



**Leonardo Freiman Barrozo**

**MICROFÁCIES FERRÍFERAS EM TESTEMUNHOS DE SONDAGEM NO  
DEVONIANO MÉDIO DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO PIMENTEIRA)**

Trabalho Final de Curso  
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2009



UFRJ

**Leonardo Freiman Barrozo**

**MICROFÁCIES FERRÍFERAS EM TESTEMUNHOS DE SONDAGEM NO  
DEVONIANO MÉDIO DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO PIMENTEIRA)**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Leonardo Borghi

Rio de Janeiro  
Fevereiro de 2009

LEONARDO, Freiman Barrozo

**Título: Microfácies ferríferas em testemunhos de sondagem no Devoniano Médio da bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira).**/ Leonardo Freiman Barrozo - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

x, 44p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientador: Leonardo Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Estratigrafia e Paleontologia – Trabalho Final de Curso. I. Leonardo, Borghi de Almeida da UFRJ. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Leonardo Freiman Barroso

MICROFÁCIES FERRÍFERAS EM TESTEMUNHOS DE SONDAGEM NO  
DEVONIANO MÉDIO DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO PIMENTEIRA)

Trabalho de Conclusão de Curso de  
Graduação em Geologia do Instituto de  
Geociências, Universidade Federal do Rio  
de Janeiro – UFRJ, apresentado como  
requisito necessário para obtenção do grau  
de Bacharel em Geologia.

Orientador:

Leonardo Borghi

Aprovada em: 18 de fevereiro de 2009

Por:

---

Leonardo Borghi (UFRJ)

---

Charles George K. Young (BG E&P Brasil)

---

Carlos Jorge de Abreu (UFRJ)

Aos meus pais; José Jorge Barrozo e Maria  
Nazaré Freiman Barrozo.

## **Agradecimentos**

Ao meu orientador Leonardo Borghi pelos ensinamentos e amizade durante os três anos que estive no LAGESED.

Ao professor Julio Cesar Mendes pela atenção e disponibilidade de tempo para tirar dúvidas.

A minha família pelo apoio e incentivo ao longo desses anos

Aos Lagesedianos pelas constantes trocas de conhecimentos e pelos ótimos momentos.

Aos colegas de turma pela troca de conhecimento e pelo companherismo ao longo desses anos.

## Resumo

BARROZO, Leonardo Freiman. **Microfácies ferríferas em testemunhos de sondagem no Devoniano Médio da bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira)**. 2009. xi, 42p. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente trabalho busca caracterizar microfaciologicamente os oólitos ferríferos da Formação Pimenteira, Devoniano da bacia do Parnaíba, com o fim de discutir o contexto paleoambiental e compreender o significado estratigráfico desse registro sedimentar na bacia. Foram analisadas 14 lâminas delgadas de amostras de testemunho de sondagem de 5 poços (3-PM-06-PI, 1-PM-10-PI, 1-VL-03-PI e 1-PM-07-PI) do Projeto Fosfato do São Miguel do Tapuio e 2-PM-21-PI do projeto São Nicolau, na borda Leste da bacia do Parnaíba (DNPM/CPRM). Com base nas formas, estrutura interna, composição dos oólitos, cimentação, bioturbação e seleção da rocha, foram reconhecidas 9 microfácies (Lsi; Lai; Qsi; Bli; Qsl; Bai; Msi; Asi e Bsi). O contexto paleoambiental desses depósitos é marinho raso com influencia continental. O clima tropical causa intemperismo nas grandes massas continentais, os rios funciona como agente transportador do ferro para a bacia. Esses depósitos são relacionados com ciclos regressivos – transgressivos, seguindo sequências *coarsening-up*, *shoaling-up* sob superfícies de *hardground* e transgressiva.

Palavras-chave: Devoniano; Formação Pimenteira; bacia do Parnaíba.

## Abstract

BARROZO, Leonardo Freiman. **Ferriferous microfacies in well cores from the Middle Devonian of the Parnaíba Basin (Pimenteira Formation)**. 2009. xi, 42p. Trabalho Final de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work aims characterize through analyse microfacies the oolitic ferriferous of the Pimenteira formation, Devonian Parnaiba basin, with purpose discuss paleoenvironment context and to stratigraphic understand meaning this sedimentary record in basin. It was analyzed 14 thin sections of sample of 5 well core (3-PM-06-PI, 1-PM-10-PI, 1-VL-03-PI e 1-PM-07-PI) of the Project *Fosfato do São Miguel do Tapuio* e 2-PM-21-PI, Project São Nicolau, east edge in Parnaiba basin (DNPM/CPRM). With base in forms, inner structure and composition of the ooids, cementation, selection and bioturbation of the rocks was recognized 9 microfacies (Lsi, Lai, Qsi, Bli, Qsl, Bai, Msi, Asi, and Bsi). The paleoenvironmental context this record is shallow marine with continental influences. Tropical climate causing weathering in land masses, river working as carrier agent of the iron to basin. This record are related with regressive – transgressive cycles, following coarsing-up, shoaling-up sequence under hardground and transgressive surfaces.

Key-Words: Devonian; Pimenteira Formation; Parnaiba basin



## Lista de figuras

<b>Figura 1</b> Mapa de localização, com os cinco poços localizados ao redores da cidade de Pimenteiras (PI) e rodovias de acesso indicadas.....	1
<b>Figura 2</b> Fotografia de afloramento de <i>ironstones</i> na borda Oeste da bacia do Panaíba, mostrando as característica desse depósito em afloramentos. Localizado na saída da cidade de Santa Teresa em direção a Lagoa do Tocantins (TO).....	2
<b>Figura 3</b> Diagrama estratigráfico simplificado da bacia .....	6
<b>Figura 4</b> Seção de correlação estratigráfica de sequências onde são mostradas as superfícies estratigráficas (Young 2006), e os intervalos ferríferos estudados.....	10
<b>Figura 5</b> Modelo de fácies de <i>ironstones</i> oolíticos mostrando as sequências estratigráfica <i>shoaling-up</i> e <i>coarsening-up</i> e as superfícies transgressiva e <i>hardground</i> , enfatizando a relação da regressão e relativamente rápida transgressão (Van Houten & Bhattacharyya, 1982).....	15
<b>Figura 6</b> Fotomicrografia da microfácies Lsi.....	17
<b>Figura 7</b> Fotomicrografia da microfácies Lai.....	18
<b>Figura 8</b> Fotomicrografia da microfácies Qsi.....	21
<b>Figura 9</b> Fotomicrografia da microfácies Bli.....	23
<b>Figura 10</b> Fotomicrografia da microfácies Qsl.....	25
<b>Figura 11</b> Fotomicrografia da microfácies Bai.....	27
<b>Figura 12</b> Fotomicrografia da microfácies Msi.....	29
<b>Figura 13</b> Fotomicrografia da microfácies Asi.....	31
<b>Figura 14</b> Fotomicrografia da microfácies Bsi.....	33

## Lista de quadros

<b>Quadro 1</b> Síntese das amostras analisadas com a profundidade de cada uma delas .....	6
<b>Quadro 2</b> Possíveis interpretações para formação dos oólitos que ocorrem em ironstones e a interpretação genética correspondente (Odin <i>et al.</i> 1988).....	10
<b>Quadro 3</b> Ocorrência de oólitos ferríferos no Paleozóico das bacias sedimentares brasileiras .....	14
<b>Quadro 4</b> Quadro representativo das microfácies com as principais características diagnósticas em termos quantitativos.....	16
<b>Quadro 5</b> Evolução diagenética de alguns minerais encontrados em <i>ironstones</i> ...	38

## Sumário

Agradecimentos .....	vi
Resumo .....	vii
<i>Abstract</i> .....	viii
Lista de figuras .....	ix
Lista de quadros.....	ix
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 MATERIAL E MÉTODO .....	4
3 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	7
3.1 Formação Pimenteira.....	7
3.2 Oólitos ferríferos.....	10
3.2.1 Modelo deposicional.....	10
3.2.2 Modelo estratigráfico.....	14
4 MICROFÁCIES.....	16
4.1 Microfácies Lsi.....	17
4.2 MicrofáciesLai.....	19
4.3 MicrofáciesQsi.....	22
4.4 Microfácies Bli.....	25
4.5 Microfácies Qsl.....	27
4.6 Microfácies Bai.....	28
4.7 Microfácies Msi.....	31
4.8 Microfácies Asi.....	33
4.9 Microfácies Bsi.....	35
5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	39
Referências bibliográficas .....	41
Apêndice A – Estampas de fotomicrografias	
Apêndice B – Figuras de perfis litológicos de poços	

## 1 INTRODUÇÃO

A bacia do Parnaíba localizada no Nordeste do Brasil (figura 1), é pouco conhecida do ponto de vista geológico, devido ao insucesso em pesquisas exploratória de petróleo e gás. No entanto, o Devoniano tem recebido atenção especial dos pesquisadores por conter as melhores perspectiva do ponto de vista de sistema petrolífero. Young (2006) estudando testemunhos de sondagem na borda Leste da bacia (Figura 1), identificou corpos de arenitos isolados resultante de regressões forçadas como possíveis reservatórios petrolíferos, os quais contém uma série de delgados intervalos oolíticos ferruginosos.

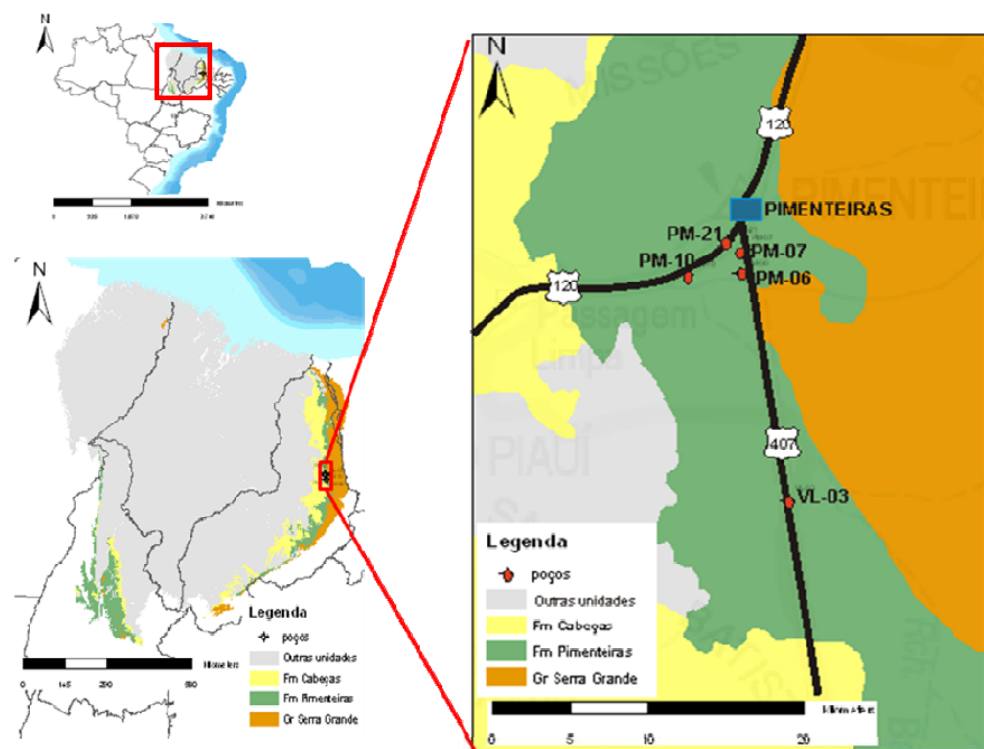


Figura 1 – Localização da bacia do Parnaíba, com detalhe no retângulo vermelho na borda Leste da bacia, onde mostra a localização dos poços estudados por Young (2006), entre os quais os assinalados aqui estudados próximo a cidade de Pimenteira – PI. (CPRM 2002 e Brasil-turismo mapas).

Ribeiro (1984) já havia estudados estes oólitos ferríferos em afloramentos na borda Oeste da bacia (figura 2), com o objetivo avaliar de possíveis jazidas ferríferas, mas o baixo teor de ferro desses depósitos tornaram a exploração inviável. Ribeiro & Dardenne (1984) associaram os depósitos oolíticos a clima tropical.



Figura 2 – Afloramento de oólitos ferríferos no borda Oeste da bacia do Parnaíba, saída da cidade de Santa Tereza em direção à Lagoa do Tocantins (TO). Observar a coloração verde-roxa com espessura de ~2m seguida por folhelhos escuros.

Oólitos ferríferos ocorrem em bacias sedimentares espalhada pelo mundo inteiro, sendo estudados desde a década de 1950. Ao longo desses anos foram alvo de muitas discussões sobre sua classificação, modelo deposicional, significado estratigráfico, clima e posição paleogeográfica da bacia. Também conhecidos como

*ironstones*, esses depósitos sedimentares são muito pouco conhecidos pelos geólogos sob o ponto de vista genético.

Conhecidos na literatura por *ironstones*, os oólitos ferríferos podem ser compostos de uma variedade de minerais, tais como óxidos e hidróxidos de ferro e vários argilominerais como *chamosita* e *bertierina*, ou misturas desses dando uma ampla variedade de cores e texturas. Muitas vezes a composição dos oólitos ferríferos e a textura oolítica opõem-se em termos paleoambientais; enquanto que a composição (*chamosita* e *bertierina*) indica paleoambiente redutor, a textura oolítica aponta paleoambiente oxigenado e agitado.

Assim sendo, o presente trabalho tem como objetivo caracterizar em termos de microfácies os *ironstones* do Devoniano da bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira), e a finalidade de discutir o contexto paleoambiental e compreender o significado estratigráfico desse registro sedimentar na bacia.

## 2 MATERIAL E MÉTODO

O estudo baseia-se em análises petrográficas sob luz fotônica transmitida / polarizada (ZEISS Axioskop 40) e de luz refletida (Stemi 2000-C) de 14 lâminas delgadas de amostras de testemunho de sondagem de 5 poços (3-PM-06-PI, 1-PM-10-PI, 1-VL-03-PI e 1-PM-07-PI) do Projeto Fosfato do São Miguel do Tapuio (DNPM/CPRM) e 2-PM-21-PI do projeto São Nicolau, na borda Leste da bacia do Parnaíba (Figura 1), os quais foram estudados por Young (2006), cuja abordagem faciológica e estratigráfica da Formação Pimenteira serviu de base para o desenvolvimento desse trabalho.

A análise de microfácies para rochas sedimentares sugerida por Brown (1943) como estudo de fácies sedimentares sob microscopia, quase virou sinônimo de estudo de rochas carbonáticas quando Wilson (1975) sumarizou com sucesso 24 microfácies carbonáticas como guia para interpretação de paleoambientes deposicionais. Todavia, Dreesen (1989) propôs correlacionar níveis de *ironstones* da bacia de Ardenno-Rhenish com conodontes utilizando-se microfácies.

Neste estudo a caracterização das microfácies envolveu a descrição petrográfica da forma, composição, textura e deformação dos oólitos, e da cimentação e microestrutura da rocha.

Young (1989) adaptou o “estilo de classificação de Dunham” aplicado para a classificação petrográfica, com a substituição *-stone* por *-ironstones*. Assim sendo, uma rocha matriz suportada com 15% de oólitos de goetita numa matriz rica em bertierina poderia ser classificada de “*goetita ooidal bertierina wacke-ironstones*”. Seguiu-se este procedimento para a classificação das microfácies, com as seguintes

adaptações necessárias: a retirada do hífen antes da palavra ironstones, no lugar da matriz, inclui-se a cimentação, visto que esta rocha é muito cimentada, e que a cimentação pode ter sido originada da matriz e a substituição da palavra ooidal por oolítica. A literatura faz uma grande confusão sobre o termo ooidal e oolítico, dando a entender que ooidal é usado quando não se observa estruturas concêntrica. Os oolitos sem estruturas internas, ou ooides, perderam suas estruturas internas no processo diagênético, e aqui serão tratados como oolitos, não usaremos o termo ooide.

Oólitos são corpos de forma esférica, de tamanho menor que 2mm, resultante de precipitação e/ou acreção inorgânica de partícula em torno de um núcleo que pode ser de diferentes origem, desde fragmentos de conchas ou minerais até fragmentos dos próprios oólitos. A acreção ou precipitação forma uma sucessão de camadas em torno do núcleo resultando em estruturas radiais e concêntricas característica de oólitos.



Quadro 1: Síntese das amostras analisadas

Lâminas	Poços	Profundidade (m)
PM-21/A	2-PM-21-PI	66,0
PM-21/B	2-PM-21-PI	66,0
PM-21/C	2-PM-21-PI	66,0
VL-03/Am2	1-VL-03-PI	42,0
VL-03/Am11	1-VL-03-PI	44,0
PM-06/Am3	3-PM-06-PI	8,5
PM-06/Am12	3-PM-06-PI	8,2
PM -10/Am3	1-PM-10-PI	30,5
PM-07/5	1-PM-07-PI	24,0
VL-03/2	1-VL-03-PI	42,0
PM-06/6	3-PM-06-PI	13,5
VL-03/Am18	1-VL-03-PI	75,0
VL-03/Am3	1-VL-03-PI	42,5
PM - 06/Am13	3-PM-06-PI	13,8

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

#### 3.1 Formação Pimenteira

A bacia do Parnaíba possui extensão areal de 600.000km<sup>2</sup>, classificada de interior cratônica (ASMUS e PORTO, 1972 *apud* GABAGLIA e FIGUEIREDO, 1986), divide-se em três sequências sedimentares: grupos Serra Grande, Canindé e Balsas (GÓES e FEIJÓ 1994), além de outras Formações que por vezes são considerada pertencer à bacia do Grajaú-São Luís (Figura 3).

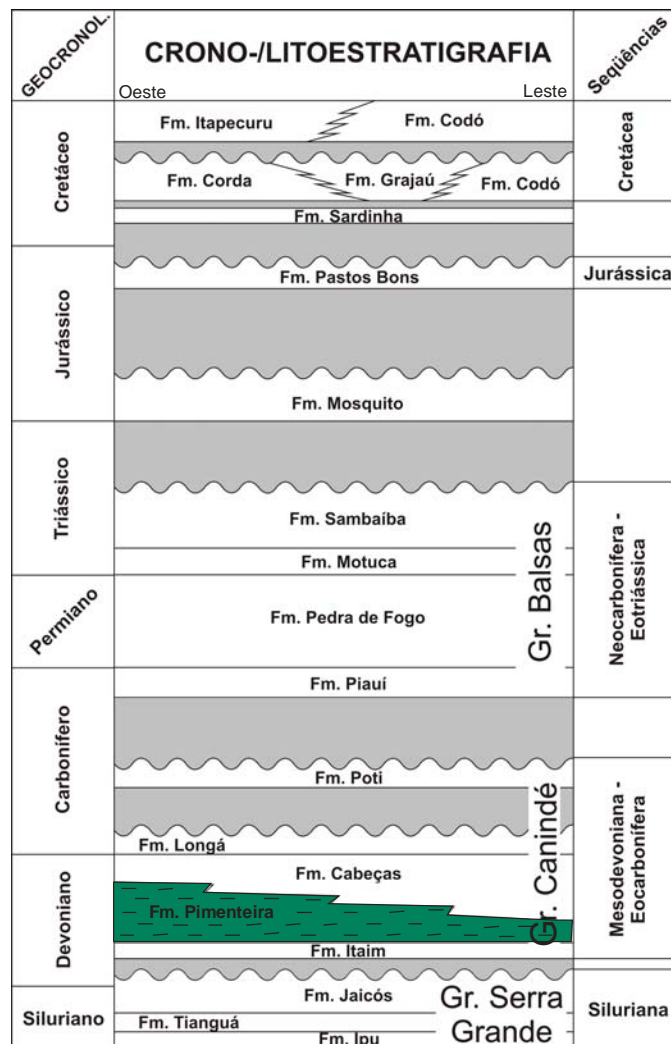


Figura 3 – Diagrama estratigráfico da bacia do Parnaíba, detalhe Formação Pimenteira na cor verde (Denck, 2009)

Em 1972, através do Projeto *São Miguel do Tapuio* (ALBURQUERQUE *et al.*, 1972), e em 1976, através do Projeto Fosfato de São Miguel do Tapuio (OLIVEIRA e BARROS, 1976), realizaram-se furos de sondagem testemunhados próximo às cidades de São Miguel do Tapuio e Pimenteiras (PI). Um dos resultados dos projetos foi a constatação de arenitos ferruginosos e hematita oolítica, posteriormente identificados por Young e Borghi (2006).

Cunha (1986) elaborou um mapa de isópaca da Formação Pimenteira na bacia, usando dados de furo de sondagem da Petrobras, onde pode constatar sua distribuição bacial, mostrando eixos de orientação NE–SW e NW–SE de maiores espessura da Formação, chegando a espessura máxima de 426m no seu depocentro. Tais orientações foram associados aos lineamentos Transbrasilianos e Santa Inês.

A Formação Pimenteira constitui-se de folhelhos escuros, além de siltitos e arenitos intercalados, depositados em paleoambiente marinho raso sob ação de ondas de tempestade (DELLA FÁVERA, 1990; CAPUTO, 1984). Em termos paleoambientais, as propostas são bem consistentes para a Formação Pimenteira. De forma geral, grande parte dos autores concordam com ambiente marinho raso epicontinental (DELLA FÁVERA, 1990, 2001; ALBUQUERQUE, 2000; MELO, 1988; MESNER e WOOLDRIDGE, 1964). Os contatos inferior e superior da Formação Pimenteira, com as formações Itaim e Cabeças, respectivamente, são interpretados pela maioria dos autores como concordantes e gradacionais

Constata-se a presença, dentre os macrofósseis, de trilobitas, braquiópodes, equinodermas, tentaculites e celenterados. Palinomorfos dos grupos dos quitinozoários, esporos, escolocodontes e acritarcos são abundantes entre outros (Mello, 1988). Grahn *et al.* (2001) e Mello (2002) sugerem idade para a formação

Pimenteira que vai meados Eifeliano ao fim do Frasniano. Grahn *et al.* (2008) com base em registro de palinomorfos (quitinozoários) na faixa oriental de afloramentos da bacia e dados dos testemunhos estudados, onde se insere o material de estudo, sugerem idade Mesodevoniana (neo-eifeliana - eogivetiano) para a Formação na borda Leste da bacia.

Oliveira e Barros (1976) analisaram os testemunhos de sondagem do Projeto Fosfato do São Miguel do Tapuio (DNPM/CPRM), onde reconheceram quatro intervalos informais; DpA, DpB, DpC e DpD. Os oolitos ferríferos encontram-se nas sequências DpA e DpD.

Young e Borghi (2006) sugerem, através da análise estratigráfica de testemunho de sondagem e de perfis geofísicos de poços, que os intervalos mais expressivos de arenitos da Formação Pimenteira, assim como o contato entre as formações Pimenteira e Cabeças, resultam de eventos de regressão forçada de diferentes magnitudes, onde observaram 9 sequências sedimentares; A, B, C, D, E, F, G, H e I. Esta interpretação mostrou novos prospectos para possíveis acumulação de hidrocarbonetos na bacia do Parnaíba, visto que os folhelhos da Formação Pimenteira são considerados os principais geradores da bacia. Os oolitos ferríferos encontram-se dentro da sequência C, D, G e H, mas apenas os intervalos das sequências C e D foram estudados.

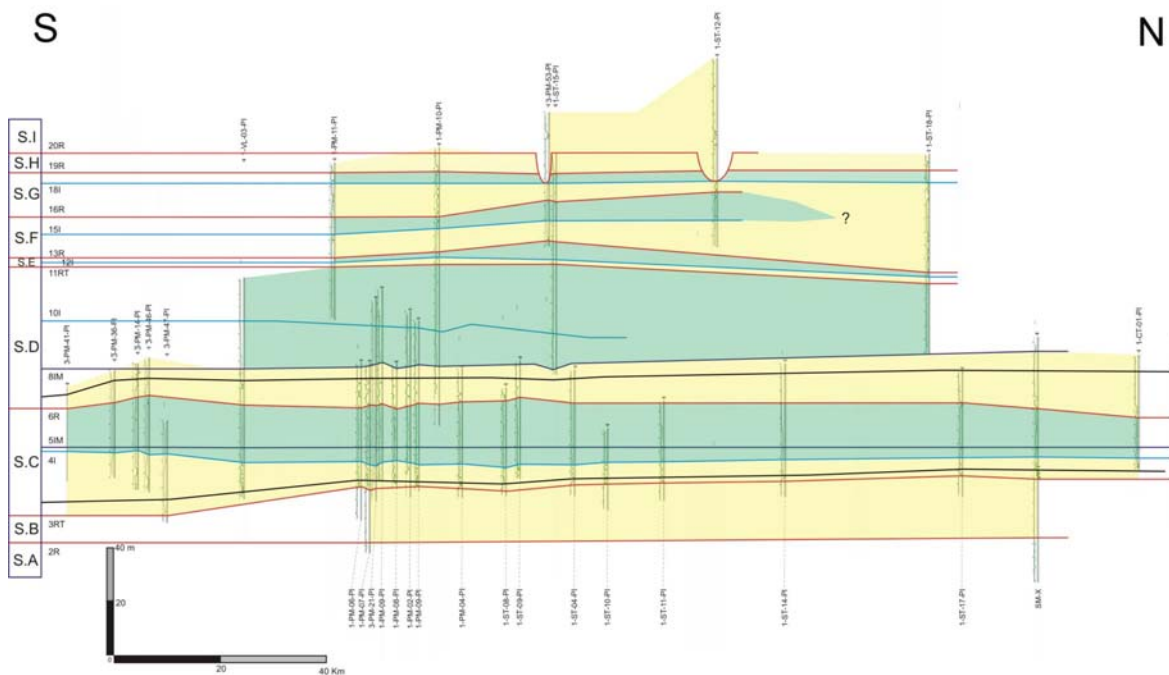


Figura 4: Seção de correlação estratigráfica de seqüências onde são mostradas as superfícies estratigráficas regressivas, regressivas-transgressivas em vermelho, e superfície de inundação e inundação máxima em azul (Young 2006). As linhas pretas nas seqüências C e D representam os intervalos ferríferos estudados neste trabalho.

## 3.2 Oólitos ferríferos

### 3.2.1 Modelo deposicional

Existem muito poucos pontos nos quais todos concordem a respeito de um ambiente geral na gênese dos *ironstones* oolíticos: Um dos pontos é que os oóides são formados em algum lugar perto do limite entre o continente e o oceano (ODIN *et al.* 1988). Entretanto, ambientes salobros ou mesmo evaporíticos são algumas vezes considerados (Dreesen 1989), bem como em águas rasas em planície deltaica, perto de megaondulações ou ilhas de barreiras (SIEHL e THEIN 1989).

A origem e o transporte do ferro em *ironstones* marinhos é muito discutido pelos pesquisadores. DREESEN (1989) estudando os *ironstones* Devonianos da Bélgica interpretou como fonte do ferro a atividade vulcânica na bacia, mas a maioria dos *ironstones* marinhos tem sido atribuída a fonte continental para o ferro. No

entanto, a baixa solubilidade do ferro e do alumínio exclui uma analogia com a formação de oólitos carbonáticos (SIEHL e THEIN, 1989). Contudo, não há dúvida que a combinação de elementos dos ironstones deve ter sido transportados para dentro da bacia por partículas plásticas terrígenas de várias granulometrias, da fração argila (CARROL, 1958), a grossa, como cascalhos ferruginosos (KÖLBEL, 1944). Kimberley (*apud* ODIN, 1988) apontou que existe muito pouco ferro em solução na água do mar; por isso, a fonte de ferro seria continental. Todos autores concordam que os *ironstones* oolíticos acumularam em períodos de reduzido influxo terrígeno ou de não deposição.

Uma zona de concentração de ferro na desembocadura de rios no presente tem sido aceita por Odin (1975 *apud* ODIN, 1988), além de Harder (1978), entre outros, onde a carga de ferro é acompanhado por eficiente processos de acumulação por precipitação. Nesta linha o autor considera que estruturas oolíticas e suboolíticas ferruginosas resultam algumas vezes de precipitação do ferro em áreas tropicais recentes.

No Devoniano da bacia do Parnaíba, há indicativo de clima frio, por exemplo, a baixa diversidade da fauna, a presença de elementos faunísticos da paleoprovíncia Malvinocáfica (MELO, 1988; SANTOS, 1998), e pela presença de sedimentos glaciogênicos na Formação Cabeças (CAPUTO, 1984 *apud* YOUNG e BORGHI 2006), e pelo posicionamento da bacia em latitudes de 60° (SCOTESE et al., 1999). Porém a presença de elementos faunísticos das paleoprovíncias Americana Oriental e do Velho Mundo, de águas mais quentes (SANTOS, 1998) e a própria presença de oólitos ferruginosos, sugerem climas tropicais para a formação deles. No entanto, Van Houten e Bhattacharyya (1982) sugerem que os oólitos ferríferos do início e

meados do Paleozóico foram depositados entre 45°N e 65°S, quando muitas partes da Laurasia e Gondwana estavam no hemisfério Sul.

Odin et al. (1988) chama a atenção para um paradoxo em *ironstones* compostos por chamosita ou bertierina (*green clays*): oólitos são formados em ambientes rasos, agitados e oxigenados, enquanto bertierina e chamosita são argilominerais ferrosos formados em ambiente redutor. Com base na literatura, ele discute quatro hipóteses para resolver o paradoxo (Quadro 1).

Quadro 2 – Possíveis interpretações de formação dos oólitos que ocorrem em ironstones e a interpretação genética correspondente (Odin et al. 1988).

Mecanismo Localidade	Crescimento em volta de um núcleo	Substituição ou preenchimento de um prévio substrato
Acima da superfície de sedimento	<b>I</b> Estrutura concêntrica Processo de acreção (verdadeiro ooide)	<b>II</b> Sem estrutura concêntrica Processo de substituição ou secreção (Pelete fecal ou estrutura elipsoidal de carbonato)
Abaixo da superfície de sedimento	<b>III</b> Estrutura concêntrica processo de concreção (concreção intra-sedimentar)	<b>IV</b> Estrutura concêntrica processo de substituição (Férrico herdado ou ooides carbonatos)

Hipótese I: acreção extra-sedimentar. Nesta hipótese, o fundo marinho é reduzido para formar as argilas ferrosas (*green clays*) e forma oólitos por precipitação dessas argilas em volta de um núcleo; ou o fundo do mar não é necessariamente fortemente reduzido durante a formação dos oólitos, porque é

possível que as argilas sejam formadas antes dos oólitos e sendo fisicamente acrecionadas e não quimicamente precipitadas.

Hipótese II: não-oolítica. Nesta hipótese sugere-se que as estruturas oolíticas dos *ironstones* são herdadas da substituição de partículas como oncódes, peletes fecais e foraminíferos nubeculários.

Hipótese III: concreção intra-sedimentar. Nesta hipótese postula que a estrutura interna concêntrica dos oólitos resulta não de uma verdadeira acreção oolítica, mas de um processo de concreção intra-sedimentar.

Hipótese IV: substituição de oóides. Nesta hipótese implica que os oólitos de bertierina ou chamosita encontrados em *ironstones* são substituição de oólitos primários de diferentes mineralogias; por exemplo, oólitos de ferro-férrico. Neste caso, os oólitos seriam formados acima da superfície água-sedimento, com composição de óxido e hidróxido de ferro, em ambientes agitados e oxigenados, que seriam soterrados posteriormente com sedimentos de ambiente redutor rico em matéria orgânica. O decaimento da matéria orgânica tornaria o Eh negativo e o ferro-férrico se reduziria a ferro-ferroso, formando, assim, a bertierina e/ou chamosita a partir de óxido e hidróxido de ferro e preservando a estrutura oolítica dos sedimentos. Esta hipótese é a mais aceita pela literatura e talvez seja a que melhor se adequa ao presente trabalho, visto que os depósitos oolíticos da bacia do Parnaíba possuem evidências de retrabalhamento e estão envolvidas em folhelhos negros da Formação Pimenteira, ricos em matéria orgânica.

Oliveira e Barros (1976) interpretam as duas zonas carbonatadas e oolíticas ferruginosas, como resultado de deposição químico-clástica nos testemunhos do projeto Fosfato São Miguel do Tapuio, aqui estudados. A sequência DpD desses autores que possui os oólitos ferríferos, é interpretada como depósitos de frente



deltaica, prodelta e costa-afora. Já Ribeiro e Dardenne (1976) e Ribeiro (1984) descreveram a ocorrência de minério de ferro oolítico em afloramentos na Formação Pimenteira, entre as cidades de Paraíso do Norte e Colinas, Estado do Tocantins (borda Oeste da bacia), e interpretaram como de origem lagunar, enquanto que o restante da formação como depositada em ambientes de costa-afora.

Carozzi et al. (1975 *apud* YOUNG e BORGHI 2006) mostraram a ocorrência de oólitos de chamosita no topo da Formação Itaim, similares aos de Oliveira e Barros (1976), no poço 1-TM-1-MA, localizado no Sudeste da bacia, e nos poços 2-IZ-1-MA e 2-SL-1-MA, localizados na parte Oeste da bacia.

Quadro 3: ocorrência de oólitos ferríferos no Paleozóico das bacias sedimentares brasileiras.

<b>Bacia do Amazonas</b>	<b>Bacia do Paraná</b>	<b>Bacia do Parnaíba</b>
Fm. Barrerinhas	Fm. Ponta Grossa (área Norte da bacia)	Fm. Pimenteiras

### 3.2.2 Modelo estratigráfico

*Ironstones* oolíticos são considerados depósitos que acumularam durante estágios transicionais, nos quais são desenvolvidos tanto no fim de uma regressão regional (Hallam & Bradshaw 1979, *apud* VAN HOUTEN & BHATTACHARYYA 1982), ou no início de uma renovada transgressão (GIGY, 1981). Usualmente ocorrem em períodos específicos no tempo geológico (Ordoviciano – Devoniano, Jurássico e Paleógeno) e são ótimos para correlação estratigráfica, por serem depósitos contínuos, espalhados na bacia e por possuírem pequena espessura sedimentar Van Houten e Bhattacharyya, 1982).

Van Houten e Bhattacharyya (1982) e Teyssen (1989) sugeriram que ironstones ocorrem no topo de uma sequência detrítica em raseamento (*shoaling-up*) e engrossamento granulométrico (*coarsening-up*) durante um ciclo regressivo (figura 3). O topo do ciclo é um *hardground* submarino ou uma superfície de omissão, ocasionalmente com exposição subaérea e retrabalhamento. A próxima sequência ou ciclo começa com uma rápida transgressão.

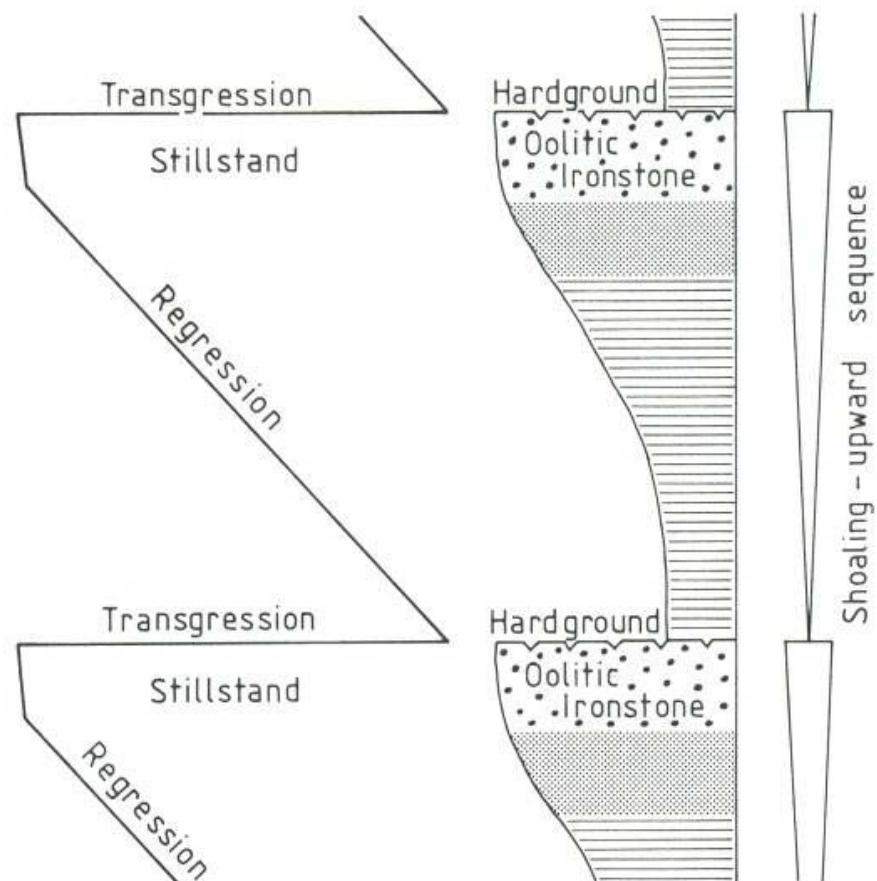


Figura 5 – Modelo de fácies de *ironstones* oolíticos mostrando as sequências estratigráficas de raseamento e engrossamento granulométrico (*shoaling-up / coarsening-up*). Observe as superfícies transgressiva e *hardground*, enfatizando a relação da regressão e relativamente rápida transgressão (Van Houten & Bhattacharyya, 1982).

## 4 MICROFÁCIES

Foram descritas 9 microfácies, sendo que 3 delas não possuem oolitos, as outras 6 microfácies possuem oolitos de diferentes composições e formas e cimentação das mais variadas como mostra o Quadro 2.

Quadro 4 – Quadro representativo das microfácies com as principais características diagnósticas em termos quantitativos.

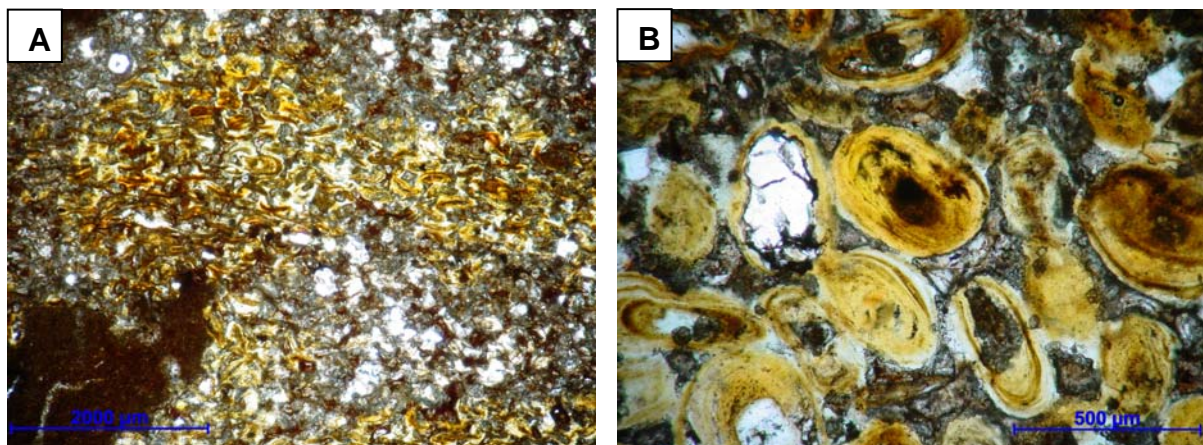
	Lsi	Lai	Qsi	Bli	Qsl	Bai	Msi	Asi	Bsi
<b>Oolitos de analcita</b>	■	■	-	■	-	■	-	■	■
<b>Oolitos de limonita</b>	■	■	-	■	-	■	-	-	-
<b>Oolitos de bertierina limonitizada</b>	■	■	-	■	-	■	-	■	■
<b>Oolitos geminados</b>	-	■	-	■	-	-	-	-	-
<b>Oolitos esmagados</b>	■	■	-	■	-	■	-	-	■
<b>Oolitos indeformados</b>	■	■	-	■	-	■	-	-	■
<b>Cimento de siderita</b>	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<b>Cimento de analcita</b>	■	■	-	■	-	■	-	■	■
<b>Cimento de calcita</b>	■	■	■	-	-	■	-	■	■
<b>Cimento de limonita</b>	■	■	-	■	-	■	-	-	■
<b>Quartzo detrítico</b>	■	■	■	■	■	■	■	■	■
<b>Muscovita detrítica</b>	■	■	■	-	■	■	■	■	■
<b>Laminação plano paralela</b>	-	-	-	-	■	-	-	-	-

■ – Abundante ■ – frequente ■ – comum ■ – Raro

#### 4.1 Microfácies Lsi – Limonita/analcita oolítica siderita/calcita arenito *ironstone*

*Lâmina-tipo:* PM-21/A, poço 2-PM-21-PI, prof. 66,0 m

*Diagnose.*—Oólitos de bertierina limonitizada e analcita e cimentada predominante por siderita e calcita (Figura 6)



**Figura 6** – Oólitos de bertierina limonitizada esmagados e oólitos de analcita, cimentação de siderita e calcita (A). Oólitos de bertierina limonitizada parcialmente substituídos por calcita e analcita (B). Nicóis //.

*Interpretação.*—Substrato oolítico-lamoso, retrabalhado por organismo bentônicos (bioturbado).

*Descrição.*—Nesta microfácies ocorrem oólitos de bertierina amarela, com tonalidades marrom por causa da substituição por limonita, esmagadas (*squashed*), sem estrutura interna preservada (Fotomicrografia C, estampa I, apêndice A); oólitos elípticos pouco deformado com estrutura interna pouco preservada e elípticos com estrutura interna bem preservada e discordantes (Fotomicrografia B, estampa I, apêndice A); parcialmente substituído por analcita e calcita (Fotomicrografia D, estampa I, apêndice A) e elíptico substituído por calcita e siderita sem estrutura

interna preservada, oólitos circulares parcialmente substituídos por siderita e calcita com estrutura interna discordante e concordante pouco preservada, oólitos de analcita circulares e elípticos com geminação polissintética sem estrutura interna preservada, muitos desses estão parcialmente substituídos por siderita e calcita (Fotomicrografia F, estampa I, apêndice A). A cimentação é predominantemente de siderita, calcita e limonita (Fotomicrografia A, estampa I, apêndice A). As bioturbações são completamente cimentada por siderita e podem ocorrer oólitos em seu interior, formando uma estrutura concêntrica (Fotomicrografia E, estampa I, apêndice A). Ocorrem fraturas preenchidas por analcita. A substituição quase que total dos oólitos e da matriz por analcita forma cristais idiomórficos com geminação polissintética. Grãos terrígenos de quartzo e feldspatos estão presente, estes parcialmente substituídos por siderita e calcita.

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Ab (arenito bioturbado), sucessão de fácies SF3 (sucessão de fácies deltáica sob ação de ondas de tempestade, transgressiva) e sequência C de Young (2006).

A bertierina é formada em depósitos de *ironstones* depois do soterramento do sedimento, favorecida durante o início do período diagenético, com baixa atividade de sulfetos na água dos poros dos sedimentos (TAYLOR e CURTIS 1995). A associação deste dois minerais é bem evidente na lâmina, com a siderita substituindo a bertierina, mostrando a evolução diagenética da rocha. Os oólitos de bertierina limonitizada geralmente preservam bem as suas estruturas internas, exceto quando são muito deformados, como é o caso dos oólitos esmagados ou quando estão parcialmente substituídos por siderita, calcita ou muito limonitizados. A estrutura interna discordante nos oólitos evidencia retrabalhamento do material. A alteração dos oólitos de bertierina por limonita mostra que a rocha foi exposta a

condições oxidantes subaéreas, reforçando a ideia de retrabalhamento do material. A calcita é formada no final da diagênese, junto com a siderita, quando a concentração de  $\text{Ca}^{+2}$  é maior que a de  $\text{Fe}^{+2}$  nos poros do sedimento (HARDER, 1989).

Segundo Foster e Feicht (1946), a analcita evidencia condições alcalinas de formação. Loughnan (1966) sugere que a analcita se forma em ambientes muito ricos em sódio e potássio, liberados durante a desvitrificação de vidro vulcânico ou desagregação de feldspato; ou a bacia teve livre drenagem para o mar, com alta salinidade da água. Nesta fácies foi encontrado feldspato em processo de desagregação, como em outras microfácies desse trabalho também foram observados feldspato em processo de desagregação e o paleoambiente da Formação Pimenteira é marinho, isso leva a pensar sobre esta hipótese de fonte de sódio e potássio para a formação de analcita na micrafácies.

#### **4.2 Microfácies Lai – Limonita oolítica analcita arenito *ironstone***

*Lâminas-tipo:* PM-21/B e PM-21/C, poço 2-PM-21-PI, prof. 66,0m

*Diagnose.*—Oólitos de limonita cimentados por analcita e limonita (Figura 7)

*Interpretação.*—Substrato oolítico-lamoso retrabalhados por organismo bentônicos.

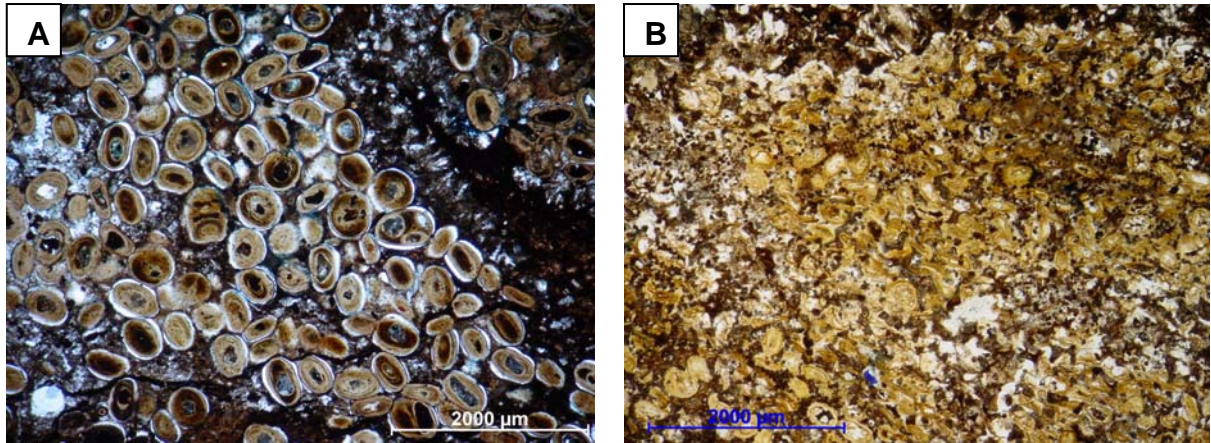


Figura 7 – Oólitos de limonita cimentados por limonita e analcita (A). Oólitos esmagados de bertierina limonitizados (B). Nicóis //.

*Descrição.*—A forte cimentação de limonita e siderita é bem característica desta microfácies. Nela ocorre a maior variação nas formas dos oólitos, desde esmagados (*squashed*) até perfeitamente conservados, sem nenhuma deformação (Fotomicrografia A, estampa II, apêndice A). Os oólitos esmagados não possuem estrutura interna preservada; são compostos de bertierina na cor amarela, com tonalidades marrom da alteração para limonita. Há oólitos de analcita com geminação polissintética substituindo a bertierina limonitizada, restando apenas a borda do oólitos amarela, sem estrutura interna preservada. Oólitos de bertierina na forma circular e elíptica com tonalidades marrom (substituição por limonita) ocorre com estrutura interna discordante e concordantes preservadas. Os oólitos não deformados apresentam-se mais limonitizados, são mais marrons e até opacos. Estes, muito limonitizados, não possuem estrutura interna preservada, geminados (mais de um núcleo) e apresentam cimentação de analcita na suas bordas, (Fotomicrografia B, estampa II, apêndice A). Contatos suturados e fraturamento dos oólitos evidenciam a forte compactação a que a rocha foi submetida (Fotomicrografias C e D, estampa II, apêndice A). Oólitos de analcita e bertierina limonitizada estão parcialmente substituídos por calcita e siderita. Há lâminas mais ricas em grãos de muscovita, quartzo e feldspatos, angulosos a arredondados. A

muscovita está alterada para caulinita(?) e os feldspatos, substituídos por siderita e limonita (Fotomicrografia E, estampa II, apêndice A). A rocha é muito cimentada por siderita, calcita e bertierina limonitizada, restando muito pouco de vestígios da matriz detrítica. A siderita cimenta principalmente as feições de bioturbação. A cimentação de analcita ocorre nas bordas dos oólitos, espalhada pela rocha, as vezes alteradas para clorita(?) e parcialmente substituída por calcita e siderita. A analcita também ocorre na forma de minerais idiomórficos (Fotomicrografia F, estampa II, apêndice A) e xenomórficos com geminação polissintética.

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Ab (arenito bioturbado), sucessão de fácies SF3 (sucessão de fácies deltáica sob ação de ondas de tempestade, transgressiva) e sequência C de Young (2006).

A presença de oólitos esmagados (*squashed*) e fraturados e com contatos suturados são evidências de que a rocha foi submetida à forte compactação.

Segundo Taylor e Curtis (1995) a formação da bertierina no início do soterramento do sedimento aumentaria a concentração de bicarbonato na água do poro e a siderita se tornaria estável. Nas lâminas, a analcita ocorrem substituindo a bertierina limonitizada, e a siderita e calcita aparece substituindo todos minerais das lâminas; ou seja, a bertierina pode ter favorecido a formação da siderita. Assim, como a calcita e a siderita, a chamosita é formada no final da diagênese; por isso, não sabemos se o mineral amarelado, já alterado para limonita, é bertierina ou foi transformado para chamosita na evolução diagenética, visto que petrograficamente não é possível diferenciá-los. Esta amostra foi submetida ao DRX, mas a forte oxidação dos minerais para limonita não permitiu a identificação dos minerais bertierina e chamosita. A limonita é produto de alteração de minerais de ferro, neste caso de bertierina, mostrando que a rocha foi submetida a condições oxidantes. A



alteração da analcita para esmectita(?) também é possível evidência de condições oxidantes. Diante destes fatos, assumimos que o sedimento foi soterrado durante a diagênese inicial, formou a bertierina, posteriormente exposto sob condições subaéreas oxidantes alterando a bertierina para limonita.

A analcita é formada em ambiente alcalino rico em sódio e potássio, liberado durante a desvitrificação do vidro vulcânico e desagregação do feldspato, ou livre drenagem da bacia para o mar (LOUGHNAN, 1966). Nesta fácies foi observado feldspato sendo substituído por siderita e calcita, o que nos leva a pensar na hipótese de desagregação do feldspato como fonte de sódio e potássio para a formação da analcita neste depósito sedimentar tal como na microfácies Lsi. A muscovita também pode ser fonte de potássio, visto que foram observadas sendo alteradas para caulinita(?).

Segundo Morad e Aldahan (1987 apud ANJOS et al., 2003), muitos minerais podem ser substituídos por clorita sob reação com a água do poro rica em  $Fe^{+2}$  e  $Mg^{+2}$ , incluindo o feldspato. Nesta fácies a analcita, aluminossilicato muito parecido com feldspato é substituído por clorita.

Os oólitos geminados e com estrutura interna discordantes evidenciam retrabalhamento do material.

#### **4.3 Microfácies Qsi – Quartzo siderita arenito *ironstone***

*Lâminas-tipo:* VL-03/Am2, prof. 42m VL-03/Am11, prof. 44m PM-06/Am3, prof. 8,5m poços 1-VL-03-PI e 3-PM-06-PI.

Diagnose.—Arenito quartzoso bioturbado com cimentação de siderita (Figura 8).

*Interpretação.*—Substrato areno-lamoso retrabalhado por organismo bentônicos (bioturbado).

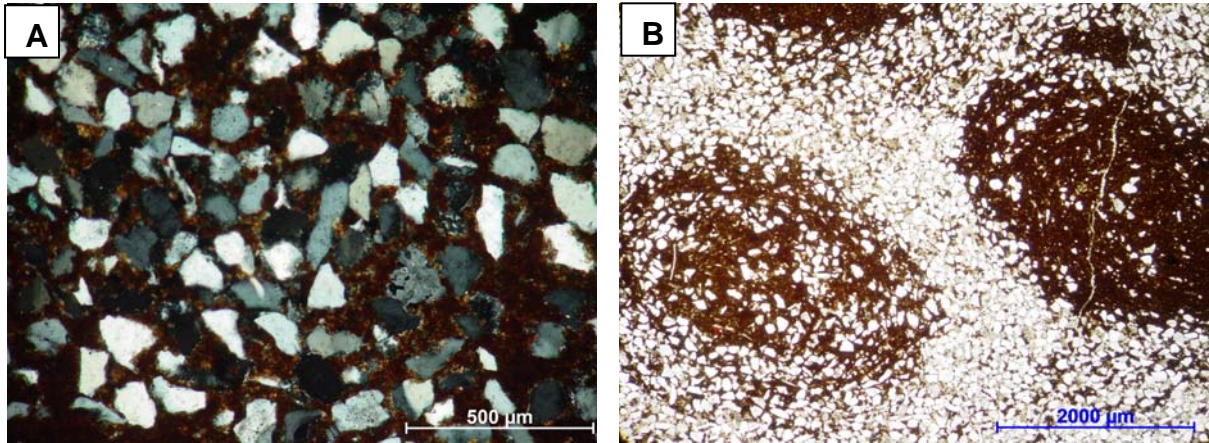


Figura 8 – Arenito fino cimentado por siderita (A) (nicóis X). Bioturbações sideritizadas com estruturas concêntricas formadas pelo grãos de quartzo (B) (nicóis //).

*Descrição.*—Arenito muito fino, bem selecionado, grãos angulosos de quartzo(55%), feldspatos (4%), muscovita (6%) e cimentação de siderita (35%) (Fotomicrografia A, estampa III, apêndice A). Apesar da forte bioturbação, esta fácies ainda preserva algumas laminações. As muscovitas encontram-se compactadas (Fotomicrografia C, estampa III apêndice A), e em alguns caso em processo de alteração para caulinita(?). Quando associadas às laminações da microfácies, possuem orientação preferencial com o acamamento, mas quando relacionada à bioturbação encontram-se orientadas segundo menisco. Os feldspatos também apresentam-se alterados para caulinita(?) ou substituídos por calcita (Fotomicrografia B, estampa III, apêndice A). As bioturbações estão totalmente cimentada por siderita, com poucos grãos de quartzo em seu interior formando uma estrutura interna concêntrica e em menisco (Fotomicrografia F, estampa III, apêndice A). Entre os grãos terrígenos, há forte cimentação de siderita e, menos frequente, cimentação sílica. De cor escura, ocorre pirita framboidal espalhada pela cimentação

de siderita. Siderita e pirita framboidal também ocorrem dentro de algas do gênero *Tasmanites* (Fotomicrografia D e F, estampa III, apêndice A). Detritos vegetais ferruginizados foram observados. A matriz argilosa entre os grãos é parcialmente substituída por siderita.

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Ab (arenito bioturbado), sucessão de fácies SF5 (sucessão de antepraia, transgressiva) e sequência D de Young (2006).

A cimentação de siderita nesta fácies, em alguns casos substituindo totalmente a matriz detrítica, leva nos a pensar que, antes do processo diagenético, ela poderia ser classificada como quartzo-wacke. A alteração do feldspato e da muscovita indica que esse material pode ter sofrido exposição subaérea.

Segundo Schieber e Baird (2001), a origem da pirita framboidal observada no interior de cistos de *Tasmanites*, nos folhelhos devonianos na América do Norte, sugere que a redução bacteriana do sulfato no interior destes cistos promoveu a deposição localizada de piritas, no estágio final da diagênese. Nesta fácies é comum a ocorrência de pirita framboidal dentro das algas *Tasmanites*, reforçando a relação entre os dois. A pirita espalhada pela cimentação da rocha é produto da reação de H<sub>2</sub>S, derivado da redução bacteriana do sulfato da água do mar, com minerais de ferro (BERNER e RAISWELL, 1983). Tais minerais podem ser a bertierina, para esta fácies. Os detritos vegetais apontam influência continental no ambiente de deposição.

A calcita também é um mineral que pode se formar a partir da substituição do feldspato (ANJOS et al., 2003), o que é observado nesta fácies (Apêndice C, microfácies B).

#### 4.4 Microfácies Bli – Bertierina limonitiza oolítica siderita/limonita *ironstone*

*Lâmina-tipo:* PM – 06/Am12, poço 1–PM–06–PI

*Diagnose.*—Oólitos de bertierina limonitizada e cimentação de siderita e limonita (Figura 9).

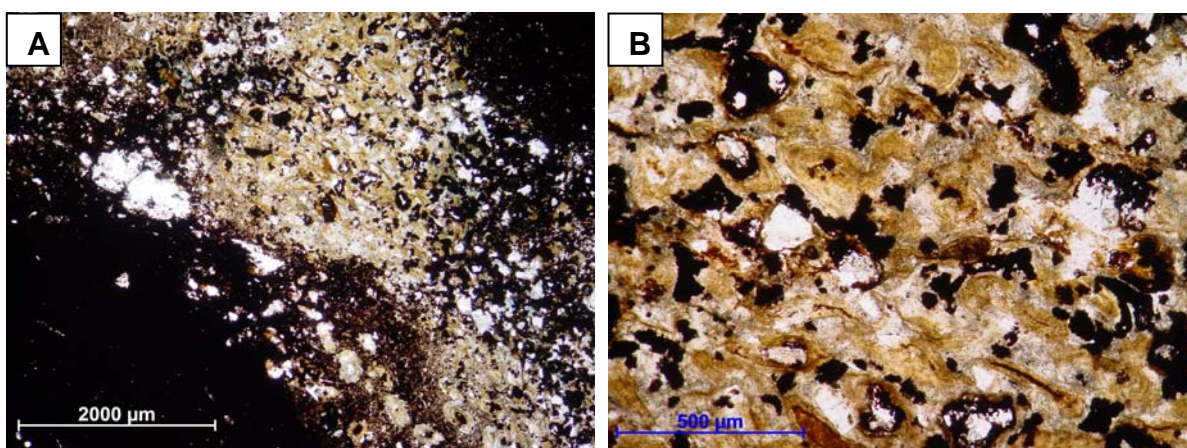


Figura 9 – Oólitos de bertierina limonitizados com cimentação de limonita e siderita (A). Oólitos de bertierina limonitizados esmagados (B). Nicóis //.

*Interpretação.*—Fluxo gravitacional

*Descrição.*—Oólitos de bertierina amarelos com tonalidades marrom alterados para limonita, nas formas circulares e elípticos com estrutura interna concordante pouco preservada e oólitos esmagados (*squashed*) sem estrutura interna preservada (Fotomicrografia A e D, estampa IV, apêndice A). Oólitos de analcita circulares e elípticos sem estrutura interna preservada. Em alguns oólitos, o núcleo foi substituído por siderita e limonita; em outros, foram quase que totalmente substituídos por siderita, limonita e hematita, apresentando-se opacos, restando apenas a borda dos oólitos preservada, envolvida na cimentação de mesma composição. A cimentação de analcita nas bordas dos oólitos é bastante comum nesta fácies. Ocorrem oólitos geminados (com mais de um núcleo) e com estrutura interna discordante (Fotomicrografia B, estampa IV, apêndice A).

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Am (arenito maciço), sucessão de fácies SF3 (sucessão de fácies deltáica sob ação de ondas de tempestade) e sequência C de Young (2006).

O estudo petrográfico desta fácies tornou-se difícil devido à forte cimentação de siderita, hematita e limonita, a qual deu uma coloração muito escura na lâmina. Cimentação de analcita também ocorre, com minerais xenomórficos de analcita alterados para caulinita(?) (Fotomicrografia C, estampa IV, apêndice A).

Nesta fácies são observados oólitos de bertierina limonitizados, mostrando que esse material sofreu retrabalhamento e exposição subaérea após a diagênese e a formação da bertierina, assim como os oólitos geminados e com estrutura interna discordantes.

Segundo Foster e Feicht (1946), a analcita evidencia condições alcalinas de formação. Loughnan (1966) sugere que a analcita forma-se em ambientes muito ricos em sódio e potássio, liberados durante a desvitrificação do vidro vulcânico e desagregação do feldspato ou em bacia com livre drenagem para o mar. A ocorrência de analcita nesta fácies nos leva a pensar na hipótese de o feldspato ter sido alterado durante a exposição subaérea desse material, disponibilizando sódio e potássio para a formação da analcita, e influência de água marinha nos poros do sedimento, visto que a Formação Pimenteira foi depositada em paleoambiente marinho.

A siderita é diageneticamente formada em ambiente anóxico com alta concentração de CO<sub>2</sub>. Com a contínua redução do ferro e formação da bertierina, aumentaria a concentração de bicarbonato na água dos poros e a siderita se tornaria o mineral de ferro estável (TAYLOR e CURTIS 1995). Isso pode ser sugerido na

lâmina em questão, através de evidência petrográfica minerais de siderita substituindo minerais de bertierina e analcita.

A cimentação de hematita, observada sob lupa de luz refletida, pode ser mais uma evidência da exposição subaérea desse material, visto que esse mineral se torna estável em condições oxidante junto com caulinita e esmectita, enquanto que a bertierina e siderita são instáveis.

#### 4.5 Microfácies QsI – Quartzo siderita arenito laminado *ironstones*

*Lâminas-tipo:* PM-10/am3, prof. 30,5m e PM-07/5, prof. 24m, poços 1-PM-10-PI e 1-PM-07-PI

*Diagnose.*—Arenito muito fino quartzoso cimentado por siderita com laminação plano-paralela (Figura 10).

*Interpretação.*—Fluxo trativo

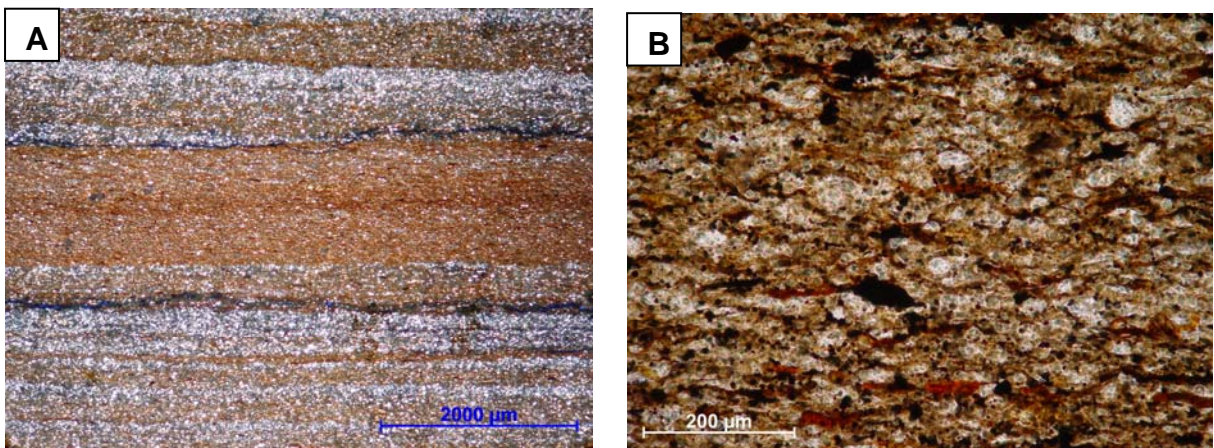


Figura 10 – Laminação com mais cimentação de siderita ou com mais quartzo (A). Cimentação de siderita e pirita framboidal e algas *Tasmanites* (B). Nicóis //.

*Descrição.*—Arenito muito bem selecionado, com grãos angulosos. A cimentação de siderita é evidente na fácies, dando uma cor avermelhada a mesma e definindo bem as laminações com maior concentração de siderita (mais

avermelhada) e menor concentração de siderita (menos avermelhada) (Fotomicrografia A, estampa V, apêndice A). A presença de muscovitas é comum, as quais têm leve orientação preferencial com a laminação da rocha. A muscovita encontra-se esmagadas entre os grãos de quartzo, evidenciando que a rocha foi submetida à forte compactação. São observados núcleos de pirita framboidal no interior de algas marinhas do gênero *Tasmanites* (Fotomicrografia B, estampa V, apêndice A) e em núcleos circulares, lembrando a forma dessas totalmente substituídas (Fotomicrografia C, estampa V, apêndice A).

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Ah (arenito com estratificação cruzada *hummocky*), sucessão de fácies SF5 (sucessão de fácies de antepraia, transgressiva) e sequência D de Young (2006).

A laminação com menor cimentação de siderita (coloração mais clara) possivelmente está relacionada com uma maior taxa de sedimentação detrítica. Quando a taxa de sedimentação detrítica é menor, o Fe em solução na água precipita junto com o sedimento, tornando-os mais rico em Fe. Conseqüentemente, com a evolução diagenética, esse sedimento torna-se mais rico em siderita (laminação mais avermelhada). A variação na taxa de sedimentação pode estar associada à ação de ondas de tempestade; ou seja, a tempestade aumenta a taxa de sedimentação, tornando-os mais pobre em ferro. O paleoambiente plataformal com ação de ondas de tempestade reforça essa idéia.

#### **4.6 Microfácies Bai – Bertierina limonitizada oolítica siderita/analcita/calcita arenito ironstone**

*Lâmina-tipo:* VL – 03/2, poço 1–VL–03–PI, prof. 42,0m

*Diagnose.*—Oólitos de bertierina limonitizados com cimentação siderita, analcita e calcita (Figura 11).

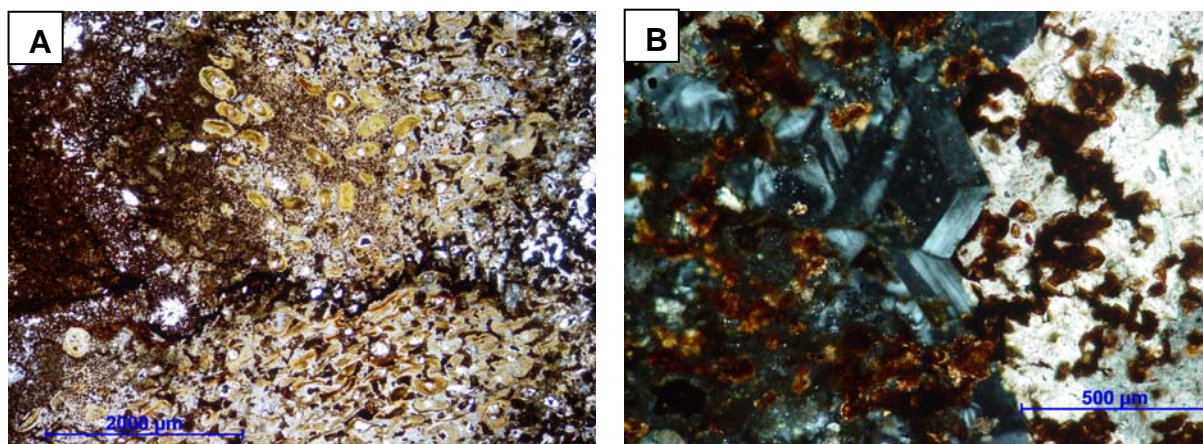


Figura 11 – Oólitos de bertierina limonitizados cimentados por siderita e analcita (A) nicóis //. Analcita e calcita parcialmente substituídas por siderita (B) nicóis X.

*Interpretação.*—Fluxo gravitacional.

*Descrição.*—Os oólitos de bertierina, na grande maioria, são muito deformados, sem estrutura interna preservada, com cor amarela e tonalidades marrom a opacos associada a limonita (Fotomicrografia A e B, estampa VI, apêndice A). Poucos oólitos na forma elíptica e com a estrutura interna concordante são observados. Esses oólitos de bertierina limonitizada encontram-se parcialmente substituídos por siderita, analcita e hematita, muitos núcleos desses oólitos foram substituídos por analcita e siderita. Poucos oólitos de analcita são observados, os quais não tem a estrutura interna preservada, no entanto é muito comum a substituição parcial dos oólitos por analcita. Oólitos de analcita na forma circular e elíptica, com estrutura interna pouco preservada alterado para clorita ocorrem cercados por cimento de siderita (Fotomicrografia E, estampa VI, apêndice A). As fraturas são preenchidas por analcita, hematita e limonita. A rocha é muito cimentada por siderita, analcita, calcita, hematita, limonita e bertierina. Cristais de analcita idiomórficos cimentado por calcita e substituídos por siderita são observados (Fotomicrografia C e D, estampa



VI, apêndice A). Grande parte da rocha está cimentada por siderita, o que dá uma estrutura maciça. Grãos terrígenos de muscovita, quartzo e feldspatos são substituídos por siderita. A hematita ocorre no preenchimento das fraturas e em nódulos, substituindo oólitos (observação feita sob lupa de luz refletida). Núcleos do oólito de analcita são substituídos por clorita.

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Am (arenito maciço), sucessão de fácies SF5 (sucessão de fácies de antepiraia) e sequência D de Young (2006).

A deformação dos oólitos pode ser evidência de que a rocha sofreu forte compactação. Segundo Odin et al. (1988), a bertierina origina-se de minerais óxido e hidróxido de ferro, a partir do decaimento da matéria orgânica, no início da diagênese. A alteração desses oólitos para limonita mostra que eles foram submetidos a condições oxidantes logo após a eodiagênese (exposição subaérea). A substituição dos oólitos de bertierina limonitizada por analcita aponta para uma evolução diagenética para a formação desse mineral. A analcita é formada em ambientes alcalinos ricos em sódio e potássio, cuja a origem pode ser da alteração dos feldspatos ou da água salina dos poros do sedimentos de origem marinha. Os cristais idiomórficos de analcita e calcita apresentam uma forte correlação com a calcita, cimentando os cristais de analcita (microfotografia C e D, espampa VI, Apêndice A). Isso indica que o ambiente, além de  $\text{Na}^{+1}$  e  $\text{K}^{+1}$  era rico em  $\text{Ca}^{+2}$ , que também pode ter como origem a alteração dos feldspatos, os dois minerais são substituídos por siderita, último mineral a se formar, o qual Brazil (2004) sugere ser formado na telodiagênese. A hematita, assim como a limonita, é evidência de exposição sob condições oxidantes. O preenchimento de hematita nas fraturas pode ser por percolação de fluxos oxidantes.

Segundo Morad e Aldahan (1987), muitos minerais podem ser substituídos por clorita sob reação com a água do poro rica em  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Mg}^{+2}$ , incluindo o feldspato. Neste caso, a analcita, um aluminossilicato muito parecido com feldspato, é substituído por clorita, e o mineral de ferro envolvido nesta reação pode ser a bertierina.

#### 4.7 Microfácies Msi – Quartzo/muscovita siderita arenito *ironstone*

*Lâmina-tipo:* PM-06/6, poço 1–PM–06–PI, prof. 13,5m

*Diagnose.*—Poucos grãos terrígenos, predominantemente de quartzo e muscovita, muito bioturbada e sideritizada (Figura 12).

*Interpretação.*—Substrato areno-lamoso retrabalhado por organismo (bioturbada).

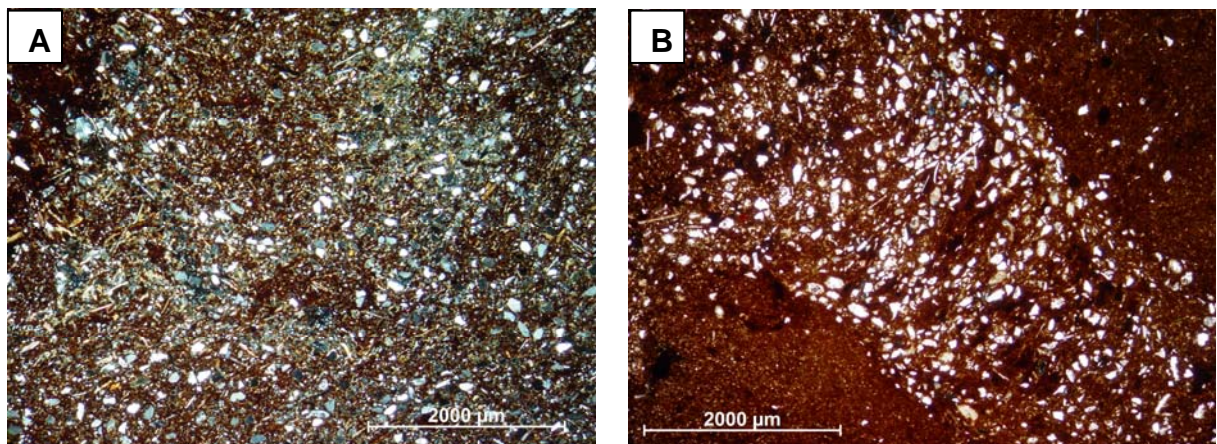


Figura 12 – Grãos de quartzo e muscovita predominantemente sem orientação cimentados por siderita (A). Estrutura em menisco da bioturbação, forte cimentação de siderita (B). Nicóis //.

*Descrição.*—Esta fácies é muito bioturbada e, conseqüentemente, muito cimentada por siderita, contudo poucos grãos terrígenos dispersos (Fotomicrografia A, estampa VII, apêndice A). Os grãos terrígenos são angulosos, compostos de

quartzo, muscovita e feldspato; ocorrem também oólitos de analcita alterados para caulinita(?). Aproximadamente 30% da rocha é composto por grãos terrígenos e oólitos; os outros 70% são de cimento de siderita. No interior das bioturbações, os grãos terrígenos apresentam estruturas concêntricas e meniscos (Fotomicrografia C e D, estampa VII, apêndice A). Fora das bioturbações, os grãos terrígenos são totalmente desorientados (Fotomicrografia E, estampa VII, apêndice A). Precipitação de pirita framboidal ocorre no interior de algas *Tasmanites*, dispersas junto com a siderita e substituindo muscovita (Fotomicrografia B, estampa VII, apêndice A). A substituição dessas algas por pirita pode confundir com detritos vegetais terrestre. Hematita é observada em nódulos escuros dispersos pela rocha.

*Discussão.*—Esta microfácies corresponde a fácies Ab (arenito bioturbado), sucessão de fácies SF5 (sucessão de fácies de antepraia, transgressiva) e sequência D de Young (2006).

A análise desta microfácies no perfil litológico (Apêndice B, estampa I), nos mostra que ela está localizada em uma pequena sequência alternada de camadas de arenito e folhelhos; por isso, a bioturbação pode ter introduzido argila para dentro das camadas de arenito com facilidade, tornando-as muito argilosas. A argila é fortemente substituída por siderita na evolução diagenética, dando uma coloração vermelha à rocha, bem característica. Como esta fácies é muito bioturbada, conseqüentemente teve muita argila introduzida.

A formação de pirita em rochas sedimentares pode originar-se da reação de H<sub>2</sub>S, derivada da redução bacteriana do sulfato da água do mar em sedimentos anóxicos, com minerais de ferro (BERNER e RAISWELL, 1983); isto pode explicar a formação de pirita espalhada pela cimentação desta fácies. O mineral de ferro para a reação pode ter sido a bertierina, que não é encontrada na lâmina porque pode ter

sido toda substituída na evolução diagenética. A pirita observada dentro de algas *Tasmanites*, possivelmente é derivada da redução do sulfato no interior delas mesmas, como sugerido por Shieber e Baird (2001). A substituição de grãos terrígenos por siderita e pirita aponta que possivelmente a porcentagem deles na rocha era maior antes da diagênese.

#### 4.8 Microfácies Asi – Analcita oolítica siderita/calcita arenito *ironstones*

*Lâmina-tipo:* VL-03/Am18, poço 1–VL–03–PI

*Diagnose.*—Oólitos de analcita cimentados por siderita e calcita (Figura 13).

*Interpretação.*—Fluxo gravitacional

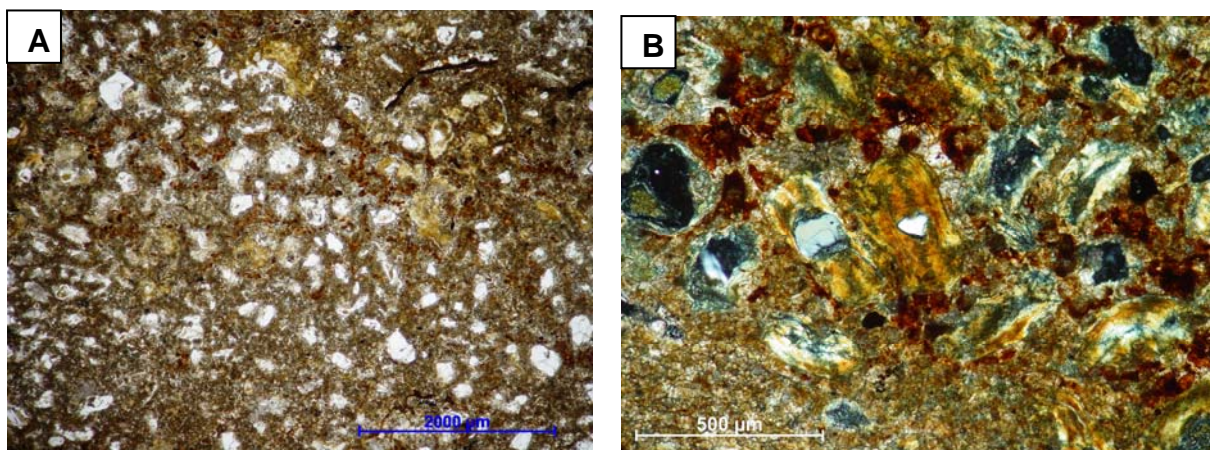


Figura 13 – Oólitos de analcita cimentados por siderita e calcita com poucos vetígios de bertierina limonitizada (A). Poucos oólitos de bertierina limonitizados restantes com cimentação de siderita e calcita (B).

*Descrição.*—Muito pouco oólitos de bertierina (cor amarela) com tonalidades marrom por substituição de limonita foram observados na fácies em questão, os quais ocorrem nas formas elípticas, sem estrutura interna preservada e são dispersos. Há forte cimentação de siderita e calcita. Esses oólitos estão parcialmente

substituídos por analcita, siderita e calcita (Fotomicrografia D, estampa VIII, apêndice A). A maioria dos oólitos desta fácies são de analcita, na forma circulares e elíptica, sem estrutura interna preservada (possuem geminação polissintética) (Fotomicrografia A e C, estampa VIII, apêndice A), alguns deles preservam vestígios de bertierina ainda. A substituição dos oólitos por analcita associado também a cimentação de analcita acaba com a textura oolítica da rocha, assim como a substituição por calcita e siderita. É comum calcita e siderita substituindo os oólitos de analcita e bertierina (Fotomicrografia B e E, estampa VIII, apêndice A). A presença de grãos detríticos angulosos de muscovita, quartzo e feldspatos sem nenhuma orientação preferencial e mostrando sinais de forte compactação da rocha com a muscovita esmagada entre os outros grãos. Algas marinha *Tasmanites* substituída por siderita. Pirita framboidal espalhada pela cimentação da rocha (Fotomicrografia E, estampa VIII, apêndice A).

*Discussão.*— Esta microfácies corresponde a fácies Am (arenito maciço), sucessão de fácies SF3 (sucessão de fácies deltáica sob ação de ondas de tempestade) e sequência C de Young (2006).

A substituição dos oolitos de bertierira por limonita aponta para o retrabalhamento do material sob condições oxidantes após a diagênese inicial, com a transformação dos oolitos de óxidos e hidróxidos de ferro em bertierina. A substituição deles por analcita, e posteriormente por siderita e calcita aponta para uma evolução diagenética. Quando os oólitos são substituídos por siderita e calcita, no final da diagênese, observa-se que a rocha perde a estrutura oolítica, tornando-se maciça; isto sugere que a rocha possivelmente teve mais oólitos e matriz no passado do que apresenta atualmente, o que poderia dar uma classificação diferente da atual. A substituição dos oólitos amarelados por analcita é um indicativo que este

são de bertierina e não de chamosita, porque esta substituição aponta para uma evolução diagenética na qual a bertierina é formada preferencialmente no início da diagênese, seguida pela analcita; enquanto que a chamosita é formada no final da diagênese, logo não é possível a substituição de chamosita por analcita. No entanto, a chamosita poderia proceder de uma transformação diagenética da bertierina, o processo sendo favorecido por idade e baixo metamorfismo. Mas para esta hipótese faltam argumentos, como, por exemplo, a existência de um mineral intermediário (CHAMLEY, 1989). Então assumiremos que o mineral em questão é bertierina. O feldspato observado na microfácies pode ter sido fonte de sódio e potássio para formação da analcita, assim como a água salina de origem marinha nos poros do sedimentos, visto que o paleoambiente da Formação Pimenteira é marinho. Segundo (ROBERT e RAISWELL 1983), a pirita forma limitadamente da reação de  $H_2S$ , derivado da redução bacteriana do sulfato da água do mar em sedimentos anóxicos, com minerais de ferro detrítico, pode ser o caso da pirita espalhada pela cimentação desta microfácies.

#### **4.9 Microfácies Bsi – Bertierina limonitizada/analcita oolítica siderita arenito *ironstone***

*Lâminas-tipo:* VL-03/Am3 e PM-06/Am13, prof. 13,8m, poços 1-VL-03-PI e 1-PM-06-PI.

*Diagnose.*—Oólitos de bertierina limonitizada e analcita e cimentação de siderita, analcita e limonita (Figura 14).

*Interpretação.*—Substrato oolítico-lamoso retrabalhado por organismo bentônicos (bioturbada).

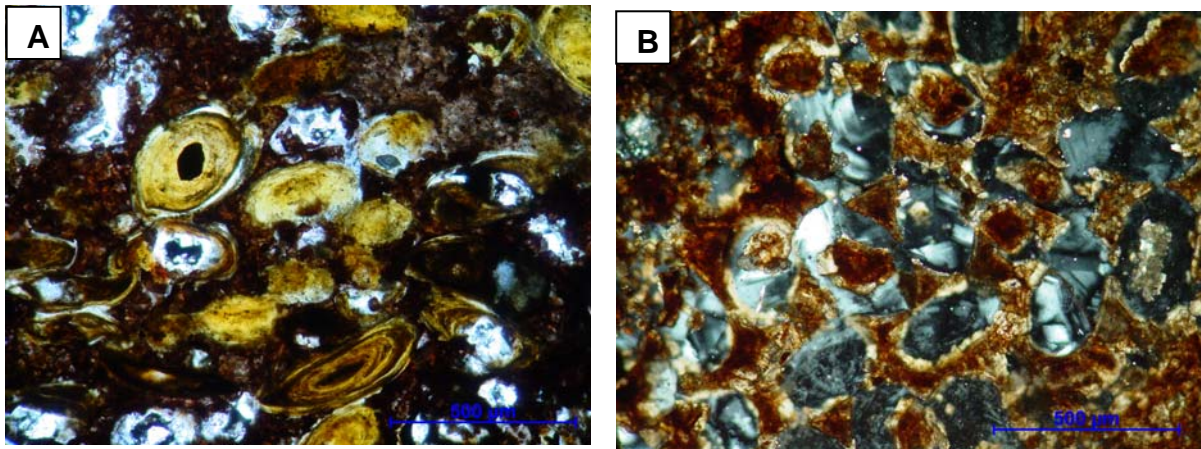


Figura 14 – Oólitos de analcita e bertierina limonitizados cimentados por siderita e limonita (A) nicóis // Oólitos de analcita pracialmente substituídos por siderita e calcita (B) nicóis X.

*Descrição.*—Nesta fácies ocorrem oólitos nas formas mais variadas possíveis, desde circulares perfeitas a completamente esmagadas (*squashed*), e com composição muito variada: bertierina limonitizada, analcita, siderita, clorita e calcita. Ocorrem oólitos esmagados ao lado de oólitos sem nenhuma deformação. A bertierina apresenta-se com tonalidades marrom, mostrando clara alteração para limonita (Fotomicrografia A, estampa IX, apêndice A). A rocha é fortemente cimentada por siderita, calcita, analcita, limonita, clorita, restando muito pouco vestígio de bertierina. A analcita também está presente na rocha na forma de cristais idiomórficos, xenomórficos e de oólitos geminados, sendo substituídos por calcita e siderita (fotomicrografias B, D e E, estampa IX, apêndice A). Os cristais xenomórficos estão alterados para esmectita(?) e ocorre clorita, calcita, siderita e limonita como cimento nas bordas internas deles. Os oólitos sem estrutura interna preservada, na cor marrom são de limonita. A limonita também aparece preenchendo fraturas e espalhada com cimento entre os oólitos e grãos terrígenos. Oólitos com núcleos de analcita estão parcialmente substituídos por clorita e siderita, cujas bordas de bertierina substituídos por limonita (Fotomicrografia C, estampa IX, apêndice A). Há

vestígios da matriz detrítica sofrendo substituição para bertierina, limonita e analcita. Algas marinhas *Tasmanites* estão parcialmente substituídas por siderita. Ocorrem feições de bioturbação completamente cimentadas por siderita, cortada por uma fratura preenchida por analcita. Essa fratura parece “proteger” os oólitos da substituição por siderita. Resta apenas a forma e um cristal de zircão de um litoclasto que foi substituído por analcita e limonita. Muscovita alterada para esmectita(?) é comum nesta fácies. Grãos de quartzo e feldspatos são substituídos por calcita e siderita.

*Discussão.*— Esta microfácies corresponde a fácies Ab (arenito bioturbado), sucessão de fácies SF5 (sucessão de fácies de antepraia, transgressiva) e sequência D de Young (2006).

Os oólitos na cor marrom, chegando até a cor preta, são alterações da bertierina para limonita. A limonita é produto de alteração de minerais portadores de ferro (DEER et al., 1992) e, neste caso, da bertierina. Isto sugere que a rocha esteve sob condições oxidantes após o soterramento inicial, depois da formação da bertierina. Como nas outras fácies, a evolução diagenética aponta para a formação da bertierina no início da diagênese em condições subóxida, reduzindo ferro-férrico para ferro-ferroso, seguida por analcita, siderita e calcita, mas entre a bertierina e a analcita houve exposição subaérea, formando a limonita. A analcita é resultado de ambiente alcalino, rico em sódio e potássio (LOUGHNAN, 1966), que pode ter sido influência da alteração do feldspato.

Segundo (MORAD e ALDAHAN, 1987), muitos minerais podem ser substituídos por clorita sob reação com a água do poro rica em  $Fe^{+2}$  e  $Mg^{+2}$ , incluindo o feldspato. (Humphreys et al., 1994 apud ANJOS 2003) observaram a ocorrência de corrensita preenchendo poros junto com calcita, e a presença de



esmectita junto com clorita ao longo de apertados contatos intergranulares (indicado pela análise de microsondagem presença de Ca, Na, K e excesso de Al), o que indica que uma importante proporção de clorita teve esmectita como precursor. Na lâmina foi observado que as cloritas ocorrem preenchendo fraturas da rocha e nas bordas internas de minerais de analcita alterados e substituindo oólitos de analcita. Isso reforça a ideia de que a alteração da analcita é para esmectita, e conseqüentemente formando clorita na evolução diagenética. Odin (1985) e Odin (1988) sugerem que a formação de clorita pode se apartir da substituição de *green clays*, ou seja, a bertierina pode ter participação na formação da clorita. Esta relação é mostrada na lâmina com os oólitos substituídos por clorita e analcita tem as bordas de bertierina limonitizada.

## 5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

São comuns as opiniões de condições alcalinas para a formação da analcita (Foster & Feicht 1946; Loughnan 1966; Iijima & Hay 1968; Nashar 1978). Loughnan (1966) interpretou a ocorrência de analcita no depósito de carvão de Newcastle (bacia de Sidney), como um produto da parcial ou completa alteração dos fragmentos vítricos numa possível mudança na composição química dos tufos que formou analcita em vez da usual bentonita, mas o provável fator controlador da formação da analcita tem sido resultado da concentração de sódio dentro da bacia. Isso faz parecer que a maior parte do período de deposição do carvão, a bacia teve livre drenagem para o mar e muito sódio e potássio liberado durante a desvitrificação do vidro vulcânico e desagregação do feldspato disponíveis nos sedimentos da bacia. A presença de vidro vulcânico não foi observado nas lâminas estudadas, no entanto feldspatos alterados foram encontrados e o paleoambiente marinho podem ser as possíveis fontes de sódio para a formação da analcita..

A constatação das microfácies dentro da SF3, sistema deposicional deltaico marinho de Young (2006), e evidências de detritos vegetais nas lâminas reforçam a idéia de influência continental como possível fonte de ferro para a formação dos oolitos ferríferos.

O modelo estratigráfico de ciclos regressivo-transgressivo (Figura 4), proposto por Van Houten & Bhattacharyya (1982), no qual os oolitos ferríferos encontram-se no topo de sequências regressiva seguida de uma superfície transgressiva. No

entanto, a sucessão de fácies SF3 da sequência C, a qual encontra-se as lâminas estudadas, está em um contexto transgressivo, segundo Young (2006).

Analisando a sequência sedimentar SF3 nos perfis litológicos de Young (2006), onde se encontram as microfácies estudadas (Apêndice B, figuras 1, 2, 3 e 4), levantamos a hipótese da mesma estar em um contexto de pequenos ciclos regressivos, de engrossamento granulométrico (*Coarsening-up*) e raseamento (*shoaling-up*), seguido por uma superfície transgressiva, análogo ao modelo de Van Houten e Bhattacharyya (1982).

Das quatro hipóteses sumarizada por Odin (1988), no subcapítulo de peleambiente (quadro 2), a hipótese IV é a sugerida neste trabalho para a formação dos oólitos ferríferos, os quais são formados de óxidos e hidróxidos de ferro em nível de mar alto, ambiente agitado e oxigenado. Após retrabalhamento é depositado em ambiente redutor junto com matéria orgânica. O de gradação da matéria orgânica reduziria o  $Fe^{+3}$  para  $Fe^{+2}$ , formando assim a bertierina e chamosita.

A análise de microfácies em irostones mostrou-se um tanto quanto complicada, devido a forte cimentação e a difícil distinção mineralógica através da microscopia de luz transmitida, por exemplo a diferenciação entre bertierina e chamosita.

Quanto a evolução diagenética, a bertierina é formada na eodiagênese, seguida pela analcita na mesodiagênese, por fim a calcita e siderita formada na telodiagênese (quadro 5).

Quadro 5: quadro de evolução diagenética de alguns minerais encontrados nos *ironstones*.

<b>Eodiagênese</b>	<b>Mesodiagênese</b>	<b>Telodiagênese</b>
bertierina	analcita	calcita
	Pirita framboidal	siderita

### Referências bibliográficas

- ALBUQUERQUE, H.J.T.R., COELHO, J.M., FARIAS, C.E.G., 1972. Projeto São Miguel do Tapuio. Recife, CNEN/CPRM. 2v.
- ALBUQUERQUE, K.R.M., 2000. Subdivisão estratigráfica da sequência Devoniana da bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado, FGEL-UERJ, Rio de Janeiro. 130p.
- ANJOS, S.M.C., DE ROS, L.F. & SILVA, C.M.A., 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brasil. *In*: Worden, R.H., & Morad, S. (ias), 2003, Clay Mineral Cements in Sandstones. Hong Kong, International Association of Sedimentologists. p.291-316. (Special Publication, **34**)
- ANTONIOLI, L., 2001. Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó – Cretáceo inferior do Nordeste brasileiro. Programa de Pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 264p.
- BRAZIL, F.A.F., 2004. Estratigrafia de sequências e processos diagenético: exemplo dos arenitos marinho-rasos da Formação Ponta Grossa, Noroeste da bacia do Paraná. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 124p.
- BERNER, R. A., RAISWELL, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol 47. p. 885 – 862.
- BROWN, 1943. Suggested use of the word microfacies. *Economic geology*, 43, p.325-1943.
- CAPUTO, M.V., 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern basins of Brazil. Tese de Doutorado, California University, Santa Barbara. 583p.
- CARROLL, D., 1958. Role Clay minerals in the transportation of iron. *Geochimica and Cosmichimica Acta*, **14**, 1-27.
- CHAMLEY, H., 1989. Ferriferous Clay Granules and Facies. *In*: Chamley, H., (ed.) 1989, *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag. Berlin, p. 213-232.
- CUNHA, F.M.B., 1986. Evolução Paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro. 107p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Hong Kong, Longman Scientific & Technical. 695p.

- DELLA FÁVERA, J.C., 1990. Tempestitos da bacia do Parnaíba: um ensaio holístico. Tese de Doutorado, IG-UFRGS, Porto Alegre. 243p.
- DENCK, T., 2009. arquitetura deposicional e correlação estratigráfica de corpos de arenito da formação pimenteira (devoniano) na borda leste da bacia do parnaíba. Trabalho final de Curso (geologia) – Curso de graduação em geologia, Instituto de Geociências. Universidade federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- DREESEN, R. 1989. Oolitic ironstones as event-stratigraphical marker beds within the Upper Devonian of the Ardenno-Rhenish Massif. *In: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p. 65-78. (Special Publication, **46**)
- FOSTER, W. AND FEICHT, F., 1946. Mineralogy of concretions from Pittsburgh coal seam with special reference to analcite: *Am. Mineralogist* 31, 357-364., F. (1946) Mineralogy of concretions from Pittsburgh coal seam with special reference to analcite: *Am. Mineralogist* 31, 357-364.
- GABAGLIA, G.P.R., & FIGUEIREDO, A.M.F., 1986. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacia sedimentares. *In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. (eds.), 1990, Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, p.31-45.
- GÓES, A.M.O. & FEIJÓ, F.J., 1994. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobras, **8**: 57-67.
- GRAHN, Y., LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., 2001. Integrated miosporechitinozoan biostratigraphy of the Parnaíba basin and its correlation with PETROBRAS (müller 1962) Silurian – Lower Carboniferous palynozones. *In: Melo, J.H.G. & Terra, G.J.S. (eds.), correlação de sequências paleozóicas sul-americanas*. Rio de Janeiro, Petrobras, p.81-89. (Ciência-Técnica-Petróleo, seção exploratória de petróleo, **20**)
- GRAHN, Y., YOUNG, C.G.K., BORGHI, L., 2008. Middle Devonian chitinozoan biostratigraphy and sedimentology in the eastern outcrop belt of the Parnaíba basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, Rio de Janeiro, vol. 11, p.137-146.
- GYGI, R.A., 1981. Oolitic iron formation: marine or not marine?: *Eclogae Geol. Helv.* 74, 54-233.
- HARDER, H., 1978. Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. *Clays and Clay Minerals*, **26**, 65-72.
- HARDER, H., 1989. Mineral genesis in ironstone: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations. *In: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p. 9-18. (Special Publication, **46**)

- IJIMA, A., HAY, R.L., 1968. Analcime composition in tuffs of the green river formation of Wyoming. *The American Mineralogist*, 53, 184-243
- KOLBE, H., 1944. Die tektonische und Paleogeographische Geschichichte des Salzgitter Gebietes. *Abhandlungen R.A. Bondenfer N.F.*, 207.
- LOUGHNAN, F.C., 1966. Analcite in the Newcastle coal measure sediments of the Sydney basin, Australia. *The American Mineralogist*, 51, 486-494.
- MELLO, J.H.G., 1988. The Malvinocaffric Realm in the Devonian of Brazil. *In: McMillan, N.J., Embry, A.F., Glass, D.J. (eds), The Devonian of the World. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 669-703. (Memoir,14)
- MELO, J.H.G., 2002. Revisão da biocronoestratigrafia de miósporos do Devoniano – Carbonífero Inferior da bacia do Amazonas e correlação com outras bacias brasileiras. Tese de Doutorado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro. 103p.
- MENDES, J.C. 1984. Elementos da estratigrafia. T.A. Queiroz, São Paulo.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, C.P., 1964. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, North Brazil. *AAPG Bulletin*, 48: 1475-1512.
- NASHAR, B., 1978. Sedimentary analcime at Murrurundi, New South Wales. Australia, *Mineralogical Magazine*, 42, 241-243.
- ODIN, G.S., KNOX, R.W.O'B., GYGI, R.A., GUERRAK., 1988. Green marine clays from the oolitic ironstone facies: habitat, mineralogy, enviroment. *In: Odin, G.S., 1988, Green marine clays. Developments in Sedimentology Series*, p.29-52. Elsevier Publ., Amsterdam, 45.
- OLIVEIRA, J.C. & BARROS, F.L., 1976. Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Recife, DNPM/CPRM. 4v.
- RIBEIRO, C.C, 1984. Caracterisation sédimentologique et géoqchimique d'un milieu sédimentaire. Cas du Devonien Moyen et Supérieur de la Región de Paraíso do Norte – Miranorte (Bassin de Maranhão – Goiás – Brésil). Tese de Doutorado (3ºciclo), Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, Institute Nacional Polytechnique (França). 230p.
- RIBEIRO, C.C. & DARDENNE, M.A., 1978. O minério de ferro da Formação Pimenteira na borda SW da bacia do Maranhão (Goiás). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife. *Anais*, p.583-1595.
- SANTOS, M.E.C.M., 1998. Reconstruções paleobiológicas nas bacias do Parnaíba e São Luís. Tese de Doutorado, IGEO-UFRJ, Rio de Janeiro. 280p.
- SCHIEBER, J. & BAIRD, G., (2001), On the origin and significance of pyrite spheres in Devonian black shales of North America. *Journal of Seimentary Research*, Tulsa. v. 71, n. 1, p. 155-166, janeiro.

- SCOTESE, C.R., BOUCOT, A.J., MCKERROW, W.S., 1999. Gondwanan paleogeography and paleoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, **28**, 99-114.
- SIEHL, A. & THEIN, J. 1989. Minette-type ironstones. *In*: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, *Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p. 175-193. (Special Publication, **46**)
- TAYLOR, K.G. & CURTIS, C.D., 1995. Stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from an ironstone-mudstone succession, U.K. *Journal of Sedimentary Research*, **65**, p.358-368
- TEYSSEN, T., 1989. A Depositional model for the Liassic Minette ironstones (Luxemburg and France), in comparison with other Phanerozoic oolitic ironstones. *In*: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, *Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p. 9-18. (Special Publication, **46**)
- VAN HOUTEN, F.B. & ARTHUR, M.A., 1989. Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. *In*: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, *Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p. 33-49. (Special Publication, **46**)
- VAN HOUTEN, F.B. & BHATTACHARYYA, D.P., 1982. Phanerozoic oolitic ironstones – geologic record and facies model. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, **10**, p.441 – 457.
- WILSON, J.L. 1975. *Carbonate Facies in geologic time*. Springer Verlag, Berlin.
- YOUNG, C.G.K., & BORGHI, L., 2006. Rio de Janeiro: Estratigrafia de alta resolução da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 174p.
- YOUNG, T.P., 1989, Phanerozoic ironstones: an introduction and review. *In*: Young, T. P. & Taylor, W. E. G. (eds), 1989, *Phanerozoic ironstones*. London, The Geological Society, p.ix-xxv. (Special Publication, **46**)

## **Apêndice A – Estampas de fotomicrografias**



## **Estampa I**

**Fotomicrografia A** - Lâmina PM-21/A. Rocha composta de oólitos de bertierina limonitizados e esmagados e oólitos de analcita, cimentação de siderita (nicóis //).

**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-21/A. Oólitos com estruturas discordantes evidenciando retrabalhamento. A seta branca aponta para a cimentação de analcita na borda do oólito antes do retrabalhamento e a seta azul aponta para a cimentação de analcita na borda do oólito após o retrabalhamento. Cimentação de siderita (nicóis //).

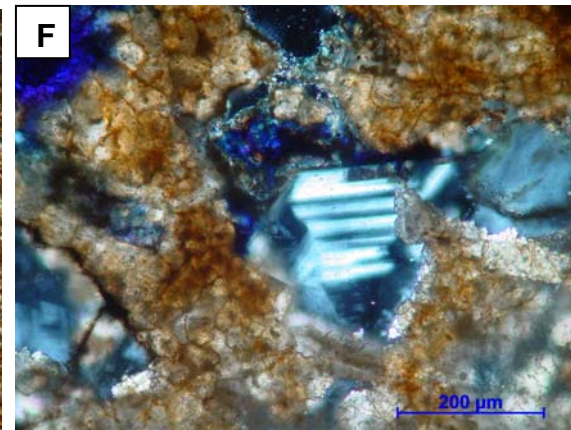
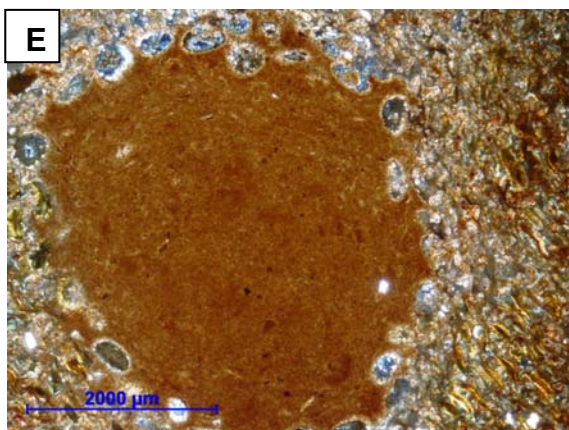
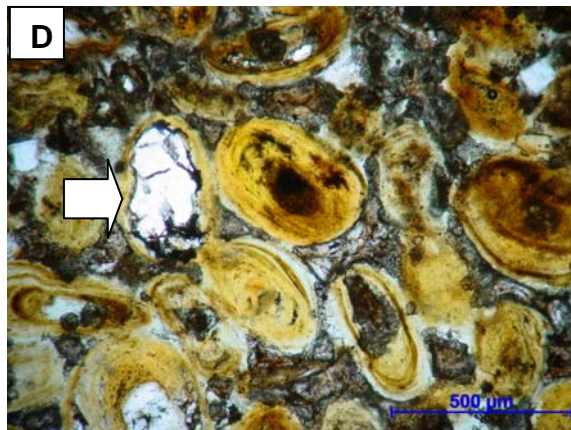
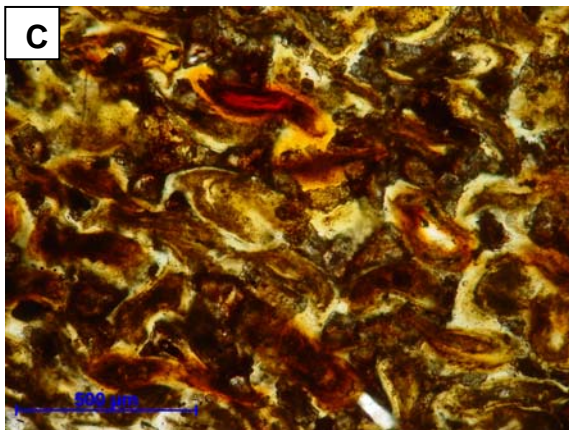
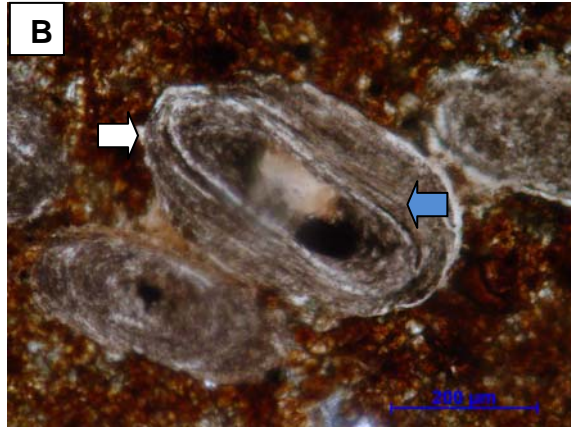
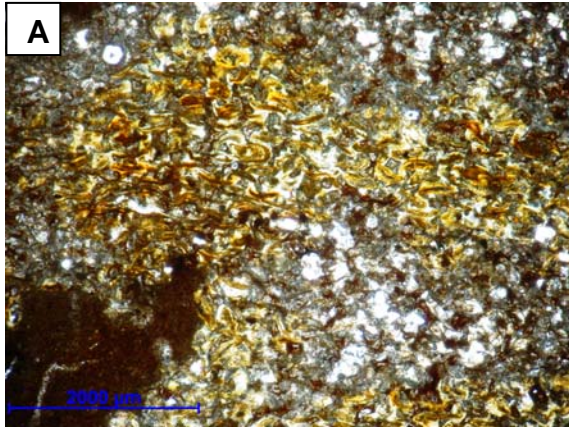
**Fotomicrografia C** - Lâmina PM-21/A. Oólitos de bertierina limonitizado e deformados. A cor escura dos oólitos (avermelhados a marrom) é por causa da limonitização (nicóis X).

**Fotomicrografia D** - Lâmina PM-21/A. Oólitos de bertierina limonitizados. Oólito de analcita com as bordas de bertierina limonitizada ainda preservada (seta branca). Cimentação de calcita (nicóis //).

**Fotomicrografia E** - Lâmina PM-21/A. Bioturbação completamente sideritizada cercada de oólitos de analcita e bertierina limonitizada. Há uma leve estrutura concêntrica em seu interior (nicóis X).

**Fotomicrografia F** - Lâmina PM-21/A. Oólito de analcita sendo substituído por siderita e calcita (nicóis X).

ESTAMPA I



## **Estampa II**

**Fotomicrografia A** - Lâmina PM-21/B. Oólitos de limonita com cimentação de siderita, analcita e limonita (nicóis //).

**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-21/B. Oólitos de limonita geminados (com mais de um núcleo). Notar a cimentação de analcita nas bordas dos oólitos (nicóis //).

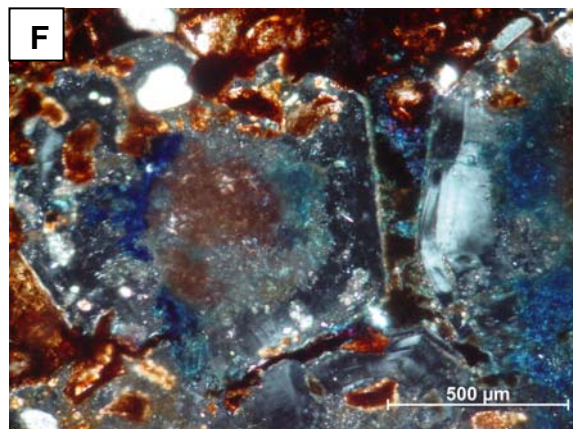
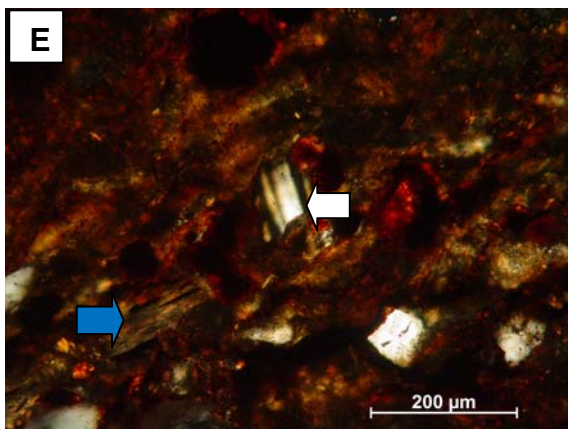
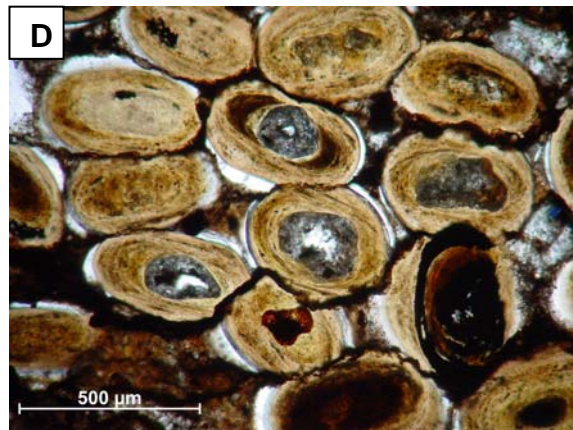
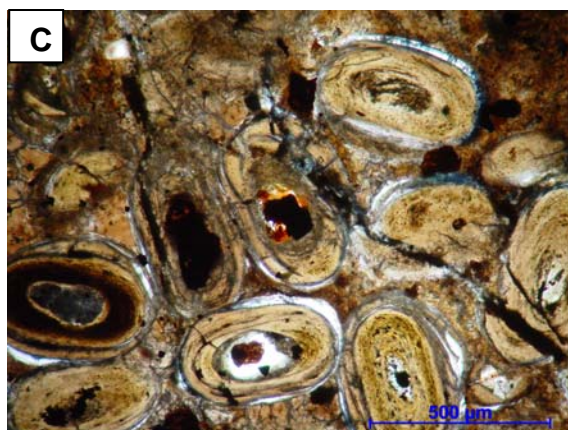
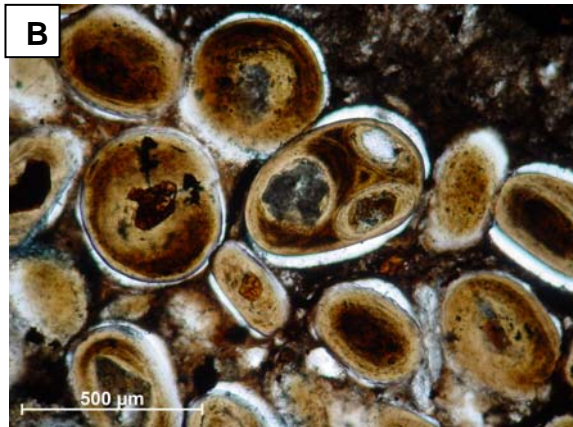
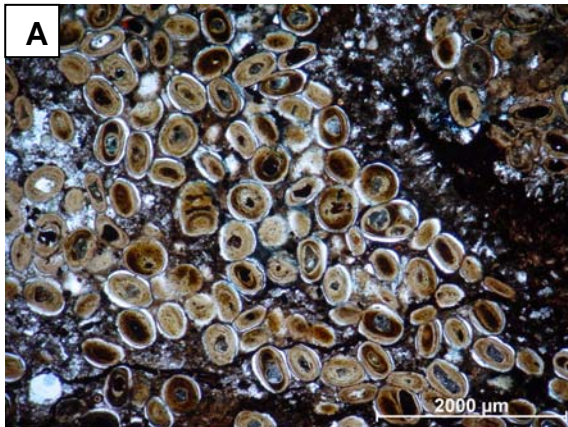
**Fotomicrografia C** - Lâmina PM-21/B. Oólitos fraturados devido a forte compactação que a rocha foi submetida (nicóis //).

**Fotomicrografia D** - Lâmina PM-21/B. Contatos suturados entre os oólitos por causa da forte compactação da rocha (nicóis //).

**Fotomicrografia E** - Lâmina PM-21/C. Feldspato (seta branca) e muscovita (seta azul) sendo substituídos por siderita e limonita (nicóis X).

**Fotomicrografia F** - Lâmina PM-21/C. Cristais idiomórficos de analcita alterados e sendo substituídos por siderita (nicóis X).

ESTAMPA II



### **Estampa III**

**Fotomicrografia A** - Lâmina VL-03/Am2. Arenito fino quartzoso, grãos angulosos, bem selecionado e muito cimentado por siderita (nicóis X).

**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-06/Am3. Grãos de feldspatos sendo alterados para calcita (nicóis X).

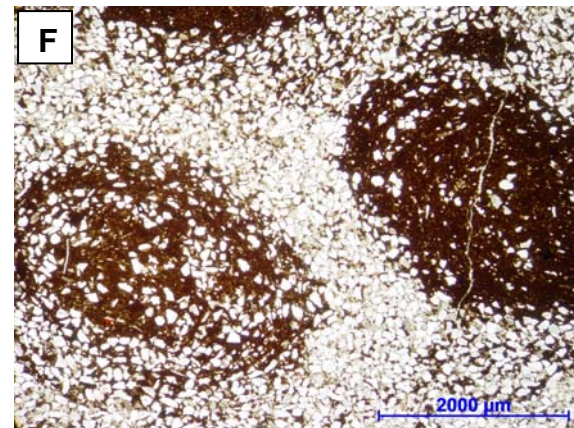
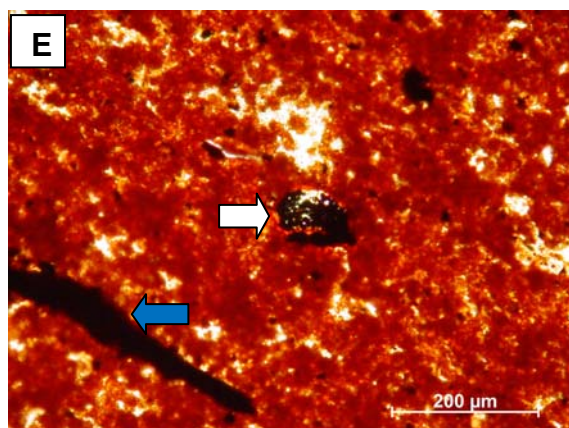
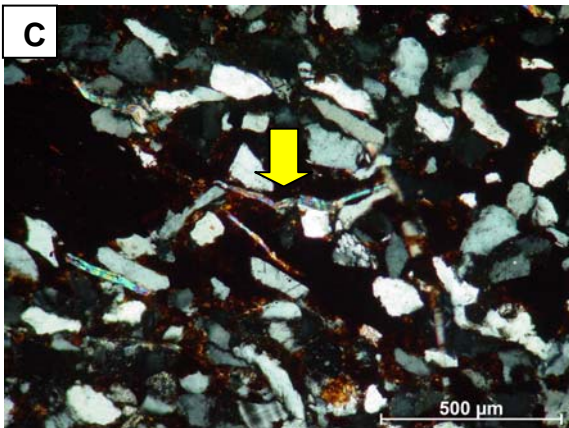
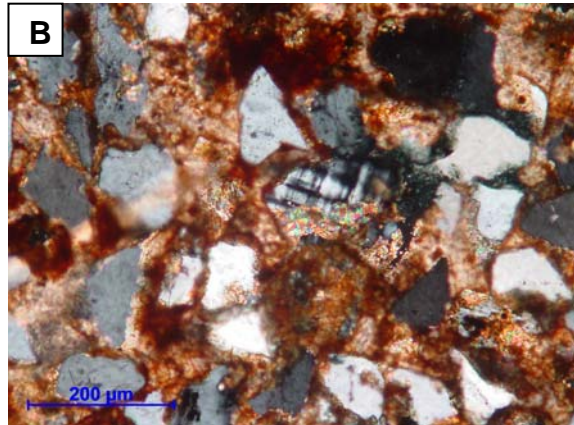
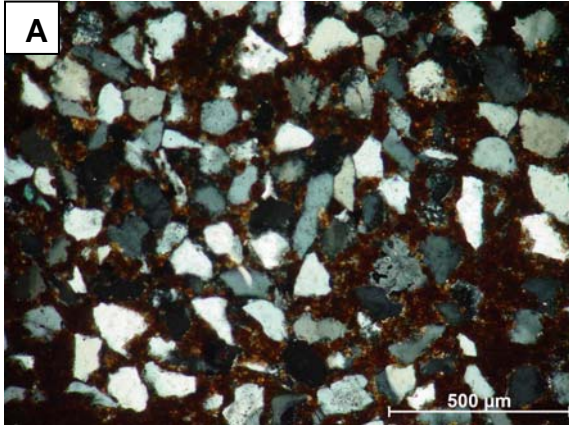
**Fotomicrografia C** - Lâmina VL-03/Am11. Muscovita compactada entre os grãos de quartzo (seta amarela) (nicóis X).

**Fotomicrografia D** - Lâmina PM-06/Am3. Alga marinha *Tasmanites* com cimentação de siderita em seu interior (nicóis //).

**Fotomicrografia E** - Lâmina VL-03/Am11. Precipitação de pirita framboidal no interior de alga marinha *Tasmanite* (seta branca) e possível vegetal terrestre (seta azul) (nicóis X).

**Fotomicrografia F** - Lâmina VL-03/Am2. Bioturbação completamente sideritizada com os grãos detríticos formando estrutura concêntricas no interior delas (nicóis //).

### Estampa III



#### **Estampa IV**

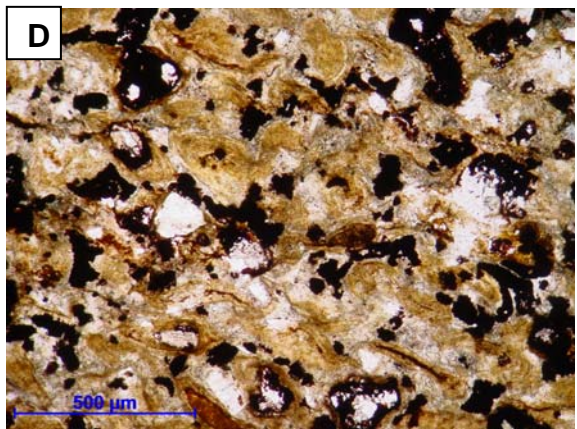
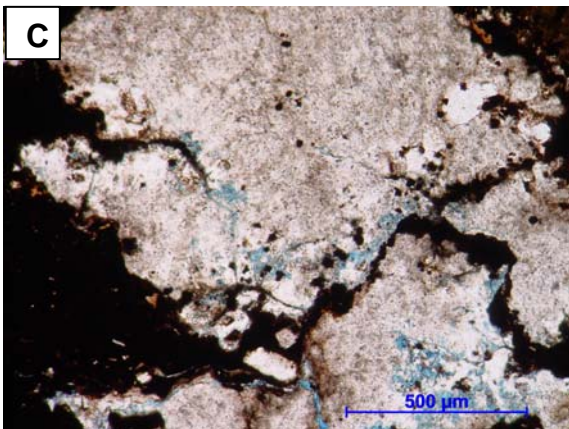
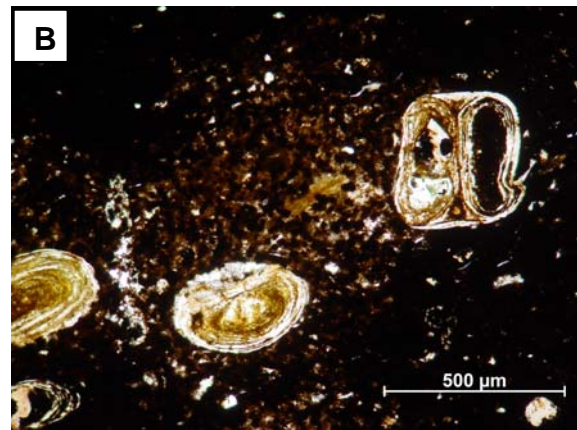
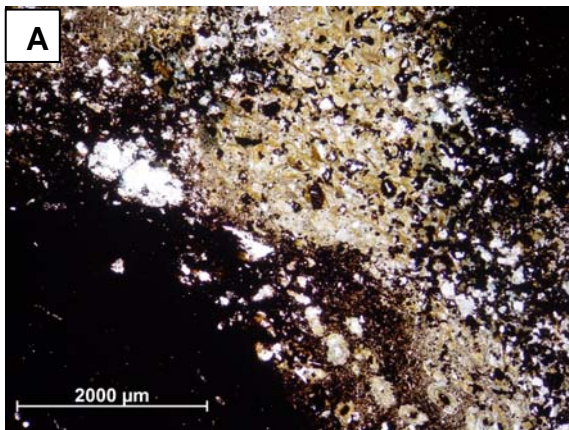
**Fotomicrografia A** - Lâmina PM-06/Am12. Oólitos de bertierina limonitizados, deformados e muito cimentado por siderita e limonita (nicóis //).

**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-06/Am12. Oólito de berterina limonitizado parcialmente substituído por analcita e cimentado por siderita e limonita (nicóis //).

**Fotomicrografia C** - Lâmina PM-06/Am12. Mineral de analcita alterado para caulinita(?)(nicóis //).

**Fotomicrografia D** - Lâmina PM-06/Am12. Oólitos de bertierina limonitizados e esmagados, cimentados por siderita e limonita (nicóis //).

Estampa IV





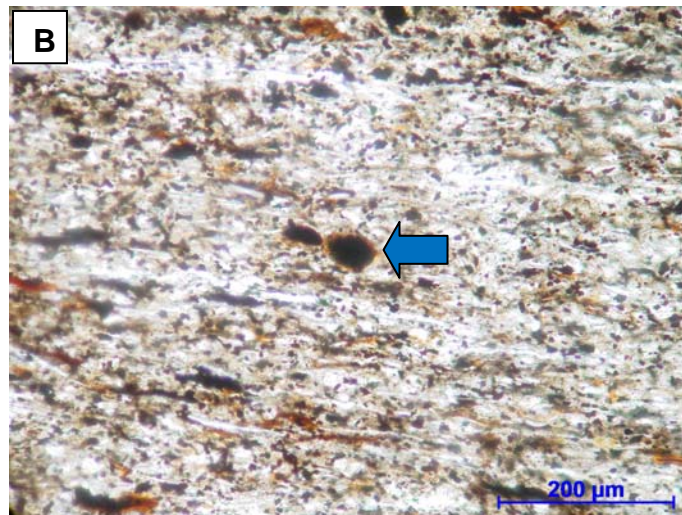
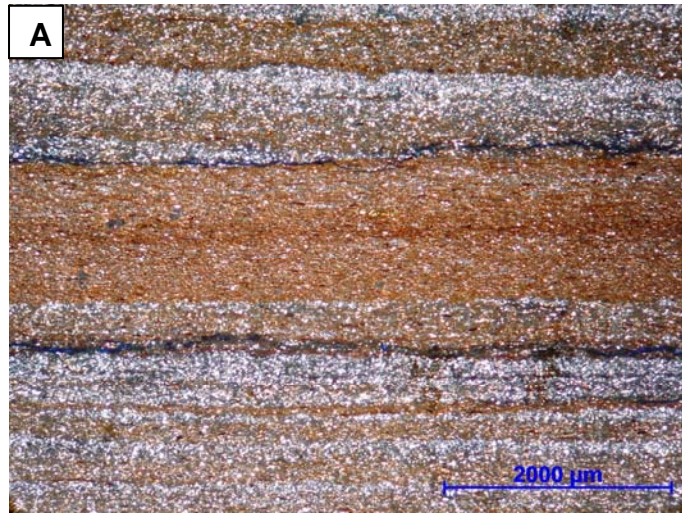
## **Estampa V**

**Fotomicrografia A** - Lâmina PM-10/Am3. Arenito quartzoso muito fino com laminação evidente pela diferente cimentação entre as lâminas. As lâminas mais avermelhadas com maior cimentação de siderita (nicóis //).

**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-07/5. Notar no centro da foto pirita framboidal no centro de alga marinha *Tasmanite* (seta) e vários outros núcleos de pirita framboidal espalhados pela foto (nicóis //).

**Fotomicrografia C** - Lâmina PM-07/5. Núcleo de pirita framboidal em forma de alga *Tasmanite*, que provavelmente já foi toda substituída (nicóis //).

# Estampa V



## **Estampa VI**

**Fotomicrografia A** - Lâmina VL-03/2. Oólitos de bertierina limonitizada deformados ou não, cimentados por analcita, siderita e limonita (nicóis //).

**Fotomicrografia B** - Lâmina VL-03/2. Oólitos esmagados (squashed) cimentados por siderita, analcita e limonita (nicóis //).

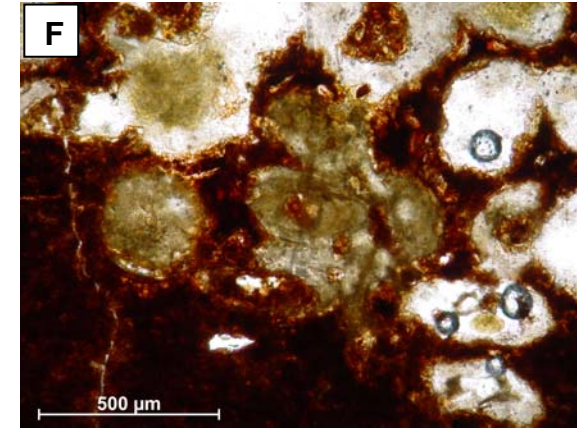
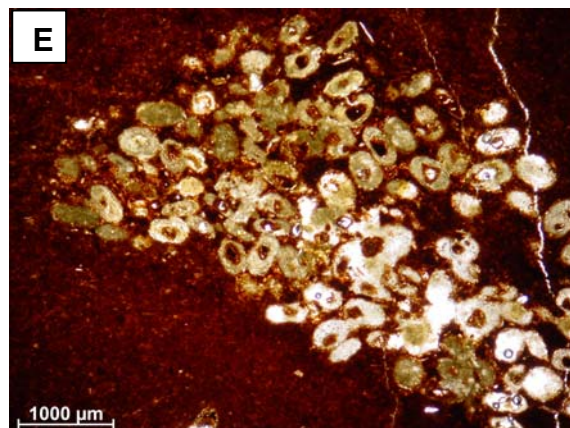
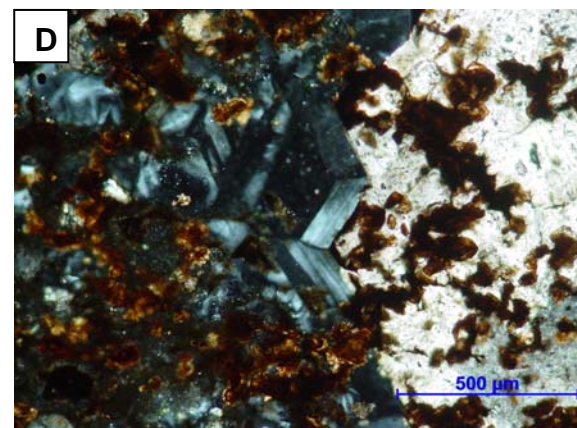
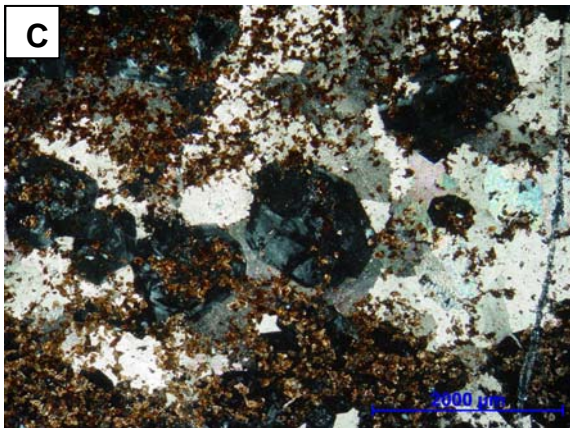
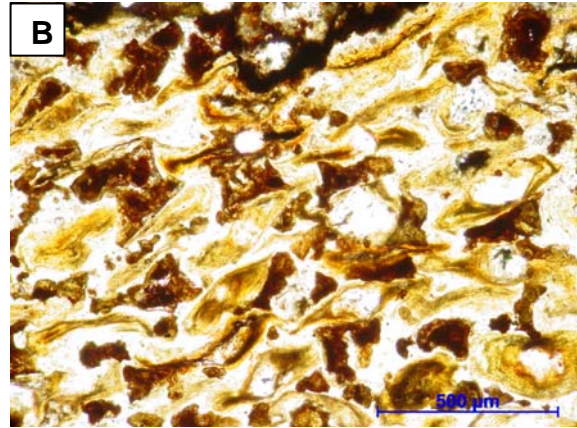
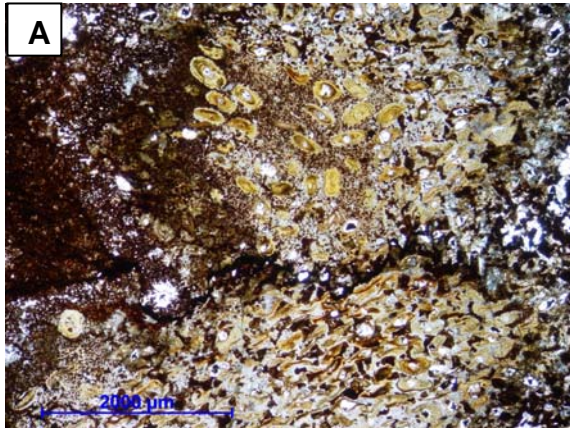
**Fotomicrografia C** - Lâmina VL-03/2. Cristais idiomórficos de analcita cimentados por calcita (nicóis X).

**Fotomicrografia D** - Lâmina VL-03/2. Cristal de analcita geminado ao lado de calcita. Os dois sendo substituídos por siderita (nicóis X).

**Fotomicrografia E** - Lâmina VL-03/2. Oólitos de analcita alterados para clorita cercados por cimento de siderita (nicóis //).

**Fotomicrografia E** - Lâmina VL-03/2. Oólitos de analcita alterados para clorita cimentados por siderita (nicóis //).

Estampa VI



## **Estampa VII**

**Fotomicrografia A** - Lâmina PM-06/6. Poucos grãos detritos, na maioria quartzo e muscovita dispersos numa forte cimentação siderítica (nicóis X).

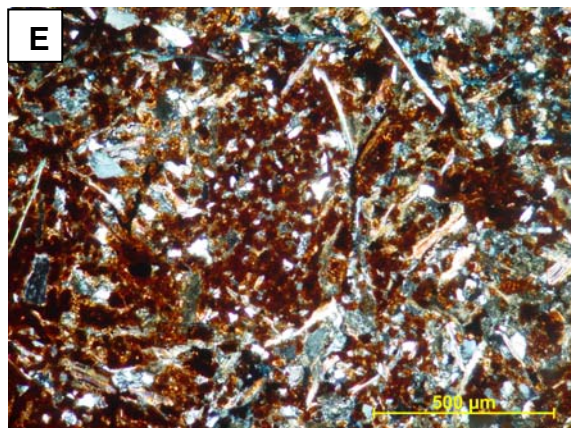
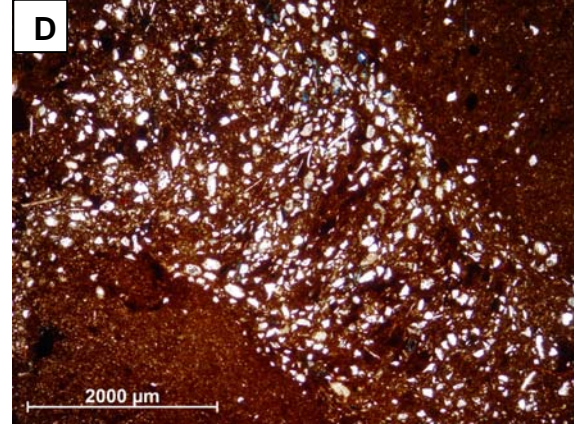
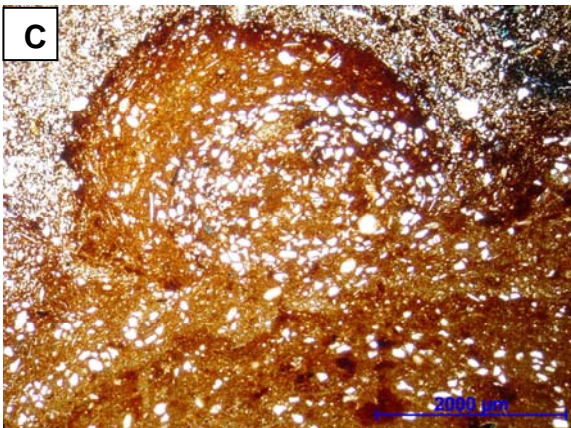
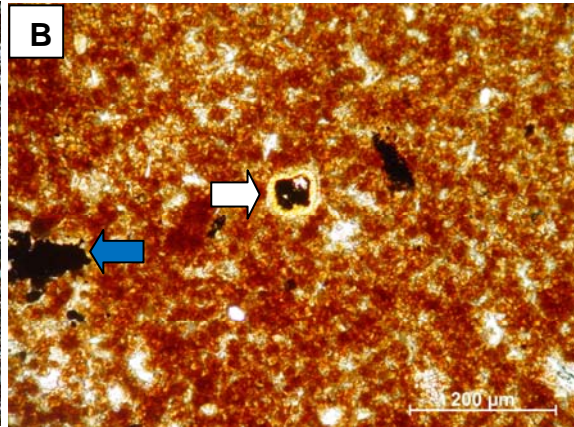
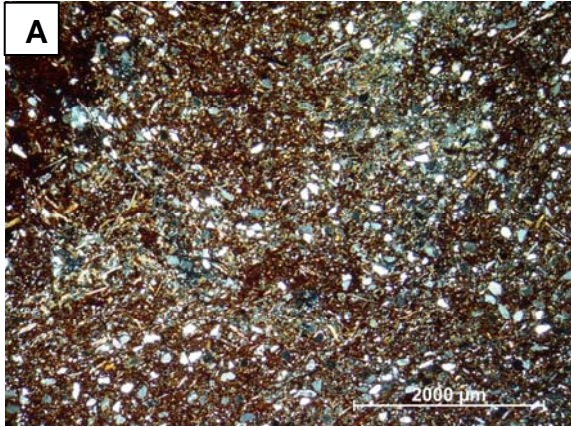
**Fotomicrografia B** - Lâmina PM-06/6. Pirita framboidal no interior de algas Tasmanite no centro da foto (seta branca) e no canto da foto (seta azul) na forma que lembra a forma da alga, que pode ter sido totalmente substituída pela pirita (nicóis //).

**Fotomicrografia C** - Lâmina PM-06/6. Corte perpendicular ao tubo da bioturbação completamente sideritizada com grãos detríticos formando uma estrutura concêntrica (nicóis //).

**Fotomicrografia D** - Lâmina PM-06/6. Corte paralelo ao tubo da bioturbação mostrando a estrutura menisco (nicóis //).

**Fotomicrografia E** - Lâmina PM-06/6. Os minerais de muscovita sem nenhuma orientação na lâmina (nicóis X).

Estampa VII



## **Estampa VIII**

**Fotomicrografia A** – Lâmina VL-03/Am18. Oólitos de analcita cimentados por calcita e siderita restando pouco vestígio de bertierina limonitizada (nicóis //).

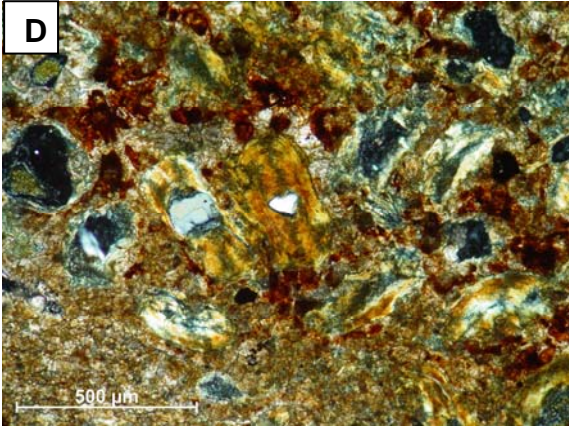
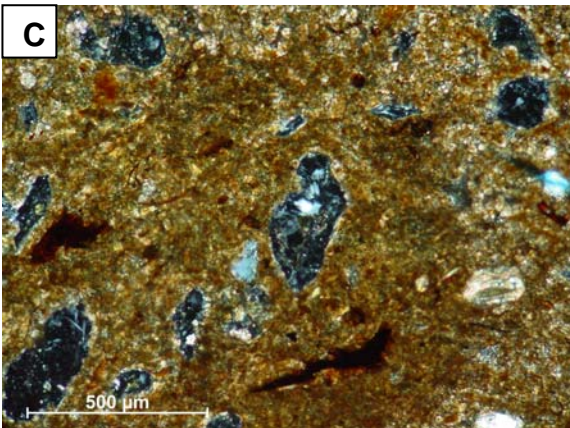
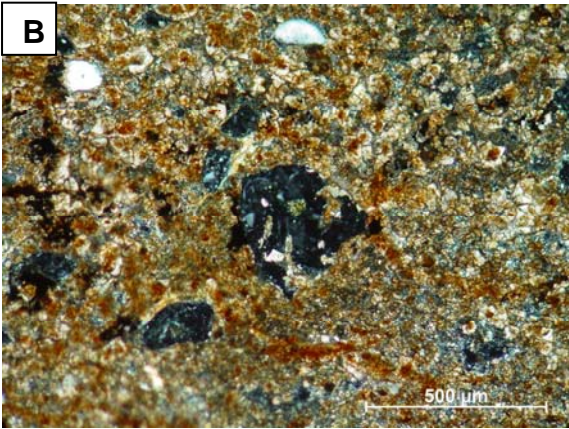
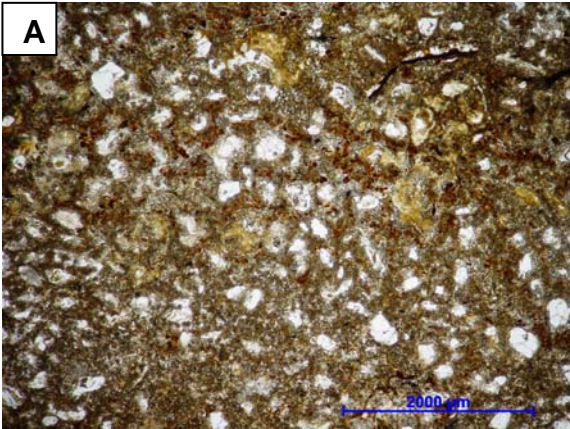
**Fotomicrografia B** – Lâmina VL-03/Am18. Oólito de analcita sendo substituído por calcita e siderita. Notar a forte cimentação de calcita e siderita da rocha (nicóis X).

**Fotomicrografia C** – Lâmina VL-03/Am18. Oólitos de analcita geminado cercado por cimentação de bertierina limonitizada (nicóis X).

**Fotomicrografia D** – Lâmina VL-03/Am18. Oólitos de bertierina limonitizados parcialmente substituídos por analcita, calcita e siderita (nicóis X).

**Fotomicrografia E** – Lâmina VL-03/Am18. Pirita framboidal (seta branca) espalhada no meio da cimentação de calcita e siderita (nicóis //).

Estampa VIII





## **Estampa IX**

**Fotomicrografia A** – Lâmina PM-06/Am13. Oólitos de bertierina limonitizados e parcialmente substituídos por analcita cimentados por siderita e limonita (nicóis //).

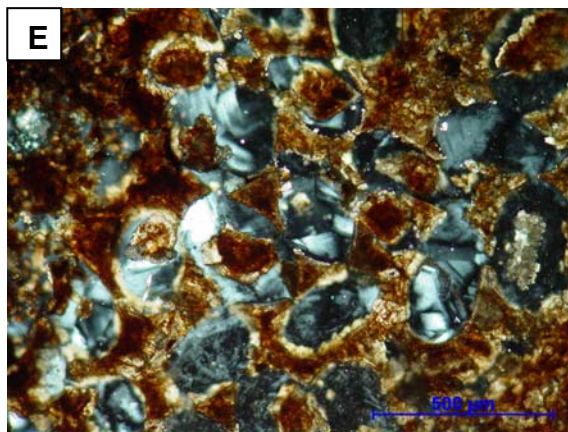
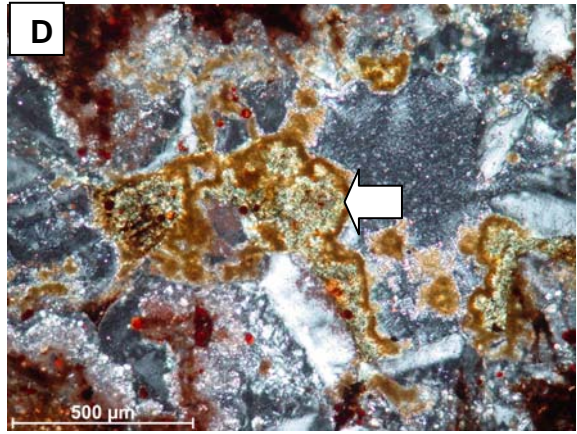
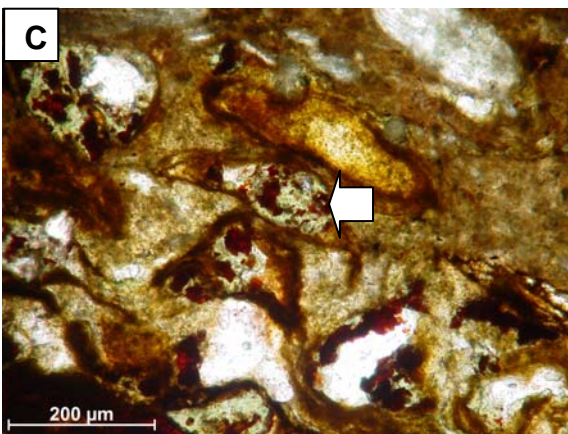
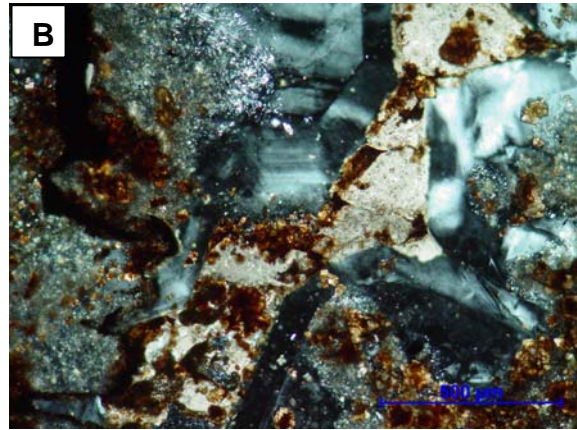
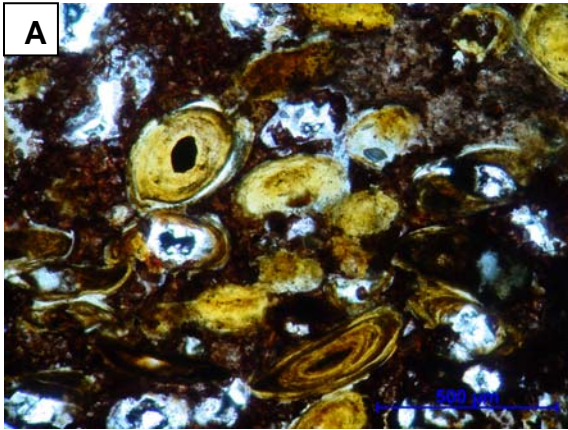
**Fotomicrografia B** – Lâmina VL-03/Am3. Cristais idiomórficos de analcita geminados, alterada para esmectita(?) e parcialmente substituídos por siderita. Cimentação de calcita entre os cristais (nicóis X).

**Fotomicrografia C** – Lâmina PM-06/am13. Oólitos de analcita alterados para clorita com as bordas de bertierina limonitizada (seta branca) (nicóis //).

**Fotomicrografia D** – Lâmina PM-06/am13. Cristal xenomórfico de analcita alterado para esmectita(?) com clorita em seu interior (seta branca) (nicóis X).

**Fotomicrografia E** – Lâmina VL-03/am3. Oólitos de analcita geminados parcialmente substituídos por siderita (nicóis X).

Estampa IX

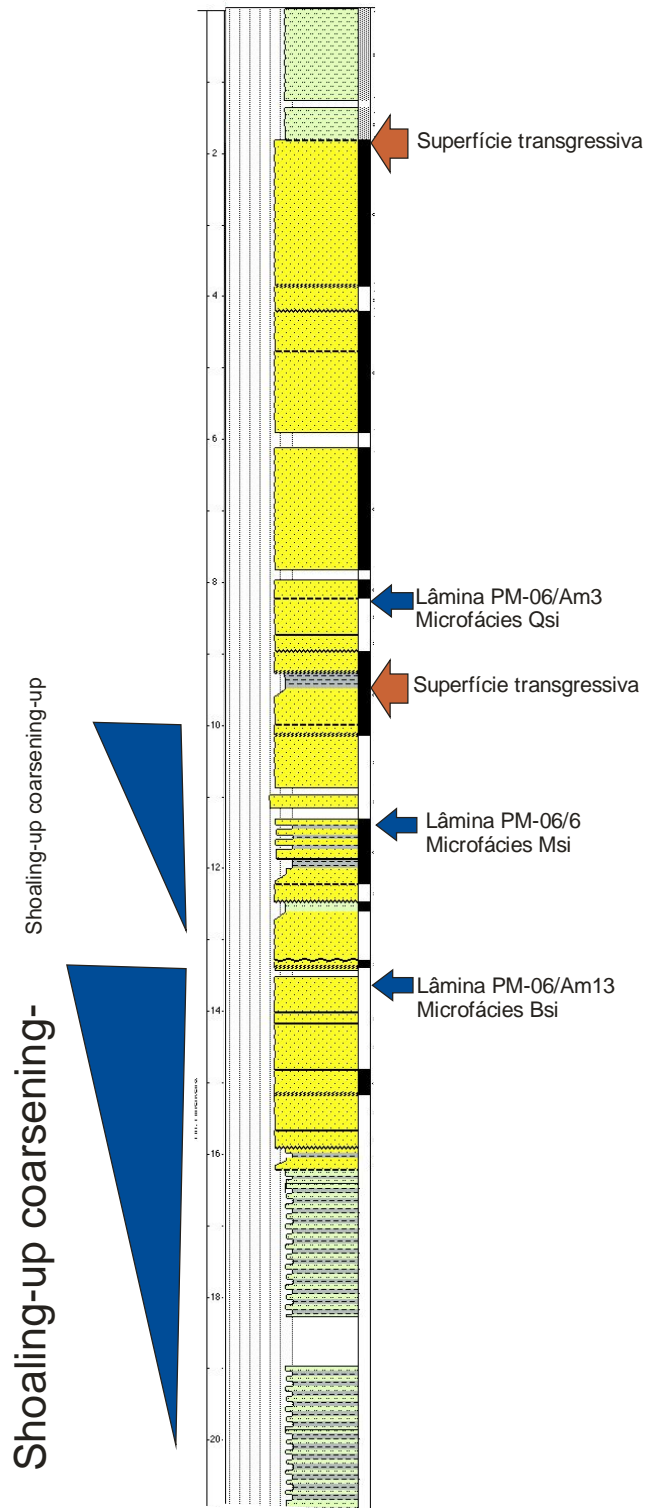


## **Apêndice B – Perfis estratigráficos dos poços**

## Figura 1

**Perfil PM-06** – Perfil litológico do poço PM-06 de Young (2006) com as localizações das lâminas (setas azuis) PM-06/Am3 (microfácies Qsi), PM-06/6 (microfácies Msi) e PM-06/Am13 (microfácies Bsi). As microfácies apresentam-se associadas a sequências regressivas de raseamento (shoaling-up) e engrossamento granulométrico (coarsening-up), seguidas por uma superfície transgressiva (setas laranjas).

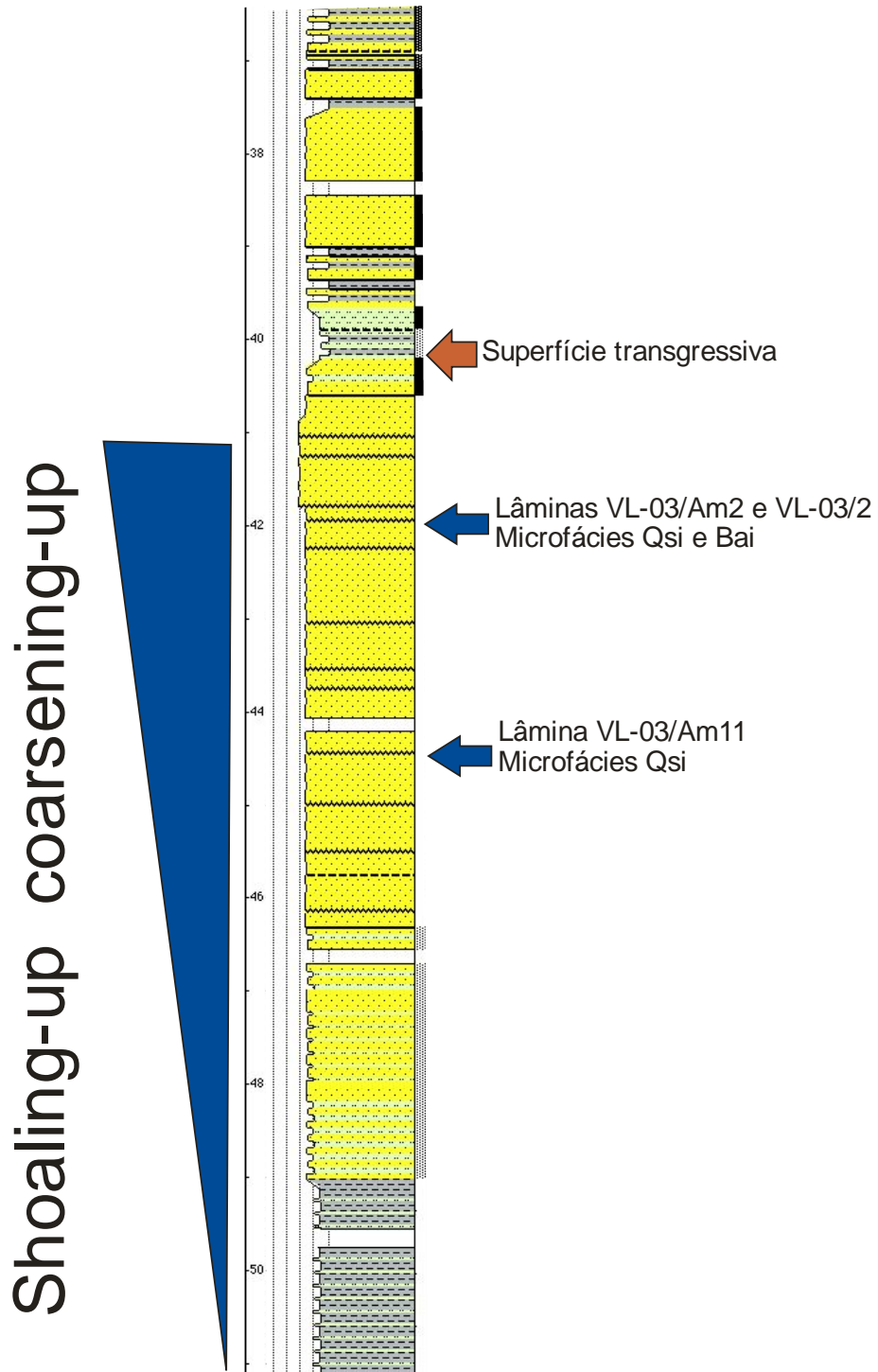
Figura 1 – PM-06



## **Figura 2**

**Perfil VL-03** – Perfil litológico do poço VL-03 de Young (2006), com as localizações das lâminas (setas azuis) VL-03/Am11, VL-03/Am2 e VL-03 (microfácies Qsi). As microfácies apresentam-se associadas a sequência regressiva de raseamento (shoaling-up) e engrossamento granulométrico (coarsening-up) seguida por superfície transgressiva (seta laranja).

Figura 2 – VL-03

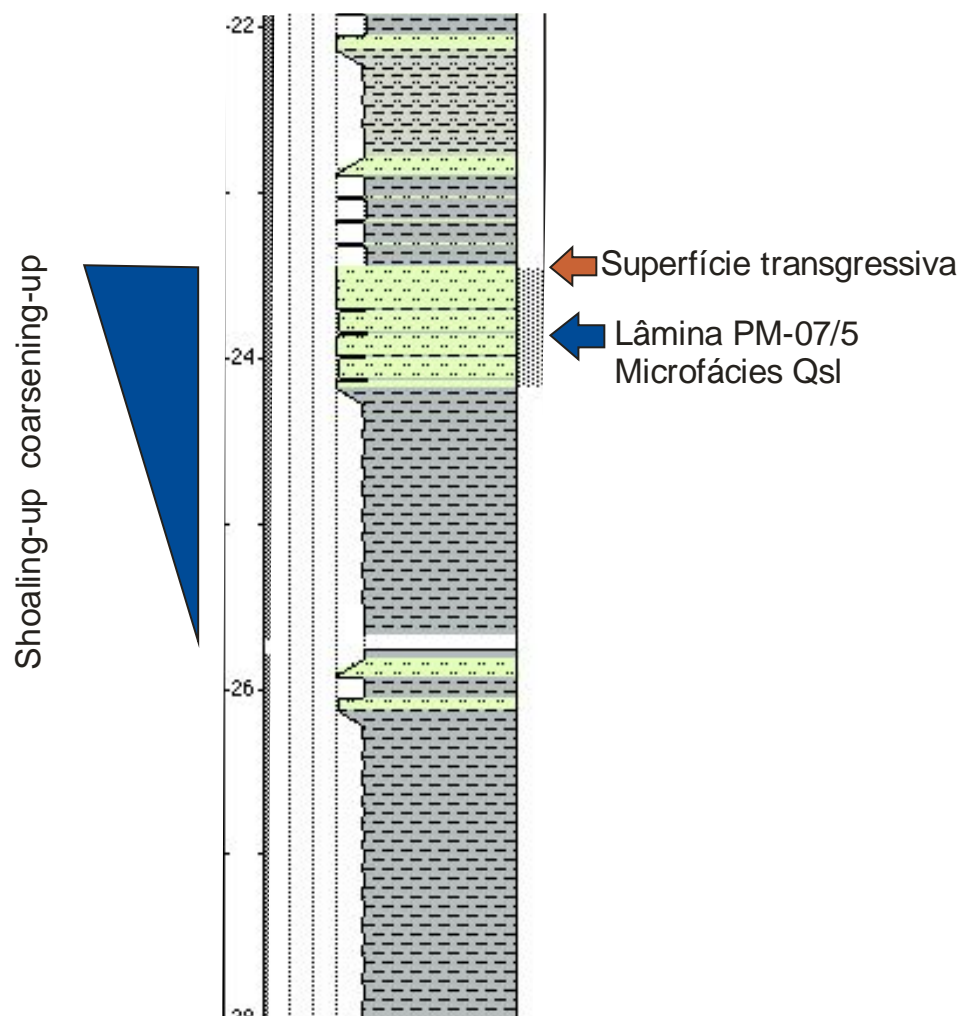


### **Figura 3**

**Perfil PM-07** – Perfil litológico do poço PM-07 de Young (2006), com a localização da lâmina PM-07/5 (seta azul), mostrando uma rápida sequência regressiva de raseamento (shoaling-up) e engrossamento granulométrico (coarsening-up) seguida de uma superfície transgressiva (seta laranja).



Figura 3 – PM-07



#### **Figura 4**

**Perfil PM-10** – Perfil litológico do poço PM-10 com a localização da lâmina PM-10/Am3 (seta azul), no topo da sequência regressiva de raseamento (shoaling-up) e engrossamento granulométrico (coarsening-up) seguida de uma superfície transgressiva (seta laranja).

Figura 4 – PM-10

