

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE – FURG
INSTITUTO DE OCEANOGRAFIA - IO
PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA, QUÍMICA
E GEOLÓGICA
LABORATÓRIO DE PALEOCEANOGRAFIA E PALINOLOGIA

MORFOTIPOS DO COCOLITOFORÍDEO
GEPHYROCAPSA COMO UM PROXY PARA
TEMPERATURA DE ÁGUAS MARINHAS
SUPERFICIAIS

TARINE SILVEIRA

ORIENTADORA: Prof^a Dra. Adriana Leonhardt

BANCA EXAMINADORA: Prof^a Dra. Paula Dentzien Dias
Prof^a Dra. María Alejandra Gómez Pivel
Prof^a Dra. Karen Adami Rodrigues

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para obtenção do Título de
Mestre em Oceanografia.

Rio Grande

Fevereiro de 2016

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha orientadora, Adriana Leonhardt, pela oportunidade, confiança e pelo contagiante entusiasmo pelos cocolitoforídeos, além do carinho, dedicação e paciência na construção da minha dissertação e no início da minha formação como pesquisadora. E por ensinamentos valiosos.

Aos colegas do Laboratório de Microfósseis Calcários (UFRGS), por me receberem sempre atenciosamente me auxiliando todas as vezes que eu necessitei utilizar o laboratório para as minhas análises. Em especial João Carlos Coimbra, por ser sempre atencioso e preocupado com o meu trabalho.

A professora Salete Figueiredo e a minha amiga Daniela Gundlach, pela grande ajuda na construção da dissertação.

A CAPES, pela concessão da bolsa que tornou possível a realização deste trabalho.

Ao meu amigo Tadeu Arejano, por ter me apresentado a Oceanografia e ter, em todos os momentos, me incentivado e apoiado.

A minha amiga Eliana Menezes, pelo apoio e carinho.

Aos meus pais Sandra Silveira e José Carlos Silveira, e ao meu marido Anderson Porto, pelo incentivo, amor e paciência durante todo o período de estudo.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	v
LISTA DE ESTAMPAS.....	vi
LISTA DE ABREVIATURAS.....	vii
RESUMO.....	viii
ABSTRACT.....	ix
1. Introdução.....	1
1.1. Morfologia dos cocólitos.....	1
1.2. Estrutura dos cocólitos.....	5
1.3. Morfologia do cocólito de <i>Gephyrocapsa</i>	6
2. Referencial teórico.....	10
2.1. Cocolitoforídeos.....	10
2.2. Paleoceanografia e micropaleontologia.....	12
3. Objetivos.....	14
4. Área de Estudo.....	15
4.1. Contexto geológico.....	15
4.2. Circulação atmosférica e oceânica.....	16
5. Materiais e métodos.....	21
5.1. Coleta de amostras.....	21
5.2. Microscópio Eletrônico de Varredura.....	23
5.3. Microscópio Óptico Petrográfico.....	25
5.4. Análise Estatística.....	27
5.5. Paleotemperaturas Médias.....	27
6. Resultados.....	28
6.1. Análise dos morfotipos.....	28
6.2. Cálculo da TSM.....	36
7. Discussão.....	38
8. Conclusões.....	40
9. Referencias Bibliográficas.....	41

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Representação de estruturas celulares de cocolitoforídeos	1
Figura 2. Imagens obtidas através do Microscópio Eletrônico de Varredura	2
Figura 3. Imagem de cocólitos de <i>Gephyrocapsa</i> ao MO e ao MEV	5
Figura 4. Orientação do cocólito, partes base e a forma de perfil	7
Figura 5. Medidas realizadas por Bollmann (1997)	8
Figura 6. Componentes ultra-estruturais, elementos de formas, elementos de modificações, aberturas e curvatura	9
Figura 7. Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas e área continental adjacente.....	16
Figura 8. Representação esquemática da circulação superficial do Atlântico Sul	20
Figura 9. Localização dos quatro testemunhos utilizados nas análises	22
Figura 10. Principais Passos da Preparação das Lâminas	23
Figura 11. Representação da Medição de Cocolitoforídeo Segundo Bollmann (1997) ao MEV.....	24
Figura 12. Representação da Medição de Cocolitoforídeo ao MO _{CONVENCIONAL}	26
Figura 13. Representação da Medição de Cocolitoforídeo ao MO _{ALTERNATIVO}	26
Figura 14. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> equatorial em amostras analisadas ao MEV e ao MO.....	28
Figura 15. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Oligotrophic em amostras analisadas ao MEV e ao MO	29
Figura 16. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Transitional em amostras analisadas ao MEV e ao MO.....	30
Figura 17. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Cold em amostras analisadas ao MEV e ao MO	31
Figura 18. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Larger em amostras analisadas ao MEV e ao MO	32
Figura 19. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Minute em amostras analisadas ao MEV e ao MO	33
Figura 20. Porcentagens de <i>Gephyrocapsa</i> Indedinida em amostras analisadas ao MEV e ao MO.....	34
Figura 21. Relação entre número de cocólitos por morfotipo, em cada testemunho, encontrados ao MO (medida convencional) e ao MEV	35
Figura 22. Relação entre número de cocólitos por morfotipo, em cada testemunho, encontrados ao MO (medida alternativa) e ao MEV	36

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Características dos morfotipos de <i>Gephyrocapsa</i> propostos por Bollmann (1997)	3
Tabela 2. Dados dos quatro testemunhos utilizados no estudo	21
Tabela 3: Valores calculados de TSM baseados nas proporções de morfotipos de <i>Gephyrocapsa</i> (conforme Bollmann & Henderiks, 2002), em amostras analisadas ao MO e ao MEV	37

LISTA DE ESTAMPAS

ESTAMPA I A <i>Gephyrocapsa</i> Equatorial (MEV).....	48
ESTAMPA I B <i>Gephyrocapsa</i> Equatorial (MO)	49
ESTAMPA II A <i>Gephyrocapsa</i> Oligotrophic (MEV)	50
ESTAMPA II B <i>Gephyrocapsa</i> Oligotrophic (MO).....	51
ESTAMPA III A <i>Gephyrocapsa</i> Transitional (MEV).....	52
ESTAMPA III B <i>Gephyrocapsa</i> Transitional (MO)	53
ESTAMPA IV A <i>Gephyrocapsa</i> Cold (MEV).....	54
ESTAMPA IV B <i>Gephyrocapsa</i> Cold (MO)	55
ESTAMPA V A <i>Gephyrocapsa</i> Larger (MEV)	56
ESTAMPA V B <i>Gephyrocapsa</i> Larger (MO).....	57
ESTAMPA VI A <i>Gephyrocapsa</i> Minute (MEV).....	58
ESTAMPA VI B <i>Gephyrocapsa</i> Minute (MO).....	59
ESTAMPA VII <i>Gephyrocapsa</i> Indefinida (MO).....	60

LISTA DE ABREVIATURAS

- (MO) MICROSCÓPIO ÓPTICO PETROGÁFICO
(MEV) MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA
(ZCAS) ZONA DE CONVERGÊNCIA SUBTROPICAL
(ZCIT) ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL
(HS) HEMISFÉRIO SUL
(HN) HEMISFÉRIO NORTE
(ASAS) ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL
(CB) CORRENTE DO BRASIL

RESUMO

Cocolitoforídeos são algas protistas, que vivem na zona fótica dos oceanos, em diferentes salinidades e temperaturas, sendo cosmopolitas. São também uns dos principais microfósseis utilizados em trabalhos paleoceanográficos. Conhecer os morfotipos de suas espécies é importante, pois são indicadores de condições ambientais específicas. Para o gênero *Gephyrocapsa*, por exemplo, são reconhecidos seis morfotipos, relacionados principalmente com a temperatura das águas superficiais. No entanto, a aplicabilidade dos morfotipos de *Gephyrocapsa* para a reconstituição deste parâmetro em trabalhos paleoceanográficos está comprometida pelo fato de que as descrições e fotografias destes são feitas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). No Brasil (e em muitos países) a análise quantitativa da assembleia fóssil é feita ao microscópio óptico (MO) petrográfico, gerando imagens muito distintas das observadas ao MEV. Assim, estabelecer uma correspondência entre as imagens dos cocólitos geradas pelas diferentes microscopias é o objetivo deste trabalho. Foram utilizados sedimentos holocênicos de quatro testemunhos da porção *offshore* da Bacia de Pelotas. As amostras foram preparadas por dissolução e pipetagem, e secas sobre lâminas em placa aquecedora. Em cada amostra, 60 cocólitos foram medidos (a medição inclui a medida de maior comprimento do cocólito e o ângulo de inclinação da barra central), fotografados e classificados em morfotipos. Ao MO, foram utilizadas duas formas de medição, visando adequar a metodologia às imagens obtidas nessa microscopia. As proporções de morfotipos encontradas ao MEV e ao MO foram correlacionadas a partir da estatística soma de quadrados. As correlações encontradas foram consideradas baixas. Infelizmente não parece possível reconhecer com segurança os morfotipos de *Gephyrocapsa* ao MO, em função da diferença de imagem obtida nos dois tipos de microscopia. O MEV apresenta imagens claras dos cocólitos, possibilitando uma perfeita medição de comprimento e ângulo. No MO, as imagens correspondem à refração da luz nos cristais dos cocólitos, dificultando as medições, principalmente do ângulo. Ao analisar as paleotemperaturas calculadas a partir das proporções de morfotipos encontradas ao MEV e ao MO, discrepâncias muito grandes foram encontradas nos resultados, demonstrando a inviabilidade de utilizar este *proxy* em trabalhos realizados ao MO.

Palavras-chave: *Gephyrocapsa*, *Proxy*, Microscópio Óptico, Microscópio Eletrônico.

ABSTRACT

Coccolithophores are algal protists that live in the photic zone of the oceans in varying salinities and temperatures. They are also some of the most commonly used microfossils in paleoceanography. Understanding different morphotypes in different species is important, as they are indicative of specific environmental conditions. The genus *Gephyrocapsa*, for example, has six morphotypes, which can be related to sea surface temperature. However, the application of *Gephyrocapsa* morphotypes in the reconstruction of sea surface temperature in paleoceanographic studies is compromised by the fact that their descriptions and photographs are done in Scanning Electron Microscope (SEM). In Brazil and many other countries, a quantitative analysis of a fossil assembly is done in an optic microscope (OM), generating images distinctly different from those observed in an SEM. The objective of this study is to establish a relationship between the images of coccoliths in both microscopes. Holocene sediments were used in 4 sediment records from the Pelotas Basin. The samples were prepared through dilution and pipetting, and dried on a heated plate. For each sample 60 coccoliths were measured (measurements included the coccolith's maximum length and the angle of the central bar), photographed, and classified by morphotype. In the optic microscope, two measurement methods were used to see which would be most applicable to the methodology. The morphotype proportions in the SEM and the OM were correlated using statistical data analysis the total sum of squares (TSS). The correlations found were low. Unfortunately it seemed impossible to recognize the morphotypes of *Gephyrocapsa* in the OM, as the images obtained in the two types of microscopes were too different. The SEM presented clear images of coccoliths, making measurements of length and angle perfectly possible. In the analysis of calculated paleotemperatures as a function of the proportion of morphotypes found in the SEM and OM, very large discrepancies were found, demonstrating that the use of this proxy in studies using an optic microscope are not viable.

Keywords: *Gephyrocapsa*, Proxy, Optic Microscope, Electron Microscope

1. Introdução

1.1 Morfologia dos cocólitos

Os cocolitoforídeos são algas protistas pertencentes ao filo Haptophyta, que vivem na zona fótica dos oceanos, em ambientes oligotróficos, em diferentes salinidades e temperaturas, sendo cosmopolitas. Os cocolitoforídeos fazem parte da classe Prymnesiophyceae, que engloba várias ordens (Billard & Inouye, 2004). Sua característica determinante é a calcificação da cobertura celular (Figura 1). Esta estrutura formada de carbonato de cálcio apresenta uma forma de discos diminutos, os quais são denominados de cocólitos (Margulis & Schwartz, 2001). Estes, ao se sedimentarem no fundo oceânico, podem ficar preservados ao longo do tempo geológico. Um conjunto de cocólitos ao redor de uma célula compõe a cocosfera (Figura 2). Os cocolitoforídeos são um dos grupos de microfósseis mais utilizado em paleoceanografia.

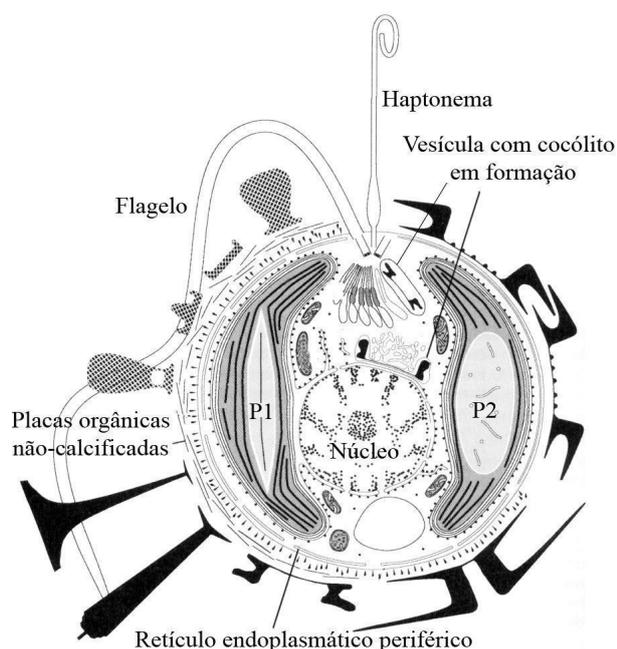


Figura 1 Representação de estruturas celulares de cocolitoforídeos. Padrões morfológicos vistos em várias espécies estão combinados na figura. Vários tipos de cocólitos estão representados como silhuetas. Heterococólitos estão representados em

negro e holocóclitos em padrão pontilhado. Dois tipos de vesículas com cocólitos em formação encontradas em *Pleurochrysis* (acima) e *Emiliana* (abaixo) estão ilustradas. P1 corresponde ao pirenóide (atua como reserva de produtos da fotossíntese) típico de muitas espécies e P2 ao pirenóide de *Emiliana* e *Gephyrocapsa* (modificado de Billard & Inouye, 2004).

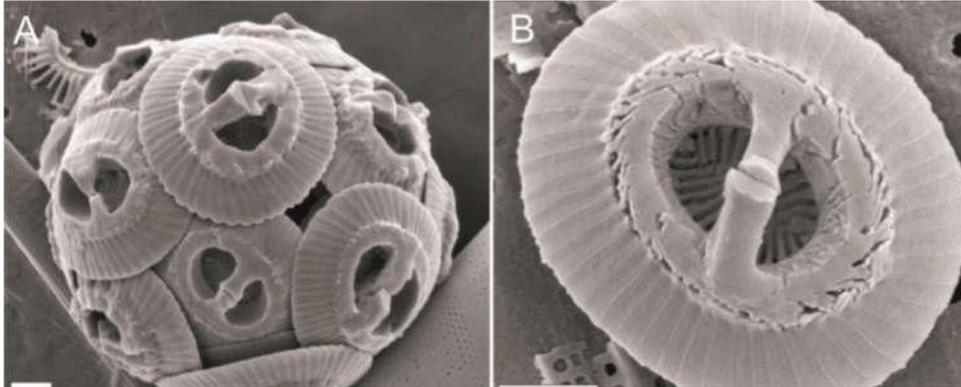


Figura 2. Imagens obtidas através do Microscópio Eletrônico de Varredura. A) Cocosfera de *Gephyrocapsa oceanica*. B) Cocólito de *Gephyrocapsa oceanica*. (1 μ m). Imagens obtidas no site da Associação Internacional de Nanoplâncton: <http://ina.tmsoc.org>.

A morfologia dos cocólitos é o critério mais comum utilizado para diferenciar as espécies. No caso de estudos paleoambientais, é o único. Contudo, mudanças na morfologia ao longo do tempo nem sempre são indicativos de especiação. A morfologia de organismos ou de suas partes também pode se modificar em resposta direta às condições ambientais do meio. Existem variações fenotípicas de uma única espécie ao longo de gradientes ambientais. Conhecer os morfotipos é importante, pois são indicadores de condições ambientais específicas; dentre os coccolitoforídeos são bem conhecidos os caso de *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi*, *Calcidiscus leptoporus* e *Coccolithus pelagicus* (Leonhardt *et. al.*, 2011). Esta dissertação estuda os morfotipos de *Gephyrocapsa* spp.

Os cocólitos do gênero *Gephyrocapsa* são circulares ou subcirculares, portando uma abertura central transpassada por uma barra ou crista situada no escudo distal. A barra é formada por duas placas encontrando-se na região central (Perch-Nielsen, 1985; Bollmann, 1997) (Figura 3).

As espécies de *Gephyrocapsa* estão presentes em todos os oceanos do mundo e comumente são dominantes tanto em populações vivas de cocolitoforídeos quanto em assembléias fósseis (Geitzenauer *et al.*, 1977). *Gephyrocapsa* foi globalmente dominante durante alguns intervalos do Pleistoceno e deve ter sido um componente importante no ciclo global do carbono (porque precipitam e calcificam os cristais de calcita para formar as cocosferas), análogo à importância atual da espécie *Emiliana huxleyi*. O gênero *Gephyrocapsa* costuma ser bastante abundante em sedimentos quaternários, e vários estudos já foram realizados sobre as mudanças morfológicas ocorridas em seus cocólitos ao longo de gradientes ambientais (Bollmann, 1997).

Bollmann (1997) analisou amostras de sedimentos holocênicos globalmente distribuídas e encontrou uma correlação significativa entre os parâmetros morfológicos medidos nos cocólitos de *Gephyrocapsa* (diâmetro e inclinação da barra central) e os gradientes ambientais. As análises estatísticas revelaram seis associações morfológicas distintas, caracterizando ambientes equatoriais a temperados, de produtividade baixa a alta (Tabela 1).

Tabela 1. Características dos morfotipos de *Gephyrocapsa* propostos por Bollmann (1997).

Morfotipo	Comprimento do cocólito (μm)	Ângulo da barra central	Temperatura	Observações
<i>Gephyrocapsa</i> equatorial	3,1 - 3,9	> 56°	25 - 29,5°C	Ocorre em regiões equatoriais.
<i>Gephyrocapsa</i> oligotrophic	> 3,1	27 - 56°	22 - 25°C	Encontrada apenas em regiões oligotróficas subtropicais.
<i>Gephyrocapsa</i> transitional	2,4 - 3,1	27 - 56°	27 - 56°	-

<i>Gephyrocapsa</i> cold	> 2,4	< 27°	< 21°C	Ocorre em regiões moderadamente produtivas.
<i>Gephyrocapsa</i> large	> 3,9	> 56°	-	Dominante em regiões de ressurgência costeira, em ambientes temperados de alta produtividade.
<i>Gephyrocapsa</i> minute	< 2,4	20 - 50°	-	Sem preferências ambientais claras. Mais frequente em regiões neríticas tropicais a subtropicais.

Evidências a partir de amostras holocênicas dos oceanos Atlântico, Índico e Pacífico sugerem que a temperatura da água superficial de uma localidade pode ser calculada através da abundância relativa dos morfotipos de *Gephyrocapsa*, em amostras de sedimento superficial, com um erro padrão comparável ao de estimativas de temperaturas derivadas de função de transferência baseadas em foraminíferos planctônicos (Bollmann & Henderiks, 2002). Este novo *proxy* possibilita a reconstrução de paleotemperaturas a partir de quantidades muito pequenas de sedimentos, permitindo estudos com maior resolução temporal.

A aplicabilidade dos morfotipos de *Gephyrocapsa* está comprometida pelo fato de que as descrições e fotografias destes são feitas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). No Brasil (e em muitos países) a análise quantitativa da assembleia fóssil é feita ao microscópio óptico (MO) petrográfico, gerando imagens muito distintas das observadas ao MEV. Assim, uma correspondência entre as imagens geradas pelas diferentes microscopias é necessária para difundir o uso destes morfotipos em paleoceanografia.



Figura 3. Imagem de cocólitos de *Gephyrocapsa* ao MO (esquerda) e ao MEV (direita).

1.2 Estrutura dos cocólitos

Cada espécie de cocolitoforídeo tem uma distinta forma de precipitar e calcificar os cristais de calcita, de tal maneira que diferentes cocosferas apresentam cocólitos de diferentes formas e tamanhos (Hidalgo, 2004).

No que se refere ao arranjo cristalino, os cocólitos são divididos em dois grandes grupos: os heterococólitos e os holococólitos. Os primeiros relacionam-se àqueles cocólitos formados por unidades de cristais de forma e tamanho variados; os segundos são formados por cristais muito pequenos ($< 0,1 \mu\text{m}$), todos com forma e tamanho semelhantes (Antunes, 2007). Os heterococólitos são formados por um processo de crescimento que começa com a nucleação de um anel simples de cristais de calcita, o protococólito, orientado numa escala de base de placa orgânica, seguindo um crescimento regulado destes cristais (Young *et. al.*, 2004). Segundo Sáez (1998), em muitos gêneros de cocolitoforídeos a orientação óptica dos cocólitos não produz birrefringência quando observados com nicóis cruzados. O microscópio petrográfico, MO, possui dois filtros polarizados (nicóis), um situado abaixo da platina (chamado polarizador) e outro localizado acima desta (o analisador); portanto, os cocólitos parecem ser menores do que o tamanho normal.

Apesar da enorme variedade morfológica de cocólitos e da variabilidade aparente dos sistemas calcificados, existem algumas características comuns que podem ser discernidas. Cocólitos de ambos *Emiliania huxleyi* e *Crocospaera*, por exemplo,

são formadas em vesículas intracelulares, em estreita proximidade com o núcleo. A membrana da vesícula desempenha um papel importante na regulação da mineralização por controle das concentrações de pH e de íons intracelulares. Os cocólitos estão associados com polissacarídeos ácidos solúveis, moléculas de notável complexidade, que cumprem um papel importante na regulação da cristalização do CaCO_3 (Steinmetz, 1994).

O cocólito de *Gephyrocapsa* apresenta uma morfologia específica, o que distingue esse gênero dos outros.

1.3 Morfologia do cocólito de *Gephyrocapsa*

Young *et al.* (2004) relata que os cocólitos de *Gephyrocapsa* spp. são semelhantes em estrutura aos de *Emiliana huxleyi*. Todos os cocólitos da família Noelaerhabdaceae têm estrutura essencialmente similar, apresentando: 1. Um Escudo Distal (dirigido para a superfície exterior do cocolitoforídeo/célula). 2. Um Escudo Proximal (dirigido para o centro do cocolitoforídeo/célula), geralmente assumido como sendo o lado côncavo, mas não pode ser sempre determinado, nas duas microscopias. 3. Uma Área Central (parte interna do cocólito, delimitada pela orla), geralmente caracterizado por elementos menos cíclicos do que o aro (discreta zona periférica, em luz polarizada cruzada, dos principais blocos) e pelo crescimento do elemento para dentro; pode ser totalmente fechado, ou incluir uma abertura central. 4. Um Aro (parte exterior do cocólito), normalmente caracterizado por ciclos regulares, algumas estruturas verticalmente dirigidas e crescimento do elemento exterior. Alguns cocólitos diferem apenas em pequenos detalhes como a presença de cortes entre elementos (Elemento: aparentemente componente discreto de um cocólito. Este é um termo observacional; vários elementos podem unir-se para formar uma unidade de cristal) e o desenvolvimento de estruturas adicionais da área central (Young *et al.*, 1997) (Figura 4).

Ao MO podemos visualizar cocólitos circulares ou elípticos, onde o escudo distal, geralmente maior do que o escudo proximal, é formado por elementos radiais. Na maioria dos gêneros, o eixo cristalográfico “C” desses elementos encontra-se perpendicular ao plano que contém platina giratória do MO (Antunes, 2007).

O gênero *Gephyrocapsa* apresenta características distintas, tais como a conjunto (estrutura que liga a barra entre as duas partes do escudo), formada a partir de unidades de cristal da estrutura de aro, e a ponte ou barra elevada abrangendo a área central (Young *et al.*, 1997).

Segundo Bendif *et al.* (2015), há estudos mostrando que *Emiliana* evoluiu a partir de *Gephyrocapsa*, pois a primeira aparição de *E. huxleyi* no registro fóssil é relativamente recente, enquanto o registro fóssil de *Gephyrocapsa* é encontrado no Plioceno, há cerca de 3,5 Ma.

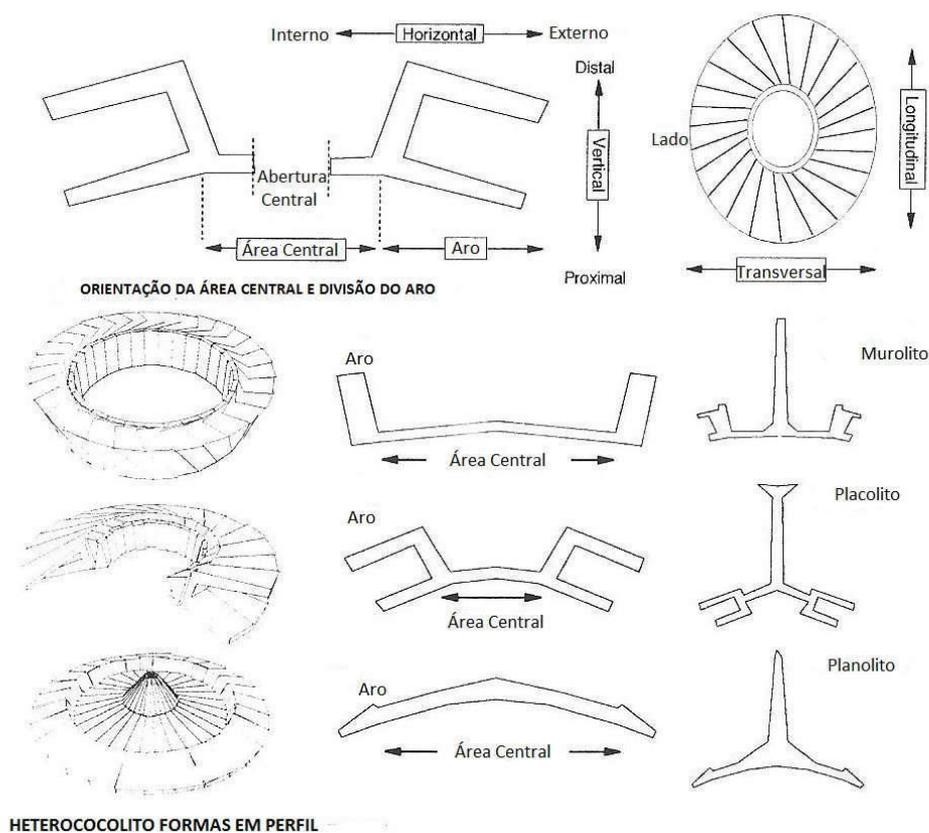


Figura 4: Orientação do cocolito, partes base e a forma de perfil (Young *et al.*, 1997).

O gênero *Gephyrocapsa* apresenta os cocólitos com um formato bem característico, os mesmos variam de circulares a subcirculares e a abertura central é transpassada por uma barra ou ponte (Figura 5). A barra é formada por duas placas que saem de lados opostos da parte interna do cocólito, encontrando-se na região central. Por vezes, observa-se um pequeno deslocamento de uma placa em relação à outra, na região onde se encontram. O escudo proximal é composto por elementos com

orientação cristalográfica diversa. Assim, quando observados ao MO com os nicóis cruzados, o escudo proximal apresenta birrefringência e o escudo distal mostra-se extinto ou quase extinto. Por outro lado, há ainda exemplares que apresentam birrefringência muito baixa nos dois escudos (Antunes, 2007).

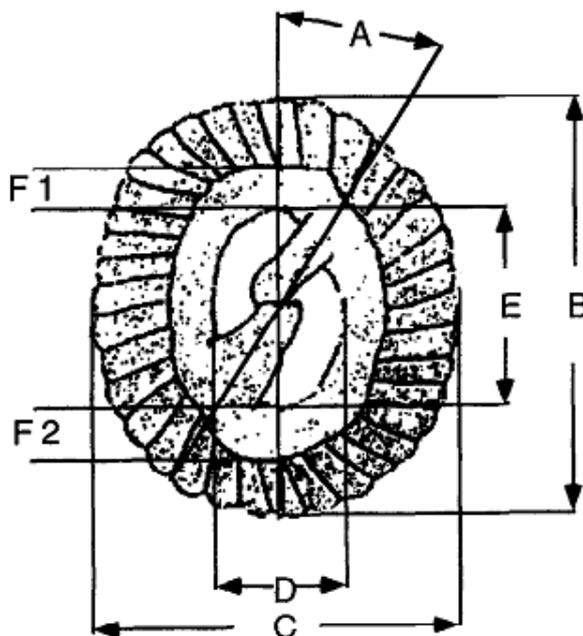


Figura 5: Medidas realizadas por Bollmann (1997), representando as principais partes do cocólito, onde: A = ângulo da barra medido a partir do eixo longo da zona central; B = comprimento; C = largura; D + E = largura e comprimento da zona central; F1 + F2 = espessura mínima e máxima da gola central.

Analisando a orientação cristalográfica, pode-se notar uma orientação da calcita no eixo-C (proto-anel do cocólito formado por cristais de calcita) a qual pode ser resumida usando os seguintes termos (Figura 6): unidade-V - unidade de cristal com orientação sub-vertical do eixo-C; unidade-R - unidade de cristal com orientação sub-radial do eixo-C, em relação ao seu ponto de origem (nucleação) no anel proto-cocólito.

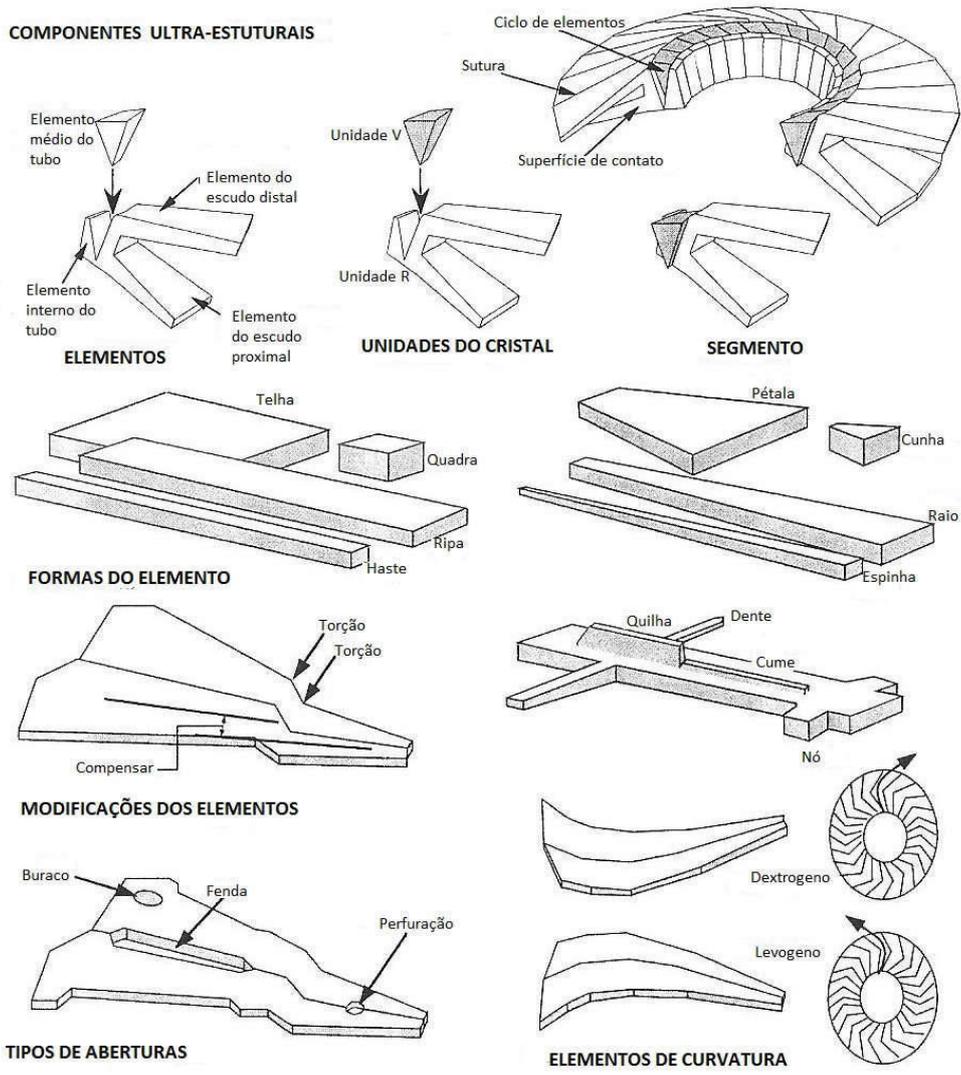


Figura 6: Componentes ultra-estruturais, elementos de formas, elementos de modificações, aberturas e curvatura (Young *et al.*, 1997).

2 Referencial Teórico

2.1 Cocolitoforídeos

A principal característica do filo Haptophyta é a presença do haptonema, uma organela multifuncional semelhante a um flagelo, que adere ao substrato e pode servir na captura de alimentos. Em cocolitoforídeos, o haptonema parece ser menos funcional, podendo servir como detector de obstáculos. Em muitas espécies ele é apenas vestigial (ex.: *Gephyrocapsa* spp., *Emiliana huxleyi*). O filo Haptophyta é subdividido em duas classes, Prymnesiophyceae e Pavlovophyceae (Billard & Inouye, 2004).

Um termo bastante utilizado é “nanofóssil calcário”, que refere-se ao grupo de microfósseis com tamanho menor que 63 µm e carapaça calcária (englobando cocolitoforídeos e outros seres e fragmentos igualmente pequenos e calcificados, como alguns dinoflagelados, espículas de ascídia e organismos *incertae sedis*). Por apresentarem pequenas dimensões, os nanofósseis calcários são estudados com o auxílio do microscópio óptico com luz polarizada (MO) ou do microscópio eletrônico de varredura (MEV) (Antunes, 2007).

Segundo Rost & Riebesell (2004), a calcificação pode ser interpretada como uma estratégia adaptativa, por ser um processo dependente de luz. Quando as células estão na base da zona fótica, a calcificação é interrompida pela falta de luminosidade. A perda natural de cocólitos sem reposição faz com que a célula torne-se menos densa, possibilitando sua subida na coluna d’água, evitando a morte do indivíduo pela saída da zona fótica em direção a águas mais profundas.

Uma hipótese interessante é a de que a calcificação pode ser conveniente bioquimicamente, por reduzir o custo energético da fotossíntese. A maioria das algas desenvolveu alguns mecanismos para aumentar a concentração de CO₂ no local da carboxilação no interior da célula, já que este é pouco concentrado na água do mar. Por causa destes mecanismos, a maioria delas tem alta afinidade com carbono inorgânico e chegam à saturação fotossintética de carbono abaixo dos níveis de CO₂ de seu ambiente (Young, 1994; Rost & Riebesell, 2004). Ter muitos cocólitos pode ser uma estratégia para espécies não móveis, já que estes aumentam a densidade celular, fazendo com que o indivíduo afunde na coluna d’água, o que pode propiciar uma maior coleta de nutrientes em águas mais profundas (Young, 1994).

Os cocolitoforídeos estão entre os mais importantes organismos pelágicos com paredes calcificadas. Eles são significativos componentes dos ciclos biogeoquímicos da Terra devido a sua grande abundância, rápidas taxas de crescimento populacional e sua capacidade de realizar fotossíntese e calcificação. Cocólitos são os principais contribuintes para depósitos de carbonato nos giros oligotróficos do Atlântico Sul (Baumann *et. al.*, 2004).

Os cocolitoforídeos se reproduzem assexuadamente, por fissão binária, e também sexuadamente, com alternância de gerações haplóides e diplóides. As altas taxas de crescimento populacional devem-se à reprodução assexuada. Essas taxas são menores do que as de diatomáceas e maiores que as de cianobactérias e dinoflagelados. Dentro do grupo dos cocolitoforídeos, as espécies típicas de ambientes costeiros e eutróficos têm maior taxa de reprodução do que as de águas oligotróficas e tropicais (Brand, 1994).

A distribuição global dos cocolitoforídeos como um grupo filogenético mudou substancialmente ao longo do tempo geológico. No Cretáceo, os cocolitoforídeos foram bastante cosmopolitas e diversificados. Eles foram muito abundantes em águas costeiras e oceânicas e em águas polares e equatoriais. A grande maioria das espécies na comunidade de cocolitoforídeos tornou-se extinta no final do Cretáceo. As diatomáceas, um grupo de fitoplâncton que tinha sido bastante escasso no Mesozóico foram pouco afetadas pelo o evento de extinção Cretáceo terminal e assumiram grande parte do habitat anteriormente ocupado pelo cocolitoforídeos. As distribuições biogeográficas de espécies individuais também se alteram substancialmente através do tempo geológico, em alguns casos, em resposta à temperatura e outros fatores ambientais correlacionados com a temperatura e as massas d'água associadas (Brand, 1994).

O registro fóssil de cocolitoforídeos constitui uma ótima ferramenta em estudos paleoceanográficos. O pequeno tamanho dos cocólitos possibilita a recuperação de muito material em pouca quantidade de sedimento, e a resposta das espécies às mudanças climáticas e oceanográficas permite as reconstituições paleoambientais (Leonhardt *et al.*, 2011). O nível de abundância dos cocolitoforídeos é um excelente indicador de produtividade primária, havendo, ainda, outras potencialidades para a paleoceanografia e paleoclimatologia, devido ao papel que desempenharam na regulação climática durante o Cenozóico (Bergue e Coimbra, 2008).

Os biomarcadores orgânicos de cocolitoforídeos têm sido muito mais amplamente utilizados em estudos paleoceanográficos do que estudos geoquímicos nos

mesmos. A medição de isótopos, por exemplo, é comumente realizada em testas de foraminíferos, raramente em cocólitos. As alquenonas, biomarcadores orgânicos produzidos por um pequeno grupo de cocolitoforídeos, podem ser facilmente isoladas a partir de sedimentos por extrações cromatográficas; a partir do estudo das alquenonas pode-se identificar a paleotemperatura do ambiente das águas marinhas superficiais. O registro inorgânico (os cocólitos) é especialmente durável e se estende até a evolução dos cocolitoforídeos no início do Mesozóico (Stoll e Ziveri 2004).

2.2 Paleoceanografia e Micropaleontologia

A paleoceanografia busca reconstituir as interações passadas entre oceano e atmosfera, a fim de elucidar padrões de mudanças climáticas da Terra e, assim, auxiliar nas suas previsões. O desenvolvimento da paleoceanografia resultou da evolução conceitual e tecnológica de vários ramos do conhecimento, dentre os quais o advento do paradigma da tectônica de placas que permitiu novas interpretações paleogeográficas. Da mesma forma, os avanços tecnológicos que possibilitaram a recuperação de sedimentos em águas profundas e a realização de análises químicas cada vez mais precisas de fósseis e sedimentos, foram responsáveis por reconstruções paleoceanográficas detalhadas (Zerfass *et al.*, 2011).

O progresso da paleoceanografia depende da avaliação e medição de vários marcadores de sedimentos ou de gravadores biológicos e biogeoquímicos das condições ambientais (Hillaire - Marcel e de Vernal, 2007). Em estudos paleoceanográficos, o ^{14}C apresenta um papel único. Uma vez que qualquer material de até 50 mil anos de idade que contenha carbono tem o potencial para ser datado, o método é aplicado a materiais e situações ao longo dos oceanos globais, incluindo todos os organismos e carbonatos inorgânicos de ocorrência ampla (Hughen, 2007).

No Brasil, vários estudos paleoceanográficos vêm sendo realizados com o auxílio da micropaleontologia (ciência que estuda fósseis diminutos com o auxílio de instrumentos de magnificação). Estes estudos são de grande importância para o entendimento das mudanças climáticas.

D'Agostino (2002), por exemplo, identificou associações de foraminíferos e suas sucessões ao longo do Neoquaternário, entre a plataforma continental externa e o talude superior da margem continental sudoeste brasileira ao largo da Ilha Grande, RJ. Aliados

às análises micropaleontológicas, foram analisados dados abióticos, como granulometria, conteúdo de CaCO₃, razões isotópicas, datações radiométricas e análises geoquímicas (C, N e S), a fim de determinar o comportamento paleoceanográfico após o Último Máximo Glacial. Já Maciel (2012) identificou as associações de nanofósseis calcários na sucessão Pleistoceno superior-Holoceno, proveniente da bacia de Campos. Além disso, o autor reconheceu as mudanças paleoambientais e paleoclimáticas com base nas associações nanofossilíferas. Pivel *et al.* (2013) apresentaram reconstruções paleoceanográficas, de paleotemperatura e paleosalinidade, do sudoeste do Atlântico Sul com base em análises faunísticas e isotópicas de foraminíferos planctônicos para os últimos 13 mil anos.

Além de estudos de paleosalinidade e paleotemperatura, há alguns trabalhos utilizando os microfósseis para determinar a paleoprodutividade dos ambientes. Ferrarese (2009) estimou as variações na produtividade das águas superficiais da porção oeste do Oceano Atlântico Sul ao longo dos últimos 15 mil anos através de cocolitoforídeos. Leonhardt *et al.* (2013) utilizaram em seu trabalho assembleias fósseis de cocolitoforídeos, isótopos estáveis de oxigênio e datações radiocarbônicas como *proxies*, a fim de encontrar a relação entre a produtividade e a ciclicidade climática na Bacia de Campos. Ambrosi (2014) analisou a variação da produtividade das camadas oceânicas superficiais ao longo do tempo através de cocolitoforídeos, buscando identificar a influência terrígena por meio da presença de palinórfos continentais.

Outros estudos importantes são realizados utilizando os microfósseis, ajudando a entender o clima passado e a influência do oceano sobre o continente. Macedo *et al.* (2007) buscaram ampliar os estudos paleopalinológicos na região da Planície Costeira, com dados obtidos de um furo de sondagem em Passinhos, município de Osório, e assim, contribuir para o acompanhamento das mudanças ambientais e climáticas aí ocorridas ao longo do Holoceno. Os dados sugerem um aumento gradativo da temperatura e de ventos mais úmidos, resultantes da maior influência oceânica, e acompanham dados anteriores que demonstravam a melhora do clima após o final do Último Máximo Glacial.

3. Objetivos

O objetivo geral desta pesquisa é melhorar a aplicabilidade dos cocolitoforídeos como um *proxy* em paleoceanografia do Quaternário.

O objetivo específico deste estudo é apontar a viabilidade de reconhecer os morfotipos de *Gephyrocapsa* em pesquisas realizadas ao MO, difundindo seu uso em reconstituições da temperatura de águas superficiais.

4. Área de Estudo

4.1 Contexto geológico

As amostras estudadas foram retiradas de testemunhos sedimentares coletados no talude da Bacia de Pelotas.

A Bacia de Pelotas tem uma área de 210 mil km² até a isóbata de 2000 m e está compreendida entre 28° e 34° S, nas Margens Continentais Brasileira e Uruguaia, onde é conhecida como Bacia do Leste (Figura 7). Sua porção emersa constitui a Planície Costeira do Rio Grande do Sul. A bacia se originou como resultado da fragmentação do Gondwana a partir do Jurássico e consequente formação do Oceano Atlântico, sendo a mais antiga das bacias passivas marginais brasileiras (Asmus, 1983). Apresenta registro sedimentar a partir do Cretáceo. A Bacia de Pelotas foi definida como uma bacia marginal subsidente preenchida por sequências clásticas continentais e transicionais (Asmus e Porto, 1972 *apud* Barboza *et al.*, 2008).

A plataforma continental da região sul brasileira é bastante extensa comparada a outras regiões do país. Seu relevo é suave, com baixa declividade e, em geral, os contornos batimétricos acompanham a morfologia da costa. A largura média desta plataforma é de 125 km. O talude continental estende-se a profundidades de 2.600 a 3.000 m. São comuns vales e cânions em toda a extensão do talude. No flanco sul do Cone do Rio Grande, desenvolve-se o mais importante vale do setor, o Vale do Rio Grande, que se estende desde a plataforma externa até o sopé continental. Pela sua extensão, o sopé continental constitui a província de maior expressão na margem continental deste setor (Dias *et al.*, 1994).

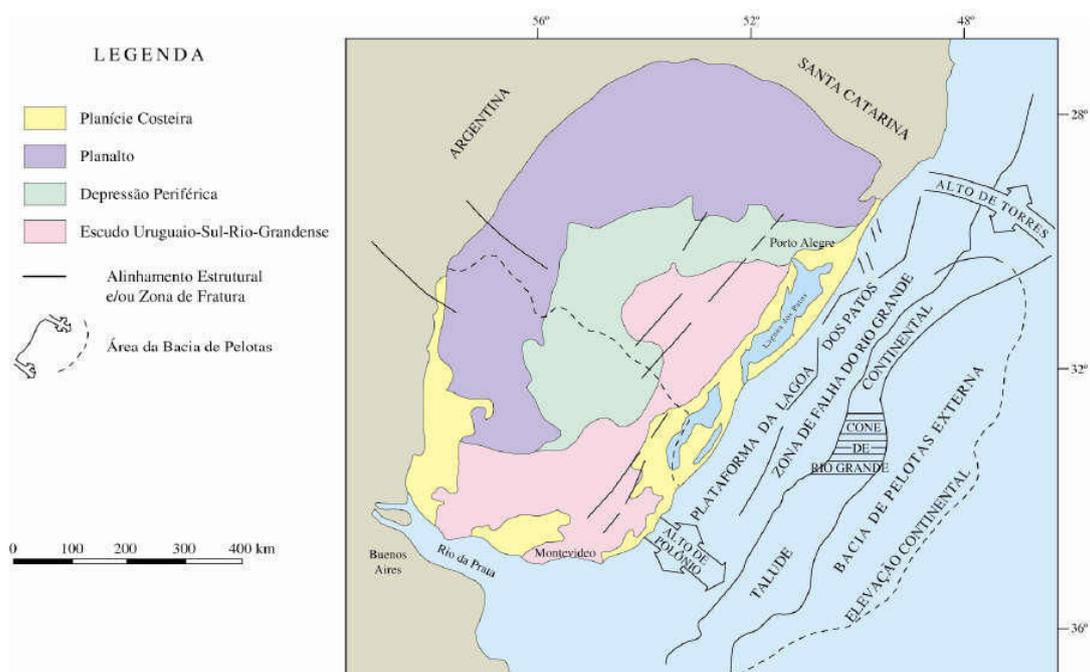


Figura 7. Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas e área continental adjacente (retirado de Barboza *et al.*, 2008).

De acordo com Cesero e Ponte (1997), a evolução tectônica da Bacia de Pelotas teve início no final do Jurássico e início do Cretáceo, quando a costa leste brasileira e oeste africana foram atingidas por um intenso tectonismo: a “Reativação Wealdeniana”. A movimentação vertical ao longo de antigas zonas de fraqueza e o surgimento de novos falhamentos deram origem ao sistema “Rift Valleys”.

4.2 Circulação atmosférica e oceânica

A área estudada é caracterizada por estar próxima à Zona de Convergência Subtropical e sob influência da Corrente do Brasil.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) são dois sistemas meteorológicos. Eles são responsáveis por uma grande porção do volume de chuva que ocorre durante o ano na maioria das áreas do Norte, do Nordeste, do Centro-Oeste e do Sudeste. A ZCAS traz a chuva volumosa para o Sudeste e para o Centro-Oeste. A ZCIT é responsável pela maior parte da chuva anual

do Nordeste e do Norte do Brasil (Ferreira *et al.*, 2004, Pallotta e Nakazato, 2014, Ferreira, 1996).

Normalmente a ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, aproximadamente 12°N, em agosto-setembro para posições mais ao sul e aproximadamente 4°S, em março-abril (FUNCEME, 2002). A ZCIT na região equatorial é o local para onde convergem os ventos alísios de NE e SE. Ela também tem grande influência junto à circulação oceânica superficial. Na ZCIT há transferência de calor e umidade dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera (zona de baixa pressão e zona de alta pressão) e para as médias e altas latitudes. Em particular na faixa equatorial, o aquecimento devido a radiação solar é bastante uniforme e intenso o que provoca baixas pressões à superfície, portanto os ventos alísios de sudeste vindos do Hemisfério Sul (HS) e os ventos alísios de nordeste vindos do Hemisfério Norte (HN) convergem em baixos níveis (Ferreira, 1996).

As Zonas de Convergência Subtropicais são regiões de subsidência atmosférica. O ar converge para esta zona em níveis superiores da troposfera, levando a pressão de superfície. O ar descendente é aquecido por compressão adiabática, diminuindo assim a densidade relativa do ar presente em qualquer nível. Este ar descendente atua também para amortecer qualquer instabilidade atmosférica induzida pela superfície, levando a um crescimento relativamente limitado de nuvens. A água quente reduz a pressão sobreposta, enquanto a água fria aumenta. O movimento atmosférico anticiclônico está associado à ressurgência costeira no oceano (Bigg, 2003). A Zona de Convergência Subtropical presente na área de estudo é a ZCAS.

A ZCAS é um fenômeno típico de verão na América do Sul. Sua principal característica é a persistência de uma faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), cuja área de atuação engloba o centro sul da Amazônia, regiões Centro Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e prolonga-se até o Oceano Atlântico sudoeste. A ZCAS exerce um papel preponderante no regime de chuvas na região onde atua, acarretando altos índices pluviométricos (Ferreira *et al.*, 2004). Nos baixos níveis de ventos a ZCAS é caracterizada por convergência de umidade ao longo da orientação NO-SE, favorecida pelo Jato de Baixos Níveis, escoamento oriundo da canalização dos alísios que adentram o continente sul-americano na região tropical, transportando vapor d'água proveniente do

Atlântico Equatorial e da bacia Amazônica em direção ao Atlântico Sudoeste (Pallotta e Nakazato, 2014).

Outra circulação importante para manter a convergência nos baixos níveis de vento, é a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), já que seu movimento anticiclônico sobre o oceano, centrado em aproximadamente 30°S, transporta vapor d'água em direção à costa sudeste do Brasil, intensificando a convergência de umidade já existente (Pallotta e Nakazato, 2014). A circulação atmosférica resultante, no sentido anti-horário, resulta no predomínio de ventos de leste-nordeste sobre toda a área do Brasil situada abaixo da latitude 10° S. O gradiente de pressão atmosférica entre a depressão do nordeste da Argentina e o anticiclone subtropical Atlântico induz um escoamento em toda a região Sul do Brasil. Desse escoamento resultam velocidades médias anuais de 5,5 m/s a 6,5 m/s sobre grandes áreas da região. A circulação dos ventos do Rio Grande do Sul é dinâmica, um exemplo são as intermitentes passagens de frentes frias - que se intensificam no inverno e primavera, trazendo o célebre Minuano - vento forte, frio e cortante que sopra de SW sobre a campanha, com duração aproximada de três dias a cada passagem de massa polar (Camargo *et al.*, 2002).

Cerca de 10% da água do oceano global faz parte de correntes superficiais. É na camada superficial que vivem os coccolitofóridos. Essa água flui horizontalmente na superfície do oceano até a profundidade de aproximadamente 400 metros, forçada principalmente pelo vento. A maioria das correntes superficiais se move acima da piconclina, a região em que a densidade varia rapidamente com a profundidade. A água que está dentro e abaixo da piconclina também circula, mas a força que gera essa circulação mais lenta e profunda vem da ação da gravidade em massas de água adjacentes com diferentes densidades. Como a densidade é em grande parte função da temperatura e da salinidade, a circulação devida a diferenças de densidade é chamada de circulação termohalina (Garrison, 2010).

A plataforma sul-brasileira recebe a influência da Corrente do Brasil e da Corrente das Malvinas na sua porção mais externa (Figura 8). O escoamento da Corrente do Brasil em direção a sul-sudoeste e o escoamento da Corrente das Malvinas em direção a norte-nordeste causa uma região frontal de forte gradiente de vorticidade potencial em torno de 36 S, ricamente povoada de meandros, vórtices e filamentos, denominada Confluência Brasil - Malvinas (Francisco, 2007). A Corrente do Brasil flui quase meridionalmente para sul até aproximadamente 36 S onde começa sua separação do continente estendendo-se até 38 S. Portanto, a área de estudo sofre influência da

Corrente do Brasil. Além disso, a região recebe uma descarga de água doce localizada e originária da Lagoa dos Patos. Estudos sugerem que a variação sazonal observada nas propriedades hidrográficas e na circulação da região é condicionada pelas forçantes meteorológicas, pelas correntes de contorno oeste, e pela descarga de águas doces dos estuários e lagoas localizadas no continente (Patchineelam, 2004). Durante o inverno e a primavera é notado um aumento na biomassa de fitoplâncton, na bacia de Pelotas, e isso é relacionado ao suprimento de nutrientes vindos da Corrente das Malvinas e da descarga do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. O aumento da produtividade biológica também é relacionado a uma complexa hidrografia e a existência de fortes gradientes de densidade horizontal e vertical, resultante da proximidade com a convergência subtropical e pela presença de uma grande quantidade de água com baixa salinidade (Ciotti *et al.*, 1995).

Peterson & Stramma (1991) afirmam que a Corrente do Brasil carrega águas quentes, salinas e pobres em nutrientes. Segundo o *Oceancolor* da NASA, o valor da temperatura das águas superficiais na área de estudo é de 20 a 22°C. Ao longo da Costa leste da América do Sul, a CB transporta águas relativas quentes para o sul, até encontrar as águas frias da Corrente das Malvinas, que flui em direção norte. Como boa parte das águas transportadas pela Corrente Sul-Equatorial é perdida para o Hemisfério Norte via Corrente Norte do Brasil, a CB tem intensidade conspicuamente menor quando comparada a outras correntes de limite oeste.

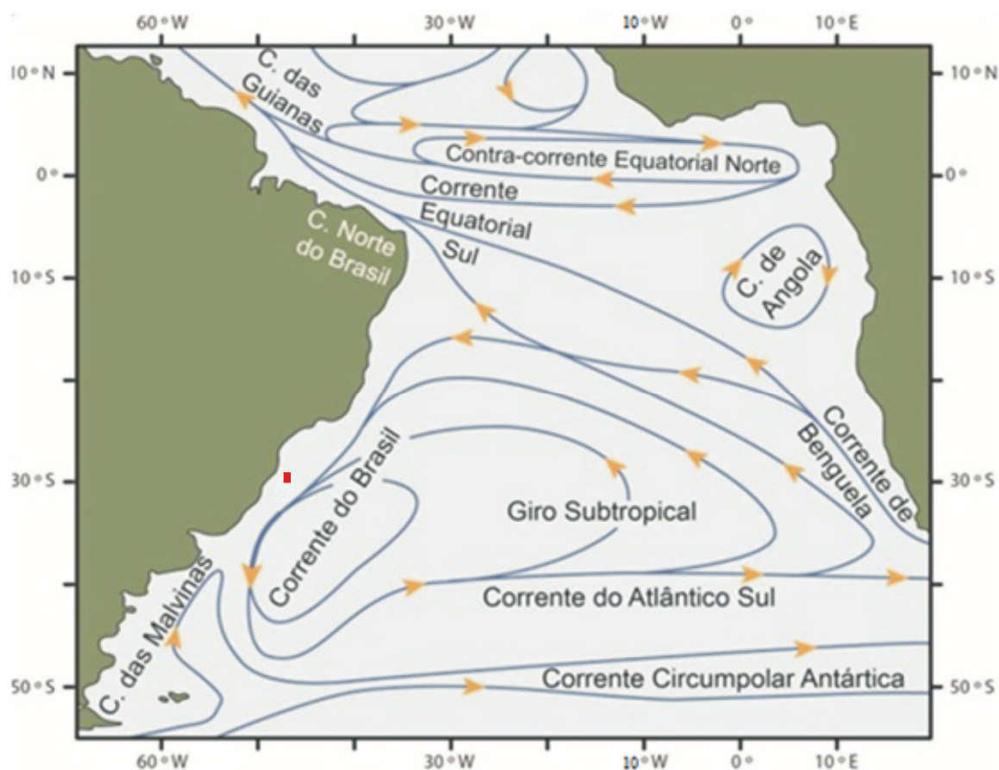


Figura 8: Representação esquemática da circulação superficial do Atlântico Sul. Testemunhos marcados com quadrado vermelho (modificado de Peterson & Stramma, 1991).

5. Materiais e Métodos

5.1 Coleta das amostras

Foram utilizados sedimentos holocênicos de quatro testemunhos (Tabela 2) da porção *offshore* da Bacia de Pelotas (Figura 9). Os mesmos foram coletados no talude da Bacia de Pelotas entre 2007 e 2008 pela empresa FUGRO (Serviços Submarinos e Levantamentos Ltda) contratada pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). A coleta dos testemunhos foi realizada através de um testemunhador do tipo *piston corer*. Os testemunhos coletados foram cedidos ao Laboratório de Oceanografia Geológica (LOG) da FURG para pesquisas e encontram-se armazenados em um container refrigerado pertencente ao laboratório.

Tabela 2: Dados dos quatro testemunhos utilizados no estudo.

Testemunhos	Coordenadas	Profundidade de lâmina d'água (m)	Recuperação de sedimentos (m)
REG 276	-30,299496 °S; -47,099538 °W	2148	1,65
REG 304	-30,449467 °S; -47,249528 °W	2212	1,85
REG 301	-30,44943 °S; -47,099523 °W	2098	1,15
SAT 073	-29,405221 °S; -47,307677 °W	1613	2,25

Os testemunhos escolhidos foram divididos longitudinalmente, com o auxílio de uma serra circular; a partir de uma das metades, foi realizada a amostragem de sedimentos, com auxílio de uma seringa. A outra metade dos testemunhos foi mantida como material de referência. Apenas a amostra de topo dos testemunhos foi analisada, pois nesta amostra (mais recente) podemos garantir que estamos em um intervalo de tempo confiável para realizar a relação entre os morfotipos de *Gephyrocapsa* e a paleotemperatura. Bollmann & Henderiks (2002) propõem que esta relação é válida até 28 ka. Os testemunhos, incluindo a amostra de topo, são compostos de sedimentos finos.

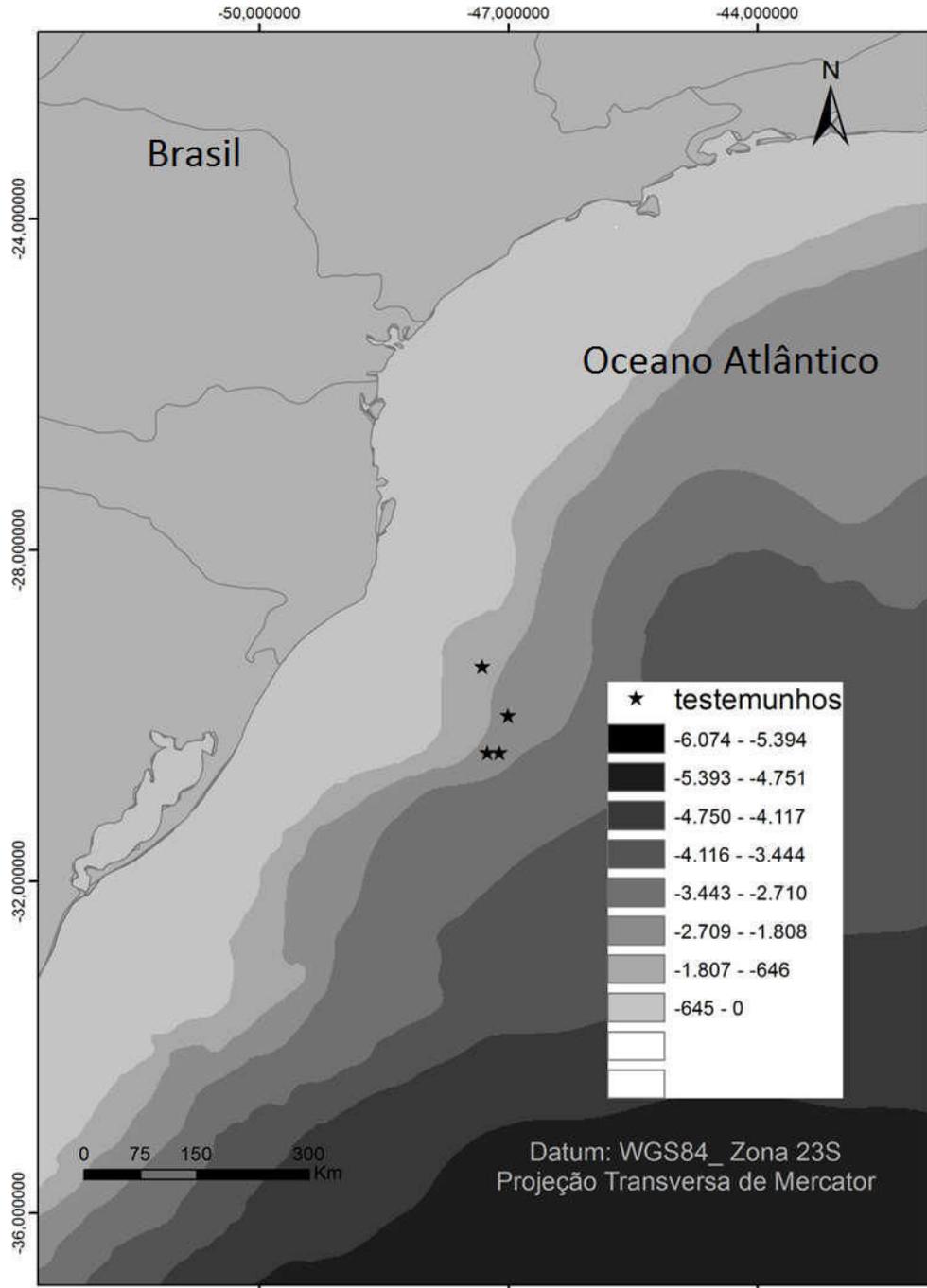


Figura 9: Localização dos quatro testemunhos utilizados nas análises.

As amostras foram pesadas e levadas para a estufa, mantidas a uma temperatura de aproximadamente 60°C. As amostras foram novamente pesadas depois de secas.

Após, as amostras foram peneiradas em malha de 63 μm , com auxílio de pincel e água destilada. As amostras foram novamente secas em estufa.

Para cada amostra, foram utilizados 0,1-0,2 g de sedimento seco da fração menor que 63 μm , desagregados em 5 ml de água tamponada com o uso de ultrassom. Após a dissolução, 500 μm da solução foram transferidos para as lamínulas com o auxílio de uma micropipeta. As lamínulas foram secas em placa aquecedora (Figura 10).

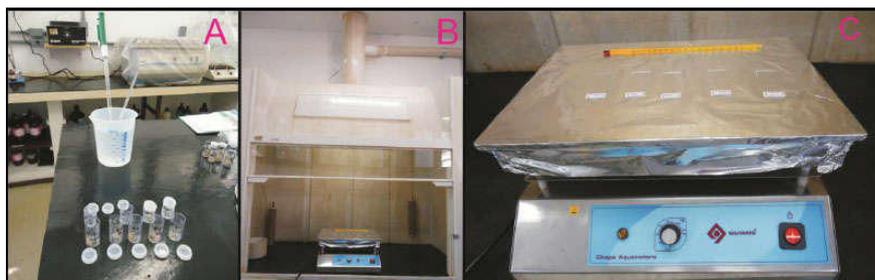


Figura 10: Principais passos da preparação das lâminas. A: Amostra desagregada em 5ml de água tamponada. B: Placa aquecedora. C: Lâminas sendo secas na placa aquecedora.

Para cada testemunho, foram preparadas lâminas para análise ao Microscópio Óptico (MO) Petrográfico e ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). As lâminas destinadas à análise ao MO foram montadas com adesivo óptico. As lamínulas destinadas à análise ao MEV foram recobertas com ouro. Para cada testemunho, 60 cocólitos foram medidos, fotografados e classificados em morfotipos, com base no comprimento maior do cocólito e no ângulo de inclinação de sua barra central (conforme Bollman, 1997), tanto ao MO quanto ao MEV. Para o MO também foi realizada outra medição de ângulo. Foi traçado um eixo entre as partes do escudo de onde partem a barra central, e a partir dele foi medido o ângulo de inclinação da barra.

5.2 Microscópio Eletrônico de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura utiliza um feixe de elétrons no lugar de fótons utilizados em um microscópio óptico convencional, o que permite solucionar o problema de resolução relacionado com a fonte de luz branca (Dedavid *et al.*, 2007). O MEV é o mais versátil instrumento para avaliação, exame e análise das características

microestruturais de amostras biológicas e não-biológicas. A cobertura dos espécimes biológicos visa torná-los bons condutores térmicos e elétricos. Tanto os espécimes, como as lamínulas de vidro ou as fitas adesivas usadas na montagem são isolantes elétricos e ficam carregados negativamente durante a varredura do feixe eletrônico. A camada condutora é geralmente ouro ou carbono, evaporados em vácuo. O ouro é usualmente depositado pelo processo de "sputtering", embora possa também ser evaporado em alto vácuo (Castro, 2002).

O microscópio eletrônico de varredura utilizado nas análises pertence ao Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). O aumento utilizado nas análises ficou entre $9.000\times$ e $18.000\times$, para uma perfeita obtenção das imagens. As imagens foram captadas e medidas com auxílio do software JEOL Scanning Electron Microscope.

O microscópio eletrônico de varredura utilizado para a captação e medição dos cocólitos está conectado a um computador que possui o software necessário para isso. As medições feitas foram o maior comprimento do cocólito e o ângulo entre o maior comprimento e a barra central, no sentido horário. Esta forma de medição foi baseada no artigo de Bollmann (1997) (Figura 11).

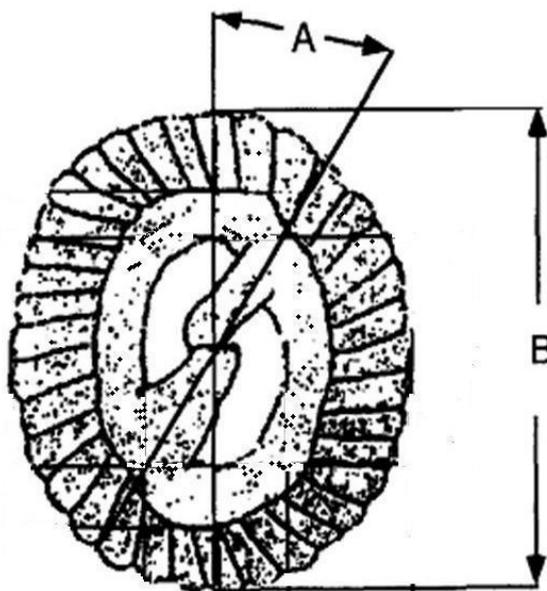


Figura 11: Representação da medição do cocólito segundo Bolmann (1997) ao MEV, A: ângulo de inclinação da barra central, B: Maior comprimento do cocólito.

5.3 Microscópio Óptico Petrográfico

A microscopia ótica se baseia na possibilidade de formação de imagens ampliadas reais ou virtuais de objetos que são colocados diante de lentes esféricas (Mansur, 2011). O microscópio petrográfico é um microscópio ordinário ao qual são introduzidos dois polarizadores posicionados entre o material a ser examinado (Nardy e Machado, 2002). Este microscópio opera utilizando luz, sendo por isso chamado de microscópio óptico. Atualmente os microscópios ópticos são integrados a sistemas analisadores de imagens, que permitem a obtenção e análise da imagem obtida (chamada micrografia) (Spirandeli, 2014).

O microscópio óptico utilizado nas análises é pertencente ao Laboratório de Microfósseis Calcários, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). O aumento utilizado nas análises foi o de 1000×, para uma melhor obtenção das imagens. As imagens foram captadas e medidas com auxílio do *software* MShot Digital Imaging System.

O microscópio petrográfico utilizado está conectado ao computador, que possui o software necessário para a fotografia e medição dos cocólitos. As medições feitas foram o maior comprimento do cocólito e o ângulo entre o maior comprimento e a barra central, no sentido horário. Esta forma de medição foi baseada no artigo de Bollmann (1997), e será chamada de MO_{CONVENCIONAL} (Figura 12). Como a continuidade do aro do cocólito não é observada ao MO, duas formas de realizar as medições de ângulo foram utilizadas. Ao MO, o aro do cocólito aparece dividido em quatro porções. Na chamada MO_{ALTERNATIVA} (Figura 13), um eixo foi estabelecido ligando as porções do aro nos quais se vê a conexão com a barra central. O ângulo foi medido entre este eixo e a barra central, em sentido horário.



Figura 12: Representação da medição do cocólito segundo Bolmann (1997) ao $MO_{CONVENCIONAL}$.

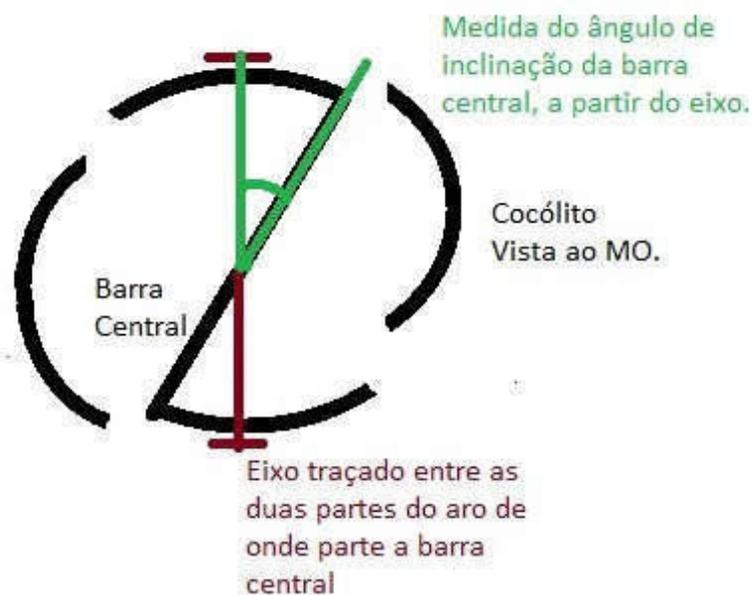


Figura 13: Representação de medição do ângulo de inclinação da barra central do cocólito ao $MO_{ALTERNATIVA}$.

5.4 Análise Estatística

As amostras analisadas ao MEV e as amostras analisadas ao MO foram correlacionados a partir da proporção de morfotipos encontradas. A estatística soma de quadrados foi utilizada. As análises foram realizadas com o software Multiv (<http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br/ecoqua/mais.html>).

5.5 Paleotemperaturas Médias

Bollmann & Henderiks (2002) aplicaram em um conjunto de dados uma análise de regressão múltipla, ligando a abundância de morfotipos de *Gephyrocapsa* em sedimentos superficiais amplamente distribuídos à temperatura da superfície do mar (TSM). Os resultados indicaram que a TSM pode ser estimada com bastante precisão pela variabilidade de abundância relativa de tipos morfológicos de *Gephyrocapsa* em sedimentos superficiais.

Com base nesses dados, os autores propuseram a seguinte equação para o cálculo da TSM média, utilizando as proporções de três morfotipos de *Gephyrocapsa*:

$$\text{TSM} = 19,4336 + (0,1161 \times \%GE) + (-0,0560 \times \%GC) + (0,0806 \times \%GO)$$

Onde: TSM = Temperatura da Superfície do Mar; GE = *Gephyrocapsa* “equatorial”; GC = *Gephyrocapsa* “cold”; GO = *Gephyrocapsa* “oligotrophic”.

Assim, foram calculadas as paleotemperaturas nas amostras superficiais dos quatro testemunhos analisados, a partir dos dados obtidos ao MEV e o MO.

6. Resultados

6.1 Análise dos morfotipos

Nos testemunhos analisados foram encontrados todos os seis morfotipos descritos por Bollmann (1997).

Considerando as amostras analisadas, o morfotipo *Gephyrocapsa* equatorial (Estampa I: A, B) teve mais cocólitos reconhecidos ao MO_{CONVENCIONAL} em todos os testemunhos (Figura 14). No caso específico do testemunho SAT073, não foram encontrados cocólitos de *Gephyrocapsa* equatorial ao MEV. Portanto, este morfotipo parece melhor representado nas análises ao MO_{CONVENCIONAL} do que ao MEV. Este morfotipo não foi encontrado nas análises ao MO_{ALTERNATIVA}.

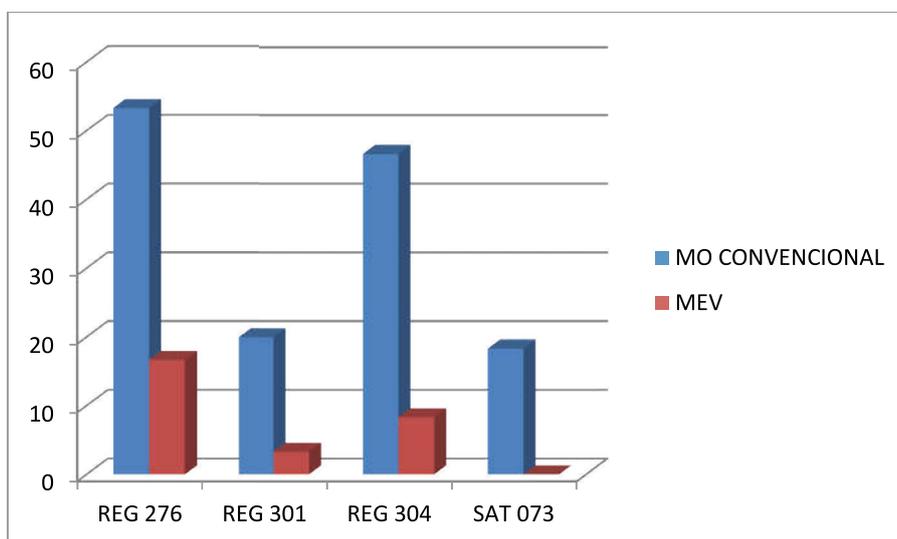


Figura 14: Porcentagens de *Gephyrocapsa* equatorial em amostras analisadas ao MEV e ao MO_{CONVENCIONAL}.

Analisando os testemunhos estudados em relação aos cocólitos encontrados do morfotipo *Gephyrocapsa* oligotrophic (Estampa II: A, B), podemos notar que as porcentagens desse morfotipo ao MO se mostraram diferentes do MEV entre os testemunhos. Nos testemunhos REG 276 e REG 304, encontramos uma porcentagem maior de *Gephyrocapsa* oligotrophic ao MO_{ALTERNATIVA} (Figura 15).

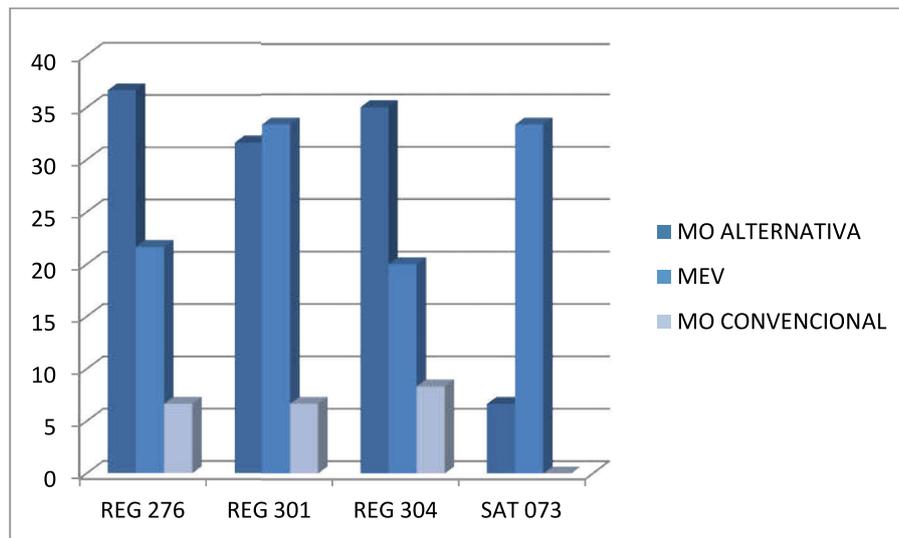


Figura 15: Percentagens de *Gephyrocapsa oligotrophic* em amostras analisadas ao MEV e ao MO.

Analisando os resultados do morfotipo *Gephyrocapsa* transitional (Estampa III: A, B) podemos notar que o testemunho SAT073 apresentou uma discrepância com relação aos outros testemunhos analisados, pois não foram encontrados cocólitos deste morfotipo. O testemunho REG304, ao MEV, não apresentou nenhum cocólito, assim com o testemunho REG301 ao MO_{CONVENCIONAL}. No MO_{ALTERNATIVA}, *Gephyrocapsa* transitional apresentou percentagens do morfotipo baixas, com exceção do testemunho REG304 que apresentou uma percentagem muito superior ao MO_{ALTERNATIVA} (Figura 16).

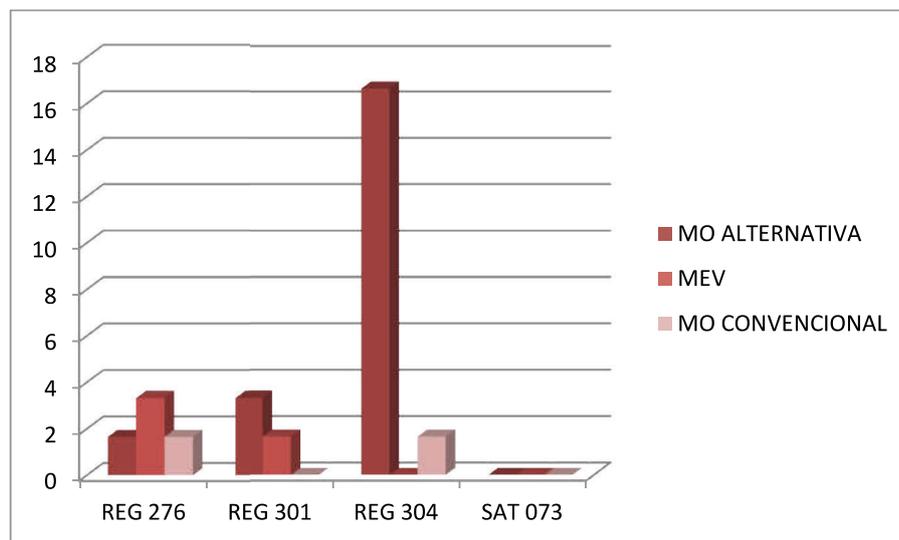


Figura 16: Porcentagens de *Gephyrocapsa* transitional em amostras analisadas ao MEV e ao MO.

O morfotipo *Gephyrocapsa* cold (Estampa IV: A, B) apresentou porcentagens mais altas ao MEV quando comparadas às de MO_{CONVENCIONAL} em todas as amostras. Além disso, o morfotipo está muito melhor representado ao MO_{ALTERNATIVA} do que ao MEV, sendo que, na amostra do testemunho SAT 073, essa desproporção aumenta (Figura 17).

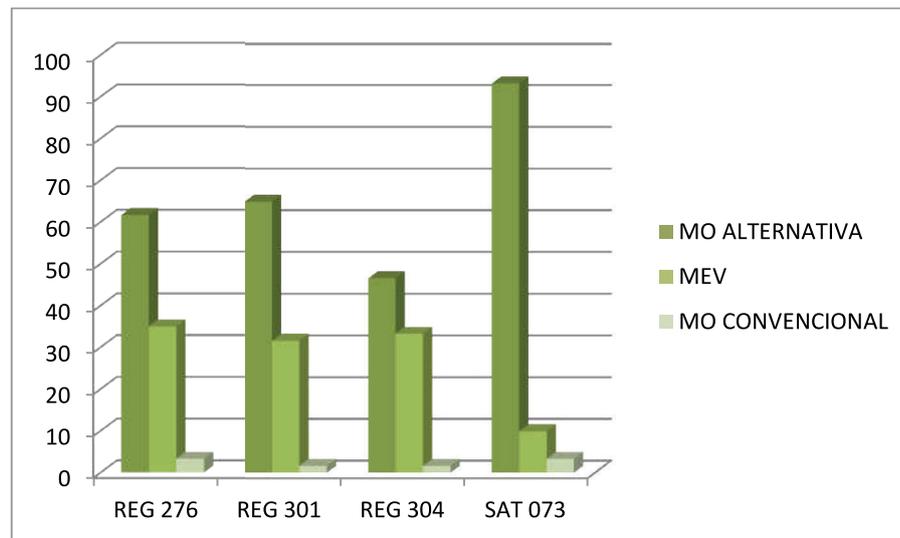


Figura 17: Porcentagens de *Gephyrocapsa cold* em amostras analisadas ao MEV e ao MO.

O morfotipo *Gephyrocapsa larger* (Estampa V: A, B) apresentou porcentagens relativamente similares nas análises ao MEV e ao MO_{CONVENCIONAL}, com exceção da amostra do testemunho REG301. Este morfotipo não foi encontrado nas análises ao MO_{ALTERNATIVA} em nenhuma das amostras (Figura 18).

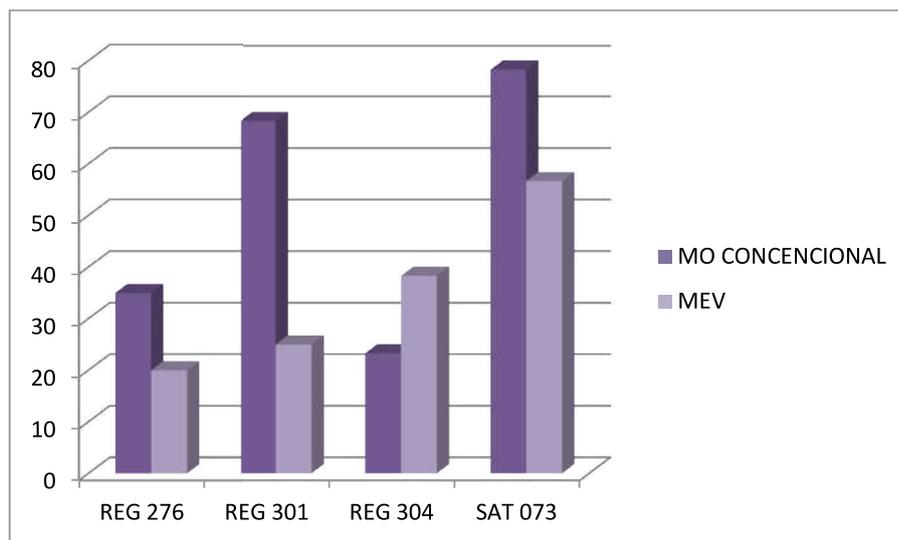


Figura 18: Porcentagens de *Gephyrocapsa* larger em amostras analisadas ao MEV e ao MO.

O morfotipo *Gephyrocapsa* minute (Estampa VI: A, B) não foi encontrado em várias amostras analisadas. No testemunho SAT073, não foram encontrados cocólitos desse morfotipo nas duas microscopias. Nos testemunhos REG276 e REG301, os cocólitos não foram encontrados ao MO_{CONVENCIONAL}, enquanto que no testemunho REG304 os cocólitos não foram encontrados ao MEV (Figura 19). Este morfotipo não foi encontrado nas análises ao MO_{ALTERNATIVA}.

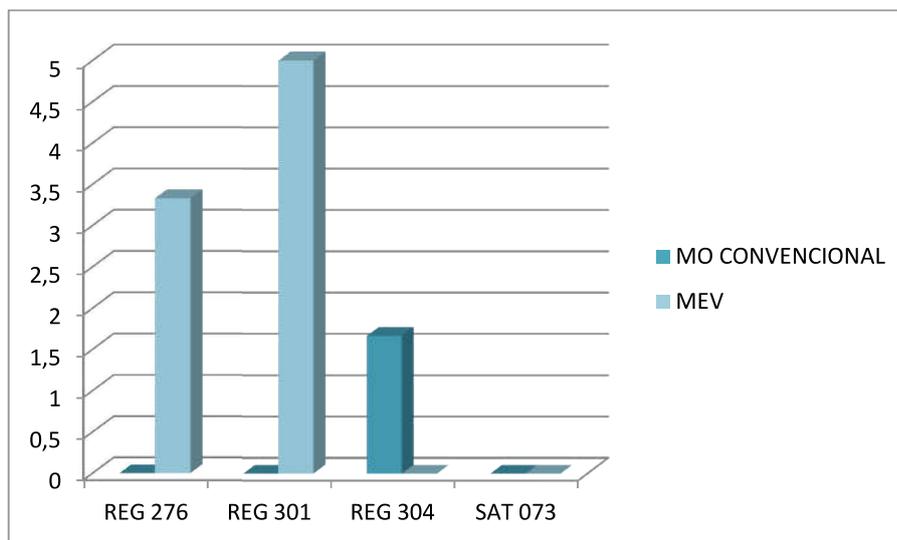


Figura 19: Porcentagens de *Gephyrocapsa minute* em amostras analisadas ao MEV e ao MO.

Além disso, alguns cocólitos medidos ao MO não puderam ser classificados em nenhum morfotipo por apresentarem valores de ângulo de inclinação da barra central muito altos. As amostras dos testemunhos REG 301 e REG 304 apresentaram cocólitos não correspondentes a nenhum morfotipo ao MO_{CONVENCIONAL}. A amostra do testemunho REG 304 apresentou também cocólitos não correspondentes a nenhum morfotipo ao MO_{ALTERNATIVA} (Figura 20).

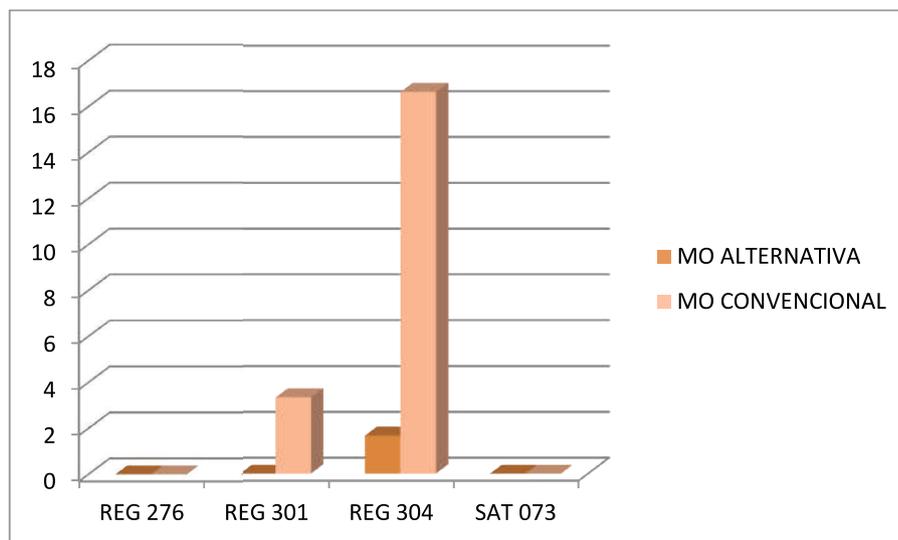


Figura 20: Porcentagens de cocólitos de *Gephyrocapsa* não correspondentes a nenhum morfotipo em amostras analisadas ao MO.

Os resultados apresentados mostram uma disparidade entre as observações ao MO e ao MEV. De fato, a correlação encontrada entre a proporção dos morfotipos nas amostras analisadas ao MO_{CONVENCIONAL} e ao MEV foi considerada baixa para a maioria das amostras: REG276 - 0,14114; REG301 - 0,2207; REG304 - 0,077396. O testemunho SAT073 apresentou uma boa correlação entre as microscopias (0,77009) (Figura 21). No entanto, esta alta correlação deve-se a ausência dos morfotipos minute e transitional tanto ao MO_{CONVENCIONAL} quanto ao MEV, e não a uma real similaridade entre as proporções dos morfotipos encontrados pelas duas análises.

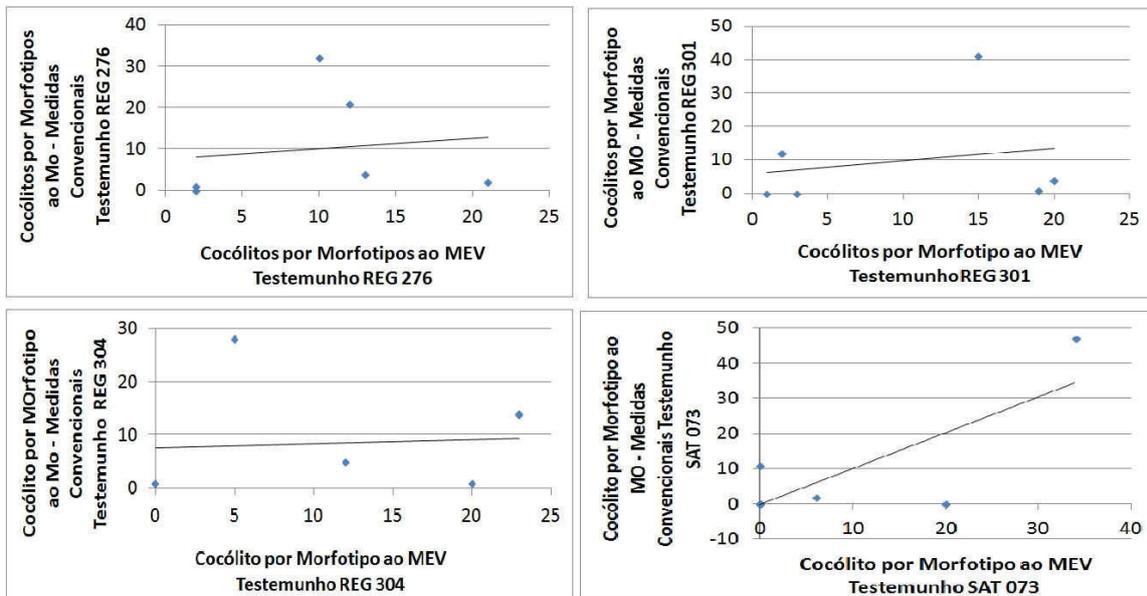


Figura 21. Relação entre número de cocólitos por morfotipo encontrados ao $MO_{CONVENCIONAL}$ e ao MEV, em cada testemunho.

As porcentagens de morfotipos ao $MO_{ALTERNATIVA}$ também se mostraram discrepantes das porcentagens encontradas ao MEV. Os testemunhos REG304 e SAT073 apresentaram uma correlação considerada baixa (0,36451 e 0,11564, respectivamente) entre os morfotipos nas duas microscopias. Porém, os testemunhos REG276 e REG301 apresentaram maiores valores de correlação (0,81125 e 0,72921, respectivamente) (Figura 22). No entanto, nas quatro amostras analisadas (mesmo as que apresentaram boa correlação com o MEV) os morfotipos minute, larger e equatorial não foram identificados ao $MO_{ALTERNATIVA}$ (estando presentes ao MEV). Assim, as boas correlações obtidas nestas análises também não parecem refletir uma real similaridade entre os resultados obtidos nas duas microscopias.

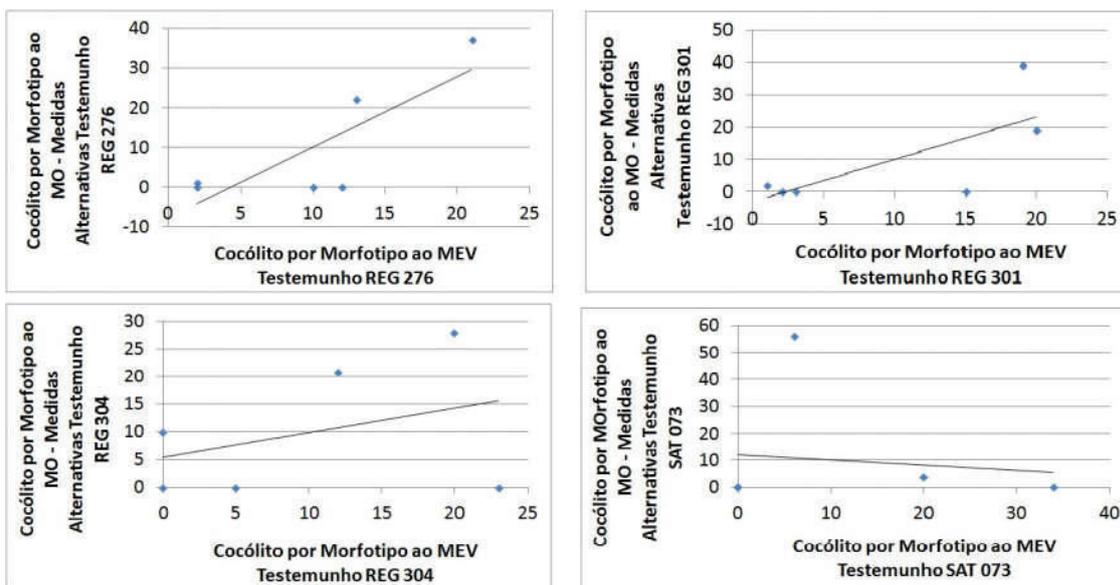


Figura 22. Relação entre número de cocólitos por morfotipo encontrados ao $MO_{ALTERNATIVA}$ e ao MEV, em cada testemunho.

6.2 Cálculo da TSM

A partir das proporções dos morfotipos de *Gephyrocapsa* quantificados em cada amostra, as paleotemperaturas foram calculadas segundo a equação proposta por Bollmann & Henderiks (2002) (Tabela 3). Como os morfotipos são facilmente identificados ao MEV, a TSM obtida nas observações nesta microscopia foram interpretadas como verdadeiras. Em quase todos os casos, o valor da TSM foi superestimado nas análises ao $MO_{CONVENCIONAL}$. A amostra do testemunho SAT073 é uma exceção, pois nela os valores de paleotemperaturas estimadas ao $MO_{CONVENCIONAL}$ e ao MEV são muito próximas. A diferença entre os valores de TSM obtidos nestas microscopias variou de -5,28 a 0,18 °C.

As TSMs encontradas a partir dos morfotipos encontrados na $MO_{ALTERNATIVA}$ são bastante diferentes do que as encontradas ao $MO_{CONVENCIONAL}$, apresentando valores subestimados em relação às encontradas a partir dos morfotipos observados ao MEV. A diferença entre os valores de TSM obtidos nestas microscopias variou de 0,51 a 6,82 °C.

Tabela 3: Valores calculados de TSM baseados nas proporções de morfotipos de *Gephyrocapsa* (conforme Bollmann & Henderiks, 2002), em amostras analisadas ao MO e ao MEV.

	REG276	REG301	REG304	SAT073
TSM (°C): amostras analisadas ao MEV	20,90	20,73	20,15	21,56
TSM (°C): amostras analisadas ao MO _{CONVENCIONAL}	25,98	22,20	25,43	21,38
TSM _{MEV} - TSM _{MO CONVENCIONAL}	-5,08	-1,47	-5,28	0,18
TSM (°C): amostras analisadas ao MO _{ALTERNATIVA}	18,94	18,35	19,64	14,74
TSM _{MEV} - TSM _{MO ALTERNATIVA}	1,96	2,38	0,51	6,82

7. Discussão

Analisando os resultados obtidos, não é possível reconhecer com segurança os morfotipos de *Gephyrocapsa* ao MO_{CONVENCIONAL}. O testemunho SAT 073 apresentou uma alta correlação, acreditamos que este valor alto se deu devido aos morfotipos Minute e Transitional terem apresentado um valor zero nas duas microscopias. Isso não aconteceu em nenhum dos outros três testemunhos. Já ao MO_{ALTERNATIVO} os testemunhos REG276, REG301 apresentaram-se uma correlação elevada, os valores estão influenciados por apresentar um número de cocólitos por morfotipos muito baixo. Os testemunhos REG304, SAT073 não são possíveis de reconhecer com segurança os morfotipos de *Gephyrocapsa* ao MO_{ALTERNATIVO}.

Bollmann (1997) propõe que a medição do cocólito seja feita a partir do escudo distal. A medição do ângulo da barra a partir do escudo proximal pode gerar um valor discrepante da medida feita a partir do escudo distal. O escudo distal do cocólito ao MO não se diferencia do escudo proximal, dificultando a medição de maior comprimento, além de afetar a medição do ângulo de inclinação da barra central. Pelo fato da imagem obtida ao MO ser uma refração da luz do microscópio nos cristais de calcita, as características que são indispensáveis para uma perfeita divisão em morfotipos fica prejudicada. Como a imagem fica distorcida por não ter como diferenciar o escudo proximal do distal, o maior comprimento nem sempre se encontrava na posição correta para uma perfeita medição do ângulo de inclinação da barra central. Com isso, alguns cocólitos podem ter sido classificados em morfotipos errados. Em alguns casos, não foi possível classificar o cocólito em um morfotipo, pois o valor do ângulo ficou discrepante dos valores propostos por Bollmann (1997).

Ao MEV as características do escudo distal e do escudo proximal são bem diferenciadas, pois a imagem obtida é perfeita, permitindo assim, uma correta medição de maior comprimento do cocólito e com isso do ângulo de inclinação do ângulo da barra central. Com essa correta medição, os cocólitos puderam ser classificados em seus morfotipos.

Quando comparamos os valores calculados de paleotemperatura ao MO e ao MEV notamos que há uma discrepância nos valores obtidos. Isto indica que não é seguro trabalhar com as estimativas obtidas ao MO. A disparidade entre as TSMs obtidas também varia muito, podendo ser de menos de 1°C a quase 6°C. Se o erro

encontrado fosse constante, as TSMs poderiam ser utilizadas para entender a tendência nas mudanças de paleotemperatura ao longo do tempo, o que não parece possível.

A diferença de morfotipos encontrados ao MO e ao MEV se dá pelo fato das características da estrutura do cocólito não ser bem reconhecida ao MO. Cada gênero de cocolitoferídeo apresenta uma característica específica do cocólito. A caracterização dessas estruturas é complexa, e se torna difícil de percebê-las em uma imagem simples como a do MO. Assim, provavelmente o comprimento maior medido nos cocólitos ao MO estava frequentemente mal posicionado, o que afetou também a medição do ângulo de inclinação da barra central. Com isso, muitos cocólitos acabaram recebendo uma classificação ao MO diferente da que receberiam se fossem observados ao MEV; outros não puderam ser classificados em nenhum morfotipo. Em alguns casos, não foi possível classificar os cocólitos observados ao MO_{CONVENCIONAL} em morfotipos. No entanto, muitos deles simplesmente não foram reconhecidos ao MO_{ALTERNATIVA} (estando presentes na análise ao MEV). Assim, comparando os resultados obtidos, a estratégia de medição que melhor representou os morfotipos de Bollmann (1997) foi a realizada ao MO_{CONVENCIONAL}.

8. Conclusões

A partir dos dados analisados no estudo, podemos concluir que:

- Ao MEV, todos os morfotipos de *Gephyrocapsa* foram encontrados, estando, portanto representados na área de estudo;

- Na análise ao MO, não é possível reconhecer corretamente os morfotipos de *Gephyrocapsa*, pois o tipo de imagem obtido dificulta as medições, especialmente do ângulo de inclinação da barra central. A imagem obtida ao MO é uma refração da luz do microscópio nos cristais de calcita, prejudicando o reconhecimento das características que são indispensáveis para uma perfeita classificação em morfotipos;

- As TSMs calculadas a partir das proporções de morfotipos observadas ao MO não são realistas e não devem ser usadas nem mesmo para avaliar tendências em curvas de paleotemperatura.

9. Referencias Bibliográficas

- Ambrosi, E. 2014. *Paleoprodutividade e influência terrígena durante o Holoceno na Bacia de Pelotas*. Trabalho acadêmico. Universidade Federal de Pelotas – UFPel. Curso de Engenharia Geológica, Pelotas, Brasil, 56p.
- Antunes, R. L. 2007. *Nanofósseis calcários do Quaternário da margem continental brasileira*. Série Ciência Técnica Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 21 Petrobrás, Rio de Janeiro, 76p.
- Asmus, H.E. 1983. *A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira*. Anais do 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 245-252p.
- Barboza, E. G.; Rosa, M. L. C. C.; Ayud – Zouain, R. N. 2008. *Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das sequências deposicionais*. Gravel, Porto Alegre, 125 -138p.
- Baumann, K.H.; Böckel, B. & Frenz, M. 2004. Coccolith contribution to South Atlantic carbonate sedimentation. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, 367-402p.
- Bendif, E. M.; Probert, I.; Young, J. R.; Dassow, P.; 2015. *Morphological and Phylogenetic Characterization of New Gephyrocapsa Isolates Suggests Introgressive Hybridization in the Emiliana/Gephyrocapsa Complex (Haptophyta)*. Elsevier. Protist, 323–336p.
- Bergue, C. T.; Coimbra, J. C.; 2008. *Abordagens faunísticas e geoquímicas em microfósseis calcários e suas aplicações à paleoceanografia e paleoclimatologia*. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciências Naturais, Belém, 115-126p.
- Bigg, G. 2003. *The Oceans and Climate*. 2ª ed. Cambridge University Press. 273p.

- Billard, C. & Inouye, I. 2004. What is new in coccolithophore biology? *In*: Thierstein, H. R. & Young, J. R. (eds). *Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact*, Springer, Berlin, 1-29p.
- Bollmann, J. 1997. *Morphology and biogeography of Gephyrocapsa coccoliths in Holocene sediments*. *Marine Micropaleontology*, 29: 319-350p.
- Bollmann, J. & Henderiks, J. 2002. *Global calibration of Gephyrocapsa coccolith abundance in Holocene sediments for paleotemperature assessment*. *Paleoceanography*, 17: 1035p.
- Brand, L. E. 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. *In*: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, 39-49p.
- Camargo, O. A.; Silva, F. J. L. da.; Custodio, R. dos S.; Gravino, N. V.; 2002. *Atlas eólico: Rio Grande do Sul*. Secretaria de Energia Minas e Comunicações. Porto Alegre, 70p.
- Castro, A. S. de; 2002. *Processamento de Amostras para Microscopia Eletrônica de Varredura*. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento Centro de Pesquisa Agropecuária de Clima Temperado. Pelotas. Brasil. 37p.
- Cesero, P. de; Ponte, F. C. 1997. *Análise comparativa da Paleogeologia dos litorais Atlânticos Brasileiro e Africano*. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro. 11 (1/2): 1-18p.
- Ciotti, A. M., Odebrecht, C., Fillmann, G., and Moller, O. O. JR., 1995. *Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf*. Elsevier Science Ltd. *Continental Shelf Research*. 15: 1737-1756p.

- D'Agostino, L. F.; 2002. *Avaliação das variações paleoceanográficas do neokuaternário na margem continental sudeste do Brasil com base no estudo das associações de foraminíferos*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo -USP. Instituto Oceanográfico, São Paulo, 128p.
- Dedavid, B. A.; Gomes, C. I.; Machado, G.; 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores [recurso eletrônico]*. EDIPUCRS, Porto Alegre, 60p.
- Dias, J. L.; Sad, A. R. E.; Fontana, R. L.; Feijó, F. J., 1994. *Bacia de Pelotas*. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro. 8 (1): 235 – 245p.
- Ferrarese, H. B.; 2009. *Variações de produtividade da porção oeste do Atlântico Sul ao longo dos últimos 15 mil anos a partir de estudo quantitativo de nanofósseis calcários*. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo - USP. Instituto Oceanográfico. São Paulo, 93p.
- Ferreira, N. J.; Sanches, M.; e Dias, M. A. F. S.; 2004. *Composição Da Zona De Convergência Do Atlântico Sul Em Períodos De El Niño E La Niña*. Revista Brasileira de Meteorologia, 19:89-98p.
- Ferreira, N. S., 1996. *Zona de Convergência Intertropical*. In: Climanálise (Org). Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Edição Especial de 10 anos. MCT/INPE. Cachoeira Paulista, SP. 1996. 235 p.
- Francisco, C. P. F.; 2007. *Dinâmica de Mesoescala da Confluência Brasil-Malvinas*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo – USP. Instituto Oceanográfico. São Paulo, 147p.
- Funceme, 2002. *Sistemas Meteorológicos Causadores De Chuva Na Região Nordeste Do Brasil*. Departamento de Meteorologia, Fortaleza.
- Garrison, T., 2010. *Fundamentos de Oceanografia*. Cengage Learning. Tradução da 4ª edição norte – americana. São Paulo, 426p.

- Geitzenauer, K.R., Roche, M.B. and McIntyre, A., 1977. Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments; a comparison of species distribution and abundances. In: Ramsay, A.T.S. (Editor), *Oceanic Micropalaeontology*. Academic Press, Londres, 973-1008p.
- Hidalgo, E. C.; 2004. *Respuesta de las asociaciones de cocolitofóridos a los cambios climáticos del cuaternario final* respuesta de las asociaciones de cocolitofóridos a los cambios climáticos del cuaternario final: *Reconstrucción de la dinámica superficial y climática del Mediterráneo occidental y del mar de Arabia*. Tese de Doutorado. Universidad de Salamanca Facultad de Ciencias. Departamento de Geología – Área de Paleontología. Salamanca, 281p.
- Hughen, K. A., 2007. Radiocarbon Dating of Deep-Sea Sediments In.: Marcel, C. H., Vernal, A. de, *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Series Editor: H. Chamley, *Developments in Marine Geology*, 1: 185 – 206p.
- Leonhardt, A., Toledo, F. A. de L. & Coimbra, J.C. 2011 . *Uso de cocolitofóridos em pesquisas paleoceanográficas do Quaternário*. *Paleontologia: Cenários de Vida*, 455 – 464p.
- Leonhardt, A., Toledo, F. A. de L. & Coimbra, J.C., 2013. *The Productivity History in the Southwestern Atlantic as Inferred from Coccolithophore Record for the last 130 kyr*. *Revista Brasileira de paleontologia*. 16(3): 361-374p.
- Macedo, R. B.; Cancelli, R. R.; Bauermann, S. G.; Bordignon, S. A. de L.; Neves, P. C. P. das.; 2007. *Palinologia de níveis do Holoceno da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (localidade de Passinhos), Brasil*. *GAEA*. 3(2): 68-74p.
- Maciel, D. M., 2012, *Dinâmica dos nanofósseis calcários na sucessão Pleistoceno superior-Holoceno do testemunho GL-77, obtido em águas profundas no norte da bacia de Campos: interpretações paleoambientais e paleoclimáticas*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Brasília, 181p.

- Mansur, H. S.; 2011. *Caracterização de Materiais e Interfaces*. UFMG. Minas Gerais. 1-98p. (<http://www.biomaterial.com.br/modulomicroscopia.pdf>).
- Marcel, C. H., Vernal, A. de, 2007. Methods in Late Cenozoic Paleooceanography: Introduction. In.: Marcel, C. H., Vernal, A. de, *Proxies in Late Cenozoic Paleooceanography*. Series Editor: H. Chamley, Developments in Marine Geology, 1: 1 – 14p.
- Margulis, L. & Schwartz, K. V., 2001. *Cinco Reinos: um guia ilustrado dos filões da vida na Terra*. Tradução Lena Geise. 3ª. ed. Editora Guanabara, Rio de Janeiro. 497p.
- Nadry, A. J. R.; Machado, F. B.; 2002. *Mineralogia Óptica – Óptica Cristalina*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. São Paulo. Cap. II. 11- 20p.
- Pallotta, M.; Nakazato, M. R. Y.; 2014. *Caracterização de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em Janeiro e Fevereiro de 2010*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, SP, 1-14p.
- Patchineelam, S. P., 2004. Circulação Oceânica. In: Neto, J. A. B.; Ponzi, V. R. A. & Sichel, S. E. *Introdução à Geologia Marinha*. Editora Interciência. Rio de Janeiro. 153 – 173p.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H. M.; Saunders, J. B. and Perch-Nielsen. K. (Ed.): *Plankton stratigraphy*. University Press, Cambridge, 329-426p.
- Peterson, R. G. and Stramma, L. 1991. *Upper – level circulation in the South Atlantic Ocean*. Prog. Oceanog. 26:1-73p.

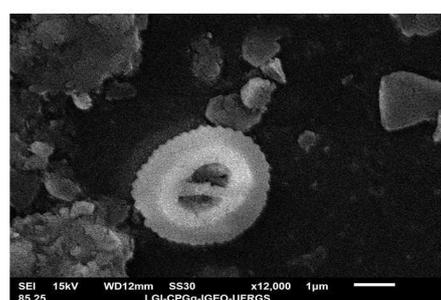
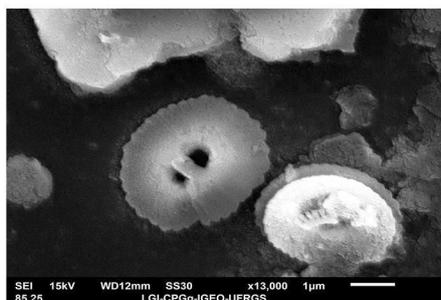
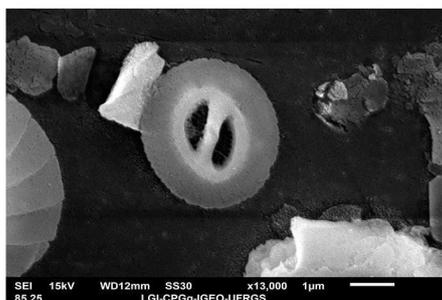
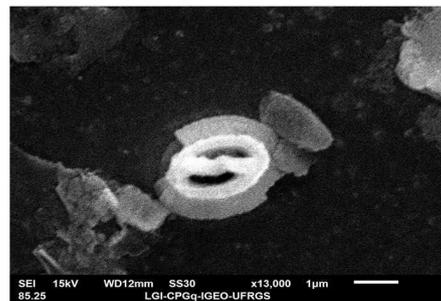
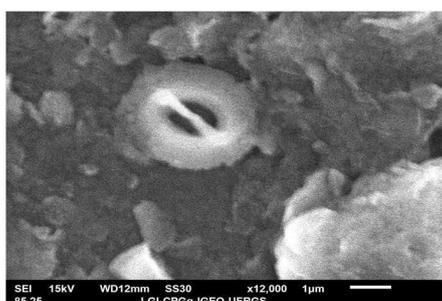
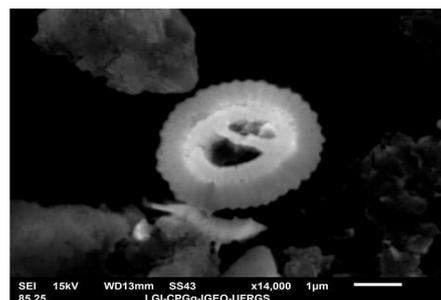
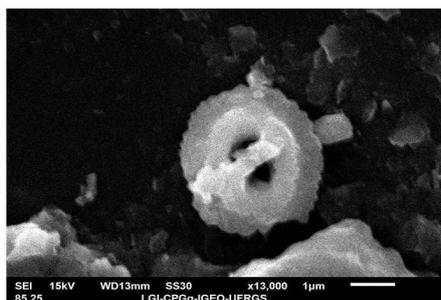
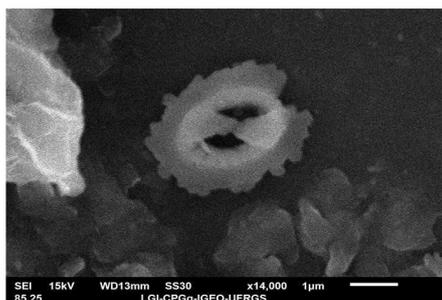
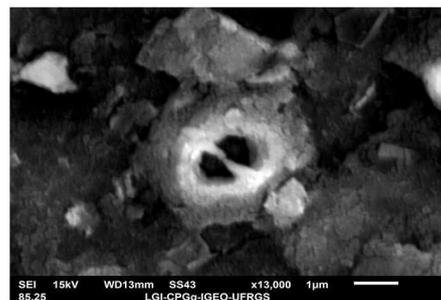
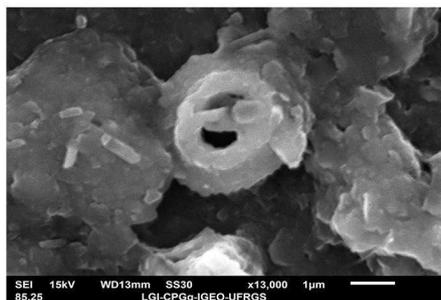
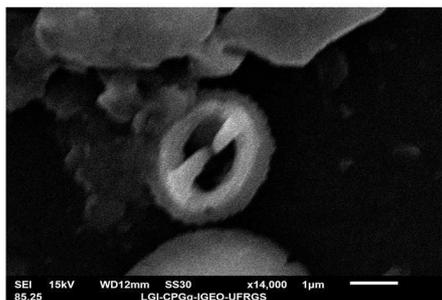
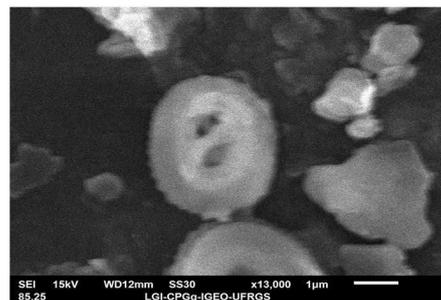
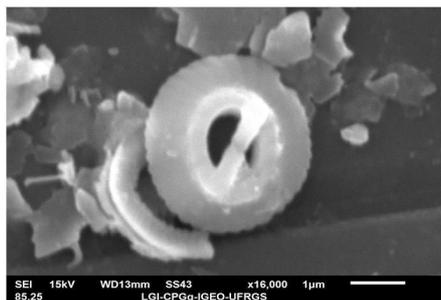
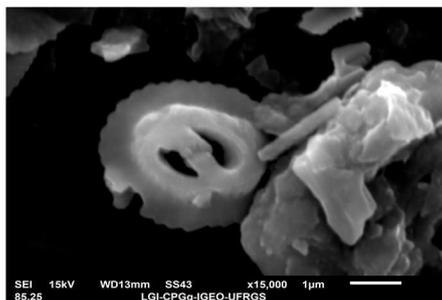
- Pivel, M. A. G.; Santarosa, A. C. A.; Toledo, F. A. L.; Costa, K. B.; 2013. *The Holocene onset in the southwestern South Atlantic*. Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1- 9p.
- Rost, B. & Riebesell, U. 2004. Coccolithophores and the biological pump: responses to environmental changes. In: Thierstein, H.R. & Young, J.R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlim, 99-125p.
- Sáez, C. L.; 1998. *El nanoplancton calcáreo de las cuencas Neogenas orientales de La Cordillera Bética*. Tese de doutorado. Departamento de ciências de La Tierra y Del Medio Ambiente. Facultad de Ciências. Universidad de Alicante. 424p.
- Spirandeli, B.; 2014. *Microscópio / A microscopia óptica e eletrônica de varredura*. Ciências e Tecnologia. (<http://cienciaetecnologias.com/microscopio-microscopia-optica-eletronica/>).
- Steinmetz, J. C.; 1994. Stable isotopes in modern coccolithophores. In: Winter, A.; Siesser, W. G.; *Coccolithophores*. Cambridge University Press. Cambridge, 219 – 229p.
- Stoll, H. M.; Ziveri, P., 2004. Coccolithophorid – based geochemical paleoproxies. In: Thierstein, H. R. & Young, J. R. (eds). *Coccolithophores. From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlim, 529 – 562p.
- Zerfass, G. De S. Dos A., Sánchez, F. J. S. & Chemale, F. Jr. 2001. *Aplicação de métodos isotópicos e numéricos em paleoceanografia com base em foraminíferos planctônicos*. Terrae Didática, Aracaju. 7(1):4-17p.
- Young, J.R. 1994. Functions of coccoliths. In: Winter, A. & Siesser, W.G. (eds). *Coccolithophores*. Cambridge University Press, Cambridge, 63-82p.
- Young, J. R.; Bergen, J. A.; Bown, P. R.; Burnett, J. A.; Fiorentino, A., Jordan, R. W.; Kleijene, A.; Van Niel, B. E.; Ton Romein, A. J.; Salis, K. V.; 1997. *Guidelines*

for Coccolith and calcareous nannofossil terminology. Paleontology. 40: 875 – 912p.

Young, J. R.; Henriksen, K.; Probert, I.; 2004. Structure and morphogenesis of the coccoliths of the CODENET species. In: Thierstein, H. R.; Young, J. R.; *Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact*. Springer. Berlin Heidelberg, New York. 191-215p.

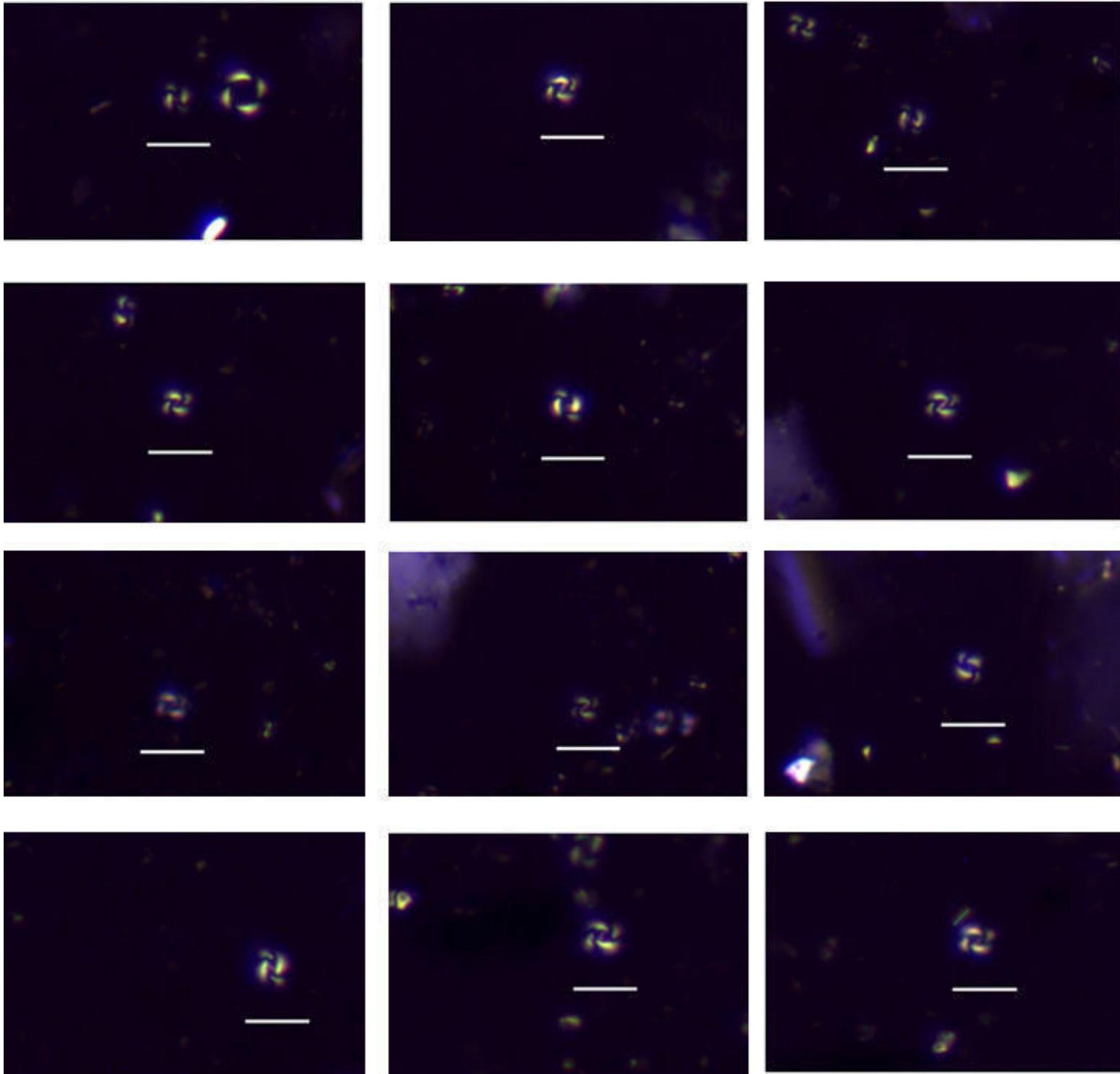
Estampa I A

Gephyrocapsa Equatorial



Estampa I B

Gephyrocapsa Equatorial

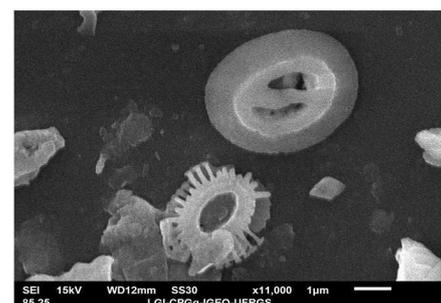
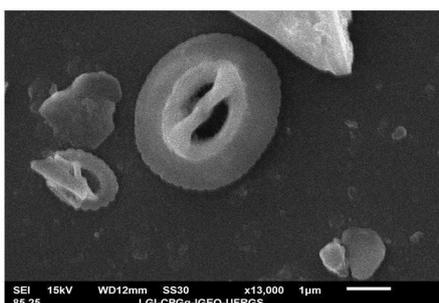
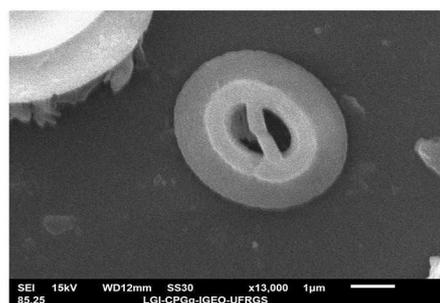
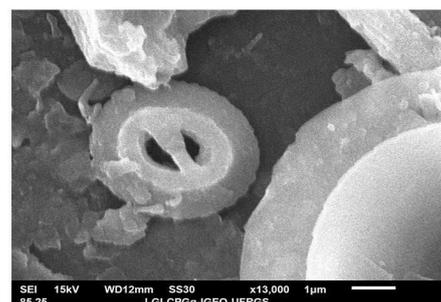
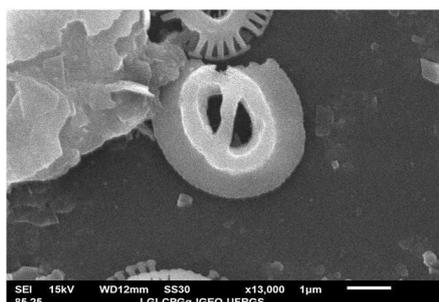
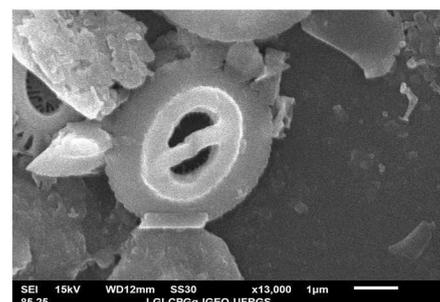
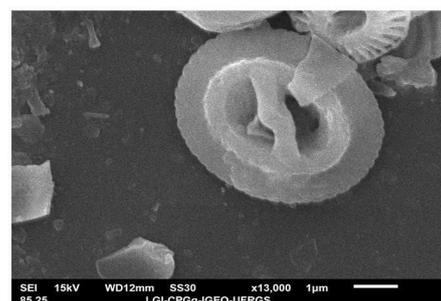
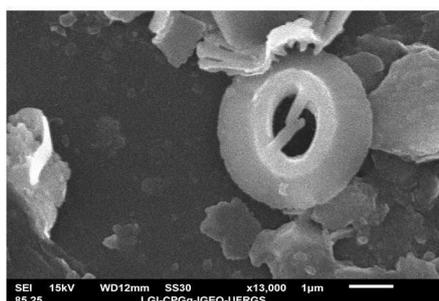
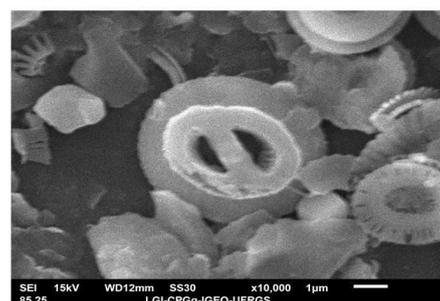
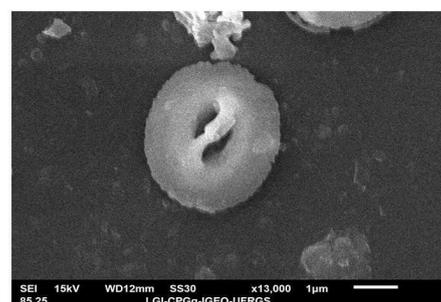
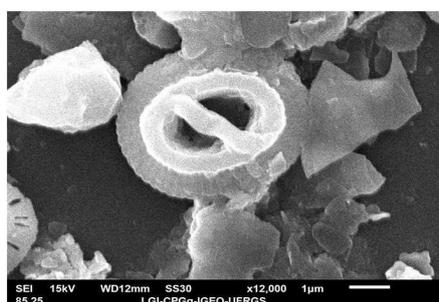
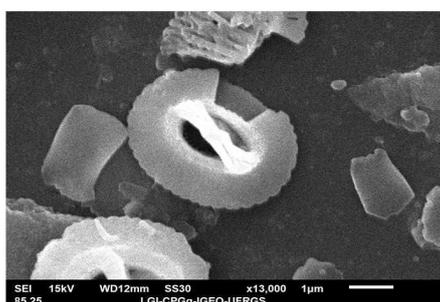
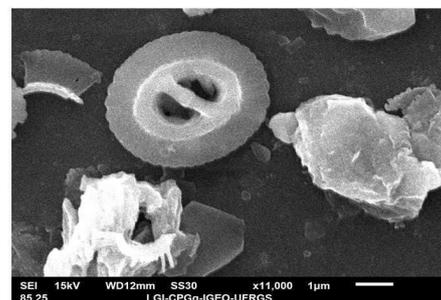
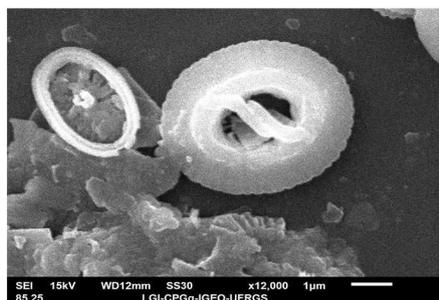
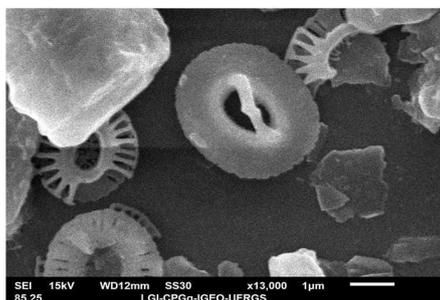


Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m

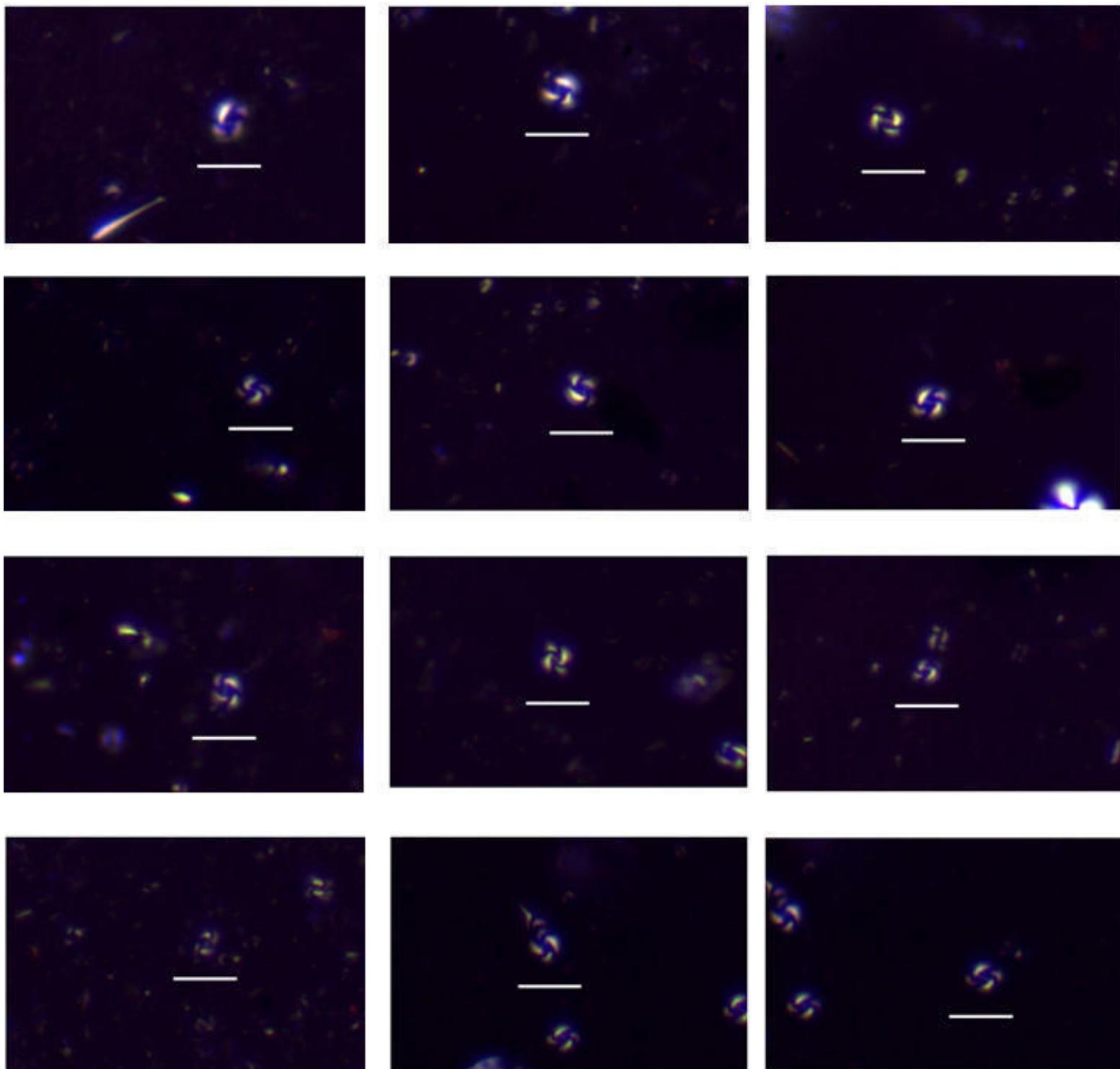
Estampa II A

Gephyrocapsa Oligotrophic



Estampa II B

Gephyrocapsa Oligotrophic

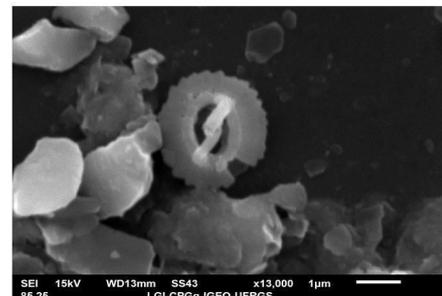
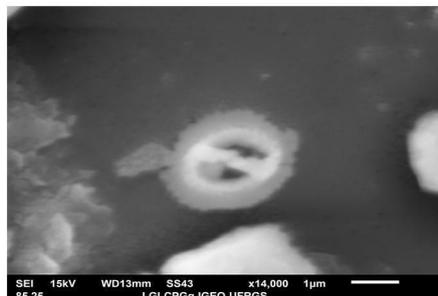
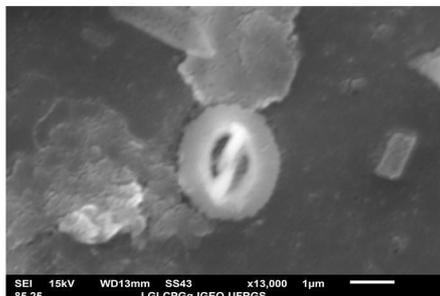


Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m

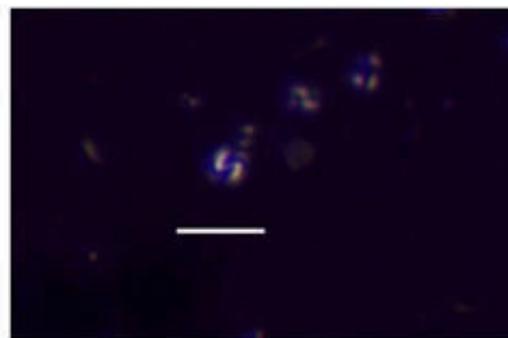
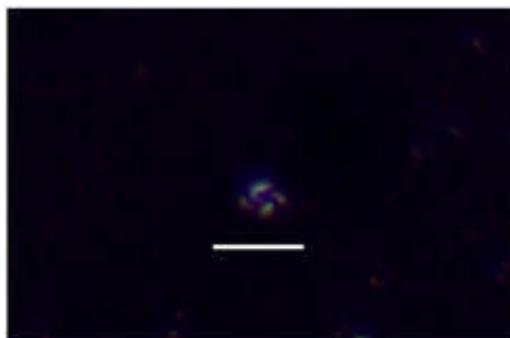
Estampa III A

Gephyrocapsa Transitional



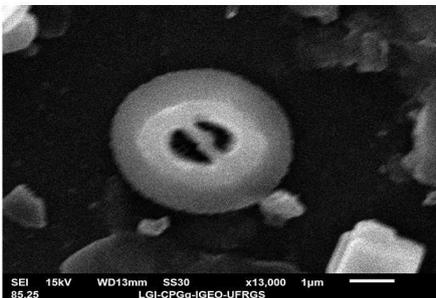
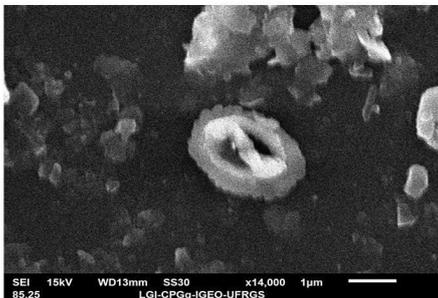
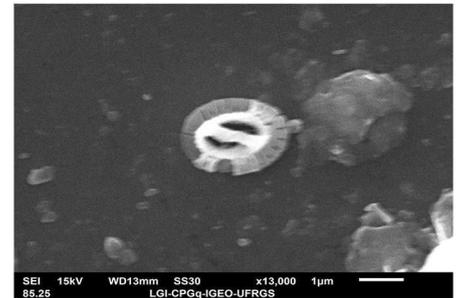
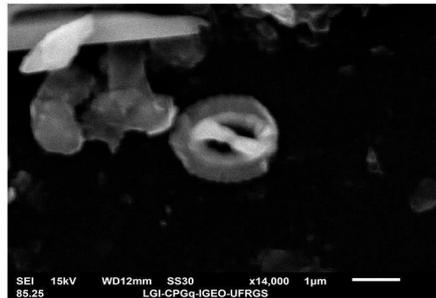
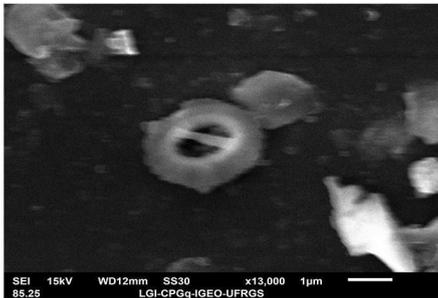
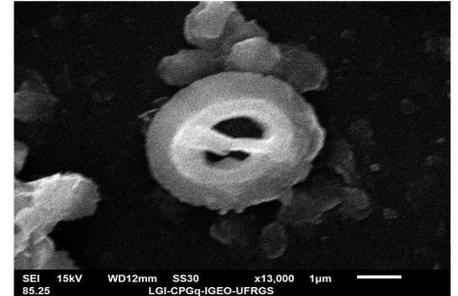
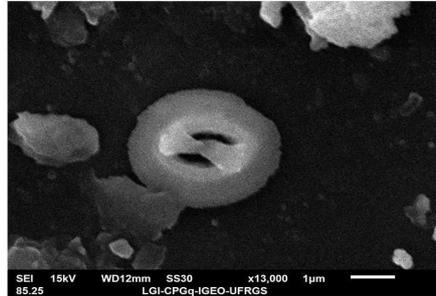
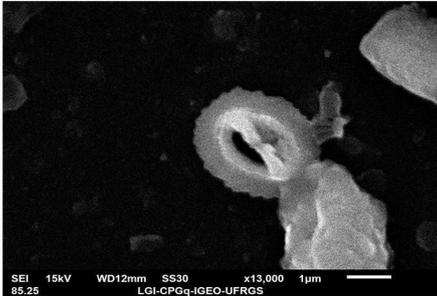
Estampa III B

Gephyrocapsa Transitional



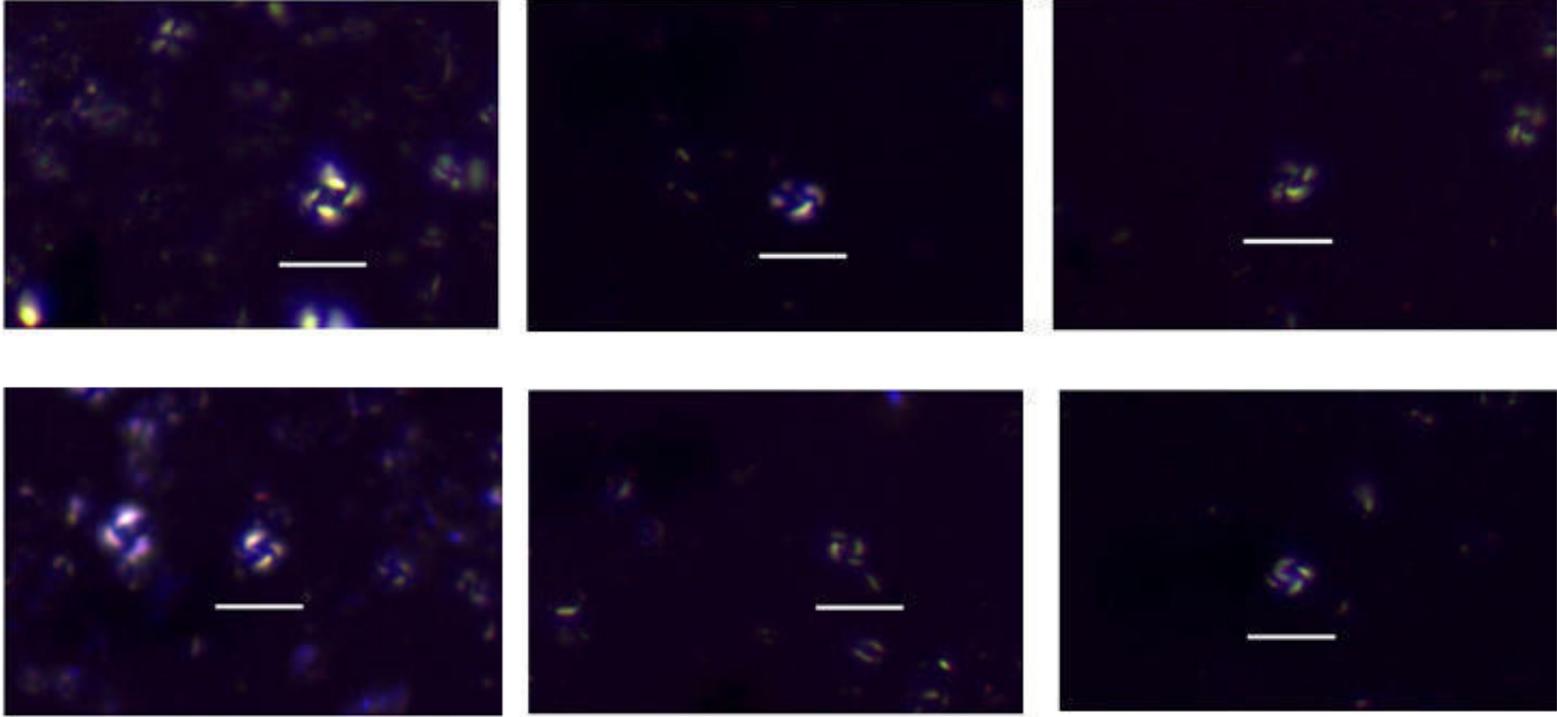
Estampa IV A

Gephyrocapsa Cold



Estampa IV B

Gephyrocapsa Cold

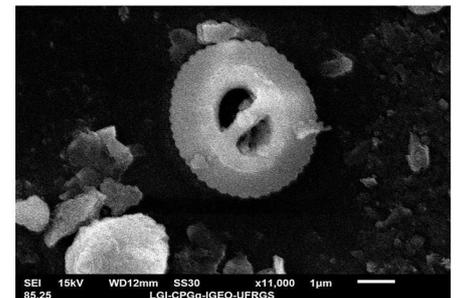
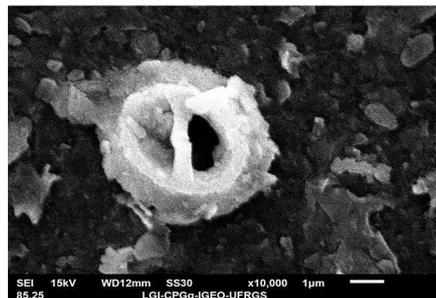
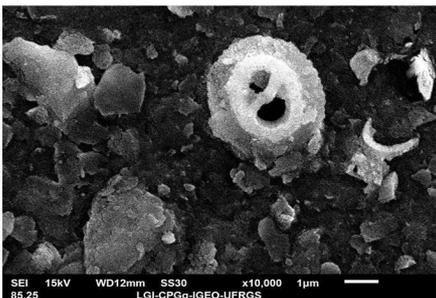
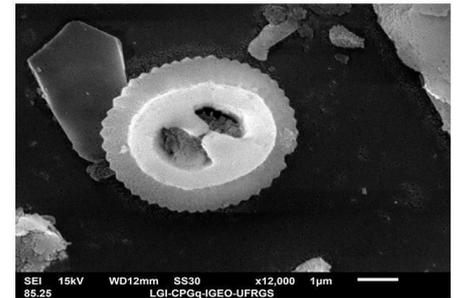
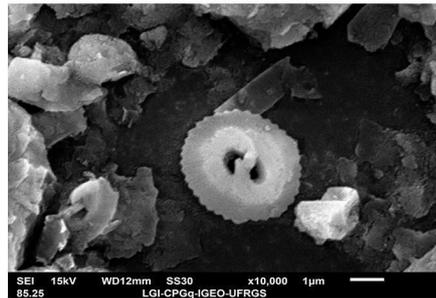
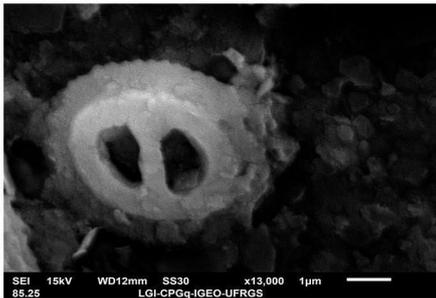
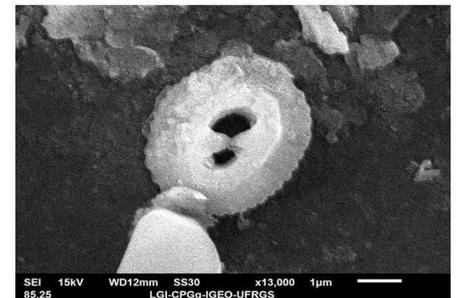
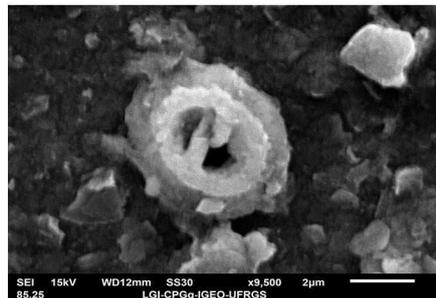
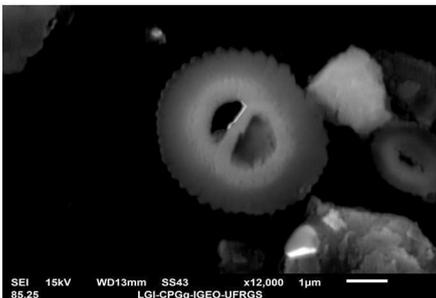
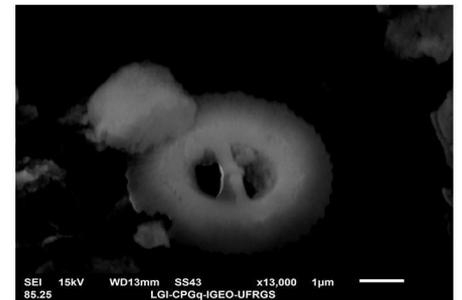
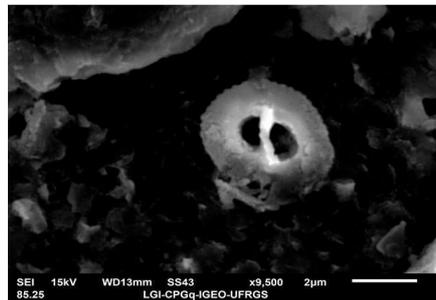
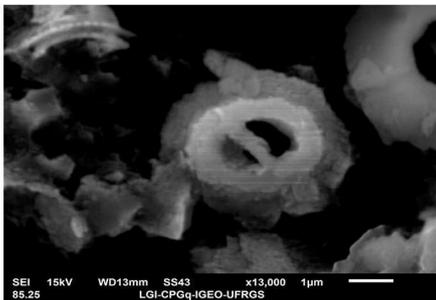
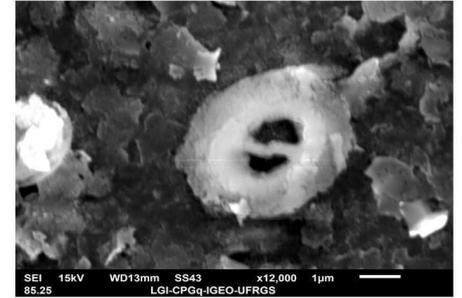
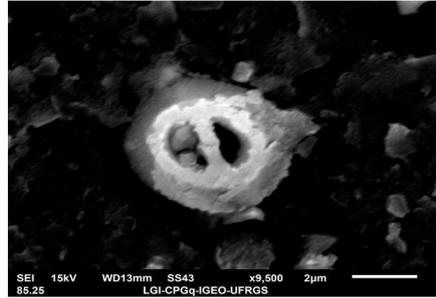
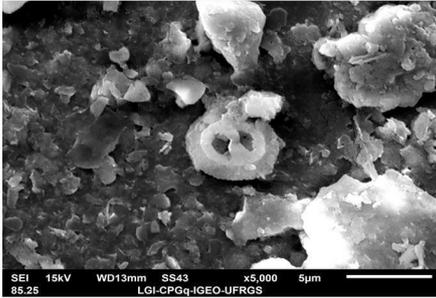


Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m

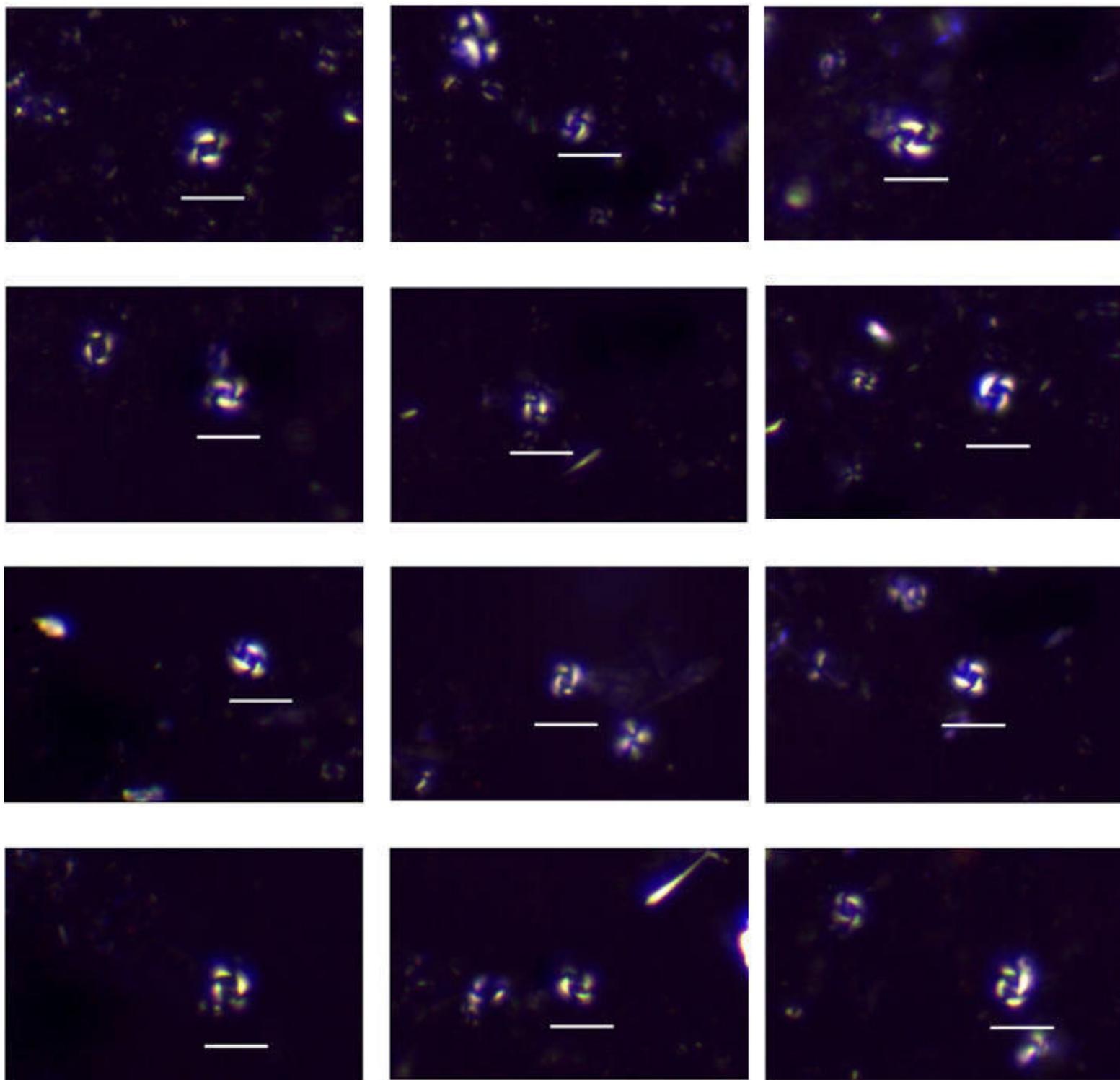
Estampa v A

Gephyrocapsa Larger



Estampa V B

Gephyrocapsa Larger

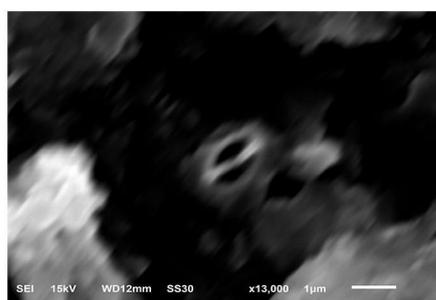
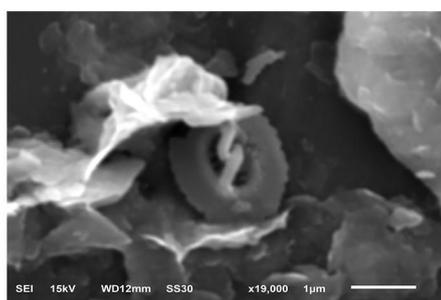
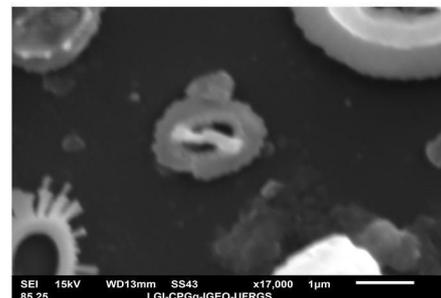
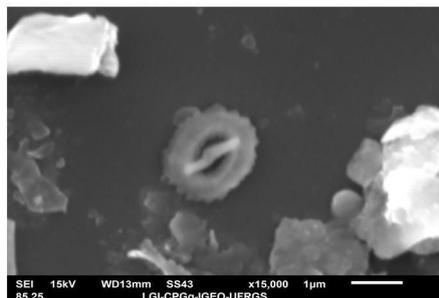
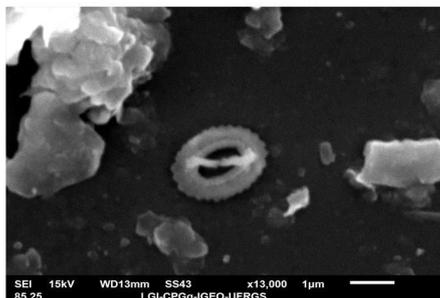


Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m

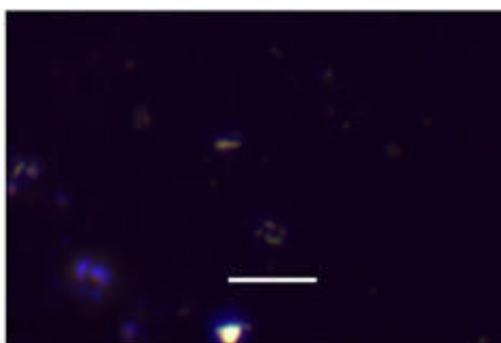
Estampa VI A

Gephyrocapsa Minute



Estampa VI B

Gephyrocapsa Minute



Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m

Estampa VII

Gephyrocapsa Indefinida



Microscópio Óptico

Escala: 5 μ m