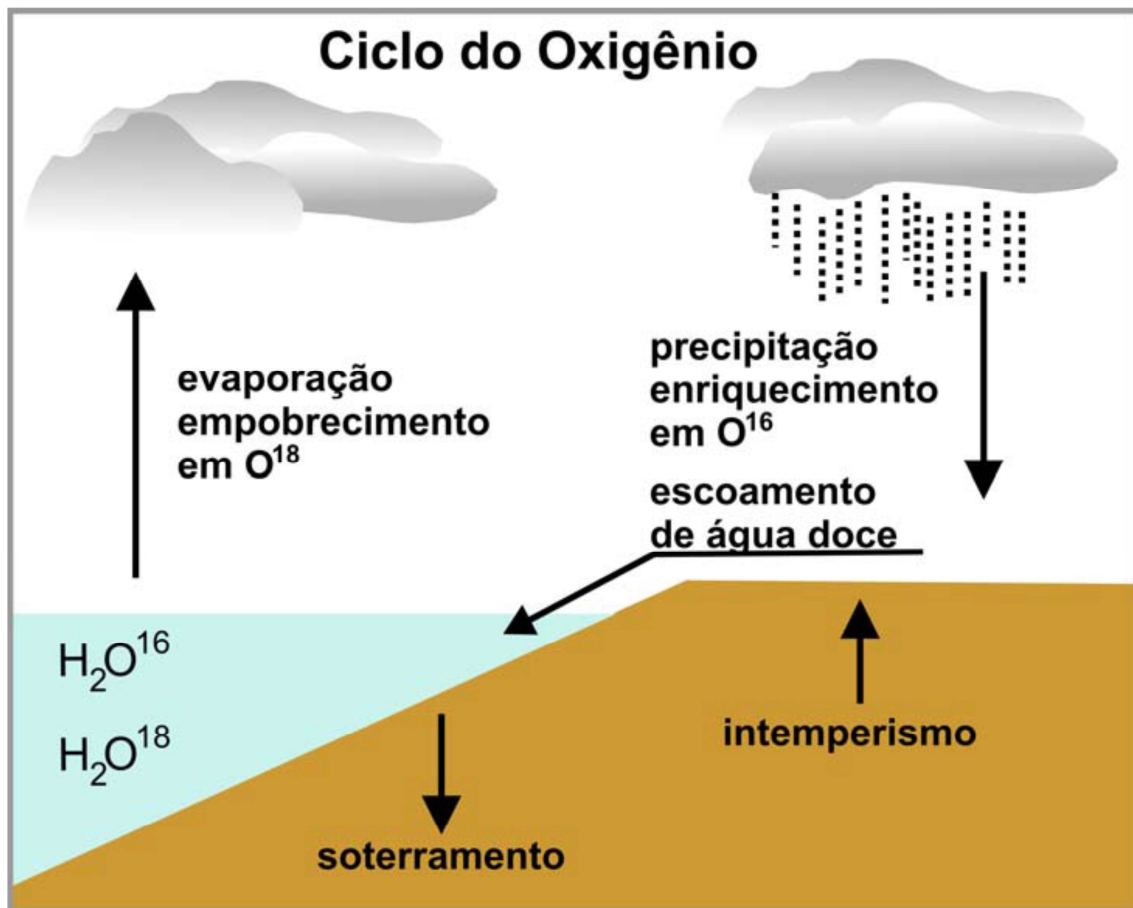


Fig. 7.3 - Ciclo do oxigênio (extraído de Vieira, 2007)

A taxa de evaporação da água é um dos principais mecanismos responsáveis pelo fracionamento isotópico do oxigênio. Durante o processo, o vapor é enriquecido em ^{16}O , causando um enriquecimento relativo em ^{18}O na água do mar remanescente, e elevando assim seu $\delta^{18}O$, bem como dos carbonatos eventualmente depositados neste intervalo. Assim, alterações nos fatores naturais relacionados à evaporação (temperatura, insolação, salinidade, restrição do corpo d'água, glaciações etc.) poderiam causar variações nas razões $^{18}O/^{16}O$ da água do mar e, conseqüentemente, dos depósitos carbonáticos gerados (Corfield 1994, Allan & Matthews 1982, Thunell *et al.* 1987).

Outros fatores que influenciam a razão $^{18}O/^{16}O$ são a temperatura da água no momento da cristalização do carbonato, o processo de degelo (Mallinson & Compton 1997), processos diagenéticos intensos (Tucker, 1986; Kaufman &

Knoll, 1995) e demais processos pós deposicionais, especialmente os relacionados a água meteórica.

Jaffrés et. al. (2007) compila os dados isotópicos de oxigênio disponíveis no registro geológico e mostra que os valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em dolomita são mais altos do que a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ extraídos da calcita e que em sedimentos carbonáticos marinhos antigos os valores de $\delta^{18}\text{O}$ decrescem com o aumento da idade. (fig. 7.4).

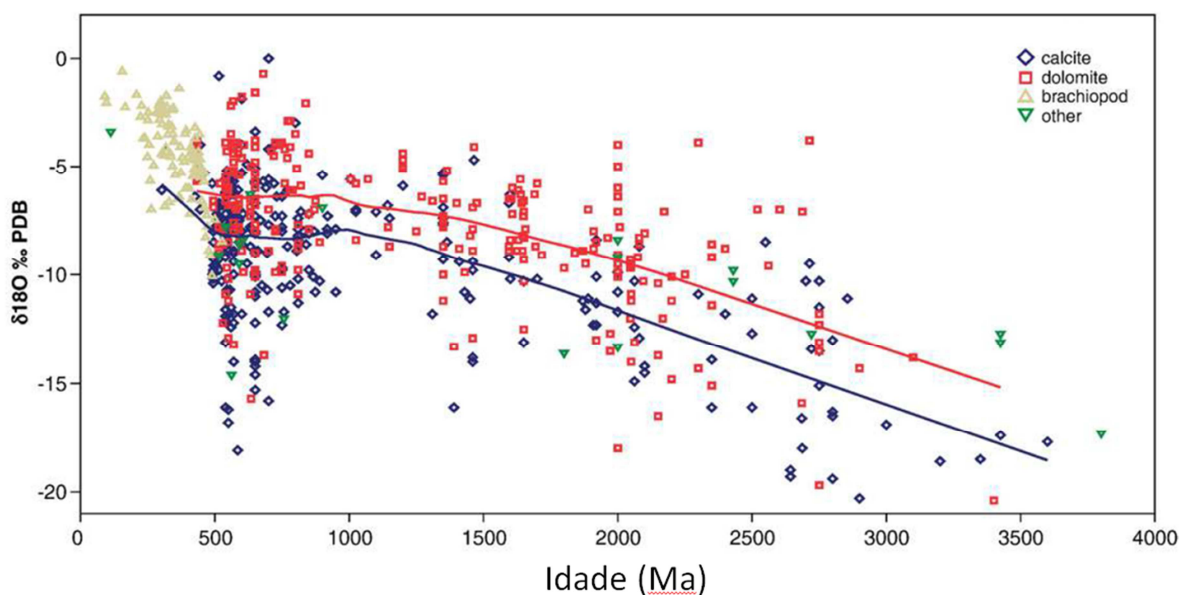


Fig. 7.4 - Linha de tendência dos valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita (linha azul) e dolomita (linha vermelha) ao longo do tempo geológico. (extraído de Jaffrés et. al.,2007).

Sharp, (2007, apud Vieira, 2007) considera três hipóteses para explicar essa variação:

os valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos eram mais negativos no passado;

as temperaturas nos oceanos antigos eram superiores ou

os sedimentos tornaram-se mais ricos em $\delta^{16}\text{O}$ com o tempo pela alteração diagenética.

A assinatura isotópica do oxigênio em carbonatos é extremamente sensível a alterações decorrentes da percolação de fluidos, principalmente águas meteóricas, que têm assinatura fortemente negativa. Sendo assim, a preservação da assinatura isotópica primária do oxigênio em sedimentos antigos deve ser consideradas com ressalva.

Nos oceanos atuais a composição isotópica do oxigênio varia com a profundidade e as concentrações são fornecidas pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do

oxigênio dissolvido. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na superfície da água são de +24‰ em função da troca com o O_2 atmosférico. Com o aumento da profundidade, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ diminuem em consequência do consumo preferencial de oxigênio leve na oxidação de matéria orgânica.

7.2 - Isótopos de Carbono e Oxigênio dos carbonatos encaixantes da mina de Vazante.

A seção quimioestratigráfica foi composta por 163 amostras coletadas dos testemunhos em dois furos estratigráficos, sendo que os 191m iniciais (do topo para base), correspondem a base da AF6 (Morro do Calcário) e foram extraídas dos testemunhos do furo VZMIF193. Os 924m restantes que contemplam as demais sucessões até a base da AF3 (Membro Morro do Pinheiro Superior), foram retiradas do furo VZSMI178 (anexo I). A localização destes furos é ilustrada no mapa da figura 6.1. A amostragem foi contínua em intervalos com espaçamento médio entre 7 a 8m. A coleta de material foi seletiva e pontual priorizando as porções micríticas preservadas dos dolomitos sem sinais de fraturas, veios ou porções intemperizadas. Os valores foram normalizados com o padrão internacional PDB e são expressos em *per mil* (‰). A seção foi subdividida em cinco intervalos quimioestratigráficos cujos limites respeitaram os ambientes deposicionais e as associações de cada sucessão interpretadas no capítulo anterior. São eles da base para o topo: AF3b, AF3, AF4, AF5 e AF6 conforme ilustrado na figura 7.5.

O perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ cobre detalhadamente 1.114,55m das unidades estratigráficas que hospedam a mineralização de Vazante, desde a base do AF3, passando pelas associações de fácies AF4, AF5 e AF6 (fig. 7.6). A razão Mn/Sr pode é usada como uma referência para detecção de alteração diagenética por fluidos não marinhos (Kaufman e Knoll, 1995). Segundo estes autores, amostras com valores de Mn/Sr <10 podem ser consideradas como inalteradas e indicam preservação da assinatura isotópica primária do carbono que pode ser utilizada no estudo quimioestratigráfico.

Ao longo da seção estratigráfica foram coletadas 44 amostras de rocha em testemunhos, preferencialmente de dolomitos com suas características primárias preservadas, para análise geoquímica multi-elementar de rocha total

(anexo II). A quantidade de material amostrado corresponde a intervalos entre 5 a 10cm de comprimento e a localização destas amostras não coincide exatamente com a posição da amostragem isotópica. Sendo assim, na interpretação dos valores geoquímicos obtidos pela análise de rocha total, deve-se considerar a presença de argilominerais, óxidos e outros silicatos. Dentre estas, 42 são predominantemente dolomitos puros, com teores somados de MgO e CaO maiores que 40% em volume. Os resultados de Mn e Sr destas amostras foram utilizados para o cálculo da razão Mn/Sr e são apresentados junto com os perfis na figura 7.6.

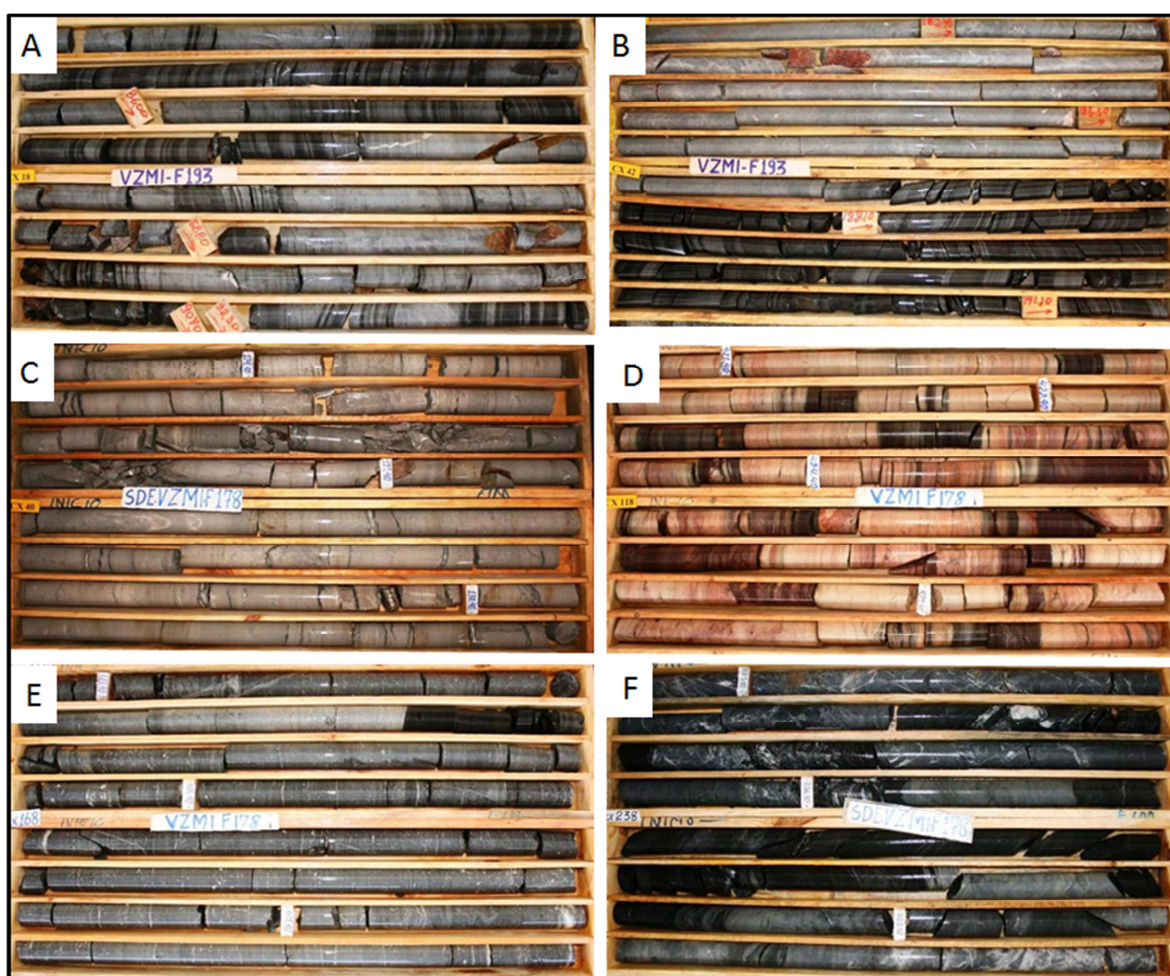


Figura 7.5 – Amostras de testemunhos de sondagem representativas de cada intervalo da seção quimioestratigráfica. A profundidade em cada caixa cresce da esquerda para direita, de cima para baixo. Largura da caixa = 1m. A) ritmitos do AF6; B) estromatólitos e siltitos da base do AF6. C) Dolarenitos cinza claro do AF5; D) Ritmitos evaporíticos do AF4; E) Dolarenitos oncolíticos do AF3 e F) Dololutitos e folhelhos carbonosos do AF3b.

No perfil foram detectados três resultados com razão Mn/Sr > 10 que representa 7% da população amostral. Tratam-se de rochas que não são puramente carbonáticas e estão localizadas principalmente nas associações de fácies rítmicas (AF3b, AF4 e AF6). Estas amostras são compostas por intercalações centimétricas entre carbonatos e laminações de pelitos que podem ter contribuído com aumento de Mn presente na estrutura de argilominerais ou que permitiram a circulação de fluidos hidrotermais nas discontinuidades da rocha.

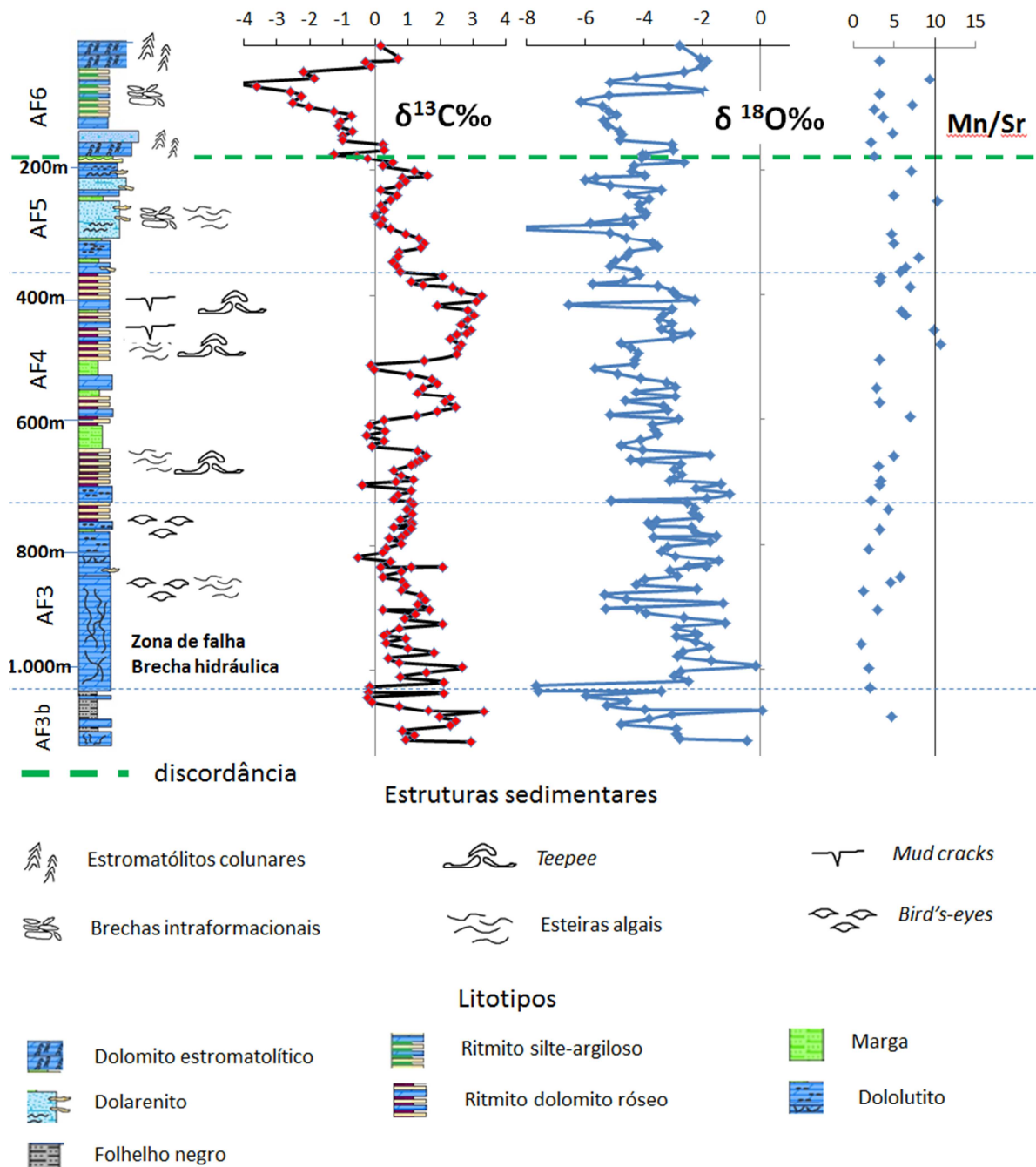


Fig. 7.6 – Perfil quimioestratigráfico das associações de fácies (AF3 a AF6), que encaixam a falha de

Vazante com curvas de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) e razão Mn/Sr ao longo de 1.115m. Destaque para a discordância marcada pela linha verde pontilhada na passagem do AF5 para o AF6.

Os resultados de 93% das análises estão dentro do limite Mn/Sr<10 aceitável, sendo que 65% retornaram valores de Mn/Sr <5. Em geral, considerou-se que os resultados obtidos indicam preservação do caráter original dos dados isotópicos e não afetaram as tendências primárias da curva quimioestratigráfica.

A curva do $\delta^{13}\text{C}$ apresenta valores entre -4,12‰ e +3,35‰, sendo 80% das amostras de valores positivos com 55% concentrados entre 0,00‰ a 1,50‰. São comuns oscilações entre amostras adjacentes com amplitudes de até 1‰. Quebras bruscas podem indicar importantes mudanças climáticas e/ou hidrotermais, bem como as tendências suaves permitem correlacionar a resposta isotópica com as condições paleoambientais.

O comportamento do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do perfil é instável com valores entre -8,60‰ a +0,06‰ sendo o limite máximo o único valor positivo da curva. Os valores estão concentrados 82% dos valores estão concentrados entre -4,00‰ a -2,50‰, com dois picos de maior frequência em -4,50‰ e -2,50‰ (VPDB).

AF3b - Folhelho carbonoso e dolomitos cinza brechado.

Por estar próximo a zona de falha, a base da AF3 (AF3b) foi tratada como intervalo individualizado. Nas amostras dos testemunhos do furo VZMIF178 estas rochas estão tectonizadas com presença de brechas e veios de quartzo, carbonato e pirobetume que evidenciam a percolação de fluidos hidrotermais. A circulação de fluidos quentes neste intervalo pode ter alterado a composição original do sistema isotópico do carbono e oxigênio devido a forte interação fluido-rocha.

Este intervalo é marcado por amplas oscilações de valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam entre -0,21‰ e +3,35‰, com predomínio dos valores positivos e média em torno de 1,33‰. Observa-se no perfil uma tendência decrescente discreta em direção ao topo do intervalo. O comportamento do $\delta^{18}\text{O}$ é semelhante, com fortes variações entre -0,06‰ a -7,69‰ (VPDB), média de -3,93‰ e tendência decrescente da base para o topo.

As 15 amostras analisadas apresentam alta variância nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ que não permitem definir o comportamento padrão da curva. As fortes oscilações e dispersão dos resultados podem ser justificadas pela alteração hidrotermal pela proximidade com a zona deformada da falha de Vazante.

A espessura deste intervalo na seção é de 85,90m, limitada na base pelo final do furo estratigráfico VZMIF178, sendo assim, o estudo quimioestratigráfico é menor do que a espessura real e ficou restrito ao topo deste pacote.

AF3 - Dolomitos oncolíticos com *bird's-eyes*

A transição do AF3b para esta unidade é marcada pela brusca quebra positiva nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ que sobem de -0,14‰ para +1,5‰ e subida de -7,69‰ para -2,67‰ respectivamente, por volta da profundidade de 1.030m da coluna.

A espessura total deste pacote na seção é de 329,33m. O contato de topo e base são gradacionais. A base é marcada pelas intercalações de níveis de folhelhos negros com dolomitos. A transição de topo ocorre por volta de 710m de profundidade no furo VZMIF178, onde os dolomitos cinza oncolíticos começam a gradar para dolomitos róseos com intercalações de pelitos.

A curva quimioestratigráfica deste intervalo foi construída com os resultados de 50 amostras. A amplitude do $\delta^{13}\text{C}$ varia entre -0,52‰ a +2,67‰ com média em +0,92‰ e do $\delta^{18}\text{O}$ ‰ entre -5,33‰ a -0,16‰ com média em -2,69‰. Estas médias são constantes ao longo de toda a sequência. A curva do carbono permanece em campo positivo ao longo de praticamente todo o intervalo e a do oxigênio oscila preferencialmente entre -2 a -4‰ (VPDB).

Da base até o meio do pacote, abaixo de 850m profundidade, as curvas do $\delta^{13}\text{C}$ ‰ e do $\delta^{18}\text{O}$ ‰ oscilam em alta frequência com amplitudes que chegam a 2,5‰. Neste intervalo ocorrem brechas hidráulicas resultado da deformação que afetaram o AF3b. A porção superior do pacote é marcada pela estabilidade do $\delta^{13}\text{C}$ em torno da média (+0,92‰) e com amplitudes inferiores a 0,50‰. A baixa variância dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ permitem inferir que prevaleceram condições ambientais estáveis na deposição destes carbonatos na porção superior do intervalo. A porção basal, no entanto, apresenta brechas

hidráulicas e os resultados isotópicos podem ter sido afetados por processos hidrotermais.

AF4 - Ritmito com dolomitos róseos e pelitos verde e roxo.

O perfil quimioestratigráfico do $\delta^{13}\text{C}$ desta unidade é marcado por tendência suave positiva da base para o topo, com incursões negativas próximas a 0‰ coincidentes com os níveis predominantemente pelíticos.

A passagem do AF3 para o AF4 no perfil é transicional, com interdigitação dos litotipos entre as unidades, o que dificulta determinar precisamente a posição do contato.

A sequência é iniciada por volta dos 700m de profundidade onde os resultados estão em torno de 0,60‰ e crescem ao longo de curva em intervalos entre 40 a 80m com valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam em baixa amplitude até atingir o valor máximo de +3,26‰ próximo ao contato de topo do pacote que termina em 368m.

Esta curva ascendente positiva com baixa dispersão de valores em torno do eixo pode ser interpretada como resposta ao aumento da atividade microbiana em ambiente evaporítico. Esta condição é favorecida em bacias restritas rasas com alta salinidade gerada pela elevada taxa de evaporação (Bontognali et. al., 2010). Estes fatores contribuem com o desenvolvimento de esteiras algais, responsáveis pela retenção do carbono orgânico (^{12}C) e enriquecimento do ^{13}C nos carbonatos.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ por sua vez, indicam tendência da base para o topo ligeiramente negativa, com valores oscilando em alta frequência por curtos períodos e valores que oscilam entre -6,57‰ e -1,51‰ com média em -3,72. Os valores iniciais de -2,95‰ próximo ao contato basal caem para -3,50‰ (VPDB) no topo do intervalo.

AF5 - Dolarenito com brechas intraclásticas.

Este é o intervalo mais homogêneo em $\delta^{13}\text{C}$ de todo o perfil completo com aproximadamente 170m de espessura. O contato de base com o AF3 é transicional, marcado pelo recuo dos valores de ^{13}C . A amplitude máxima do carbono é de +1,60‰, com valores levemente positivos variando entre 0‰ e

1,60‰ que oscilam em intervalos entre 40 a 90m indicando tendência gradacional descendente controlada pelas variações ambientais de disponibilidade do ^{12}C . O comportamento isotópico do oxigênio é bastante irregular com a maior amplitude do pacote de 5,99‰, com $\delta^{18}\text{O}$ variando entre -8,60 a -2,62‰ (VPDB) e tendência crescente da base para o topo da sequência.

AF6 - Ritmito silte argiloso com construções de estromatólitos colunares.

Esta sequência está localizada no topo do perfil quimioestratigráfico com 24 amostras ao longo dos 181m iniciais da seção. É constituída por siltito, dolomito estromatolítico e ritmitos. A base do pacote é marcada pela presença de siltito com 4 a 5m de espessura, com laminação ondulada. O contato com a unidade inferior AF5 é brusco indicando afogamento da bacia.

A curva do $\delta^{13}\text{C}$ destaca-se pela forte incursão negativa simétrica nos ritmitos com pico de -4,11‰ no centro do pacote em 60m de profundidade. O topo e base marcados pela presença de estromatólitos possuem valores isotópicos do carbono levemente positivos com +0,26‰ no pacote basal e +0,71‰ no topo. Predominam na sequência os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, com média de -1,21‰.

O comportamento do $\delta^{18}\text{O}$ é semelhante ao do $\delta^{13}\text{C}$ onde os valores altos na base e topo da sequência entre -1,84‰ e -3,01‰ e correspondem aos níveis estromatolíticos da fácies recifal. A base dos ritmitos é caracterizada pela baixa oscilação de valores em curva com tendência decrescente de -4,73‰ até -6,13‰ ao longo de 60m da seção.

7.3 - Discussão dos resultados isotópicos de carbono e oxigênio.

Monteiro *et, al.* (2007) utilizam a razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) x $\delta^{18}\text{O}$ (SNOW) para classificar os carbonatos dos depósitos de Zn do Grupo Vazante como hidrotermais, dolomitos alterados e dolomitos pouco alterados e definir os campos de ocorrência de cada tipo.

Os resultados obtidos no perfil quimioestratigráfico deste trabalho indicam que os carbonatos estudados estão na zona dos dolomitos pouco alterados e/ou

alterados, fora dos campos de carbonatos hidrotermais associados à mineralização (fig. 7.7). A maior parte das amostras está no campo de carbonatos não alterados que foram pouco afetadas pelo hidrotermalismo. As amostras ao longo de toda sucessão carbonática apresentam valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ (SNOW) que oscilam entre +25 a +30‰ (Anexo 1), desde os intervalos basais (AF3b e AF3), próximos a zona de falha, até o pacote superior (AF6), na porção distal da estrutura hidrotermalizada.

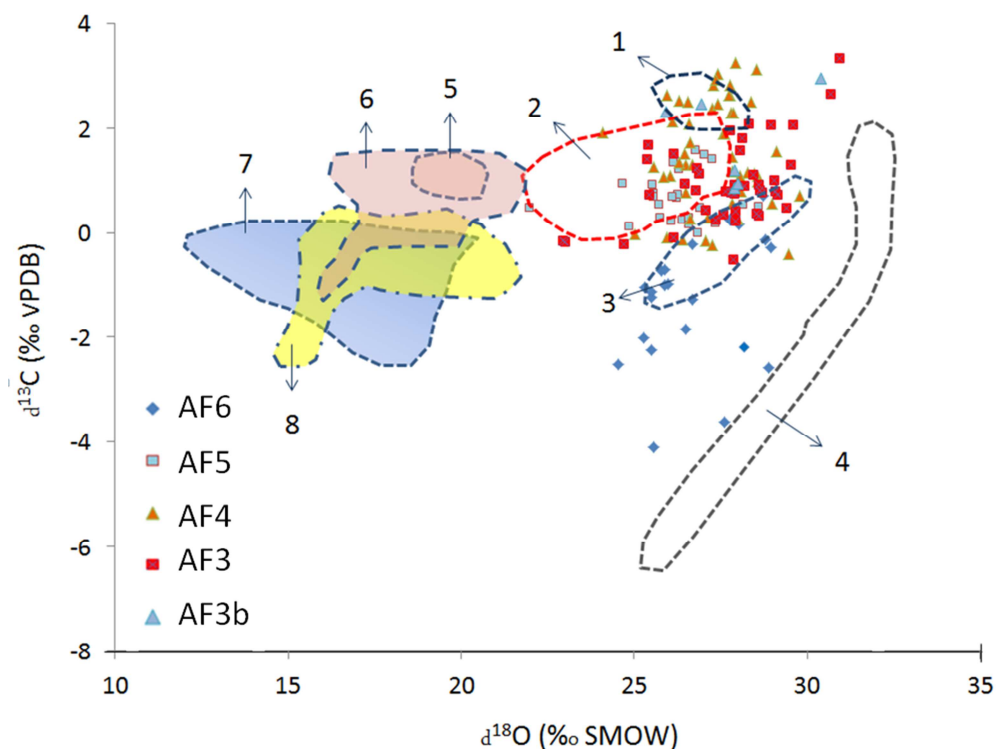


Fig. 7.7. Composição isotópica do carbono e oxigênio das associações de fácies estudadas neste trabalho (AF3b, AF3, AF4, AF5 e AF6) comparadas com a classificação obtida por Monteiro, et. al (2007) de dolomitos menos alterados, dolomitos alterados e carbonatos hidrotermais dos depósitos zinco de Vazante, Ambrósia e Fagundes. 1 – dolomito pouco alterado; 2: dolomitos alterados; 3 – dolomitos pouco alterado de Fagundes e Ambrósia; 4 – carbonado de ganga do associados a mineralização sulfetada de Vazante; 5 – carbonatos de ganga de minério Zn silicatado; 6 – carbonatos hidrotermais da mina de Vazante; 7- carbonatos hidrotermais de Fagundes e 8 – carbonatos hidrotermais de Ambrósia. (modificado de Monteiro, et.al, 2007).

A interpretação do significado da assinatura isotópica do oxigênio em dolomitos é incerta. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são sensíveis aos processos diagenéticos e de dolomitização (Jeffrés, et. al, 2007). No entanto, as razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ encontradas, oscilam dentro dos limites obtidos em dolomitos Neoproterozóicos (fig.7.4).

As tendências bem marcadas das curvas isotópicas de C e O, aliadas aos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dentro do campo dos dolomitos Neoproterozóicos, indicam que a assinatura isotópica do carbono registra as condições ambientais originais. A interferência de fluidos hidrotermais mineralizantes na assinatura isotópica original da sucessão carbonática estudada pode ser considerada desprezível. Em geral, observa-se que razão isotópica do carbono nos 4 intervalos iniciais do perfil quimioestratigráfico é francamente positiva com oscilações suaves nos intervalos AF3b, AF3, AF4 e AF5. Estas sucessões são dominadas por deposição em zonas de intermaré a supramaré com desenvolvimento de condições evaporíticas. Este ambiente é favorável a proliferação de microorganismos que consomem ^{12}C disponível na água do mar e causam a precipitação de carbonatos com $\delta^{13}\text{C}$ positivos.

A passagem do pacote com razão isotópica de C positiva para o AF6 é brusca e marcada pela presença de camada de siltito com 4 a 5m de espessura. Este nível marca o início de nova sucessão carbonática onde predominam $\delta^{13}\text{C}$ negativos com valores de até -4,12‰.

Nos carbonatos Proterozóicos depositados sobre o Craton São Francisco, destacam-se os trabalhos de Santos *et. al.* (2000, 2004), Vieira (2007), Alvarenga *et. al.* (2007), Kuchenbecker (2011), que contribuem como importante fonte de dados das assinaturas isotópicas de C, O e Sr para os carbonatos plataformais de margem passiva ou de bacia epicontinental do Grupo Bambuí. Nestas sucessões as incursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem em carbonatos de capa depositados como sequências pós-glaciais dos eventos Marinoano (~640Ma) e Sturtiano (~730Ma).

Para os carbonatos do Grupo Vazante, Azmy *et. al.* (2001) construíram curva isotópica ao longo da coluna estratigráfica e obtiveram valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ na base da Formação Serra da Lapa ou topo da Formação Morro do Calcário (fig. 7.8). Estes autores relacionam estes resultados como resposta ao evento glacial Sturtiano, evidenciado pela presença de diamictitos com clastos de dolomitos imersos em matriz carbonosa interpretados por Olcott *et al.* (2005) como de origem glacionênica.

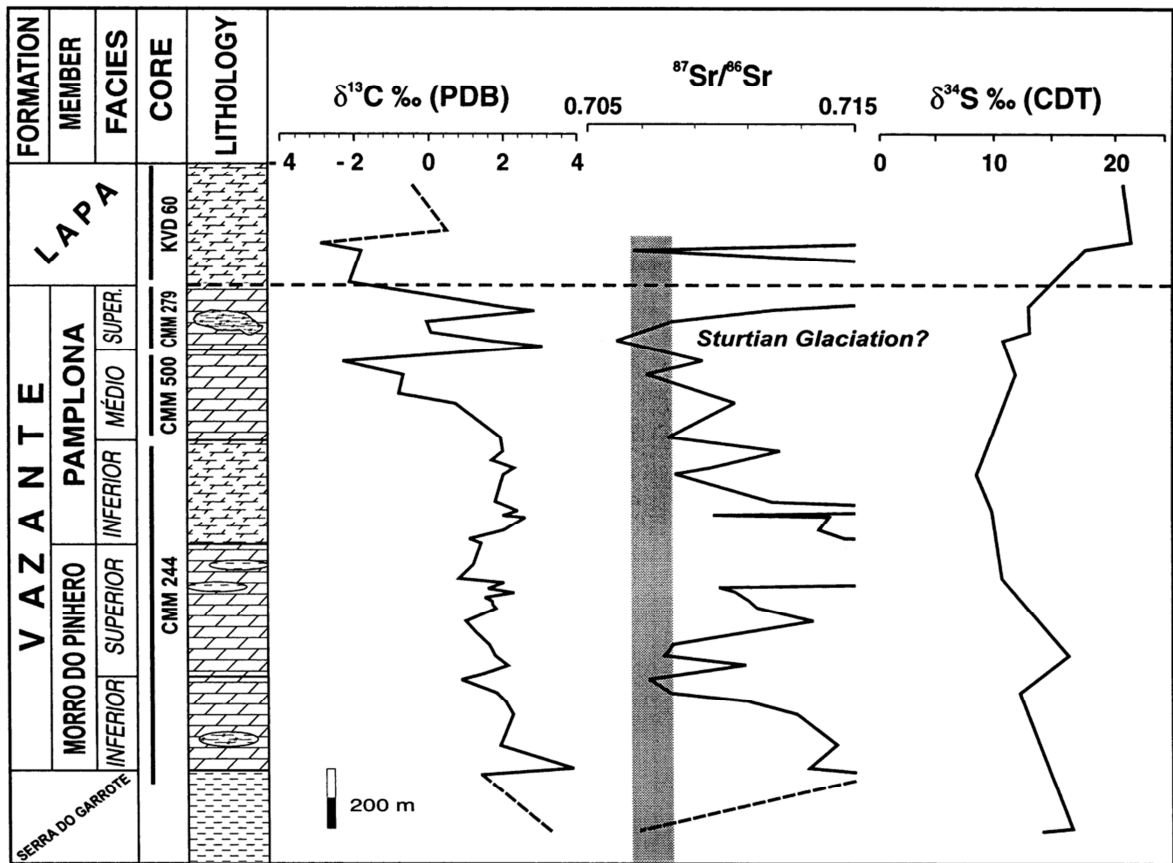


Fig. 7.8 - Perfis quioestratigráficos dos dolomitos do Grupo Vazante com valores de $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\delta^{34}\text{S}$ (extraído de Azmy, et. al 2001).

As incursões negativas dos isótopos de carbono são características marcantes do Neoproterozóico e podem ser interpretadas como limite regionais de sequências que sugerem eventos glaciais (e.g. *Anomalia Trezona*, *pré-Marinoana*, no sul da Austrália e Namíbia; *anomalia negativa de Islay*, *pré-sturtiana*, na Escócia e Svalbard, Noruega). Halverson, et. al. (2010) descreve situações em que ocorrem incursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ que precedem eventos glaciais. Os mecanismos responsáveis por estas mudanças ainda não são compreendidos.

Na região de Vazante não foram identificadas rochas com feições glaciogências contemporâneas à deposição dos carbonatos que justifiquem a relação dos valores negativos de carbono com evento glacial. Situação semelhante é descrita por Halverson *et. al.* (2010) nos carbonatos de bacias Neoproterozóicas na Namíbia, Austrália, Escócia e Svalbard (Noruega), onde as incursões negativas ocorrem nas sequencias pré-glaciais Neoproterozóicas (fig. 7.9).

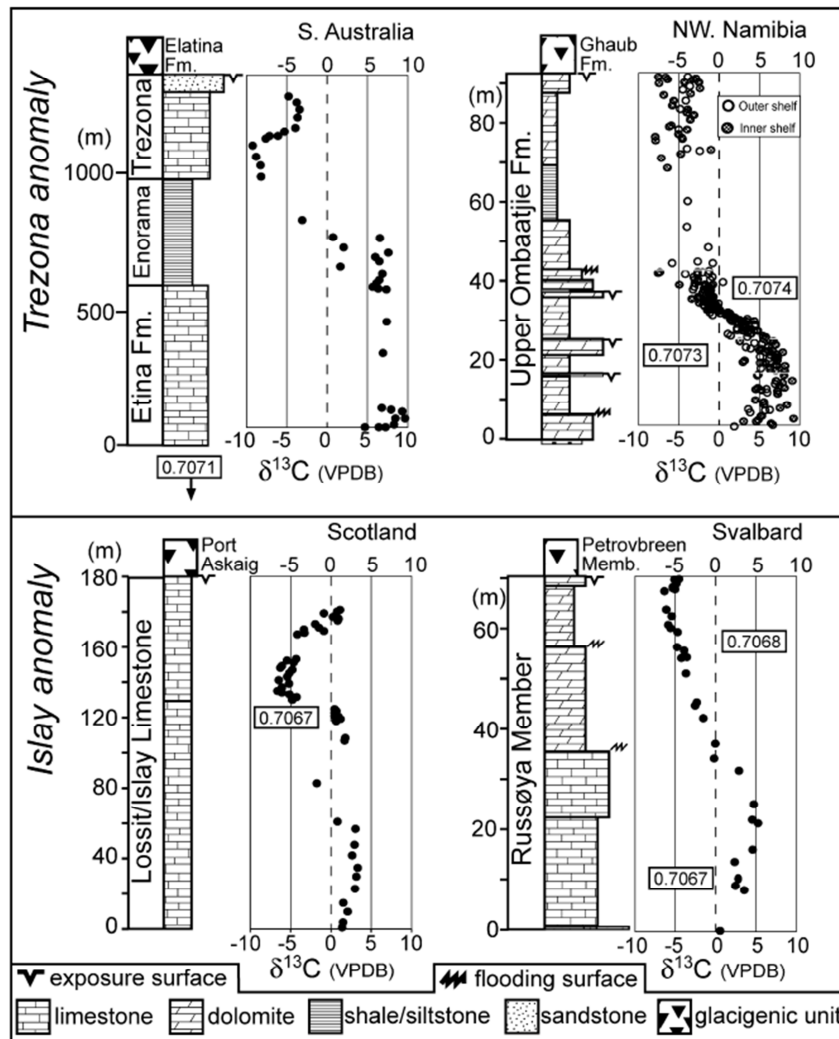


Fig. 7.9 - Perfis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ para bacias carbonáticas com anomalias negativas pré-glaciais Neoproterozóicas: Anomalia Trezona, pré-Marinoana, no sul da Austrália e Namíbia, e anomalia negativa de Islay, pré-sturtiana, na Escócia e Svalbard (Noruega). (extraído de Halverson, *et. at.*,2010).

8 - DISCUSSÕES

8.1- Reconstrução paleoambiental das associações de facies.

O reconhecimento e caracterização de ambientes carbonáticos proterozóicos preservados não é tarefa fácil no meio científico. Na literatura encontram-se diversos trabalhos disponíveis sobre carbonatos modernos tais como os que ocorrem nas Bahamas, no Golfo Pérsico e Península do Qatar até o Paleozóico (Scholle & Umer-Scholle, 2003). No entanto, a escassez de diversidade de organismos marinhos no Pré-cambriano e a dificuldade de preservação das estruturas sedimentares, dos elementos arquiteturais e das características originais de porosidade da rocha após atuação de eventos tectono-metamórficos, tornam a tarefa de comparação entre os ambientes Proterozóicos um tanto quanto complexa.

As referências utilizadas para comparação das estruturas observadas nas litofácies descritas são baseadas em analogias de ambientes modernos descritos nos trabalhos de Scholle *et. al.* (1983), Scholle & Umer-Scholle (2003) e Nichols (2009). O conjunto de fácies identificadas permite elaborar a reconstrução paleoambiental da bacia, com variação de facies lateral e vertical onde se depositaram os sedimentos carbonáticos e pelíticos que hospedam a mineralização de zinco silicatado de Vazante.

O reconhecimento das condições ambientais originais é importante no entendimento das características físico-químicas da rocha hospedeira e aquíferos associados que interagiram com o fluido hidrotermal mineralizante permitindo a neutralização do fluido hidrotermal principalmente pela alteração nas condições redox, mudança no pH, temperatura e/ou salinidade, presença de enxofre e disponibilidade de metais em solução, conforme destacado por Monteiro (1997 e 2002), Monteiro *et. al.* (2006); Appold e Monteiro (2009) e Slezak (2012).

A reconstrução paleoambiental realizada com a avaliação das fácies sedimentares e estudo de suas distribuições lateral e ao longo do empilhamento estratigráfico, aliada às interpretações das curvas quimioestratigráficas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no pacote dolomítico, permitiram definir

estágios evolutivos da bacia carbonática que hospeda a mina de zinco de Vazante. Os resultados desta interpretação estão ilustrados na figura 8.1 e os detalhes de cada fase evolutiva da bacia são descritos abaixo.

Estágio A – siltitos e folhelhos de plataforma marinha.

O estágio inicial de deposição da bacia de Vazante é marcado pela associação de fácies AF1, constituída por siltitos com níveis de arenito e folhelhos carbonoso, agrupa os litotipos do topo da Formação Serra do Garrote. O ambiente deposicional proposto para esta unidade é de plataforma marinha, redutora, com baixa inclinação do talude que permitiu deposição de siltitos com níveis de areia fina em momentos de tempestitos intercalados com sedimentação de folhelhos carbonosos em períodos estáveis da bacia. O topo desta sucessão serve como referência estratigráfica regional, pois este pacote é o substrado de toda a bacia carbonática e é ilustrado como primeiro estágio de deposição na base da sucessão reconstruída na fig. 8.1-A.

Estádio B - rampa carbonática com desenvolvimento de planície de maré com ambiente tipo sabhka.

A transição do estágio inicial para esta fase é marcado por progradação marinha que permitiu o desenvolvimento de rampa carbonática onde são identificados componentes de plataforma interna, tais como complexos de barreira-praia-maré-laguna, e planícies de maré ao longo da linha de costa.

A AF2, que corresponde ao membro Morro do Pinheiro Inferior representa as facies de barreira de maré e é caracterizada pelas construções estromatólíticas e intercalações de dolarenitos cinza claro com esteiras algais nas zonas de submaré e intermaré, aqui interpretadas como fácies *reef* e *back reef* na porção leste da pilha carbonática.

Protegida pela barreira de maré e recife da AF2 ocorre a associação de fácies AF3, correlata ao membro Morro do Pinheiro Superior que é iniciada por folhelhos carbonosos de fácies laguna com sobreposição de dolomitos cinza escuros oncolíticos (*patch reef*) em ambiente com energia moderada do complexo praia-maré, rico em microorganismos.

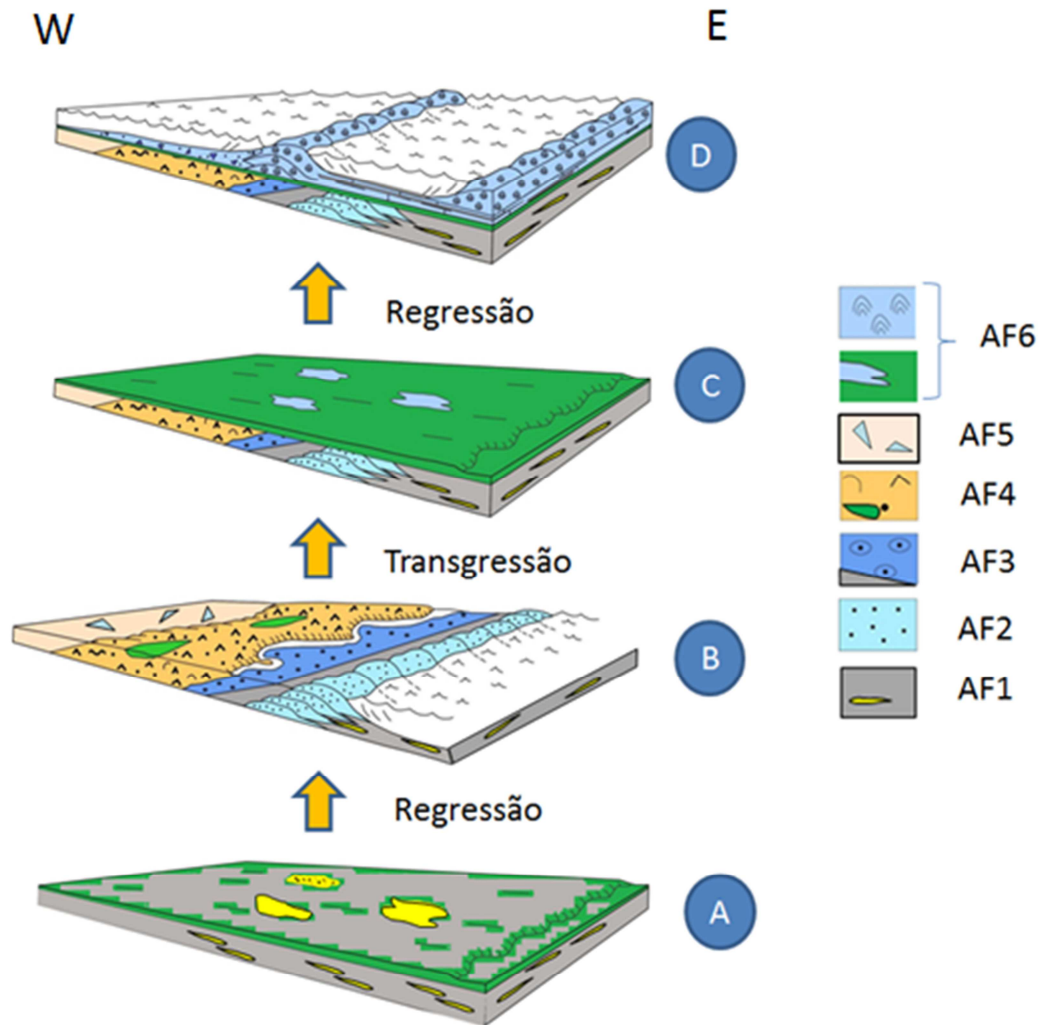


Fig. 8.1 – Reconstrução paleoambiental da bacia carbonática de Vazante com os quatro estágios evolutivos (A, B, C e D) definidos a partir da análise das associações de fácies (AF1, AF2, AF3, AF4, AF5 e AF6). Os detalhes de cada estágio e fácies relacionadas estão descritos no texto.

A profundidade da laguna entre os *patch reef* pode chegar a 30m. Isto gera condições redutoras evidenciadas pela presença de pirobetume e laminação de pirita diagnética.

Os dolomitos oncólitos sobre os folhelhos possuem alta porosidade primária (até 40% da rocha em volume) e o arcabouço da rocha é desenvolvido por superfícies estromatolíticas que recobrem como uma película os fragmentos detríticos da própria bacia. O crescimento das esteiras algais ocorre durante o rolamento e rotação mecânica frequente da partícula que expõe nova superfície para desenvolvimento de nova película microbial. Esta situação indica condições de água agitada com alta energia, sob ação de ondas na zona de

submaré rasa entre (3 a 6m), típica de ambiente de delta ou barreira de maré (Alshuaibi, et. al., 2012).

As associações de facies AF2 e AF3 compõem os complexos de praia-barreira-maré-laguna formadas na porção interna da plataforma carbonática, em ambiente com energia moderada a alta, em zonas redutoras de sub a intermaré. Análogos modernos desta associação são encontrados na barreira de Belize e na grande barreiras de recife do norte da Austrália (fig. 8.2).

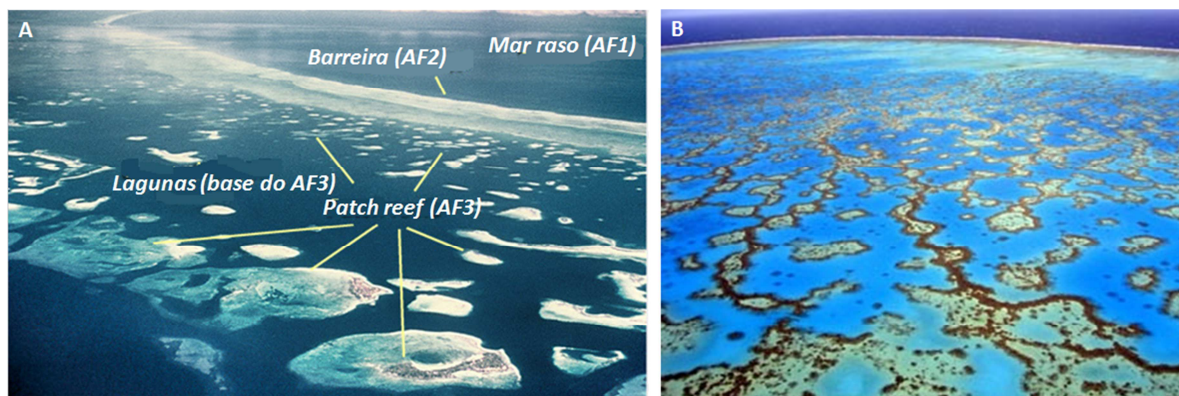


Fig. 8.2 – Plataforma carbonática com os elementos que compõem o complexo de praia-barreira-laguna. A) complexo de barreira-patch reef-laguna da plataforma interior da barreira de recife de Belize (foto obtida no site www.beg.utexas.edu). B) detalhe do Patch reef formado em condições análogas à AF3 na Ilha de Heron, na grande barreiras de recife do norte da Austrália (extraída na internet de <http://www.gefcoral.org>).

Os dolomitos róseos com intercalações de pelitos da associação de fácies que caracterizam a AF4 possuem elementos de zona de supramaré formados em ambientes sabkha. Isto é evidenciado pelas texturas e estruturas sedimentares encontradas nas rochas que são típicas de planícies de maré de: *mud cracks*, *tee pees*, carstificação (Scholle & Umer-Scholle, 2003). Estas condições são favoráveis à alta taxa de evaporação que aumenta consideravelmente a salidade do fluido intersticial nos sedimentos. Este mecanismo permite a deposição de evaporitos entre os níveis de pelíticos na forma de nódulos e dissoluções diagenéticas.

É comum encontrar estes espaços preenchidos por sílica microcristalina, que macroscopicamente asselham-se à moganita. Este mineral é um poliformo de quartzo microcristalino cuja gênese é interpretada como efeito da alteração digenética a partir de minerais evaporíticos e foi originalmente definido como lutcita ou *quartz lenght slow* (Folk e Pittman, 1971). Quando reconhecidas proporções maiores que 20% em volume da moganita em litotipos do ambiente

sabkha, pode-se inferir que minerais evaporíticos foram lixiviados (*vanished evaporites*). O processo de transformação de evaporitos e estabilização da moganita podem ocorrer em algumas dezenas de milhões de anos (Heaney, 1995).

A coloração rósea característica dos dolomitos da AF4 é comum em sedimentos depositados em zona de supramaré (Wilson, 1975). Esta cor pode ser explicada pela oxidação de sedimentos finos com óxidos de Fe por exposição subaérea. Estas partículas ingressaram na bacia junto com os argilominerais e permanecerem em suspensão, sujando a água e interrompendo o crescimento das esteiras algais. Em período de quietude ocorre a coalescência e precipitação dos argilominerais formando os níveis pelíticos em bacias rasas, restritas, intercaladas com esteiras microbiais e evaporitos. O caráter rítmico com bandas milimétrica a centimétricas de intercalações entre dolomitos e pelitos revela oscilação cíclica frequente do nível do mar, em ciclos curtos de transgressão e regressão e ingresso de partículas terrígenas finas relacionados à tempestitos. Estruturas e texturas sedimentares semelhantes às reconhecidas na AF3 ocorrem nos evaporitos Aptianos da margem continental brasileira da mina de sal de potássio de Taquari-Vassouras, na bacia de Sergipe Alagoas. A coloração avermelhada dos evaporitos observados nos testemunhos de sondagem é causada por impurezas de óxido de Fe que precipitam junto com a silvinita. Os nódulos são preenchidos por sal microcristalino e é comum a ocorrência de laminação de matéria orgânica e esteiras microbiais intercalados nos sedimentos evaporíticos (fig. 8.3).

A associação de fácies AF4 apresenta características de planícies evaporíticas tipo sabkhas costeiras (fig. 8.4). Segundo Renfro (1974), estes ambientes formam-se ao longo de margens continentais interiores com exposições subaéreas de sistemas regressivos. Neste contexto o sistema hidrogeológico é alimentado por pelo fluxo de subsuperfície que migra do mar em direção ao continente com baixo Eh e alto pH e por fluxo de água continental superficial que migra em sentido oposto, com alto Eh e baixo pH. Em direção ao mar são limitados por *mudflat* e lagunas cobertas por esteiras algais intercaladas com sedimentos detríticos finos. Em direção ao continente predominam condições

oxidantes em ambientes desérticos. Bontognali et. al., (2010) estuda o ambiente sabka recente em Abu Dhabi nos Emirados Arabes, e reconhece condições físico-químicas oxidantes, com alta salinidade e pH neutro a levemente básico nos sedimentos de supramaré com baixo conteúdo de enxofre.

Os dolarenitos com brechas intraformacionais intercaladas com esteiras algais da associação de fácies AF5 marca zona de intermaré a submaré raso, sob ação de ondas, indicando condições de alta energia. As brechas com intraclastos irregulares mal selecionados indicam instabilidade da plataforma carbonática durante a deposição dos carbonatos. A presença de estruturas tipo *stromatactis* atestam sedimentação rápida durante processo contínuo. Hladil (2005) propõe que o ambiente para formação destas estruturas é na zona de submaré abaixo da base das ondas em talude com inclinação média onde a sedimentação ocorre em fluxo viscoso com partículas leves em suspensão que são depositadas em águas agitadas.

As fácies desta sucessão apresentam estruturas que sugerem relação com pequenos sismos que podem originar ativação de falhas normais na plataforma carbonática rasa durante a evolução da margem passiva. Estes eventos tectônicos podem ser os responsáveis pela lenta e contínua subsidência da bacia que permite o empilhamento dos espessos pacotes da associação de fácies carbonáticas com mais de 300 m de espessura.

A proliferação de microorganismos neste estágio é evidenciada pelos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo de todas as associações de fácies. O desenvolvimento de esteiras algais e oncoides é favorecido pelo ambiente raso, com alta salinidade, protegido pela barreira de maré.

A geometria da bacia no estágio B sugere que os sedimentos das fácies da AF4 foram depositados em alto estrutural que dividiram a bacia carbonática em duas rampas carbonáticas (fig. 8.1- B):

rampa leste, composta pelas fácies de mar raso e restrito da AF1 e das fácies de plataforma interna das associações AF2 e AF3 e

rampa oeste, caracterizada pelas AF5 em direção ao oceano aberto.

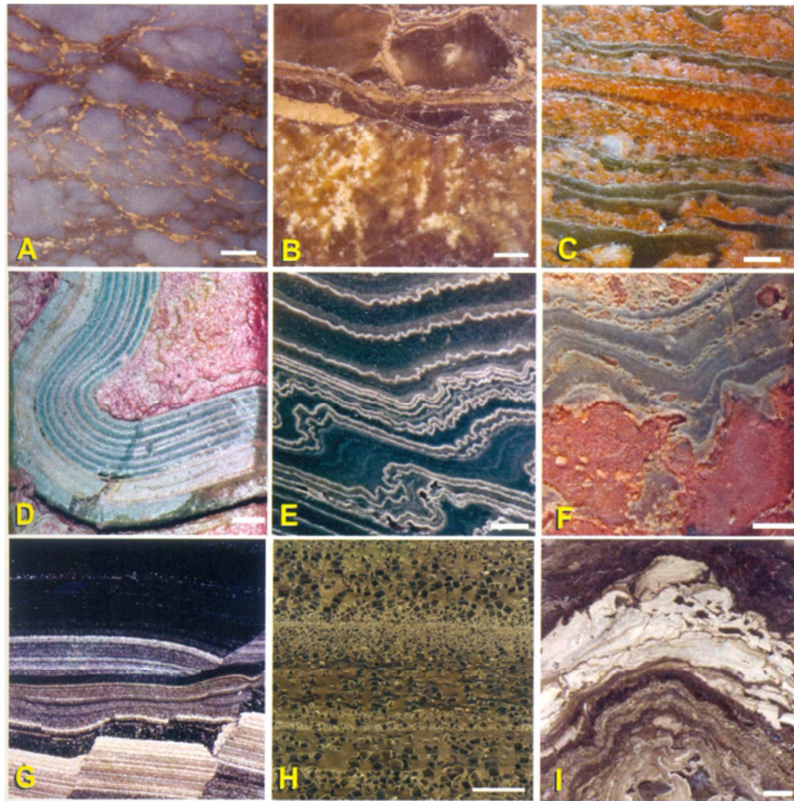


Fig. 8.3 – Testemunhos de sondagem da mina Taquari Vassouras ilustrando a diversidade litofaciológicas de depósito evaporítico. A) Anidrita nodular em matriz de calcário micrítico; B) halita cristaloblástica em matriz de folhelho; C) intercalações de silvinita grossa (vermelha) com lâminas de halita fina (cinza); D) dobra centimétrica em níveis de halita finamente laminada com folhelhos, imersa em matriz de carnalita (vermelha); E) intercalações de halita fina com microdobramentos relacionados a fluxo; F) carnalita nodular (vermelha) intercalada com halita fina (cinza); G) microtectônica afetando estratos siliciclásticos: falhas rotacionais, planares (porção inferior) e falha listrica com estrutura rollover com descolamento ao longo do substrato móvel (parte superior); H) cristais eúdricos de halita, imersos em matriz de halita fina, exibindo decréscimo de tamanho para o topo, por efeito de saturação da salmoura. I) microbialito. Barra de escala = 1cm. Fotografias A-F: Sztamari et. al. (1974); G: Schaller & Dauzacker (1986), extraído de Mohriak et. al. (2008).



Fig. 8.4. Planície evaporítica recente ilustrando o ambiente sabhka costeiro. A) modelo geral com lagunas e canais de maré. Imagem elaborada por ROSEMARIE ROHN DAVIES e retirada do site <http://xa.yimg.com/kq/groups/25309279/175832010/name/AMBIENTES-Resumo-COSTEIROS.pdf> e B) detalhe da formação de estruturas tee-pee no mar morto. Imagem extraída em <http://woostergeologists.scotblogs.wooster.edu/2012/03/17/wooster-geologists-in-an-extraordinary-world-of-salt/>.

Estágio C – superfície de inundação regional.

Esta fase da bacia é marcada pela ocorrência de siltitos ritmicos da base do AF6 que recobrem os dolarenitos intraclásticos por discordância erosiva. Este nível pelítico tem espessura média entre 4 a 5m e é interpretado como evidência de superfície de inundação, causada por afogamento da bacia em processo de transgressão marinha (fig. 8.1-C) Esta fácies representa um marco estratigráfico regional, que cobre toda a sucessão anteriores.

Estágio D – plataforma carbonática com barreira (rimmed shelf)

Imediatamente acima dos siltitos ocorrem construções microbiais constituídas por estromatólitos colunares cilíndricos esferoidais que crescem em águas limpas, com energia moderada em profundidade relativamente rasa na zona de submaré que constituem ambiente recifal. O desenvolvimento destes recifes em águas rasas indica raseamento da bacia por regressão marinha.

Sotoposto ao recife são reconhecidos facies de doloruditos e facies rítmicas com intercalações de siltitos negros com estratificação laminada granodecrescência ascendente e níveis de dolarenito microconglomerático com clastos retrabalhados que podem representar fluxos de detritos. Os fragmentos que formam os doloruditos e ritmitos são provenientes da margem da plataforma e foram jogados nas bordas das laguna adjacentes pela ação de tempestitos que erodem o recife. Sobre os ritmitos, voltam a ocorrer construções estromatólicas que constituem o cordão recifal que protegem o ambiente da ação de ondas do mar aberto a oeste (fig. 8.1 – D)

Esta associação AF6 caracteriza o desenvolvimento de plataforma com barreira (*rimmed shelf*). O modelo de distribuição de fácies se estender desde o sub-ambiente de supra-maré, passando pela plataforma até as águas profundas (Wilson, 1975).

Neste estágio da bacia, a curva do $\delta^{13}\text{C}$ contém valores predominantemente negativos com pico de até -4,12‰. Estes resultados contrastam com a curva positiva das associações de fácies AF2, AF3 e AF4, do estágio B e coincidem com importante mudança nas condições paleoambientais de deposição dos carbonatos antes e depois do nível pelítico regional do estágio C.

Picos negativos de $\delta^{13}\text{C}$ são comuns no Neoproterozóico em sucessões pré-glaciais com ocorre nas bacias carbonáticas de no sul da Austrália e Namíbia (Anomalia Trezona, pré-Marinoana) e Escócia e Svalbard-Noruega (anomalia negativa de Islay, pré-sturtiana) (Halverson *et. al.*, 2010). Todavia as causas destas fortes oscilações ainda não são bem compreendidas. Tentativas alternativas de explicação destas anomalias negativas são apresentadas por Halverson *et. al.* (2007) e consideram alterações ambientais e variações do nível do mar causadas pela mudança na inclinação do eixo magnético terrestre conhecido como *Polar True Wander*.

8.2 - Influência das rochas encaixantes na mineralização de Vazante.

Uma das características marcante do minério de zinco de Vazante é o predomínio de willemita, (Zn_2SiO_4) sobre a esfalerita (ZnS) que ocorre em porção restritas do depósito.

A análise faciológica das rochas que encaixam a falha de Vazante permite inferir considerações sobre as condições físico-químicas originais dos ambientes sedimentares que contribuíram com a formação de minério willemítico.

A seção geológica obtida pelos furos estratigráficos a oeste da mina ilustra a posição da falha mineralizada com a distribuição do halo hidrotermal e dos corpos de minério (fig. 8.5).

Conforme proposto por Monteiro (1997, 2002), Monteiro, *et. al.* (2006), Lemos (2011) e Slezak (2012), a gênese da mineralização willemítica do depósito de Vazante está relacionada a mistura de dois fluidos em zona de falha com característica físico química distintas: i) fluidos hidrotermais ascendentes em condições redutoras/oxidantes, quentes (200 a 250°C), ácidos, ricos em metais e ii) fluidos meteóricos descendentes, frios, básicos, oxidantes, pobres em enxofre. Além disso, estes autores concluem que a precipitação da Willemita, em temperaturas de até 250° C, é controlada principalmente pela a mudança do pH do fluido, neutralizado por uma condição básica ou neutra com alta fugacidade de oxigênio.

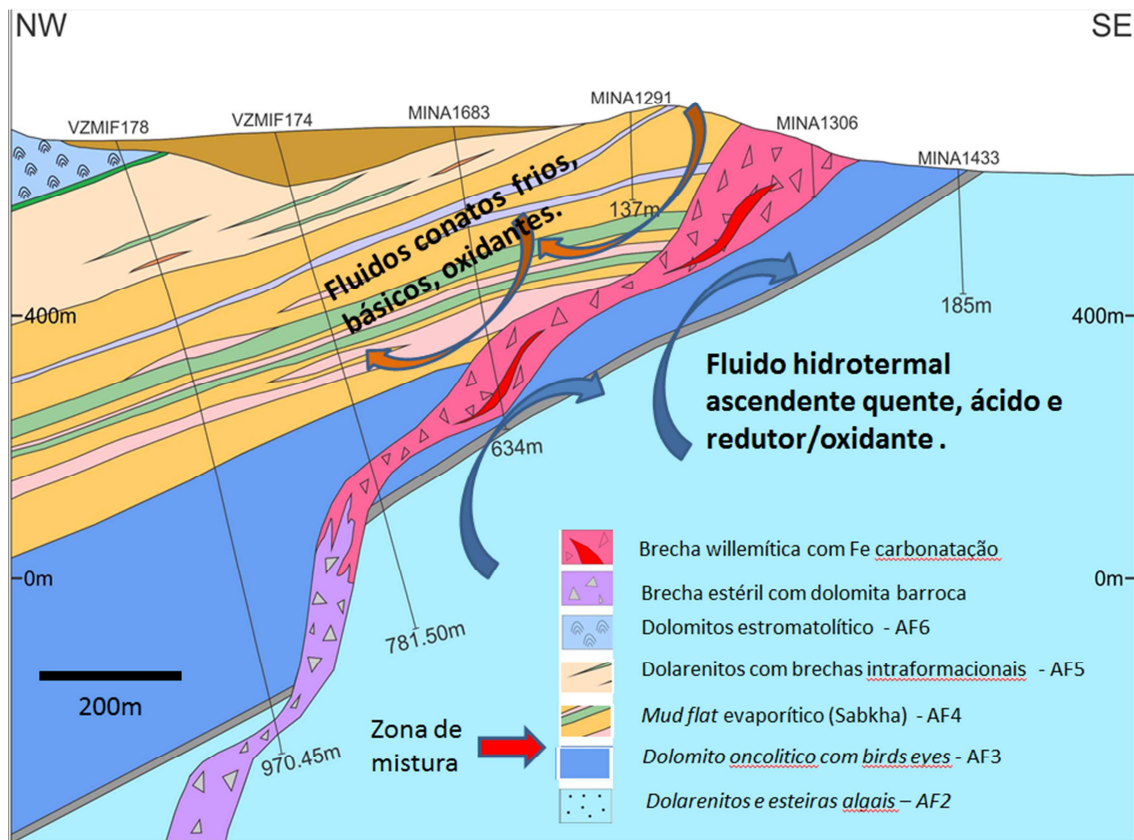


Fig. 8.5 – Seção geológica indicando zona de mistura e condições físico-química dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização willemítica na falha de Vazante.

Neste trabalho sugere-se que as condições necessárias para o fluido neutralizante são encontradas nas rochas da AF4 formadas em ambiente sabkha.

Esta hipótese é confirmada pela condição oxidante e pH neutro a levemente básico, com baixo conteúdo de enxofre encontrados em sedimentos de supramaré em Abu Dhabi descritos por Bontognali *et. al.*, (2010). Estes ambientes modernos são análogos aos sedimentos reconhecidos na AF4 que estão no *hangwall* da falha mineralizada e atua para neutralização do fluido hidrotermal quente, ácido, redutor/oxidante ascendente.

Isto pode explicar a posição da zona hidrotermal Fe-carbonatada da becha mineralizada restrita ao entorno do contato geológico entre as sucessões do AF3 e AF4 que limita a mistura de fluidos e conseqüentemente a mineralização willemítica próxima à cota 100m. Abaixo deste nível, são encontrados veios subeconômicos de dolomita branca e quartzo com esfalerita e galena que atestam potencial típico de depósitos MVT para as sucessões AF3 e AF2. A

formação destes depósitos é controlada principalmente pela mudança nas condições de temperatura e redox.

Segundo Ayora *et. al.* (2001) em bacias evaporíticas Mesozóicas e Terciárias a escassez de enxofre pode ser explicada pelo processo de dolomitização ou por ingresso de salmouras ricas em CaCl_2 na bacia. Bontognali *et. al.*, (2010) afirma que nos ambientes sabkha de Abu Dhabi ocorre formação de dolomita antigênia junto com os microbialitos constituídos pelas esteiras algais. Em modelos recentes, a precipitação de dolomita está ligada a intensa atividade microbial que reforça a necessidade de condições de alto pH e alcalinidade e baixas concentrações de sulfato na porosidade dos sedimentos.

8.3 - Restrição do depósito Willemítico às proximidades de Vazante.

Na região de Vazante as associações de fácies AF3 e AF4 são restritas a uma faixa de direção NE com 17 Km de comprimento com 1km de largura que começa ao sul de Vazante, onde ocorrem afloramentos típicos desta unidade, até o extremo norte do depósito silicatado, em contato tectônico com os pelitos da AF1 ou Formação Serra do Garrote. Trata-se de um ambiente restrito a esta porção da bacia carbonática, localizada no *hangwall* da estrutura mineralizadas em willemita e hematita.

O nível pelítico que separa as associações AF5 e AF6 em discordância erosiva pode ser um importante marco estratigráfico que separa os carbonatos do Grupo Vazante em duas bacias com estágios evolutivos distintos:

A bacia inferior, restrita ao entorno de Vazante, que contem as condições evaporíticas com elementos do sabkha e rampa carbonática das associações de facies que encaixam a mineralização willemítica e constituem a Formação Serra do Poço Verde.

Bacia superior, com expressão regional, desde o sul de Unaí até o sul de Vazante que recobrem toda a sucessão anterior e é marcada pela plataforma carbonática com barreira, caracterizada pelas facies recifal e brechas de talus, que hospedam os depósitos sulfetados de Morro Agudo, Fagundes e Ambrósia. Em todo o Grupo Vazante, desde Coromandel até Unaí, passando pela região de Paracatu, não são identificadas rochas em afloramentos ou furos de

sondagem que permitam correlação com a associação de fácies típicas de sabkha – AF4. Este é um ponto relevante que deve ser levado em consideração na interpretação das condições necessárias para formação do depósito de Zn silicatado. A presença das fácies de *mud flat*, com pseudo-evaporitos em condições oxidantes e pH neutro pode ter sido condição fundamental na formação de depósito de willemita (Zn_2SiO_4) ao invés de esfalerita (ZnS) que é o minério encontrado nos outros depósitos da faixa carbonática (e.g. Morro Agudo, Fagundes, Ambrósia).

Sugere-se estudos complementares de natureza sedimentológica, estrutural, quimioestratigráfica e geocronológica buscando definir o posicionamento estratigráfico das associações de fácies encontradas na região de Vazante com relação às facies encontradas na região de Paracatu.

9 – CONCLUSÕES

A partir do estudo detalhado de furos de sondagem caracterizou-se 6 associações de fácies que compõe as rochas no entorno do depósito de zinco silicatado de Vazante: São elas:

(AF1) – Siltitos, arenitos e folhelhos carbonosos;

(AF2) – dolarenitos com esteiras algais;

(AF3) – folhelho carbonoso e dolomitos oncolíticos com *bird's eyes*;

(AF4) – ritmito com dolomitos róseos e pelitos verde e roxo;

(AF5) – Dolarenito com brechas intraclásticas

(AF6) – ritmito silte argiloso com construções estromatolíticas.

As associações de fácies foram correlacionadas com as unidades litoestratigráficas propostas por Dardene et. al. (1998) e Dardenne (2000) sendo: AF1 – Topo da Formação Serra do Garrote; AF2 – Membro Morro do Pinheiro Inferior; AF3 – Membro Morro do Pinheiro Superior; AF4 – Membro Pamplona Inferior; AF5 – Membro Pamplona Médio e AF6 – Formação Morro do Calcário.

O estudo quimioestratigráfico da pilha carbonática que compõe as associações de fácies AF3, AF4 e AF5 e hospedam a mineralização de Vazante apresenta razão isotópica do carbono levemente positiva com oscilações suaves nos intervalos entre 0,00 a +3,26‰. Estas sucessões foram interpretadas como deposição em zonas de intermaré a supramaré com desenvolvimento de condições evaporíticas.

A transição da AF5 (Pamplona Médio) para AF6 (Morro do Calcário) é brusca e marcada pela presença de camada de siltito com 4 a 5m de espessura. Este nível representa uma superfície de inundação regional que marca o início de nova sucessão carbonática onde predominam $\delta^{13}\text{C}$ negativos com valores de até -4,12‰. Esta incursão negativa do isótopo de carbono pode representar um importante marco estratigráfico da bacia carbonática e pode ser correlacionada a outras anomalias negativas pré-glaciais em bacias carbonáticas

Neoproterozóicas descritas no mundo cujo significado ainda não está bem compreendido. (e.g. Namíbia, Austrália, Escócia e Svalbard).

A reconstrução paleoambiental realizada com a avaliação das fácies sedimentares e estudo de suas distribuições lateral e ao longo do empilhamento estratigráfico, aliada às interpretações das curvas quimioestratigráficas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ no pacote dolomítico, permitiram definir estágios evolutivos da bacia carbonática que hospeda a mina de zinco de Vazante:

Estágio A – siltitos e folhelhos de plataforma marinha;

Estádio B - rampa carbonática com desenvolvimento de planície de maré com ambiente tipo sabhka.

Estágio C – superfície de inundação regional.

Estágio D – plataforma carbonática com barreira (rimmed shelf)

Os estágios evolutivos da bacia carbonática de Vazante permitem dividir as sucessões carbonáticas em duas bacias:

A bacia inferior, restrita ao entorno de Vazante, que contem as condições evaporíticas com elementos do sabkha e rampa carbonática das associações de fácies que encaixam a mineralização willemítica e constituem a Formação Serra do Poço Verde.

Bacia superior, com expressão regional, desde o sul de Unaí até o sul de Vazante que recobrem toda a sucessão anterior e é marcada pela plataforma carbonática com barreira, caracterizada pelas facies recifal e brechas de talus da Formação Morro do Calcário, que hospedam os depósitos sulfetados de Morro Agudo, Fagundes e Ambrósia.

As condições necessárias para neutralização do fluido hidrotermal metalífero, que gerou o depósito de Vazante podem estar relacionadas ao ambiente sabkha tipo *mudflat* encontrado na AF4. No entanto, deve-se investigar a relação temporal entre os processos diagêneticos e a mineralização para confirmar o reconhecimento das características da AF4 como guia prospectivo para descoberta de novos depósitos de willemita.

10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 33 pp.127 a 139.
- Allan J.R. & Mattheus R.K. 1982. Isotope signature with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29:797-817.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., e Fuck, R, A. 1981, Brazilian structural provinces: *Earth Science*, 17: 1-29.
- Almeida F. F. M. 1993. Limites do cráton do São Francisco em Minas Gerais – Síntese dos conhecimentos in *Simpósio do Cráton do São Francisco*, Salvador. *Anais. SBG*, p256-259.
- Alshuaibi. A.; Duane M. J. & Mahmoud H. 2012). Microbial-activated sediment traps associated with oncolite formation along a peritidal beach, northern Arabian (Persian) Gulf, Kuwait. *Geomicrobiology Journal*, *in press*.
- Alvarenga C.J.S., Della Giustina, M.E.S., Silva N.G.C., Santos R.V.S., Gioia S.M.C.L., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P.2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitai (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *RBG*. 37(4): 147-155p.
- Amaral, G. & Kawashita, K. (1967). Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr in *Congresso Brasileiro de Geologia*, 21 Anais, SGB, p214-217.
- Amaral G. 1968. Contribuição ao conhecimento dos depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag da Serra do Poço Verde, Vazante, Estado de Minas Gerais. In: *SBG, Congr. Bras. Geol.*, 22, Belo Horizonte, Anais, 13-31.
- Appold, M.S. & Monteiro, L.V.S. 2009. Numerical modeling of hydrothermal zinc silicate and sulfide mineralization in the Vazante deposit, Brazil. *Geofluids*, 9, 96–115.
- Ayora, C., Cendo D.I., Taberner C. & Pueyo J.J. 2001. Brine-mineral reactions in evaporite basins: Implications for the composition of ancient oceans. *Geology*; v. 29; no. 3; p. 251–254.
- Azmy K., Veizer, J., Misi, A., Oliveira, T.F. de, Sanches, A.L., Dardenne, M.A. 2001. Dolomitizations an isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil, *Precambrian Research*, v 112, p303-329.
- Azmy K., Kaufman A. J., Misi A., Oliveira T. F. 2006. Isotope stratigraphy of the Lapa Formation, São Francisco Basin, Brazil: Implications for Late Neoproterozoic glacial events in South America. *Precambrian Research* 149, 231-248.
- Azmy K., Kendall B., Creaser R. A., Heaman L., Oliveira T. F. 2008. Global correlation of the Vazante Group, São Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constraints. *Precambrian Research*, 164:160-172.

- Babinsky M., Fetter A. H., Monteiro L. V. S., Bettencourt J. S., Oliveira T. F. 2005. Geochronology and isotope geochemistry of the mafic dikes from the Vazante Group, Brazil: implications for the timing of Zn-(Pb) mineralization. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 317-320.
- Bontognali, T. R. R., Vasconcelos, C., Warthmann, R. J., Bernasconi, S. M., Dupraz, C., Strohmenger, C. J. & McKenzie, J. A. 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57: 824-844.
- Braun O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22. Belo Horizonte, 1968. Anais, 155-166.
- Brito Neves B.B., Neto, M C. C., & Fuck R. A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasileiro-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22: 155-166.
- Campos Neto M. C. 1984a. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (Região Vazante-Lagamar, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 14(2): 81-91.
- Campos Neto M. C. 1984b. Geometria e fases de dobramento brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(1): 60-68.
- Cassedane J. 1968. Nota sobre o ambiente de sedimentação das rochas encaixando a mineralização de Vazante (MG). In: SBG, XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, SBG, 33-40p.
- Corfield R.M. 1994. Paleocene oceans and climate: An isotopic perspective. *Earth Science Review*, 37: 225-252.
- Cloud, P.E. & Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84:1673-1676.
- Costa, L.A.M.; Angeiras, A.G. 1971. Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. *Geol.Runds*. 60 (3): 1024-1050.
- Couto, J. G. P., Crodani, U. G., Kawashita, K., Iyer, S. S., Moraes, N. M. P., 1981. Considerações sobre a idade do grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v 11 p 5-16.
- Cunha, I. de A, Misi A., Babinski, M. 2001. Lead isotope signatures of galenas from Morro agudo Pb-Zn deposit, Minas Gerais, Brazil in Misi, A. & Teixeira, J.B G. (org) Proterozoic base metal deposits of África and South America Contributins presented at the 1st Field Workshop International Geological Correlation Programme 450, Belo Horizonte, CNPq /UNESCO /IUGS, p45-47.
- Dardenne, M. A. 1974. Geologia da região de Vazante, Minas Gerais, Brasil. In: SGB, XXVIII. Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Resumos, p.182-185.
- Dardenne M. A. 1978a. Geologia da região de Morro Agudo (Minas Gerais). SBG, Centro-Oeste, Bol. Inform., 7:68-84.

Dardenne M. A. 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 2:299-308.

Dardenne M. A. 1978c. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 2:597-610.

Dardenne M. A. 1979, Lês mineralisations plomb, zime, flúor du proterozoique superieur dans Le Bresil Central: These do Doctorat D'Etat, Univ. Pierreer Marrie Curie.

Dardenne, M. A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais I, Slavador, 1981, Anais salvador.

Dardenne M.A. 2000. The Brasilia fold belt. In: U.G. Cordani, E. G. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos (eds.), Tectonic evolution of South America, p. 231-263.

Dardenne, M.A. & Campos Neto, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Anais, p.17.

Dardenne M. A., Freitas-Silva F. H., Souza J. C. F., Campos J. E. G. 1998. Evolução tectonosedimentar do Grupo Vazante no contexto da Faixa de Dobramentos Brasília. In: SBG, XXXX Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Resumos, p. 26.

Des Marais, D.J. 2001. Isotopic Evolution of the Biogeochemical Carbon Cycle During the Precambrian. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 43(1): 555-578.

Folk, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. Boletim da AAPG, 43: 1-38.

Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Classification of Carbonate Rocks – a Symposium, W.E. Ham, ed., Tulsa, OK. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p.62-84.

Folk, R.L., & Pittman, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites: Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, p. 1045-1058.

Freitas-Silva F. H. & Dardenne M. A. 1997. Pb/Pb isotopic patterns of galenas from Morro do Auro (Paracatu Formation), Morro Agudo/Vazante (Vazante Formation) and Bambuí Group deposits in South American Symposium on Isótopo Geology, I, Campos de Jordão, Extended Abstracts, p 118-120.

Fuck R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, Anais, 4: 184-187.

Geboy, N.J., 2006. Rhenium–smium age determinations of glaciogenic shales, Vazante Formation, Brazil. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Maryland, College Park.

Groves I. M., Carman C. E, Dunlap W. J. 2003. Geology of the Beltana Willemite Deposit, Flinders Ranges, South Australia *Economic Geology*, June 1, 98(4): 797 – 818.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H., 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1181–1207.

Halverson, G.P., Maloof, A.C., Schrag, D.P., Dudas, F.O., Hurtgen, M.T., 2007. Stratigraphy and geochemistry of a ca 800 Ma negative carbon isotope interval in northeastern Svalbard. *Chem. Geol.* 237, 5–27.

Halverson G.P., Wade, B.P., Hurtgen M.T. & Barovich, K. M. 2010 - Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research* 182: 337–350.

Heaney P. J. 1995 - MOGANITE AS AN INDICATOR FOR VANISHED EVAPORITES: A TESTAMENT REBORN? *Journal of Sedimentary research*, vol. 65, No. 4: 633-638.

Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R., and Carman, C., 2003, Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits, *Economic Geology*, v. 98, p. 685–714.

Hladil, J. 2005. The formation of stromatolite-type fenestral structures during the sedimentation of experimental slurries – a possible clue to a 120-year-old puzzle about stromatolites. *Bulletin of Geosciences*, vol. 80. No. 3, 193-211.

Iyer, S.S., 1984, A discussion on the lead isotope geochemistry of galenas from the Bambui Group, Minas Gerais, Brazil: *Mineralium Deposita*, 19, 132-137.

Iyer, S. S., Hoefs, J., e Krouse, H., 1992, Sulfur and lead isotope geochemistry of galenas from Bambui Group, Minas Gerais, Brazil – Implication for ore genesis: *Econ. Geol.*, 87, 437-443.

Jacobsen S. & Kaufman A. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of the Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161:37-57.

Jefferies, J. B. D., Shields, G. A & Wallman K. 2007 – The oxygen isotope evolution of seawater. A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Science Review* 83. 83-122p.

Kaufman A.J. & Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73:27-49.

Kuchenbecker, M. 2011 – Químioestratigrafia e Proveniência Sedimentar da Porção Basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). Dissertação de Mestrado. IGC – UFMG, Belo Horizonte – MG, 104p.

Leach, D.L., Sangster, D.F. Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., and Walters, S., 2005, Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p.561–608,

Leach D. L., Bradley, D. C., Huston D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. & Gardoll, S. J.. 2010. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History *Economic Geology* v. 105, p. 593-625.

- Lemos, M. 2011. Caracterização geológica e tecnológica do minério de zinco do Extremo Norte da Mina de Vazante, Minas Gerais. Dissertação de mestrado, Unicamp. Campinas –SP.
- Mallinson D. & Compton J.S. 1997. Linking phosphogenetic episodes on the southeast U.S. margin to marine $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geology*, 25:103-106.
- Madalosso A. & Valle C. R. 1978. Considerações sobre a Estratigrafia e Sedimentologia do Grupo Bambuí na Região de Paracatu - Morro Agudo (MG). In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, 2:622-634.
- Marini, O.J., Fuck, R.A., Danni, J.C., Dardenne M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento. In: CPM/SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, Anais, 100-115.
- Misi, A., Veizer, J., Kawashita, K., Dardenne, M.A., 1997. The age of the Neoproterozoic carbonate platform sedimentation based on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinations, Bambuí and Una Groups, Brazil. I South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, Extended, pp. 199–200.
- Misi, A., Kaufman, A.J., Veizer, J., Powis, K., Azmy, K., Boggiani, P.C., Gaucher, C., Teixeira, J.B.G., Sanches, A.L., Iyer, S.S.S., 2007. Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South América. *Chemical Geology* 237, 143–167.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambui Group of Central Brazil, *Ecl. Geol. Helv*, v. 65, p185-195.
- Monteiro, L. V. S. 1997. Contribuição à gênese das mineralizações de zinco da Mina de Vazante, MG.. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 159p.
- Monteiro L.V.S. 2002. Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósia, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. IGC-USP, Tese de doutamento, 317 p.
- Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Juliani, C., Bello, R.M.S., Oliveira, T.F. 2007. Nonsulfide and sulfide-rich zinc mineralizations in the Vazante, Ambrósia and Fagundes deposits, Minas Gerais, Brazil: Mass balance and stable isotope characteristics of the hydrothermal alterations. *Gondwana Research*, 11:362-381.
- Mohriak, W., Peter Szatmari, P. & Anjos, S. M. C. 2008. Sal: Geologia e Tectônica Exemplos nas Bacias Brasileiras. Editora Beca, São Paulo, 2008.
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and stratigraphy. 2nd ed. Wiley-Blackwell. West Sussex. UK. 419p.
- Och, L. M. 2011. Biogeochemical cycling through the Neoproterozoic-Cambrian transition in China: an integrated study of redox-sensitive; PHD Thesis, University College London.

Olcott, A.N., Sessions, A.L., Corsetti, F.A., Kaufman, A.J., Oliviera, T.F., 2005. Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic glaciation. *Science* 310, 471–474.

Oliveira, T.F. 1998. As Minas de Vazante e de Morro Agudo. In: UFBA/ADIMB. Workshop depósitos minerais brasileiros de metais base, p. 48-57.

Panniago, L.N. 2011. *Características descritivas e genéticas do depósito de Zn-Pb de Morro Agudo, Grupo Vazante*. Dissertação de mestrado, Universidade de Brasília, 120 p.

Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Junges, S.L., Fischel, D.P., Seer, H., Dantas, E.L., 2001. Nd Isotopes and the Provenance of Detrital Sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (6), 571–585.

Pimentel, M. M.; Rodrigues, J. B.; DellaGiustina, M. E. S; Junges, S; Matteini M. e Armstrong R. 2011. *The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review*. *Journal of South American Earth Sciences* 31, p. 345 a 357.

Pinho, J. M. M. 1990. Evolução Tectônica da mineralização de zinco de Vazante, Brasília. Dissertação de Mestrado, UnB. 115p.

Pinho J. M. M., Dardenne M. A., Rigobello A. E. 1990. Caracterização da movimentação transcorrente da Falha de Vazante, Vazante, MG In Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990, Anais Natal, SBG, v 5, p. 2284-2295

Renfro A. R. (1974) – Genesis of Evaporite-Associate Stratiform Metalliferous Deposits At Sabkha Process, *Economic geology* Vol. 69.

Rigobello A. E. Branquinho J. A., Dantas M. G. DA S., Oliveira T. F., Neves Filho W. 1988. Mina de zinco de Vazante. In: Shobbenhaus C. & Coelho C. E. S. Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM, 3:101-110.

Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Reis Neto, J.M.; Figueira, E.G., 2002, Análise estrutural da mina de Vazante e Adjacências: Geometria, Cinemática e Implicações para a hidrogeologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1):59-68.

Rodrigues, J.B., Pimentel, M.M., Buhn B., Matteini M., Dardenne, M.A. Alvarenga, C.J.S. & Armstrong. R.A. (2012) - Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research* 21. 439–450.

Santana, A. V. A. (2011). *Estratigrafia, Sedimentologia e proveniência das unidades superiores do Grupo Vazante na região da Fazenda Gafundes, Paracatu, MG*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 160p.

Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Sial A.N. & Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Groups. *Precambrian Res.*,104:107-122.

- Santos R. V., Alvarengaa, C. J. S., Babinski, M., Ramos, M. L. S., Cukrov, N., Fonseca, M. A., Sial, A. N., Dardenne, M. A. & Noce, C. M. 2004. Carbon isotopes of Mesoproterozoic–Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 18. 27–39
- Scholle, P. A., Bebout, D. G. & Moore, C. H. 1983. Carbonate Depositional Environments. *Am. Ass. Petrol. Geol.* 33, 708p.
- Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, texture, porosity, diagenesis. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 77, 474p.
- Seer, H.J. 1999. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado. Igc-USP, 149p.
- Slezak, P. R. (2012) – Geology, Mineralogy and Geochemistry of the Vazante Northern Extension Zinc Silicate Deposit, Minas Gerais, Brazil. Dissertação de Mestrado. Queen's University, Kingston, Canada. 116p.
- Souza, C. F. (1997) - Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel – MG. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 76p.
- Thomaz Filho, A., Kawashita, K., Cordani, U.G., 1998. A origem do grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 70, 527– 548.
- Thunell R.C., Williams D.F., Howell M. 1987. Atlantic-Mediterranean water Exchange during the Late Neogene. *Paleoceanography*, 2:661-678.
- Tucker M.E. 1986. Formerly aragonitic limestone associated with tilites in the Late Proterozoic Kingston Peak Formation of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56:818-830.
- Unrug, R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes*, Ottawa, v. 19, p.11-20.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. (2004^a). U-Pb geochronology of the southern Brasilia belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research* 130, (1-4): 27-55.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer, H.J. 2004b. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 575-592.
- Valeriano C. M., Pimentel M. M., Heilbron M., Almeida J. C. H., Trouw R. A. J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 2008; v.284; p.197-210.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha

O.G., Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.

Vieira, L.C. (2007). A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico. 2007. 190 pp. Tese (Doutorado) Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorgan P., Hill A.C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, 100: 371-433.

Wilson, J.L., (1975). *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlim. 471p

Referências na Internet

www.beg.utexas.edu

www.gefcoral.org

<http://xa.yimg.com/kq/groups/25309279/175832010/name/AMBIENTES-Resumo-COSTEIROS.pdf>

<http://woostergeologists.scotblogs.wooster.edu/2012/03/17/wooster-geologists-in-an-extraordinary-world-of-salt/>

Anexo I - Resultados isotópicos de carbono e oxigênio

Furo	Amostra	Prof. (m)	prof. Coluna (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V_PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW)
VZMIF193	VZI-124	2,35	0,00	0,1636	-2,7641	28,01059987
VZMIF193	VZI-125	23,80	21,45	0,7155	-2,054	28,74261356
VZMIF193	VZI-126	28,08	25,73	-0,2809	-1,8381	28,96517623
VZMIF193	VZI-127	35,48	33,13	-0,1363	-2,0143	28,7835387
VZMIF193	VZI-128	44,64	42,29	-2,1886	-2,6051	28,17450661
VZMIF193	VZI-129	53,42	51,07	-1,8468	-4,2532	26,47554625
VZMIF193	VZI-130	62,00	59,65	-4,1119	-5,1472	25,55395741
VZMIF193	VZI-131	68,90	66,55	-3,6234	-3,148	27,61485272
VZMIF193	VZI-132	76,96	74,61	-2,5811	-1,9135	28,88744939
VZMIF193	VZI-133	83,70	81,35	-2,2408	-5,2021	25,49736319
VZMIF193	VZI-134	93,77	91,42	-2,5224	-6,1379	24,53268441
VZMIF193	VZI-135	100,89	98,54	-2,0041	-5,4109	25,28211963
VZMIF193	VZI-136	108,60	106,25	-1,237	-5,1887	25,51117672
VZMIF193	VZI-137	114,36	112,01	-0,7195	-4,9287	25,77920032
VZMIF193	VZI-138	123,65	121,30	-1,0463	-5,3867	25,30706644
VZMIF193	VZI-139	131,19	128,84	-1,1248	-5,2158	25,48324041
VZMIF193	VZI-140	139,59	137,24	-0,6927	-4,824	25,88713136
VZMIF193	VZI-141	146,35	144,00	-0,9778	-4,7217	25,99258834
VZMIF193	VZI-142	154,00	151,65	-0,9862	-4,827	25,88403878
VZMIF193	VZI-143	161,10	158,75	0,2615	-3,014	27,75298796
VZMIF193	VZI-144	169,45	167,10	0,2661	-2,9938	27,77381133
VZMIF193	VZI-145	176,34	173,99	-1,2605	-4,0401	26,69522251
VZMIF178	VZ01-A	33,05	177,20	-0,5569916	-3,922	26,81696708
VZMIF193	VZI-146	184,70	180,88	-0,2149	-4,059	26,67573926
VZMIF193	VZI-147	191,60	193,45	0,5458	-2,6157	28,1635795
VZMIF178	VZI-003	49,30	193,45	0,2529	-4,3346	26,39163424
VZMIF178	VZI-004	58,10	202,25	1,2211	-4,4142	26,30957779
VZMIF178	VZI-005	65,00	209,15	1,5957	-3,9508	26,78727831
VZMIF178	VZ02	68,00	212,15	0,8522228	-5,6473	25,03842432
VZMIF178	VZI-006	72,66	216,81	0,9582	-5,9959	24,67906653
VZMIF178	VZI-007	80,15	224,30	0,7536	-5,1466	25,55457592
VZMIF178	VZI-008	87,43	231,58	0,1867	-3,4067	27,34816924
VZMIF178	VZI-009	95,58	239,73	0,6706	-4,4965	26,22473801
VZMIF178	VZI-010	102,60	246,75	0,4816	-3,8258	26,91613581
VZMIF178	VZI-011	110,91	255,06	0,1693	-4,1438	26,58832233
VZMIF178	VZI-012	117,84	261,99	0,291	-4,1383	26,59399206
VZMIF178	VZI-013	125,21	269,36	-0,0006	-3,9124	26,82686334
VZMIF178	VZ03	128,80	272,95	0,0072564	-3,9518	26,78624745
VZMIF178	VZI-014	133,00	277,15	0,232	-4,6333	26,08371636
VZMIF178	VZI-015	140,80	284,95	0,1337	-5,8111	24,86956945
VZMIF178	VZ04-A	141,37	285,52	0,1931972	-4,3766	26,34833812
VZMIF178	VZI-016	147,90	292,05	0,4919	-8,6041	21,99037747
VZMIF178	VZI-017	155,90	300,05	0,9411	-5,1598	25,54096857
VZMIF178	VZI-018	163,80	307,95	1,3547	-4,5949	26,12330139
VZMIF178	VZI-019	171,63	315,78	1,5006	-3,7033	27,04241616
VZMIF178	VZI-020	179,12	323,27	1,4115	-3,4927	27,25951528
VZMIF178	VZI-021	186,37	330,52	0,7345	-4,4696	26,25246814

Anexo I - Resultados isotópicos de carbono e oxigênio

Furo	Amostra	Prof. (m)	prof. Coluna (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V_PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW)
VZMIF178	VZI-022	193,70	337,85	0,6963	-4,5994	26,11866252
VZMIF178	VZI-023	201,64	345,79	0,549	-4,9699	25,73672889
VZMIF178	VZI-024	209,20	353,35	0,6944	-5,1416	25,55973022
VZMIF178	VZI-025	217,13	361,28	0,778	-4,2459	26,48307153
VZMIF178	VZI-026	224,50	368,65	2,0882	-4,1576	26,57409646
VZMIF178	VZI-027	233,20	377,35	1,0991	-4,6759	26,03980173
VZMIF178	VZ05	238,40	382,55	1,4635584	-5,751	24,93152414
VZMIF178	VZI-028	241,88	386,03	2,3858	-3,5011	27,25085605
VZMIF178	VZI-029	249,32	393,47	2,6392	-2,997	27,77051258
VZMIF178	VZI-030	256,13	400,28	3,2643	-2,8331	27,93947053
VZMIF178	VZI-031	263,52	407,67	3,1234	-2,2592	28,53108109
VZMIF178	VZI-032	270,68	414,83	1,9199	-6,5696	24,08766214
VZMIF178	VZI-033	278,52	422,67	2,8294	-3,0126	27,75443116
VZMIF178	VZI-034	286,70	430,85	3,0505	-3,3409	27,41599983
VZMIF178	VZI-035	294,52	438,67	2,8263	-3,4551	27,29827561
VZMIF178	VZI-036	302,00	446,15	2,6522	-3,0158	27,75113241
VZMIF178	VZI-037	310,25	454,40	2,9375	-3,4121	27,34260259
VZMIF178	VZ06	316,50	460,65	2,803296	-3,0075	27,75968855
VZMIF178	VZI-038	317,54	461,69	2,5182	-2,407	28,37871998
VZMIF178	VZI-039	325,30	469,45	2,3115	-2,971	27,79731494
VZMIF178	VZI-040	334,08	478,23	2,6393	-4,7803	25,93217994
VZMIF178	VZI-041	341,00	485,15	2,542	-4,4256	26,29782598
VZMIF178	VZI-042	350,02	494,17	2,5123	-4,1824	26,54853114
VZMIF178	VZI-043	359,73	503,88	1,5257	-4,2764	26,4516303
VZMIF178	VZI-044	366,24	510,39	-0,1203	-4,3269	26,39957187
VZMIF178	VZI-045	372,97	517,12	-0,011	-5,6736	25,0113127
VZMIF178	VZI-046	381,96	526,11	1,0871	-4,873	25,83661922
VZMIF178	VZI-047	389,29	533,44	1,7274	-4,1229	26,60986731
VZMIF178	VZI-048	395,55	539,70	1,9124	-3,1965	27,56485601
VZMIF178	VZI-049	403,10	547,25	1,4708	-2,9256	27,84411598
VZMIF178	VZI-050	411,60	555,75	1,3035	-4,2441	26,48492707
VZMIF178	VZI-051	418,65	562,80	2,3174	-2,9021	27,86834119
VZMIF178	VZI-052	426,34	570,49	2,1374	-4,6212	26,09618977
VZMIF178	VZI-053	434,25	578,40	2,4793	-3,3345	27,42259733
VZMIF178	VZI-054	441,63	585,78	1,907	-3,1632	27,59918365
VZMIF178	VZI-055	448,90	593,05	1,2688	-5,1497	25,55138026
VZMIF178	VZI-056	455,90	600,05	0,2698	-2,7904	27,98348826
VZMIF178	VZI-057	464,48	608,63	-0,1432	-3,6892	27,05695129
VZMIF178	VZI-058	472,52	616,67	0,3043	-3,61	27,1385954
VZMIF178	VZI-059	480,35	624,50	-0,2408	-3,4963	27,25580418
VZMIF178	VZI-060	488,70	632,85	0,2673	-4,11	26,6231654
VZMIF178	VZI-061	496,78	640,93	-0,0941	-4,7759	25,93671573
VZMIF178	VZI-062	504,08	648,23	1,3148	-4,042	26,69326388
VZMIF178	VZI-063	512,03	656,18	1,5767	-1,7118	29,09537385
VZMIF178	VZI-064	520,08	664,23	1,361	-4,4225	26,30102165
VZMIF178	VZ07	522,60	666,75	1,2579392	-4,0805	26,65357577
VZMIF178	VZI-065	527,10	671,25	1,1057	-2,7207	28,0553392

Anexo I - Resultados isotópicos de carbono e oxigênio

Furo	Amostra	Prof. (m)	prof. Coluna (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V_PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW)
VZMIF178	VZI-066	536,20	680,35	0,5625	-2,9428	27,82638519
VZMIF178	VZI-067	544,26	688,41	0,7972	-2,6775	28,09987235
VZMIF178	VZI-068	551,86	696,01	1,1766	-2,9466	27,82246792
VZMIF178	VZ08	554,40	698,55	0,63817	-3,0929	27,67165311
VZMIF178	VZI-069	559,30	703,45	-0,4029	-1,3667	29,45112364
VZMIF178	VZI-070	567,60	711,75	1,1006	-2,2158	28,57582041
VZMIF178	VZI-071	574,70	718,85	0,7189	-1,0406	29,78728708
VZMIF178	VZI-072	582,10	726,25	0,5758	-1,8178	28,98610269
VZMIF178	VZ09	586,00	730,15	1,06989	-5,1083	25,59405786
VZMIF178	VZI-073	589,52	733,67	1,1701	-2,5039	28,27882965
VZMIF178	VZI-074	597,32	741,47	0,99125	-2,230625	28,56053791
VZMIF178	VZI-075	604,89	749,04	1,1349	-2,3153	28,47324984
VZMIF178	VZI-076	612,83	756,98	0,7803	-2,1086	28,6863286
VZMIF178	VZ10	617,90	762,05	1,118082	-3,5309	27,22013643
VZMIF178	VZI-077	620,44	764,59	1,1484	-3,8557	26,8853131
VZMIF178	VZ11-A	625,80	769,95	0,5712032	-3,7087	27,03684952
VZMIF178	VZI-078	627,90	772,05	1,1273	-2,3531	28,43428333
VZMIF178	VZI-079	635,93	780,08	0,9335	-2,1922	28,60014871
VZMIF178	VZ12-A	641,70	785,85	0,807846	-1,5127	29,30061808
VZMIF178	VZI-080	643,45	787,60	0,4408	-3,6717	27,07499134
VZMIF178	VZI-081	651,10	795,25	0,8093	-1,7275	29,07918935
VZMIF178	VZI-082	658,46	802,61	0,357	-3,1724	27,58969974
VZMIF178	VZI-083	665,77	809,92	0,2546	-3,412	27,34270568
VZMIF178	VZI-084	674,05	818,20	-0,516	-2,9062	27,86411467
VZMIF178	VZI-085	682,05	826,20	0,4897	-1,4094	29,40710592
VZMIF178	VZ13-B	689,60	833,75	0,1931972	-2,4603	28,32377514
VZMIF178	VZI-086	689,75	833,90	2,0792	-1,8624	28,94012634
VZMIF178	VZ14	689,85	834,00	1,1022188	-1,834	28,96940276
VZMIF178	VZI-087	697,30	841,45	0,8125	-3,1173	27,64650012
VZMIF178	VZI-088	705,40	849,55	0,2375	-2,8436	27,9286465
VZMIF178	VZI-089	711,93	856,08	0,8294	-3,9489	26,78923695
VZMIF178	VZI-090	719,86	864,01	0,9427	-4,2591	26,46946417
VZMIF178	VZI-091	727,30	871,45	0,8267	-2,1573	28,63612572
VZMIF178	VZI-092	735,05	879,20	1,4075	-5,3282	25,36737175
VZMIF178	VZI-093	742,35	886,50	1,529	-4,5898	26,12855877
VZMIF178	VZI-094	749,62	893,77	1,3141	-1,2783	29,54225166
VZMIF178	VZI-095	757,55	901,70	1,6886	-5,2837	25,41324502
VZMIF178	VZ15-A	757,95	902,10	0,2532364	-4,2125	26,51750225
VZMIF178	VZI-096	764,85	909,00	1,2417	-3,9281	26,81067883
VZMIF178	VZI-097	772,51	916,66	0,9199	-2,599	28,18079486
VZMIF178	VZI-098	780,40	924,55	2,0722	-1,2181	29,60430943
VZMIF178	VZI-099	787,35	931,50	0,7585	-2,8747	27,89658676
VZMIF178	VZI-100	796,28	940,43	0,3859	-2,2486	28,5420082
VZMIF178	VZ16-A	800,30	944,45	0,2798424	-2,1342	28,65993859
VZMIF178	VZI-101	804,04	948,19	0,9373	-2,8838	27,88720593
VZMIF178	VZI-102	811,97	956,12	0,3378	-2,2011	28,59097405
VZMIF178	VZI-103	820,37	964,52	1,02	-1,761	29,04465554

Anexo I - Resultados isotópicos de carbono e oxigênio

Furo	Amostra	Prof. (m)	prof. Coluna (m)	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (V-PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V_PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (V-SMOW)
VZMIF178	VZI-104	827,92	972,07	1,8259	-2,6485	28,12976729
VZMIF178	VZI-105	835,66	979,81	0,4174	-2,8563	27,91555458
VZMIF178	VZI-106	842,67	986,82	0,7356	-1,6676	29,14093786
VZMIF178	VZI-107	850,55	994,70	2,6702	-0,1625	30,69248525
VZMIF178	VZI-108	858,90	1003,05	1,592	-2,7321	28,04358739
VZMIF178	VZI-109	866,27	1010,42	0,7797	-2,9613	27,80731428
VZMIF178	VZI-110	874,23	1018,38	2,0975	-2,4728	28,31088939
VZMIF178	VZI-111	882,00	1026,15	-0,1443	-7,6859	22,93691313
VZMIF178	VZI-112	889,96	1034,11	-0,179	-7,6192	23,00567149
VZMIF178	VZI-113	891,00	1035,15	2,100998	-3,3835	27,37208519
VZMIF178	VZI-113	898,40	1042,55	-0,2099	-5,9745	24,70112693
VZMIF178	VZI-114	906,06	1050,21	-0,0919	-4,5932	26,12505385
VZMIF178	VZI-115	913,46	1057,61	0,7459	-5,2564	25,4413875
VZMIF178	VZI-116	919,95	1064,10	1,6543184	-3,946	26,79222644
VZMIF178	VZI-116	921,28	1065,43	3,3456	0,0585	30,92030531
VZMIF178	VZI-117	929,33	1073,48	1,9711	-3,0109	27,75618363
VZMIF178	VZI-118	936,77	1080,92	2,4686	-3,8031	26,93953633
VZMIF178	VZI-119	944,40	1088,55	2,3207	-4,7868	25,92547935
VZMIF178	VZI-123	952,30	1096,45	0,8601	-2,8696	27,90184414
VZMIF178	VZI-120	959,83	1103,98	1,209	-2,8849	27,88607199
VZMIF178	VZI-121	967,28	1111,43	0,9584	-2,7779	27,99637401
VZMIF178	VZI-122	970,40	1114,55	2,9543	-0,4635	30,38219639

ANEXO II - Resultados geoquímicos de rocha total

Furo	Prof. perfil (m)	Amostra	Al2O3 %	MgO %	CaO %	CaO+MgO %	Mn_ppm	Sr_ppm	Mn/Sr	Fe %	Na %	K %	P_ppm	Zn_ppm	Pb_ppm	S %	Zr_ppm
VZMIF193	20,80	69862	0,87	19,9	24,6	44,5	219	66	3,32	0,29	0,02	0,42	70	17	4	0,01	21
VZMIF193	51,3	69863	11,55	6,42	7,49	13,91	383	41	9,34	2,41	0,05	5,23	500	35	8	0,18	136
VZMIF193	75,40	69864	0,93	20	24,8	44,8	232	70	3,31	0,79	0,03	0,52	440	7	11	0,55	19
VZMIF193	92,75	69865	8,56	11,45	13,95	25,4	310	43	7,21	2,13	0,05	3,81	480	33	18	0,67	84
VZMIF193	104,10	69866	0,79	20,6	25,5	46,1	126	50	2,52	0,29	0,02	0,33	190	15	7	0,01	12
VZMIF193	115,20	69867	2,61	19,05	23,3	42,35	239	65	3,68	0,71	0,03	1,08	200	17	8	0,03	31
VZMIF193	138,10	69868	0,3	21,9	27,4	49,3	209	43	4,86	0,2	0,01	0,11	130	9	6	<0,01	10
VZMIF193	155,20	69869	0,17	20,9	25,5	46,4	126	57	2,21	0,16	0,01	0,06	160	19	5	<0,01	2
VZMIF193	176,50	69871	1,55	19,15	24,5	43,65	176	68	2,59	0,38	0,02	0,58	240	17	8	<0,01	20
VZMIF178	47,85	69901	0,42	18,6	23,4	42	404	57	7,09	0,41	0,02	0,13	230	21	11	<0,01	4
VZMIF178	87,40	69902	0,79	19,45	24,7	44,15	310	62	5,00	0,38	0,02	0,26	540	16	12	<0,01	8
VZMIF178	98,30	69903	0,09	20,1	25,7	45,8	393	38	10,34	0,41	0,01	0,03	200	15	11	<0,01	<2
VZMIF178	145,00	69904	0,51	20,1	26	46,1	312	67	4,66	0,38	0,02	0,22	70	23	11	<0,01	5
VZMIF178	160,80	69905	2,57	18,2	22,8	41	347	70	4,96	1,1	0,02	0,97	640	16	9	0,01	17
VZMIF178	185,40	69907	1,21	19,55	25,1	44,65	489	61	8,02	0,59	0,02	0,52	260	10	12	0,02	18
VZMIF178	200,40	69909	7,44	12,15	14,5	26,65	360	56	6,43	2,38	0,04	3,48	190	30	9	0,04	57
VZMIF178	206,40	69910	0,15	18,05	23	41,05	323	56	5,77	0,47	0,01	0,06	300	34	13	0,21	3
VZMIF178	220,20	69911	1,51	18,5	24,1	42,6	219	65	3,37	0,41	0,02	0,67	790	9	8	<0,01	19
VZMIF178	225,30	69912	7,22	13,35	15,8	29,15	210	64	3,28	2,62	0,03	2,96	330	34	8	<0,01	49
VZMIF178	235,20	69913	2,02	18,75	23,6	42,35	555	79	7,03	0,4	0,07	0,81	130	20	12	0,01	18
VZMIF178	269,20	69915	1,76	18,8	24	42,8	458	77	5,95	0,59	0,03	0,84	110	16	9	0,01	19
VZMIF178	279,20	69916	0,72	20,6	25,8	46,4	313	48	6,52	0,3	0,02	0,34	110	16	9	<0,01	17
VZMIF178	303,50	69918	0,68	20,3	25,9	46,2	507	51	9,94	0,28	0,02	0,33	450	10	10	0,01	10
VZMIF178	325,10	69920	1,28	19,15	24,7	43,85	683	64	10,67	0,57	0,03	0,48	130	14	9	0,01	13
VZMIF178	354,90	69922	1,08	19,6	25,3	44,9	357	110	3,25	0,54	0,03	0,4	120	7	12	0,01	17
VZMIF178	394,80	69926	0,98	19,75	25,3	45,05	184	64	2,88	0,38	0,02	0,38	190	17	7	<0,01	12
VZMIF178	421,60	69928	2,82	17,3	21,5	38,8	355	108	3,29	0,73	0,06	1,37	190	14	9	0,01	57
VZMIF178	440,40	69930	1,21	20,1	25,7	45,8	481	69	6,97	0,61	0,03	0,47	170	16	2	0,02	15
VZMIF178	504,50	69934	0,81	20,4	27,4	47,8	342	69	4,96	0,4	0,02	0,29	70	8	<2	0,02	13
VZMIF178	518,10	69935	0,93	21	27,1	48,1	199	65	3,06	0,35	0,02	0,45	50	26	3	<0,01	20
VZMIF178	546,50	69937	0,45	20,9	27,6	48,5	229	68	3,37	0,37	0,03	0,23	160	33	4	<0,01	12
VZMIF178	554,00	69938	2,31	18,65	24,4	43,05	266	82	3,24	0,68	0,05	0,94	120	18	4	<0,01	36
VZMIF178	574,30	69939	0,42	20,8	27,7	48,5	156	73	2,14	0,25	0,03	0,24	180	10	2	<0,01	9
VZMIF178	591,40	69940	0,47	21,4	28,5	49,9	368	85	4,33	0,76	0,03	0,16	120	12	<2	<0,01	9
VZMIF178	623,80	69942	0,17	21,2	26	47,2	172	53	3,25	0,27	0,02	0,08	180	5	<2	<0,01	4
VZMIF178	651,00	69943	0,28	21,6	26,5	48,1	135	72	1,88	0,23	0,03	0,17	140	6	2	<0,01	9

ANEXO II - Resultados geoquímicos de rocha total

Furo	Prof. perfil (m)	Amostra	Al2O3 %	MgO %	CaO %	CaO+MgO %	Mn_ppm	Sr_ppm	Mn/Sr	Fe %	Na %	K %	P_ppm	Zn_ppm	Pb_ppm	S %	Zr_ppm
VZMIF178	696,40	69945	2,15	19,15	25,3	44,45	436	75	5,81	0,75	0,03	0,75	110	17	5	0,01	83
VZMIF178	705,05	69946	0,13	15,25	20,6	35,85	256	55	4,65	0,38	0,02	0,04	100	7	5	<0,01	6
VZMIF178	723,00	69947	0,49	22,1	27,3	49,4	105	80	1,31	0,19	0,04	0,16	340	14	2	<0,01	10
VZMIF178	749,85	69948	0,51	18,9	25,1	44	187	63	2,97	0,26	0,02	0,17	80	16	<2	<0,01	8
VZMIF178	807,40	69949	0,43	21,4	26,2	47,6	79	84	0,94	0,15	0,04	0,15	160	24	2	<0,01	20
VZMIF178	844,60	69950	0,4	21,1	26,2	47,3	100	53	1,89	0,21	0,02	0,13	80	13	<2	<0,01	6
VZMIF178	876,00	69858	0,7	21,4	26,7	48,1	142	70	2,03	0,28	0,02	0,21	50	8	4	0,01	6
VZMIF178	920,00	69861	0,42	20,2	25,5	45,7	226	48	4,71	0,56	0,02	0,12	80	12	6	0,01	4

Furo	Prof. perfil (m)	Amostra	Ti_pct	V_ppm	W_ppm	Ba_ppm	Th_ppm	Co_ppm	Cr_ppm	U_ppm	V_ppm	W_ppm	Mo_ppm	Nb_ppm	Tl_ppm	Sn_ppm	La_ppm
VZMIF193	20,80	69862	0,03	8	<10	42	1,01	1,5	60	0,78	34	<1	3	1	<0,5	1	3,3
VZMIF193	51,3	69863	0,32	62	10	687	12,5	12,6	110	2,15	92	<1	4	11,6	<0,5	3	42,5
VZMIF193	75,4	69864	0,02	7	<10	220	1,2	1,8	60	1,38	25	<1	3	1	<0,5	1	5,8
VZMIF193	92,75	69865	0,23	59	<10	441	8,33	12,9	110	4,24	87	2	4	7,8	<0,5	3	22,3
VZMIF193	104,10	69866	0,02	11	<10	165	0,95	2	70	0,76	38	1	3	0,9	<0,5	1	3,4
VZMIF193	115,20	69867	0,07	26	10	116	2,6	2,4	60	2,53	42	<1	3	2,7	<0,5	1	8,9
VZMIF193	138,10	69868	0,01	6	10	20	0,39	1,2	50	1,29	20	<1	3	0,4	<0,5	1	1,2
VZMIF193	155,20	69869	<0,01	9	<10	8,8	0,2	1,3	60	1,03	29	2	3	0,2	<0,5	1	0,9
VZMIF193	176,50	69871	0,04	9	<10	102,5	1,59	1,4	60	1,89	24	7	2	1,4	<0,5	1	5,1
VZMIF178	47,85	69901	0,01	21	<10	18,2	0,4	1,9	50	2,01	37	6	3	0,4	<0,5	1	1,3
VZMIF178	87,40	69902	0,02	7	<10	16,5	0,69	1,4	40	1,1	23	<1	2	0,6	<0,5	1	2,9
VZMIF178	98,30	69903	<0,01	1	<10	7,8	0,1	1,7	50	0,36	12	15	3	<0,2	<0,5	<1	0,6
VZMIF178	145,00	69904	0,01	6	<10	22	0,43	1,7	50	0,82	18	5	2	0,4	<0,5	<1	1,9
VZMIF178	160,80	69905	0,05	10	<10	189	1,65	3	60	0,52	18	3	2	1,7	<0,5	1	7,2
VZMIF178	185,40	69907	0,02	6	<10	61,9	0,5	2,2	60	0,48	24	5	3	1	<0,5	<1	1,8
VZMIF178	200,40	69909	0,17	34	<10	408	2,26	8	90	1,58	36	3	3	5,7	<0,5	1	14,3
VZMIF178	206,40	69910	<0,01	4	<10	35	0,025	2,2	50	0,59	<5	6	3	<0,2	<0,5	2	0,9
VZMIF178	220,20	69911	0,03	6	<10	142	0,46	2	50	0,37	<5	1	3	1	<0,5	1	4,6
VZMIF178	225,30	69912	0,19	34	<10	172,5	3,52	7	90	0,54	35	2	3	5,8	<0,5	3	20,4
VZMIF178	235,20	69913	0,05	23	<10	167	1,18	6,3	60	0,43	21	2	3	1,5	<0,5	3	5
VZMIF178	269,20	69915	0,03	8	<10	214	0,59	4,3	50	0,33	<5	4	3	1,1	<0,5	2	3,9
VZMIF178	279,20	69916	0,02	4	<10	33,3	0,32	2,2	40	0,36	<5	5	3	0,5	<0,5	3	2
VZMIF178	303,50	69918	0,02	3	<10	64,3	0,34	2,8	50	0,39	<5	3	3	0,5	<0,5	3	1,9
VZMIF178	325,10	69920	0,03	6	<10	31,4	0,63	4,7	50	0,22	8	2	3	0,9	<0,5	2	3,8
VZMIF178	354,90	69922	0,03	6	<10	441	0,52	2,9	50	0,35	5	6	3	0,9	<0,5	2	3,2
VZMIF178	394,80	69926	0,02	5	<10	28,7	0,58	2,3	50	0,29	<5	2	3	0,9	<0,5	3	2,8

ANEXO II - Resultados geoquímicos de rocha total

Furo	Prof. perfil (m)	Amostra	Ti_pct	V_ppm	W_ppm	Ba_ppm	Th_ppm	Co_ppm	Cr	U	V	W	Mo	Nb	Tl	Sn	La_ppm
ZMIF178	440,40	69930	0,03	6	10	32,6	0,69	4,2	50	0,54	13	3	3	1	<0,5	2	3,6
ZMIF178	504,50	69934	0,02	3	<10	23,9	0,57	2,7	40	0,31	<5	8	3	0,9	<0,5	3	2,8
ZMIF178	518,10	69935	0,02	5	<10	42,4	0,41	2,4	40	0,25	<5	2	3	0,8	<0,5	3	3,1
ZMIF178	546,50	69937	0,01	1	<10	21	0,17	1,8	40	0,39	<5	3	3	0,5	<0,5	2	1,4
ZMIF178	554,00	69938	0,06	10	10	78,3	1,5	2,6	40	0,68	5	4	3	2,1	<0,5	2	6,8
ZMIF178	574,30	69939	0,01	1	<10	27,7	0,025	1,6	40	0,41	<5	2	3	0,6	<0,5	2	1,6
ZMIF178	591,40	69940	0,01	8	10	27,9	0,11	1,9	30	0,4	<5	3	3	0,5	<0,5	1	1,8
ZMIF178	623,80	69942	<0,01	<1	10	16,8	0,025	1,3	30	0,26	<5	3	3	0,2	<0,5	2	0,8
ZMIF178	651,00	69943	0,01	1	10	17,2	0,025	1,4	50	0,48	14	2	3	0,2	<0,5	2	0,9
ZMIF178	696,40	69945	0,06	10	10	48,8	1,54	3,3	50	0,71	25	3	3	1,9	<0,5	2	6,2
ZMIF178	705,05	69946	<0,01	5	<10	12,4	0,025	4,6	50	0,48	17	6	3	<0,2	<0,5	1	0,6
ZMIF178	723,00	69947	0,01	2	10	31,4	0,14	2,5	50	0,65	19	2	3	0,3	<0,5	2	1,5
ZMIF178	749,85	69948	0,01	9	10	23,6	0,14	2,6	50	0,52	20	4	2	0,5	<0,5	1	1,2
ZMIF178	807,40	69949	0,01	3	<10	22,3	0,09	1,3	40	0,84	14	2	3	0,4	<0,5	2	1,1
ZMIF178	844,60	69950	0,01	2	10	14,9	0,025	1,4	50	0,35	14	7	3	0,3	<0,5	1	1,3
ZMIF178	876,00	69858	0,02	4	<10	17,1	0,54	2,4	60	0,37	30	9	3	0,7	<0,5	1	2
ZMIF178	920,00	69861	0,01	1	<10	21,7	0,33	2,5	50	0,3	12	8	3	0,4	<0,5	1	1,3