

Universidade de São Paulo  
Instituto de Geociências

VERMETÍDEOS FÓSSEIS COMO INDICADORES DA VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO  
DO MAR E DE POSSÍVEIS ALTERAÇÕES NA CIRCULAÇÃO COSTEIRA NO HOLOCENO  
EM GUARAPARI (ES)

Monografia de Trabalho de Formatura  
(TF – 17/10)

Aluna: Caroline Campos Soares

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Coorientador: MsC. Thiago Freitas Toniolo

São Paulo  
2017



Monografia de Trabalho de Formatura – TF 17/10

---

Caroline Campos Soares

*Aluna*

---

Prof. Dr. Paulo Cesar Fonseca Giannini

*Orientador*

## AGRADECIMENTOS

O presente Trabalho de Formatura é resultado da continuidade de um Projeto de Pesquisa que vem sendo desenvolvido durante os últimos seis anos, sendo os três primeiros frutos da dedicação e do empenho da geóloga Priscila Cury Ribeiro. Dando continuidade ao mesmo tema, dediquei três anos ao desenvolvimento do Projeto de Iniciação Científica e da Monografia de Trabalho de Formatura. Para mim, esse trabalho é um marco que representa o fim dos cinco anos de graduação e me faltam palavras para agradecer a todos aqueles que colaboraram para com sua execução.

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus pela oportunidade de estudar na universidade dos meus sonhos. Meus mais profundos agradecimentos a minha família (Rogério, Aparecida e Gabriela) que, mesmo não estando presente durante os últimos cinco anos, me ofereceram apoio, amor e carinho e não me deixaram desistir dos meus objetivos.

Agradeço também ao Arthur, meu amor e companheiro desde os meus primeiros dias da graduação, que esteve ao meu lado em todos os momentos felizes (ou nem tanto!). Obrigado por todo o carinho, amor e suporte que você me oferece. *You and I we're gonna live forever*. Agradeço também a minha segunda família (Paulo, Vera e Edson), que me abraçaram e me acolheram como uma filha.

Agradeço especialmente ao meu orientador, que é um exemplo de professor dedicado e atencioso e que me muito me ensinou nos últimos anos. Obrigada, Giannini, por sua paciência, por todo conhecimento que me foi transmitido e pela oportunidade de ter sido sua orientanda. Agradeço também aos demais professores, que contribuíram para com a minha formação e me ajudaram a expandir os horizontes. Agradeço também ao geólogo Thiago Toniolo, que atuou como coorientador e ajudou a desenvolver o presente Trabalho.

Agradeço também ao pessoal do LabSed, LabPetro, LabMev e do LIESP, por todas as análises laboratoriais feitas. Agradeço também ao professor Daniel Atêncio por ter sido muito solícito e ter feito todos os DRX aqui presentes.

Agradeço aos meus amigos da graduação, por todos os momentos vividos, os quais sempre levarei comigo. Às minhas amigas de infância (Brenda L., Brenda O., Thalita, Ana Canedo e Mariana), que foram um porto seguro e não deixaram que nossa amizade acabasse em função da distância. A minha tia Sheila, que me trouxe para São Paulo durante as viagens de vestibular, que sempre me acompanhou (até mesmo nos eventos de anime!) e que sempre me hospeda em sua casa quando faço escala em BH. Em especial, agradeço a Monique, minha amiga e parceira em (quase!) todos os trabalhos, que sempre esteve ao meu lado até o fim desse ciclo, em momentos de alegria, estresse, bebedeira, estresse, tristeza, estresse...

Por fim, agradeço a CNPq pelo auxílio financeiro durante o desenvolvimento da Iniciação Científica.

## Resumo

Os vermetídeos são gastrópodes coloniais incrustantes em costões rochosos e o nivelamento e datação de suas carapaças aragoníticas fósseis constitui o método mais preciso e confiável de reconstituição de variação do nível relativo do mar (NRM) no Holoceno. Esse método foi aplicado no presente Trabalho de Formatura para apresentar a curva do NRM de Guarapari (ES) e realizar sua comparação com as curvas preexistentes, baseadas no mesmo bioindicador, de outros setores do Sul/Sudeste brasileiro. Análises química (Sr/Ca e Mg/Ca) e isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ) foram realizadas em um total de 47 amostras, as quais também foram submetidas a datação por  $^{14}\text{C}$  AMS. A curva de variação do NRM mostrou a sua elevação, à taxa de 5 cm/século, até atingir-se o máximo de  $3,3\text{m} \pm 1,0\text{m}$ , em torno de 5,5 ka cal AP, com queda aparentemente contínua desde então, até o nível atual. O período de inflexão da curva de variação de NRM compreende-se entre 6 e 5 ka AP. Esses resultados condizem com as curvas de NRM baseadas em vermetídeos para o litoral brasileiro desde o Rio Grande do Norte até o centro-sul de Santa Catarina. O uso desses gastrópodes como indicador paleoclimático parte do pressuposto de que suas carapaças são secretadas em equilíbrio com as águas em que vivem. Esta premissa, no entanto, foi questionada pela correlação positiva encontrada entre os resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  e de  $\delta^{13}\text{C}$ , indício de desequilíbrio isotópico. As razões Mg/Ca indicaram tendência geral de queda com o tempo, o que aponta para resfriamento das águas costeiras, porém com oscilações. Dentre estas oscilações, dois períodos de queda de Mg/Ca e, portanto, de suposto resfriamento de águas costeiras, foram encontrados: de 6,0 a 4,5 ka cal AP e nos últimos 2,0 ka cal AP. Estes dois períodos abrangem crises populacionais de vermetídeos, cujo registro chega a tornar-se ausente na região entre 4,5 e 4,0 ka cal AP e no último 0,5 ka cal AP. Tendo em vista que os vermetídeos coloniais são espécies termossensíveis, sua extinção populacional tanto no período atual como no passado pode ter sido induzida por resfriamento das águas costeiras na região, talvez relacionado com a intensificação dos fenômenos de ressurgência no sistema de vórtices de Vitória (ES) - Cabo de São Tomé - Cabo Frio (RJ). A maior concentração (47%) de vermetídeos fósseis entre 7,0 a 5,0 ka cal AP pode ser explicada por três hipóteses, não excludentes entre si: esse intervalo de tempo abrange tanto a subida quanto a descida do NRM; neste período, os vermetídeos viviam sob condições ecológicas mais favoráveis, criadas pelo aumento da temperatura das águas costeiras entre 6,6 e 6,0 ka cal AP, indicado pela razão Mg/Ca; a sucessão entre emersão, submersão e, novamente, emersão, pode ter favorecido a cimentação carbonática e, portanto, a preservação das bioconstruções.

## Abstract

The leveling and dating of aragonite vermetid shells is the most accurate and reliable method in studies of variation of relative sea level (RSL) in Holocene. This method was applied in the present Graduation Work to obtain the Guarapari RSL curve and to perform a comparative analysis between these and pre-existing curves for other sectors along south-southeast Brazilian coast. Chemical (Sr/Ca and Mg/Ca) and isotopic analysis ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) were performed in a total of 47 samples, which were also submitted to  $^{14}\text{C}$  AMS dating. The obtained curve showed RSL rising in a rate of 5 cm/century up to a maximum of  $3.3\text{m} \pm 1.0\text{m}$ , around 5.5 cal ky BP, with apparently continuous fall since then. The inflection period of the RSL variation curve is between 6 and 5 ky BP. These results are consistent with previous data for same type of indicator in the Brazilian coast from Rio Grande do Norte to south-central Santa Catarina. The use of these gastropods as a paleoclimatic indicator is based on the assumption that their shells are secreted in equilibrium with the waters in which they live. This premise was questioned by the positive correlation found between the results of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ , which is an index of isotopic disequilibrium. The Mg/Ca ratios indicated a general downward trend over time, which points to cooling of coastal waters, but with oscillations. Among these oscillations, two periods of fall of Mg/Ca and, therefore, supposed cooling of coastal waters, were found: from 6.0 to 4.5 cal ky BP and in the last 2.0 cal ky BP. These two periods encompass population crises of vermetids since records becomes absent in the region between 4.5 and 4.0 cal ky BP and in the last 0.5 cal ky BP. Considering that the colonial vermetids are thermosensitive species, their extinction both in the current period and in the past can have been induced by cooling of the coastal waters in the region. This cooling may be related to the intensification of upwelling phenomena in the Vitoria (ES) - Cabo de São Tomé - Cabo Frio (RJ) vortex system. The great concentration (47%) of fossil vermetids between 7.0 and 5.0 ky BP can be explained by three hypotheses: this interval covers both the rise and fall of the RSL; during this period, vermetids lived under favorable ecological conditions, related to the increasing temperature of the coastal waters between 6.6 and 6.0 cal ky BP, as indicated by Mg/Ca elevation; the succession between emersion, submersion and emersion may have favored the carbonate cementation and, therefore, the preservation of the bioconstructions.

# SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA.....	2
3.1. Área de estudo.....	2
3.1.1. <i>Localização e geologia dos costões</i> .....	2
3.1.2. <i>Aporte de água doce</i> .....	4
3.1.3. <i>Regimes climático, de ondas e de marés</i> .....	4
3.2. Circulação costeira no Brasil.....	5
3.3. A família <i>Vermetidae</i> .....	5
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	7
4.1. Embasamento metodológico.....	7
4.1.1. <i>Uso de vermetídeos como indicadores do paleonível marinho</i> .....	7
4.1.2. <i>Mecanismos de precipitação de carbonato em carapaças de gastrópodes</i> .....	9
4.1.3. <i>Isótopos estáveis de <math>\delta^{18}\text{O}</math> e <math>\delta^{13}\text{C}</math></i> .....	10
4.1.4. <i>Razões Mg/Ca e Sr/Ca em carbonatos</i> .....	13
4.2. Atividades de campo prévias.....	15
4.3. Identificação taxonômica e organização das amostras quanto ao paleonível.....	17
4.4. Análises laboratoriais.....	17
4.5. Tratamento dos resultados.....	19
4.5.1. <i>Resultados analíticos laboratoriais</i> .....	19
5. RESULTADOS.....	20
5.1. Variação do nível relativo do mar.....	20
5.2. Análise mineralógica por DRX.....	21
5.3. Análise isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ ).....	23
5.3.1. $\delta^{13}\text{C}$ .....	24
5.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ .....	25
5.4. Análise química.....	27
5.4.1. <i>Mg/Ca</i> .....	28
5.4.2. <i>Sr/Ca</i> .....	29
5.5. Descrição petrográfica e análise ao MEV-EED.....	31
5.5.1. <i>Arcabouço bioconstruído</i> .....	32

5.5.2.	<i>Bioclastos</i> .....	35
5.5.3.	<i>Terrígenos</i> .....	36
5.5.4.	<i>Matriz e cimento eodiagenéticos</i> .....	37
5.5.5.	<i>Porosidade e bioturbações</i> .....	40
6.	DISCUSSÕES .....	41
6.1.	<i>Variação do NRM</i> .....	41
6.2.	<i>Análises isotópicas</i> .....	43
6.3.	<i>Análises químicas</i> .....	46
6.4.	<i>Modas e crises populacionais de vermetídeos e a paleotemperatura</i> .....	47
6.5.	<i>Descrição petrográfica</i> .....	48
7.	CONCLUSÕES.....	51
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	53

## ÍNDICES DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Mapa geológico de Guarapari (ES), contendo os principais .....	3
<b>Figura 2:</b> Localização dos principais rios presentes no município de Guarapari (ES).....	4
<b>Figura 3:</b> Formas comuns de crescimento dos dois gêneros bioconstrutores .....	6
<b>Figura 4:</b> Esboços do limite superior da zona de <i>Phragmatopoma</i> em relação .....	7
<b>Figura 5:</b> Zoneamento biológico da costa brasileira, entre Fortaleza (CE) .....	8
<b>Figura 6:</b> Perfil obtido a partir do zoneamento biológico realizado por Ribeiro. ....	8
<b>Figura 7:</b> Modelo de precipitação de $\text{CaCO}_3$ , proposto por McConnaughey (1989b).....	10
<b>Figura 8:</b> Localização dos arcos praias, em cujos pontões limítrofes .....	16
<b>Figura 9:</b> Esquema ilustrativo de reconstituição do NRM. O referencial .....	16
<b>Figura 10:</b> Variação do NRM para a região de Guarapari (ES), baseada em .....	20
<b>Figura 11:</b> Locais de amostragem em costões da praia das Conchas.....	21
<b>Figura 12:</b> Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{13}\text{C}$ e idade mediana.....	24
<b>Figura 13:</b> Gráfico de dispersão entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e a idade mediana do .....	25
<b>Figura 14:</b> Gráfico de dispersão entre valores de $\delta^{18}\text{O}$ e a idade mediana.....	26
<b>Figura 15:</b> Gráfico de dispersão entre os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e a idade mediana.....	26
<b>Figura 16:</b> Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idades de 47 amostras.....	28
<b>Figura 17:</b> Gráfico de dispersão entre os valores das razões Mg/Ca e as idades .....	29
<b>Figura 18:</b> Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idades medianas de 47 .....	30
<b>Figura 19:</b> Gráfico de dispersão entre os valores das razões Sr/Ca e a idade .....	30
<b>Figura 20:</b> Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários .....	33
<b>Figura 21:</b> Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários. ....	34
<b>Figura 22:</b> Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários. ....	38
<b>Figura 23:</b> Eletromicrografias de MEV da amostra SET-1, mostrando agregados.....	39
<b>Figura 24:</b> Eletromicrografias de MEV de travertinos da Bacia Denezli (Turquia) .....	40
<b>Figura 25:</b> Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários .....	40
<b>Figura 26:</b> Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários. ....	41
<b>Figura 27:</b> Envelopes para as curvas de variação do nível do mar para .....	42
<b>Figura 28:</b> Curva de variação do nível do mar em São Francisco do Sul (SC) .....	42
<b>Figura 29:</b> Envelopes do nível do mar para a região entre Pernambuco e Paraná .....	43
<b>Figura 30:</b> Gráfico binário dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ , mostrando .....	44
<b>Figura 31:</b> Gráfico binário $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ , mostrando os efeitos dos .....	45
<b>Figura 32:</b> Histograma de distribuição de frequências de amostras datadas.....	47
<b>Figura 33:</b> Gráfico de dispersão entre as idades medianas das lâminas .....	49
<b>Figura 34:</b> Gráficos de dispersão da concentração de algas coralinhas, avaliada.....	50
<b>Figura 35:</b> Gráficos de variação da concentração de fauna incrustante .....	50

## ÍNDICE DE QUADROS

<b>Quadro 1:</b> Organismos identificados no zoneamento .....	9
<b>Quadro 2:</b> Equipe científica envolvida no nivelamento e coleta.....	15
<b>Quadro 3:</b> Distribuição das amostras de vermetídeos fósseis .....	17

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Lista de amostras separadas para DRX e mineralogia. ....	22
<b>Tabela 2:</b> Lista de amostras separadas para análise isotópica.....	23
<b>Tabela 3:</b> Lista de amostras separadas para análise química .....	27
<b>Tabela 4:</b> Quantificação em volume dos componentes texturais . ....	31
<b>Tabela 5:</b> Quantificação em volume dos componentes do arcabouço .....	32
<b>Tabela 6:</b> Quantificação em volume, ao microscópio de luz polarizada .....	36
<b>Tabela 7:</b> Quantificação em volume, ao microscópio de luz polarizada .....	37

## PRANCHAS

- Prancha 1** - Tubos de vermetídeo, com lâminas de coloração laranja
- Prancha 2** - Tubos de vermetídeo, com cristais aciculares de aragonita na parede interna
- Prancha 3** - Organismos *in situ*, incrustados contemporaneamente nos vermetídeos (I)
- Prancha 4** - Organismos *in situ*, incrustados contemporaneamente nos vermetídeos (II)
- Prancha 5** - Organismos *in situ*, posteriores à bioconstrução de vermetídeos
- Prancha 6** - Tubos de argilominerais (A), atribuídos à alteração de tubos de poliqueta não identificado e/ou à circulação de água e argila em condições vadosas
- Prancha 7** - Bioclastos
- Prancha 8** - Modificação e preenchimento das bioconstruções (I)
- Prancha 9** - Modificação e preenchimento das bioconstruções (II)
- Prancha 10** - Bioturbações e bioerosões



## 1. INTRODUÇÃO

Os vermetídeos constituem uma família de gastrópodes bentônicos sésseis surgida durante o Eoceno (Keen, 1961; Garvie, 1996; Vescogni *et al.*, 2008) que possui ocorrência relatada, principalmente, em águas marinhas rasas de salinidade normal. Caracterizam-se por formarem incrustações em costões rochosos, podendo construir colônias que se distribuem por faixa horizontal (biozona), cuja largura é limitada (entre 0,3 e 1,0 m) e variável em função direta da amplitude de maré (Laborel, 1979; Angulo *et al.*, 2006). Em vista disso, a datação das carapaças aragoníticas de seus remanescentes fósseis tem sido utilizada e reconhecida como um dos mais confiáveis métodos para reconstituição do paleonível marinho durante o Holoceno (Laborel, 1979, 1986; Suguio *et al.*, 1985; Angulo *et al.*, 1999, 2006; Angulo & Souza, 2014).

Por ocorrerem restritos às regiões litorâneas de áreas tropicais/subtropicais (Safriel, 1975), supõe-se serem sensíveis a variações de temperatura do oceano (Laborel, 1986; Angulo *et al.*, 1999). Provável reflexo disso, na costa oriental do Brasil a presença de seus vestígios fósseis holocênicos *in situ* é registrada somente de Laguna (SC) para norte. Dentro das últimas décadas ou poucos séculos, os vermetídeos sofreram extinção populacional a sul da região entre Búzios e Cabo Frio (RJ) (Laborel & Laborel-Deguen 1996; Angulo *et al.*, 1999), o que permite cogitar um possível resfriamento em curso das águas costeiras da Região Sul-Sudeste do país (Angulo *et al.*, 1999; Ribeiro 2011; Giannini *et al.*, 2013, Toniolo, 2017).

Dentre outras hipóteses, esta extinção populacional dos vermetídeos pode ser explicada pela intensificação da ressurgência no tempo, o que traria à plataforma rasa águas marinhas profundas, mais frias e carregadas de nutrientes (Toniolo, 2017). Duas regiões reconhecidas como de ressurgência na costa brasileira são, justamente, a de Laguna (SC) e, mais tipicamente, a de Cabo Frio (RJ) (Castelão *et al.*, 2004, Castelão & Barth, 2006, Campos *et al.*, 2013).

Dentro deste contexto temático, a meta deste Trabalho de Formatura é reconstituir a variação do nível relativo do mar (NRM) no litoral sudeste do Brasil, com base no nivelamento e na datação de carapaças de vermetídeos, tendo como proposta paralela a investigação da variação no tempo da paleotemperatura das águas costeiras, através da análise química e isotópica destas carapaças. Como área de estudo, foi escolhida a região de Guarapari, no litoral centro-sul do Espírito Santo. A escolha justifica-se por se tratar, provavelmente, do trecho costeiro de maior abundância de vermetídeos fósseis na Região Sudeste e por situar-se na área de influência do vórtice de Vitória, integrante da zona de

ressurgência de Cabo Frio (Schmid *et al.*, 1995; Castelão & Barth, 2006; Aguiar *et al.*, 2014). O Trabalho de Formatura dá continuidade ao projeto de Iniciação Científica CNPq da aluna, desenvolvido entre agosto de 2014 e julho de 2016.

## 2. OBJETIVOS

Os principais objetivos deste Trabalho de Formatura são:

- Datar 47 amostras já niveladas e coletadas em Guarapari (ES), de modo a obter uma nova curva de variação do NRM dentro da Região Sudeste do Brasil, com concentração de dados maior ou igual àquela obtida previamente por Angulo *et al.* (1999) para a Região Sul (Laguna-Imbituba, SC, zona de ressurgência do Cabo de Santa Marta).
- Comparar a curva a ser obtida com os dados prévios preliminares apresentados para mesma região por Ribeiro (2011) e Giannini *et al.* (2013), bem como com as curvas de outras regiões do Brasil baseadas no mesmo tipo de indicador (Angulo *et al.* 1999, 2006, 2016; Toniolo 2014, 2017).
- Analisar as relações Mg/Ca e Sr/Ca e a composição isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ) dos tubos carbonáticos dos espécimes de vermetídeos coletados e datados, e explorar estes resultados como possíveis indicadores de variações no Holoceno de paleotemperatura e/ou paleossalinidade das águas costeiras. Integrar os dados assim obtidos àqueles resultantes dos objetivos anteriores, a fim de elaborar um modelo que tente explicar a alteração do padrão de circulação oceânica no Holoceno.

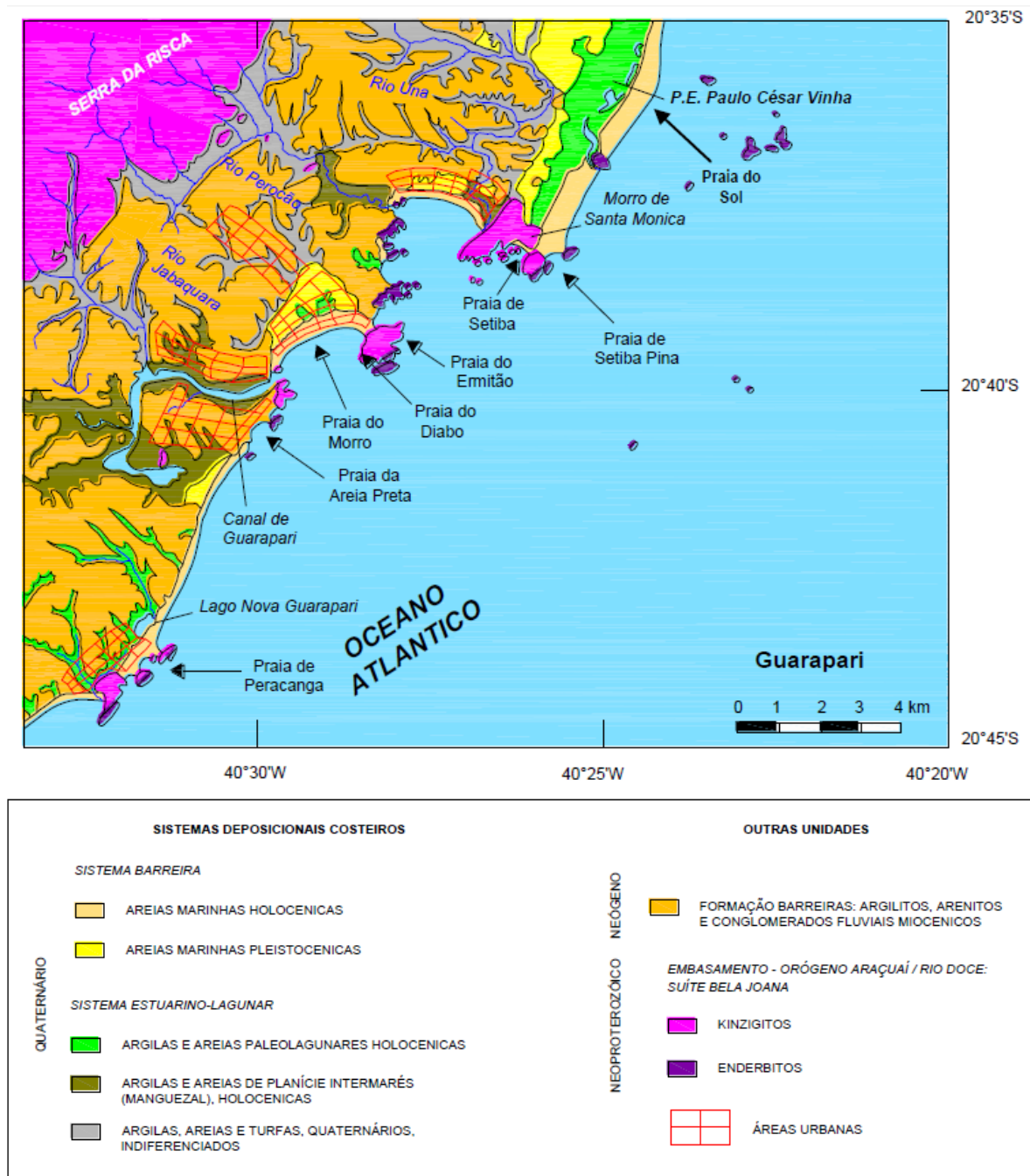
## 3. SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA

### 3.1. Área de estudo

#### 3.1.1. Localização e geologia dos costões

A área estudada localiza-se entre as latitudes 20°35' e 20°45'S e as longitudes 40°35' e 40°22'30"S (Figura 1), cerca de 50 km a sul da capital do Estado do Espírito Santo, Vitória. A costa de Guarapari é dominada por praias de bolso com menos de 5 km de extensão, separadas por promontórios sustentados por rochas cristalinas proterozoicas. A costa recortada é uma das razões, mas muito provavelmente não a única, para a notável concentração de bioconstruções fósseis de vermetídeos neste trecho do litoral (mais de cinco ocorrências em menos de 10 km de distância). As bioconstruções de Guarapari são as mais cimentadas do litoral continental do Brasil, o que talvez ajude a explicar sua excelente preservação. As razões desta cimentação são um dos pontos a serem discutidos neste Trabalho de Formatura. O substrato pré-quaternário da área em estudo abrange o

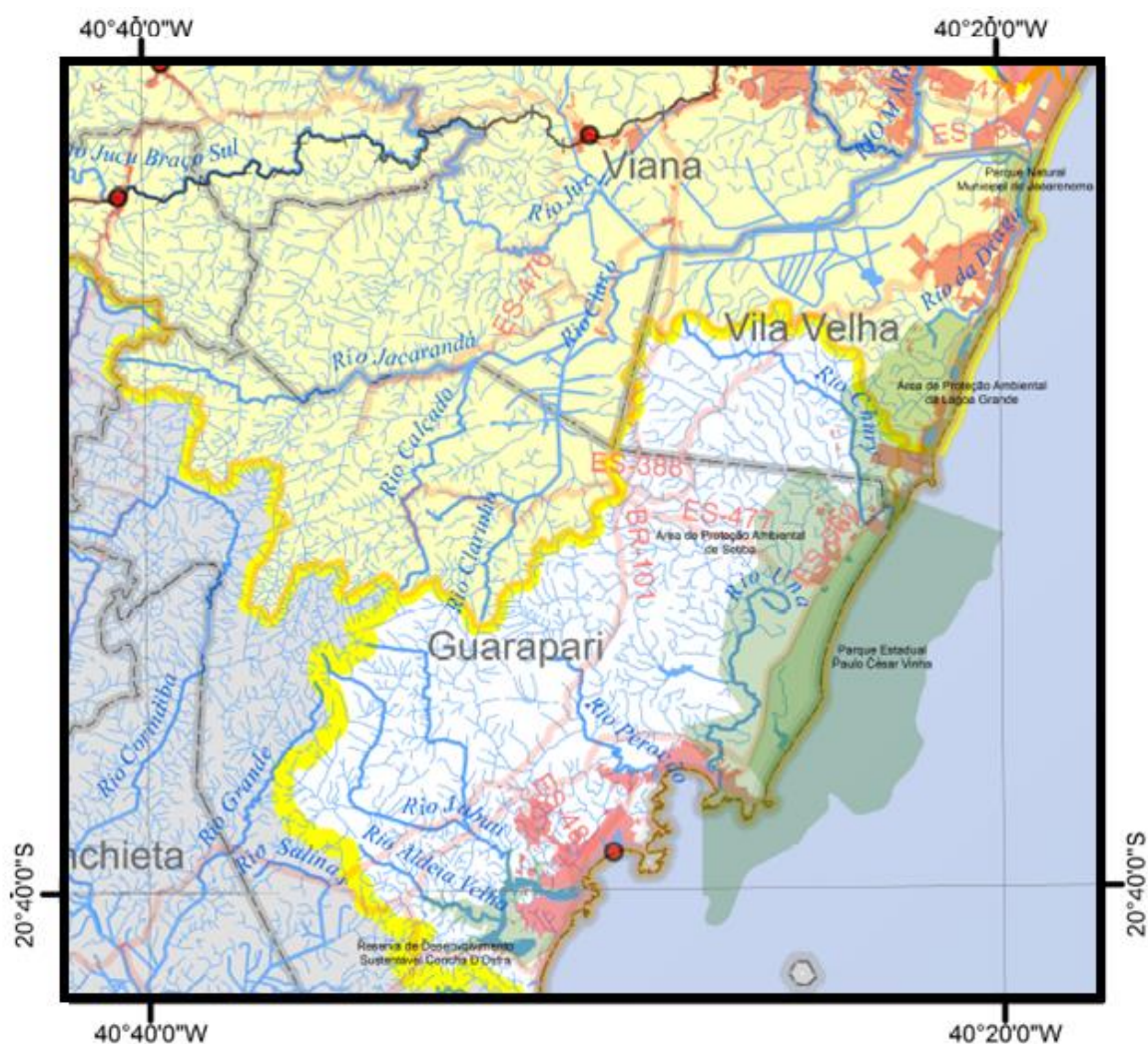
embasamento cristalino neoproterozoico e a cobertura sedimentar continental neógena da Formação Barreiras (Martin *et al.*, 1997; Figura 1). As rochas cristalinas nos quais se incrustam os vermetídeos são metamórficas de alto grau em fácies anfibolito alto a muito alto, pertencentes à Faixa Araçuai. Correspondem a kinzigitos, com ocorrências menores de enderbitos, charnockitos, noritos e gnaisses granulíticos pertencentes a Suíte Bela Joana (Silva *et al.*, 2004).



**Figura 1:** Mapa geológico de Guarapari (ES), contendo os principais topônimos citados neste trabalho. Adaptado de Martin *et al.* (1997), Nascimento (2004) e Silva *et al.* (2004).

### 3.1.2. Aporte de água doce

No município de Guarapari, três rios, o Perocão, o Una e o Chury, deságuam diretamente no mar, e dois, o Aldeia Velha e o Jabuti, em canal de escoamento de maré (Figura 2). Não há informações específicas a respeito de suas respectivas vazões. Sabe-se, porém, que caso houvesse influência expressiva de aporte de água doce, como acontece, por exemplo, junto a deltas, estuários e certas lagunas, o ambiente costeiro se tornaria impróprio para os vermetídeos, uma vez que esses gastrópodes são estenoalinos, isso é, não conseguem viver em sistemas costeiros em que o aporte de água doce altere a salinidade para valores abaixo do normal (Laborel 1986).



**Figura 2:** Localização dos principais rios presentes no município de Guarapari (ES). Escala 1:460.000. Modificado de Agência Estadual de Recursos Hídricos (AGERH).

### 3.1.3. Regimes climático, de ondas e de marés

O clima em Guarapari pode ser considerado pseudo-equatorial (W'), segundo a classificação de Köpper-Geiger, e é caracterizado por ter inverno mais seco que o verão (Martin *et al.*, 1997). A estação seca pode ser perturbada por precipitações frontais de descarga polar. O município apresenta média anual de temperatura igual a 22,7° C para os últimos 30 anos (1987 – 2017), sendo a média mensal de pluviosidade para o mesmo

período igual a 103 mm (Climatempo, 2017). A amplitude média de maré astronômica corresponde a 0,82 m (DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. 2017).

As ondulações (*swell waves*) existentes na região em estudo são geradas por dois sistemas de ventos: os de NE e os de SE, sendo os primeiros mais frequentes. As ondulações de SE, associadas às frentes frias, são porém as mais energéticas (Pianca *et al.*, 2010).

### **3.2. Circulação costeira no Brasil**

Na margem continental brasileira, distinguem-se três massas de água principais: as Águas Tropicais (AT), as Águas Centrais do Atlântico Sul (ACAS) e as Águas Intermediárias Antárticas (AIA). As AT ocorrem na plataforma e talude superior, onde atingem profundidades de até 200m, temperaturas acima de 22°C e salinidade maior que 36,0 ‰. As ACAS possuem salinidade entre 34,6 e 36,0 ‰ e temperaturas entre 6 e 22°C, restringindo-se a profundidades de até 700 m. As AIA, situadas em profundidades maiores que 1500 m, apresentam salinidades entre 34,2 e 34,6 ‰ e temperaturas entre 3 e 6°C (Arz *et al.*, 1999; da Silveira *et al.*, 2000).

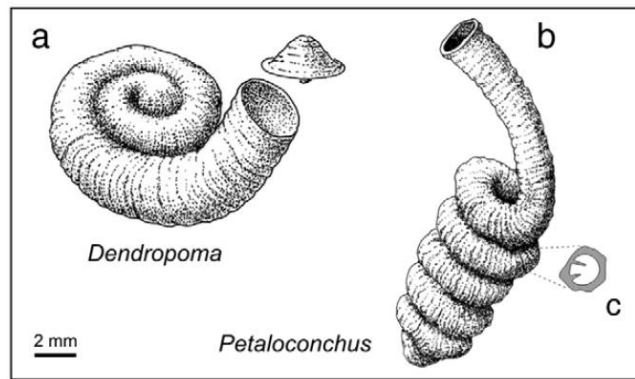
As AT e as ACAS têm seus fluxos controlados por duas correntes maiores, nomeadas de Corrente do Norte do Brasil (CNB) e Corrente do Brasil (CB). Estas derivam da Corrente Equatorial Sul (CES) que, entre as latitudes 10 – 15°S, bifurca na região do Cabo de São Roque, RN. Nesta bifurcação, a CNB segue para norte, enquanto a CB segue para sul. A área em estudo é influenciada pela CB, a qual costuma ser definida pelo fluxo para SW das AT e ACAS (Silveira *et al.*, 2000).

No litoral do Espírito Santo, a linha de costa é subparalela aos ventos de NE, configuração que, devido ao desvio de Coriolis (relacionado à rotação da Terra) para a esquerda, gera movimento da água superficial costa afora e ascensão (ressurgência) rumo continente de águas mais profundas e frias (Schmid *et al.*, 1995; Castelão & Barth, 2006; Aguiar *et al.*, 2014).

### **3.3. A família Vermetidae**

Dentre os gastrópodes, a família dos vermetídeos distingue-se pelo crescimento extremamente irregular de suas carapaças e pela concha aderida ao substrato, regular ou irregularmente espiralada, e que no indivíduo adulto assume o formato de um tubo (Vescogni *et al.*, 2008).

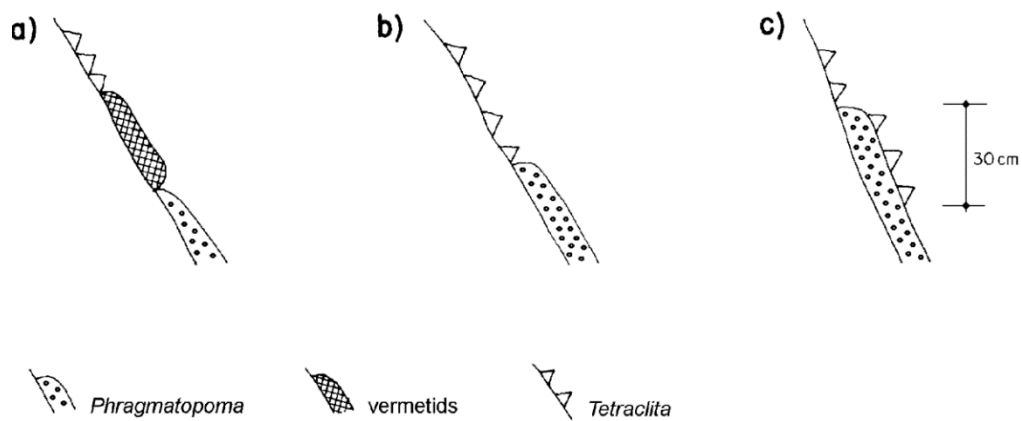
A família Vermetidae subdivide-se em quatro gêneros: *Dendropoma*, *Petalonchus*, *Serpulorbis* e *Vermetus*. Desses, apenas os dois primeiros são bioconstrutores. Eles diferem morfologicamente entre si no grau de irregularidade de seu crescimento, nos padrões de espiralamento das conchas e de terminações dos tubos (Figura 3a e 3b) e no formato da seção transversal da concha, a qual, no *Petalonchus*, apresenta lâminas columelares (Figura 3c) (Vescogni *et al.*, 2008).



**Figura 3:** Formas comuns de crescimento dos dois gêneros bioconstrutores de vermetídeo: a) *Dendropoma*, caracterizado por espirais planos típicos, com terminação voltada para cima; b) *Petalocochus*, caracterizado por espirais dispostos na forma de parafuso com terminação retilínea voltada para cima; c) secção transversal da concha do *Petalocochus*, mostrando suas lâminas columelares internas características. Retirado de Vescogni *et al.* (2008).

Outras diferenças entre estes dois gêneros residem no seu modo de fixação ao substrato e no ambiente hidrodinâmico em que vivem. O *Dendropoma* cava túneis com a rádula durante seu crescimento, e, por esse motivo, é encontrado embutido no substrato. Sua ocorrência é relatada em costas com alta energia de batimento de ondas (nos mares Mediterrâneo e Vermelho e nos oceanos Indo-Pacífico e Atlântico). Já o *Petalocochus varians* fixa-se ao substrato apenas pelos primeiros espirais de crescimento do tubo, sendo encontrado em costas com energia comparativamente menor (nos mesmos oceanos e nos mares Mediterrâneo e do Caribe) (Vescogni *et al.*, 2008).

Nos últimos milênios, houve desenvolvimento considerável dos vermetídeos na costa do Brasil, com dominância da espécie *Petalocochus varians* (Laborel, 1966, 1977). Toniolo (2017) notou uma tendência de segregação geográfica na distribuição dos vermetídeos fósseis entre as espécies *Petalocochus varians* e *Dendropoma irregulare*. O primeiro é mais comum no litoral continental, enquanto que o segundo é identificado apenas nas ilhas oceânicas. Variações ocorrem também no tempo: o *Petalocochus varians*, embora principal constituinte dos recifes fósseis, atualmente é encontrado vivo somente como indivíduos dispersos, tendo sofrido extinção populacional a sul de Cabo Frio. Sua reaparição recente nas regiões de Angra dos Reis e Ubatuba (Moysés *et al.*, 2007 e Vilano e Souza, 2013, respectivamente) deve-se provavelmente ao aquecimento artificial das águas locais pela usina nuclear Angra II. Na região de Laguna-Imbituba (SC), a zona dos vermetídeos foi ocupada pela craca *Tetraclita* e pelo poliqueta *Phragmatopoma* (Angulo *et al.*, 1999), conforme representado pela Figura 4.



**Figura 4:** Esboços do limite superior da zona de *Phragmatopoma* em relação ao limite inferior da zona de *Tetraclita* para: A. Costa brasileira entre Pernambuco e Santos; B. Região de Laguna-Imbituba-SC; C. Itapoá-SC. Retirado de Angulo *et al.* (1999).

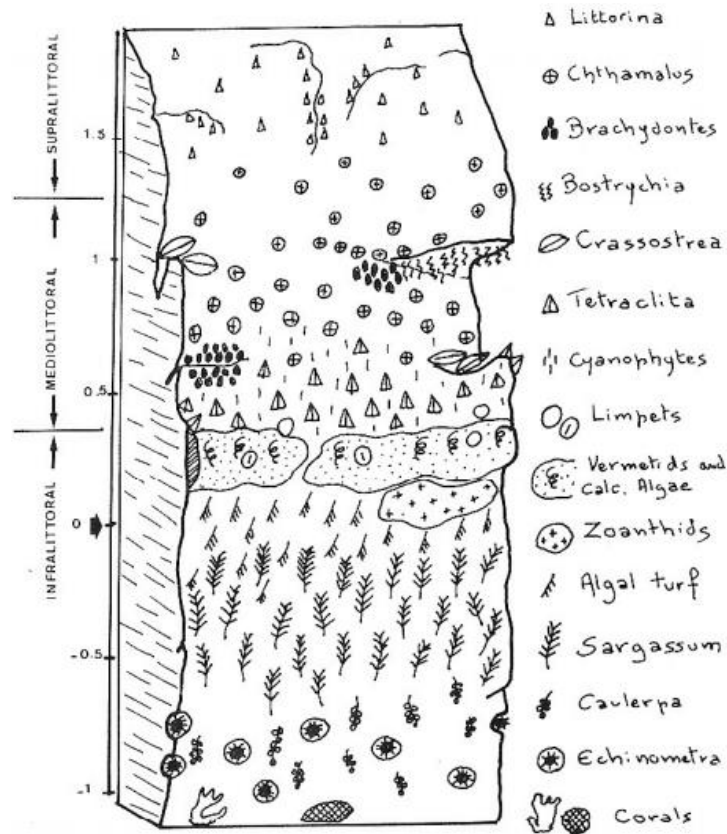
## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Embasamento metodológico

#### 4.1.1. Uso de vermetídeos como indicadores do paleonível marinho

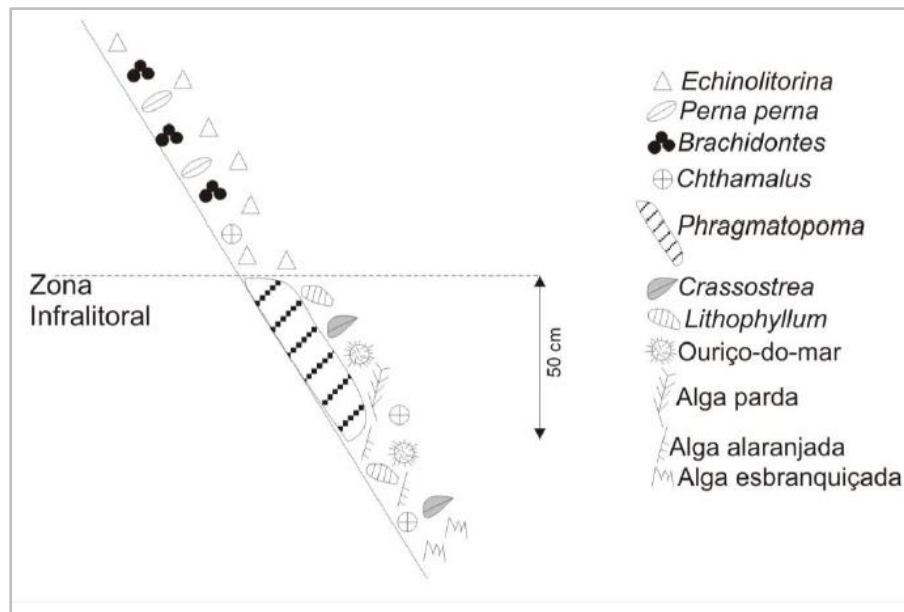
O uso de bioindicadores de paleonível marinho baseia-se no conceito de zoneamento biológico, segundo o qual os organismos se distribuem em faixas delimitadas paralelamente à costa (biozonas), em resposta a diversos gradientes ecológicos como a exposição subaérea e a luminosidade decrescente com a profundidade (Laborel 1979).

Laborel (1979) propôs um zoneamento biológico para a costa brasileira compreendida entre Fortaleza e Santos (Figura 5), onde os vermetídeos ocupam o topo da zona infralitoral juntamente com as algas calcárias. Essa zona é caracterizada pela submersão contínua, com exceção de seu limite superior, o qual pode emergir nas marés baixas de sizígia. A zona dos vermetídeos é limitada ao topo pela ocorrência de *Tetraclita*, e seu limite inferior é marcado pelo início da zona dos anelídeos da família Serpulidae.



**Figura 5:** Zoneamento biológico da costa brasileira, entre Fortaleza (CE) e Santos (SP). Retirado de Laborel (1979).

Ribeiro (2011) propôs um zoneamento biológico para a área em estudo visando a entender a distribuição vertical dos organismos marinhos viventes no costão rochoso e a determinar qual indivíduo ocupa atualmente a posição do vermetídeo. Esse zoneamento está representado pela Figura 6 e pelo Quadro 1.



**Figura 6:** Perfil obtido a partir do zoneamento biológico realizado por Ribeiro (2011) em Guarapari, considerando apenas os organismos distribuídos ao longo de todo o costão.

**Quadro 1:** Organismos identificados no zoneamento biológico dos costões rochosos de Guarapari e suas biozonas correspondentes (\*com referência ao topo da biozona do *Phragmatopoma*; NI = gênero não identificado). Retirado de Ribeiro (2011).

Organismo	Topo da biozona*	Base da biozona*	Largura da biozona	Porção do costão
<i>Perna perna</i>	70cm acima	Indeterminada	Indeterminada	Todo
<i>Brachidontes rodriguesi</i>	70cm acima	Indeterminada	Indeterminada	Todo
<i>Echinolitorina lineolata</i>	Variável	0cm	Indeterminada	Todo
<i>Chthamalus sp.</i>	Variável	80cm abaixo	Indeterminada	Todo
<i>Phragmatopoma sp.</i>	-	-	50cm	Todo
<i>Crassostrea brasiliiana</i>	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Todo
<i>Lithophyllum</i> (alga rosada)	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Todo
Equinoide (ouriço-do-mar)	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Todo
Alga parda (NI)	25cm abaixo	50cm abaixo	25cm	Todo
Alga alaranjada (NI)	40cm abaixo	80cm abaixo	40cm	Todo
Alga esbranquiçada (NI)	70cm abaixo	80cm abaixo	10cm	Todo
<hr/>				
<i>Tetraclita sp.</i>	Variável	80cm abaixo	Indeterminada	Voltada p/ NE
<i>Acmaea sp.</i>	Variável	80cm abaixo	Indeterminada	Voltada p/ NE
<i>Ulva</i> (alga esverdeada)	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Voltada p/ NE
Poliqueta (NI)	40cm abaixo	80cm abaixo	40cm	Voltada p/ NE
<hr/>				
Anêmona vermelha (NI)	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Abrigada de NE
Coral azul (NI)	Equivalente	Indeterminada	Indeterminada	Abrigada de NE
Craca comprida (NI)	Variável	80cm abaixo	Indeterminada	Abrigada de NE

De modo a utilizar os vermetídeos para obter o NRM, é necessário seguir duas premissas: 1) os fósseis devem ser analisados somente quando encontrados *in situ* e em posição de vida; 2) os fósseis devem ter condições de ser situados no zoneamento biológico atual, especialmente em relação ao seu nível de vida (Laborel, 1979; Angulo *et al.*, 1999).

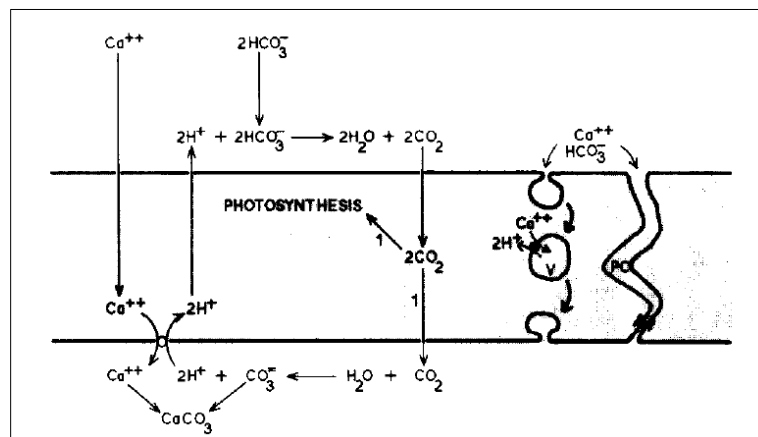
O princípio de aplicação do método consiste em medir a diferença de cota entre o organismo fóssil *in situ* e seu homólogo vivo, sendo que essa diferença corresponde ao nível do mar para a idade do fóssil obtida por datação  $^{14}\text{C}$  (Laborel, 1979; Angulo *et al.*, 1999). Caso o organismo não tenha seu representante vivente nos dias atuais, deve-se medir a cota em relação ao organismo vivente que ocupou sua posição na biozona. Essa situação ocorre na área em estudo, onde o nivelamento foi feito utilizando como referencial vivente o poliqueta *Phragmatopoma caudata* (antes conhecido como *Phragmatopoma lapidosa*, nomenclatura não mais aceita segundo Kirtley 1994).

Com base na Figura 6 e no Quadro 1, o poliqueta *Phragmatopoma sp.* tem, na costa de Guarapari, uma distribuição muito próxima à do modelo de Laborel (1979) para o litoral brasileiro, onde a biozona tem em média 0,5m, com limite superior correspondente ao topo da zona infralitoral. Essa mesma distribuição foi observada por Angulo *et al.* (1999) em Santa Catarina.

#### 4.1.2. Mecanismos de precipitação de carbonato em carapaças de gastrópodes

Os exoesqueletos carbonáticos de invertebrados precipitam de duas formas: na solução extracelular; ou a partir de vesículas intracelulares, separadas do citosol celular por duas membranas permeáveis, o que permite a troca gasosa do  $\text{CO}_2$  entre a solução

extracelular e as células do organismo (McConnaughey, 1989b). O fluido presente entre o esqueleto carbonático e as membranas é chamado de fluido de calcificação plasmática (FCP, ou ECF na sigla em inglês). Nos gastrópodes, o carbonato das conchas é formado no manto, um órgão fino que reveste o interior da casca (Wilbur e Saleuddin, 1983). A precipitação de carbonato e a formação cristalina ocorrem dentro de uma fina zona de fluido localizada entre o manto e a concha existente, chamado de fluido extrapálico por Shanahan *et al.* (2005). McConnaughey (1989b) afirma que a membrana externa ajuda a aumentar o estado de saturação do FCP e evita que íons da solução supersaturada sofram difusão para o meio externo. Apesar de receber pequenas contribuições de água do mar, o FCP não é afetado pela entrada de íons ( $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{CO}_3^-$ ) vindos dela; assim, sua saturação depende de enzimas, como a AT-pases, capazes de promover o transporte de  $\text{Ca}^{2+}$  do organismo para a solução. O pH da solução também exerce papel importante na saturação do FCP, visto que a concentração dos íons  $\text{CO}_3^-$  em equilíbrio com um nível particular de  $\text{CO}_2$  é inversamente proporcional ao quadrado da concentração de  $\text{H}^+$  (McConnaughey, 1989b). Portanto, um gradiente de pH ao longo da membrana gera concentração de íons  $\text{CO}_3^-$  (e, conseqüentemente, de  $\text{HCO}_3^-$ ) no lado com maior pH. O sistema de precipitação de carbonato (Figura 7) pode ser assim resumido: as membranas isolam o esqueleto, e a troca dos cátions  $\text{Ca}^{2+}$  e  $2\text{H}^+$ , juntamente com a dissolução do  $\text{CO}_2$ , aumenta a produção dos íons  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{CO}_3^-$ ; os prótons liberados pela reação  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CO}_3^- + 2\text{H}^+$  são trocados por  $\text{Ca}^{2+}$  pela enzima AT-pases; a impermeabilidade da membrana previne que os íons  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^-$  escapem por difusão.



**Figura 7:** Modelo de precipitação de  $\text{CaCO}_3$ , proposto por McConnaughey (1989b).

#### 4.1.3. Isótopos estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$

O uso dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  de carapaças de invertebrados marinhos fósseis como bioindicadores paleoceanográficos e paleoclimáticos depende da validade da premissa de que suas carapaças foram secretadas em equilíbrio isotópico com as águas em que esses organismos viveram. Admitida essa hipótese, o  $\delta^{13}\text{C}$  do carbonato biogênico

refletiria basicamente a composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido (CID) na água do mar, enquanto o  $\delta^{18}\text{O}$  refletiria a própria composição isotópica da água do mar; estas composições isotópicas, por sua vez, seriam essencialmente controladas por fatores paleoambientais como salinidade e temperatura, o que explica o grande potencial do carbonato biogênico como indicador paleoambiental. Os estudos pioneiros de Urey (1951) e Epstein *et al.* (1953) permitiram calcular o efeito da temperatura (termodinâmico) na incorporação do  $^{18}\text{O}$  durante a precipitação do carbonato biogênico, através do qual o aquecimento das águas reduz a quantidade de  $^{18}\text{O}$  no carbonato. Mais tarde, ficaria demonstrado que, para estudos de variação do  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonato biogênico ao longo do tempo, tão ou mais importantes que este efeito são as variações de composição isotópica da água do mar controladas pelo aporte de massas de água com diferentes temperaturas (de degelo, por exemplo) e/ou salinidades (Shackleton 1967).

Entretanto, os efeitos dos fracionamentos cinético e metabólico durante a cristalização do carbonato podem gerar desequilíbrio isotópico entre o carbonato biogênico de certos organismos e a água do mar, o que, se não puder ser corrigido, inviabiliza a utilização dos vestígios carbonáticos destes organismos nos estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos (Gillikin *et al.* 2007, Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007). Em vista disso, a síntese bibliográfica que se segue trata separadamente de dois tipos de controles sobre a composição isotópica do carbonato biogênico: a origem e composição da água do mar e seu CID e o fracionamento isotópico durante a calcificação.

- $\delta^{13}\text{C}$  no CID marinho

O  $\delta^{13}\text{C}$  da água do mar varia tanto lateralmente quando verticalmente, de acordo com a relação autotrofismo/heterotrofismo e o equilíbrio com a atmosfera (Newton & Bottrell, 2007). Na zona fótica marinha, a produtividade biológica (fotossíntese realizada por fitoplâncton) favorece a retirada do  $^{12}\text{CO}_2$  do meio, tornando o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  maior. Por outro lado, o equilíbrio com a atmosfera (rica em  $^{12}\text{CO}_2$  isotopicamente mais leve) tende a diminuir essa relação (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

A variação local do valor de  $\delta^{13}\text{C}$  das águas costeiras pode ocorrer em virtude de fatores como a chegada de água doce continental (isotopicamente mais leve) e, mais uma vez, com a relação autotrofismo/heterotrofismo. Esta última pode variar tanto com a sazonalidade quanto com a intensidade da ressurgência costeira. O aumento da temperatura nas estações quentes do ano (verão e primavera) ou o fenômeno de ascensão de águas marinhas profundas ricas em nutrientes podem, ambos, causar aumento na produtividade primária e, conseqüentemente, no  $\delta^{13}\text{C}$  do CID naquela porção da costa (Ravelo & Hillaire-Marcel 2007).

- $\delta^{18}\text{O}$  na água do mar

A disponibilidade do  $^{18}\text{O}$  e do  $^{16}\text{O}$  na água do mar é controlada por dois tipos de fracionamento: um dado pela evaporação da água e outro pela maior ou menor presença de geleiras. A evaporação é responsável pelo fracionamento entre o isótopo leve e pesado de oxigênio no mar, de modo que águas mais evaporativas perdem preferencialmente o isótopo mais leve ( $^{16}\text{O}$ ) para a atmosfera, o que lhes aumenta residualmente a concentração do isótopo pesado ( $^{18}\text{O}$ ), geralmente junto com o aumento de salinidade. Esse mecanismo é responsável por gerar variações regionais no  $\delta^{18}\text{O}$  da água marinha (Ravelo & Hillaire-Marcel, 2007).

Porém, o fracionamento pelas geleiras também exerce papel fundamental na relação  $\delta^{18}\text{O}$  do mar, visto que a água proveniente da evaporação (isotopicamente mais leve) fica retida nas geleiras, o que aumenta a concentração do isótopo pesado nas águas marinhas durante os períodos glaciais. Este efeito é o mais importante na escala de tempo dos ciclos glaciais e interglaciais.

As águas costeiras são, em geral, compostas por uma mistura entre o oxigênio da água doce continental e o oxigênio marinho, com valores de  $\delta^{18}\text{O}$  intermediários entre os destas duas fontes. Essa mistura ocorre em proporções variadas e depende da proximidade com a desembocadura de rios (estuários e deltas) e de suas vazões. Porém, como visto no item 3.1.2, as águas costeiras da área em estudo não são influenciadas significativamente pelo aporte de água doce. A influência do fator deglacial também não deve ser a fator relevante das variações do  $\delta^{18}\text{O}$  dos vermetídeos em estudo, visto que as idades dos fósseis em análise restringem-se ao Holoceno, período interglacial com relativa estabilidade nas geleiras. As águas costeiras podem ser fortemente influenciadas por outros fatores, como a chegada de massas de água mais salinas provenientes de ambientes evaporativos, as quais possuem maior concentração de  $\delta^{18}\text{O}$ ; e a ascensão, via fenômenos de ressurgência, de águas provenientes de maiores profundidades, as quais apresentam menor salinidade e, presumivelmente, menor  $\delta^{18}\text{O}$ .

- Efeitos vitais sobre a composição isotópica em carbonatos biogênicos

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das carapaças carbonáticas só serão iguais àqueles das águas oceânicas caso ocorra equilíbrio isotópico. Porém, estudos recentes mostraram que, para determinados filos, o carbonato biogênico pode não ser secretado em equilíbrio isotópico com a água do mar (Klein *et al.*, 1996; McConnaughey *et al.*, 1997; Dettman *et al.*, 1999; Lorrain *et al.*, 2004; Gillikin *et al.*, 2006, 2007, 2009; Ravelo & Hillaire-Marcel 2007; Hui *et al.*, 2010; Schoepf *et al.*, 2014). Ocorrem fracionamentos controlados por fatores como a temperatura da água, os efeitos vitais ou metabólicos das espécies (essencialmente, fotossíntese e respiração) e o efeito cinético, este por sua vez relacionado com a taxa de calcificação (Schoepf *et al.* 2014). Enquanto os fatores metabólicos afetam somente a

composição isotópica do carbono, o cinético influencia tanto os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  quanto os de  $\delta^{18}\text{O}$ .

Os efeitos metabólicos modulam a composição isotópica do reservatório interno (FCP) de carbono inorgânico dissolvido a partir do qual o carbonato é precipitado (Swart, 1983; McConnaughey, 1989a; McConnaughey *et al.*, 1997; Schoepf *et al.*, 2014). Já o fracionamento cinético está relacionado à incorporação preferencial dos isótopos leves de carbono e oxigênio nos processos de hidratação e hidroxilação do  $\text{CO}_2$ , durante a calcificação (McConnaughey, 1989a; McConnaughey, 1989b; Schoepf *et al.*, 2014). Esse modelo assume que a composição isotópica dos carbonatos biogênicos deriva da composição molecular do  $\text{CO}_2$  presente no FCP. Como visto no item 4.1.2, o  $\text{CO}_2$  entra por difusão no FCP e, na dependência do pH desse fluido, sofre hidratação ou hidroxilação. Como produto dessas reações, tem-se a formação de CID. Essas duas reações discriminam os isótopos pesados, produzindo empobrecimento de  $^{13}\text{C}$  e  $^{18}\text{O}$  no CID. Esse efeito de empobrecimento de isótopos pesados no CID do FCP reflete-se tão mais intensamente no material carbonático precipitado quanto maior a velocidade de calcificação, visto que, nesses casos, a precipitação do carbonato a partir do CID é muito mais rápida do que o equilíbrio com o fluido. À medida que o pH da solução aumenta, uma proporção cada vez maior de CID é produzido por hidroxilação a partir do  $\text{CO}_2$  molecular. Assim, o tempo de residência do CID no FCP diminui, resultando em menor equilíbrio isotópico entre a carapaça carbonática e o FCP. Como tanto os valores de  $\delta^{13}\text{O}$  como os de  $\delta^{18}\text{O}$  diminuem, em uma proporção fixa característica do organismo (Schoepf *et al.*, 2014), este mecanismo de fracionamento cinético leva a correlação positiva dos dois valores isotópicos entre si e com a taxa de calcificação das carapaças (Shanahan *et al.*, 2005).

#### 4.1.4. Razões Mg/Ca e Sr/Ca em carbonatos

Paralelamente ao uso do  $\delta^{18}\text{O}$ , este Trabalho de Formatura baseia-se também na análise química dos elementos Sr, Mg e Ca. O estudo das razões entre esses elementos em esqueletos carbonáticos marinhos vem-se tornando comum em reconstituições paleoclimáticas, partindo da premissa de que a composição química dos oceanos não sofreu alterações significativas no Quaternário. Trabalhos prévios abordaram os mecanismos que controlam essas razões elementares, principalmente em foraminíferos (Lea *et al.* 1999, Hall 2002), em corais (Beck *et al.* 1992, Linsley *et al.* 2000a) e em moluscos (Klein *et al.* 1996, Ingram *et al.* 1998). O teor desses elementos nas carapaças carbonáticas depende da disponibilidade desses cátions na água do mar, de fatores ambientais (como a temperatura da água durante a precipitação do carbonato) e de fatores metabólicos da espécie.

A composição química das carapaças dos organismos secretores de carbonato pode ser influenciada pela presença de deltas e estuários nas proximidades de onde eles vivem,

visto que o aporte de água doce continental gera mudanças sazonais na geoquímica das águas costeiras. Porém, como mencionado no item 3.1.2, o aporte de água doce não representa variável relevante para o presente estudo, seja pelo caráter estenoalino dos vermetídeos, seja pela ausência de deltas e estuários num raio de 150 km. Para entender melhor as variações na geoquímica das águas costeiras em Guarapari (ES), o ideal seria dispor de análises da composição química (e também isotópica, de temperatura e salinidade) dessas águas periodicamente, ao longo de ao menos um ano, para efeito de calibração. Como o presente trabalho não dispõe desses dados, assume-se a premissa, que precisará porém ser testada em trabalhos futuros, de que a geoquímica das águas costeiras onde foram realizadas as coletas reflete mais as características das águas controladas pela circulação marinha costeira, como temperatura, salinidade e nutrientes, de que fatores cinéticos ou metabólicos da calcificação.

- Razão Mg/Ca

A razão Mg/Ca reflete a influência da temperatura no teor de Mg presente nos carbonatos. Segundo Chave (1954), o teor de Mg em carbonato biogênico é maior nas regiões de menor latitude (mais quentes), sendo que o aumento de temperatura favorece a substituição do Ca por Mg.

Nos cristais de calcita, a substituição de Ca por Mg ocorre de forma menos limitada que na aragonita e essa substituição depende da temperatura ambiente. Visto que essa reação de substituição é endotérmica e considerando que a razão Mg/Ca é constante na água do mar, a variação desta razão é diretamente proporcional ao aumento da temperatura, o que é amplamente aceito para grande parte das espécies de carapaça calcítica (Klein *et al.* 1996; Rosenthal & Linsley 2006; Rosenthal *et al.* 1997).

Na aragonita, por pertencer a outro sistema cristalino, o ortorrômbico, e pelo maior número de coordenação das posições catiônicas, a capacidade de admitir no retículo cristalino cátions relativamente leves e pequenos, como o Mg, é muito mais limitada que na calcita, ainda que o Mg possa ocorrer em compostos orgânicos adsorvidos aos seus cristais ou ainda em outras fases minerais a ela associadas (Takesue *et al.* 2008). Apesar disso, relação direta entre temperatura de cristalização e razão Mg/Ca tem sido observada, em laboratório, também neste mineral (Amiel *et al.* 1973, Wei *et al.* 1999). Porém, no que diz respeito aos moluscos de concha aragonítica, há menos consenso sobre o controle termodinâmico na razão Mg/Ca (Schöne *et al.* 2003).

- Razão Sr/Ca

O Sr substitui facilmente o Ca nos cristais de aragonita. Tendo em vista que essa reação é exotérmica, a tendência é de que a razão Sr/Ca diminua com o aumento da temperatura (Kinsman & Holland 1969), de tal modo que ela possa ser usada como

paleotermômetro inverso (Weber 1973, Smith *et al.* 1979, Beck *et al.* 1992, Alibert & McCulloch 1997).

#### 4.2. Atividades de campo prévias

O trabalho de campo foi realizado previamente, no âmbito da Iniciação Científica de Priscila Cury Ribeiro, durante o período compreendido entre os dias 30 de outubro e 4 de novembro de 2009, pela equipe listada no Quadro 2.

**Quadro 2:** Equipe científica envolvida no nivelamento e coleta de vermetídeos, em campo.

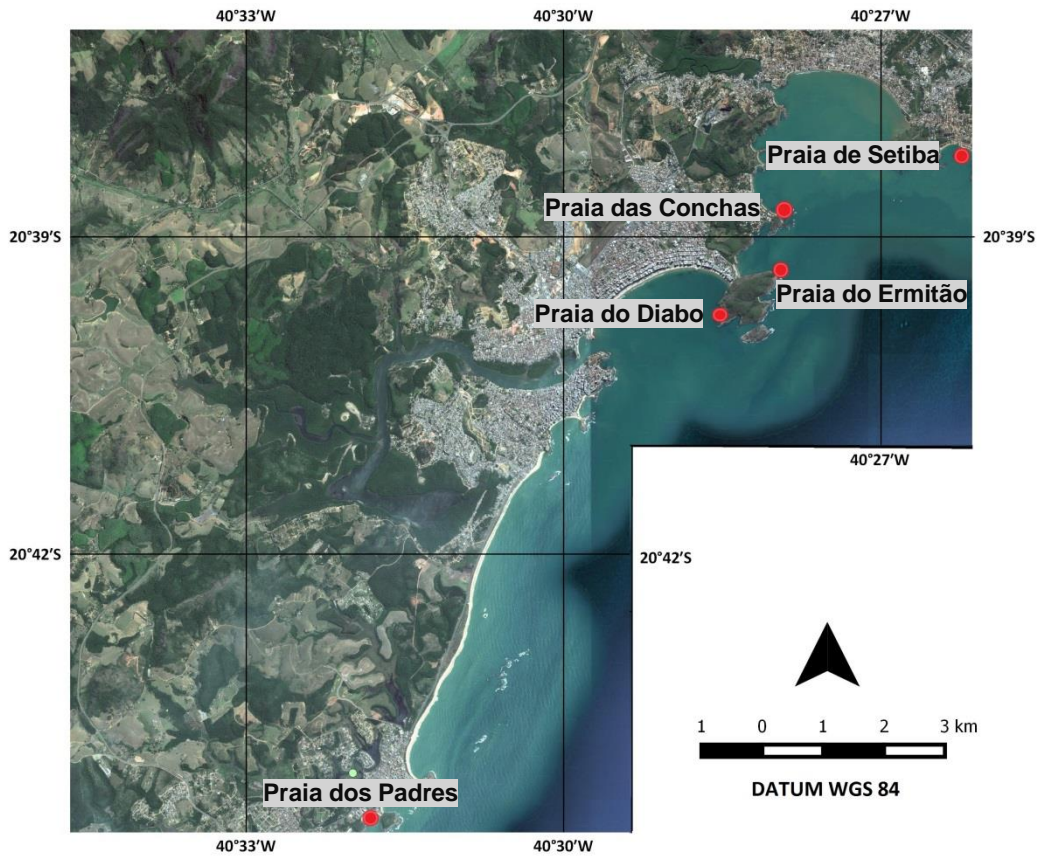
<b>Membro</b>	<b>Categoria/Instituição (em 2009)</b>
Priscila Cury Ribeiro	Estudante de geologia, bolsista IC FAPESP, IGc-USP
Dr. Paulo César Fonseca Giannini	Geólogo, docente-pesquisador, IGc-USP, orientador
MsC. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior	Geólogo, bolsista Doutorado FAPESP, IGc-USP
MsC. Rodrigo César Marques	Biólogo, doutorando, Museu de Zoologia-USP

Este trabalho de campo compreendeu as seguintes etapas:

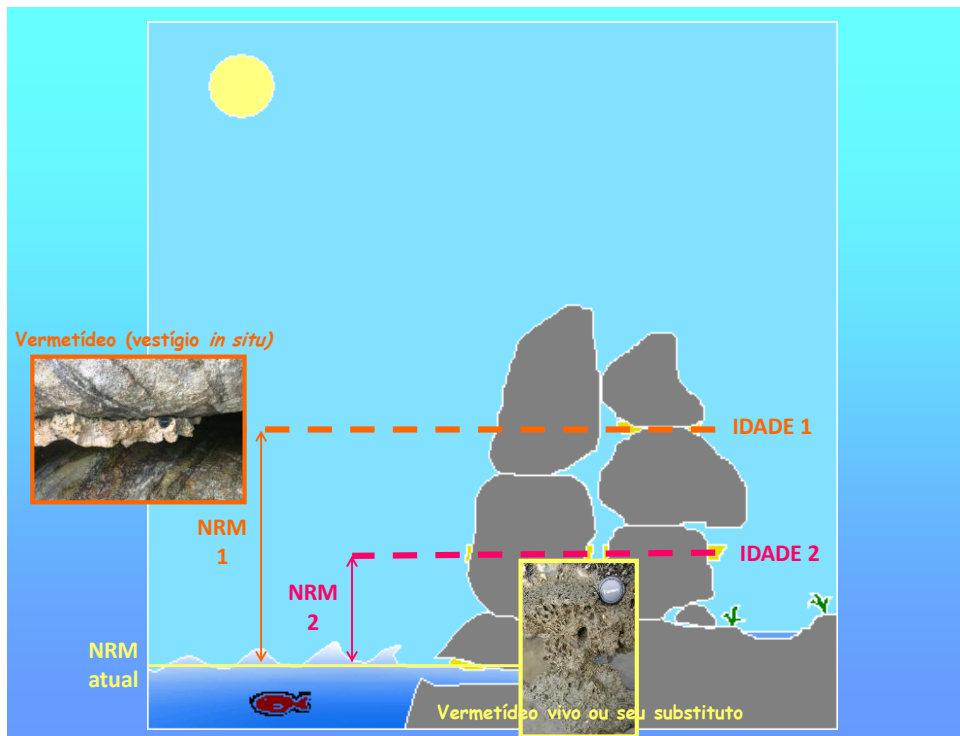
- 1) Busca das incrustações de vermetídeos e registro das coordenadas de ocorrência com uso de GPS.
- 2) Descrição e classificação petrográfica do tipo de rocha cristalina incrustada.
- 3) Orientação espacial do costão em que as incrustações se encontram.
- 4) Caracterização da geometria e medidas com bússola da orientação espacial das superfícies de fixação de vermetídeos.
- 5) Nivelamento dos vermetídeos fósseis em relação a um referencial vertical fixo (biozona homóloga), com auxílio de nível topográfico de precisão milimétrica *Wild Herrbrug Nk-10*, de modo a possibilitar a reconstituição do NRM na época de vida do animal.
- 6) Extração de 54 amostras de bioconstruções de vermetídeos fósseis para análises laboratoriais, com auxílio de martelo, marreta e talhadeira, sempre com cuidado para não destruir a incrustação inteira e manter assim parte do registro *in situ*, para o caso de eventuais conferências de campo posteriores. Estas amostras, de tamanho médio equivalente a 2000 cm<sup>3</sup>, foram retiradas da mesma altura utilizada no nivelamento (porção mediana da biozona vertical de vermetídeos fósseis). Na etapa de nivelamento, em vista da ausência de vermetídeos vivos nos costões estudados, utilizou-se como referencial fixo o ponto médio do intervalo vertical do poliqueta *Phragmatopoma caudata*, o qual ocupa a mesma biozona de *Petalconchus varians* (Angulo *et al.* 1999).

Os resultados preliminares das etapas de campo 1 a 6 foram objeto de estudo da Iniciação Científica (FAPESP) e Trabalho de Formatura de Priscila Cury Ribeiro (Ribeiro, 2011; Ribeiro *et al.*, 2011) e são reaproveitados, como solução de continuidade à pesquisa, no presente projeto.

Os pontos de coleta de amostras de vermetídeo encontram-se indicados na Figura 8 e o esquema do método de campo de nivelamento, na Figura 9.



**Figura 8:** Localização dos arcos praias, em cujos pontões limítrofes (indicados pelos círculos vermelhos) foram coletadas as amostras de bioincrustação em estudo neste trabalho.



**Figura 9:** Esquema ilustrativo de reconstituição do NRM. O referencial de NRM atual (biozona homóloga) ilustrado no retângulo amarelo é o poliqueta *Phragmatopoma caudata*. Desenho inédito de P.C. Ribeiro e P.C.F. Giannini.

#### 4.3. Identificação taxonômica e organização das amostras quanto ao paleonível

As amostras de bioconstrução de vermetídeos fósseis e do poliqueta vivente utilizado como *datum* (*Phragmatopoma caudata*) foram submetidas à identificação taxonômica precisa, com apoio do Dr. Rodrigo César Marques (Museu de Zoologia da USP), durante a iniciação científica (FAPESP) de Priscila Cury Ribeiro. Em seguida, as amostras foram organizadas em cinco grupos, de acordo com a altura medida em campo, relativa ao *datum* biológico adotado: 0,0 a 1,0m; 1,1 a 2,0m; 2,1 a 3,0m; 3,1 a 4,0m e >4,0m (Quadro 3). O objetivo foi realizar número equivalente de determinadas análises (e.g. petrográficas), em cada grupo.

**Quadro 3:** Distribuição das amostras de vermetídeos fósseis em cinco grupos, quanto à altura medida em relação às incrustações de *Phragmatopoma caudata* vivente (biozona atual homóloga). Os prefixos dos códigos de amostras indicam a praia em que se fez a coleta: ALD – praia das Conchas; DIA – praia do Diabo; ER – praia do Ermitão; PAD – praia dos Padres; SET – praia de Setiba. Localização dos pontos de coleta na Figura 5.

Elevação do vermetídeo em relação ao <i>datum</i> biológico homólogo (m)				
0,0 a 1,0	1,1 a 2,0	2,1 a 3,0	3,1 a 4,0	> 4,0
ALD-1 PAD-1 PAD-2 PAD-3	ALD-2 ER-M PAD-4 SET-9 SET-15	DIA-1 PAD-5 PAD-14 SET-10 ER-D PAD-6 SET-2 SET-11 ER-E PAD-7 SET-3 SET-12 ER-F PAD-8 SET-6 SET-14 ER-L PAD-9 SET-7 SET-16 ER-N PAD-10 SET-8 ALD-4 ALD-5	DIA-2 PAD-11 SET-13 ER-B PAD-12 ALD-3 ER-C PAD-13 ALD-6 ER-G SET-1 ALD-7 ER-J SET-4 ALD-8 ER- K SET-5	ER-A ER-H ER-I

#### 4.4. Análises laboratoriais

Os métodos de laboratório aplicados durante o desenvolvimento deste Trabalho de Formatura foram os testados e desenvolvidos durante os dois anos da pesquisa de Iniciação Científica da formanda. Eles podem ser assim enumerados:

1. Limpeza com água e escova para remoção da impregnação orgânica mais superficial das amostras previamente coletadas em campo.
2. Ataque com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> durante pelo menos 48 horas em todas as amostras (ou subamostras, no caso daquelas de volume maior que 10<sup>3</sup> cm<sup>3</sup>), para retirar a matéria orgânica remanescente que pudesse gerar contaminação e afetar assim os resultados químico-isotópicos e de datação.
3. Coleta à lupa binocular, com ajuda de alicate de ponta fina, de tubículos de vermetídeo de cada paleonível pré-tratado, até perfazer massa de aproximadamente 2 g.
4. Ataque dos tubículos coletados com HCl P.A. 3%, a fim de evitar ou minimizar contaminações por calcita secundária, seja de revestimento ou preenchimento pós-deposicional seja de substituição.

5. Pulverização e homogeneização, com pistão e almofariz de ágata, dos materiais coletados, os quais foram em seguida distribuídos em cinco frascos de vidro distintos, destinados um para arquivo e os demais para cada um dentre os quatro tipos de análise listados a seguir:
  - I. Difratomia de Raio-X (DRX): cerca de 35 mg, para determinar a mineralogia constituinte no Laboratório de DRX do IGc-USP. A finalidade foi verificar se o mineral primário da carapaça de vermetídeo (no caso, aragonita) estava bem representado na subamostra e assim evitar o uso, para datação ou estudo químico-isotópico, de fósseis contaminados por calcita secundária e/ou de outros organismos.
  - II. Datação: alíquota de 50 mg, para determinar a idade absoluta por  $^{14}\text{C}$  via espectrometria de massa acelerada (AMS, na sigla em inglês), na Universidade Federal Fluminense, em Niterói (RJ), em convênio com a Universidade da Georgia (EUA).
  - III. Análise de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ : em torno de 50 mg, enviados para o Laboratório de Isótopos Estáveis (LIE) do Centro de Pesquisas Geocronológicas (Cepegeo), no Instituto de Geociências da USP (IGc-USP), onde foram analisados através de cromatografia gasosa acoplada a um espectrômetro de massa de razão isotópica *Delta V. Advantage*, da *Thermo Scientific*<sup>®</sup>.
  - IV. Razões Mg/Ca e Sr/Ca: cerca de 50mg, enviados para a Central Analítica do IQ-USP, onde foram analisados em espectrômetro de massa de plasma indutivamente acoplado (ICP-AES, na sigla em inglês), modelo *Spectro*<sup>®</sup> *Arcos*.
  - V. Confeção de seção delgada: 14 amostras de vermetídeos pré-selecionadas (ALD-1, ALD-2, ALD-8, PAD-1, PAD-3, PAD-4, PAD-11, PAD-12, PAD-13, DIA-2, ER-D, ER-M, SET-1, SET-3), impregnadas com resina epóxi colorida (azul) a vácuo e seccionadas na Seção de Laminação do IGc-USP. As lâminas foram preparadas em réplica, sendo uma com lamínula (para descrição ao microscópio óptico de luz polarizada e obtenção de fotomicrografias digitais) e outra sem lamínula (para análises complementares ao microscópio eletrônico de varredura (MEV) com espectrômetro de energia dispersiva (EED) e testes colorimétricos com solução ácida de alizarina vermelha).
6. Análise petrográfica, por microscopia óptica de luz polarizada, das 25 amostras previamente impregnadas e laminadas. Para tanto, foram adotados os seguintes passos:

- I. Classificação textural global da rocha de acordo com os processos reconhecidos de geração do carbonato (clástico, de crescimento orgânico ou de precipitação química).
  - II. Reconhecimento e estimativa modal percentual de componentes petrográficos deposicionais (bioconstrução, impurezas albioquímicas e terrígenas e porosidade primária) e diagenéticos (matriz micrítica infiltrada, cimentos, feições de dissolução e/ou abrasão e porosidade secundária).
  - III. Descrição da bioconstrução, com ênfase à associação biológica e trama espacial dos seus componentes.
  - IV. Descrição das impurezas, isto é, dos componentes albioquímicos e terrígenos aderidos ou infiltrados, atentando para composição, trama e aspectos texturais (tamanho, forma e aspecto superficial) de cada um deles, inclusive estimativa de porcentagem na fração.
  - V. Descrição do material intersticial carbonático (matriz micrítica ou cimento) quanto à trama e textura, segundo a classificação de Folk (1962).
  - VI. Descrição do tipo de porosidade, quanto à forma e arranjo espacial, segundo a classificação de Choquette & Pray (1970).
  - VII. Descrição de feições de corrosão e desgaste, e avaliação de seu significado enquanto indícios de dissolução química e abrasão mecânica, respectivamente.
  - VIII. Classificação petrográfica da rocha, segundo Folk (1959) e Dunham (1962).
7. Análise ao sistema MEV-EED de quatro amostras brutas de vermetídeos, tendo como objetivo detalhar a trama, textura e quimismo da micrita e dos cimentos, bem como a micromorfologia das bioconstruções.

#### 4.5. Tratamento dos resultados

##### 4.5.1. Resultados analíticos laboratoriais

O conjunto de dados de  $\delta^{18}\text{O}$  das conchas aragoníticas foi corrigido levando-se em conta o fator de fracionamento devido ao ácido (Kim *et al.*, 2007). Para tanto, aplicou-se a Equação 1.

$$\delta^{18}\text{O aragonita} = \left[ \left( \frac{1.008648}{1.009032} \right) \times (1000 + \delta^{18}\text{O calcita}) \right] - 1000 \quad (\text{Equação 1})$$

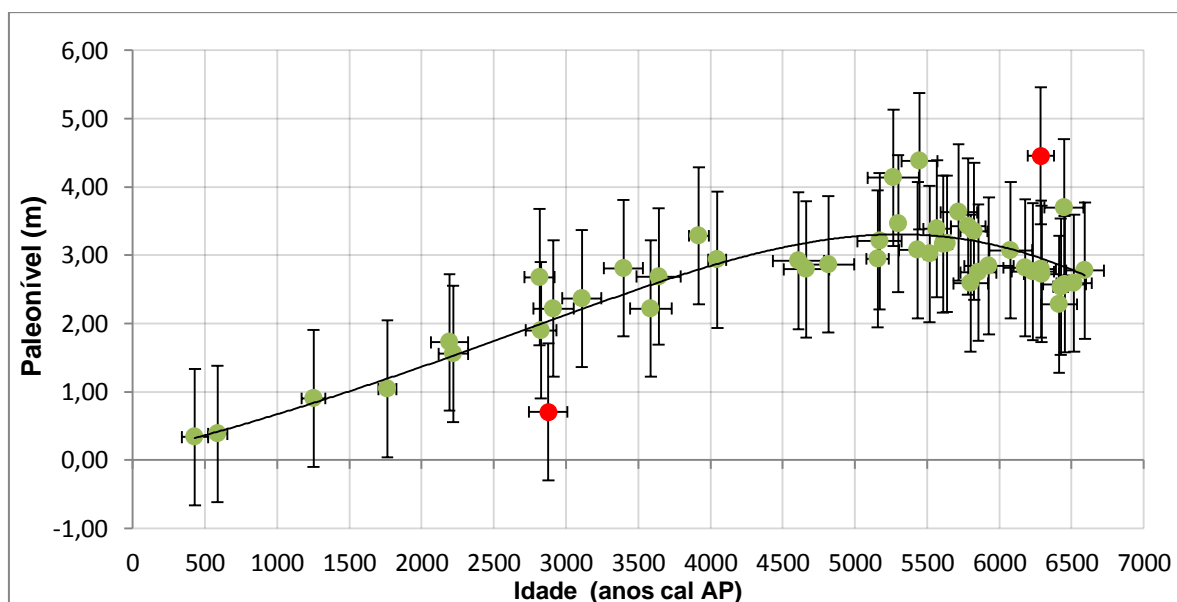
Os resultados das análises isotópicas, químicas e da datação  $^{14}\text{C}$  obtidos foram lançados, no programa *Microsoft Excel*, em gráficos de dispersão aos quais foram ajustados tanto retas de regressão linear (representadas por linhas sólidas) quanto polinômios de grau acima do qual não mais se obteve aumento significativo de ajuste estatístico aos dados (representados por linhas tracejadas em vermelho). Para os valores do coeficiente de correlação linear (r), calcularam-se pelo teste t de Student unicaudal os respectivos erros I,

os quais indicam a probabilidade de a correlação detectada não existir. Para as curvas de ajuste polinomial de ordem maior, obtiveram-se os valores de coeficiente de determinação ( $R^2$ ). No caso da curva de variação do NRM, a opção por uma curva polinomial visou também permitir a comparação com curvas de NRM similares traçadas em trabalhos prévios, baseadas em simulação geofísica do ajuste hidroisostático (Milne *et al.* 2005) ou em dados de bioindicadores (Baker *et al.* 2001, Angulo *et al.* 2006, Toniolo 2014, 2017).

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Variação do nível relativo do mar

Os 47 resultados de datação  $^{14}\text{C}$ -AMS obtidos ao longo dos dois anos de Iniciação Científica e durante o desenvolvimento do presente Trabalho de Formatura, lançados em função do paleonível marinho medido em campo, permitiram obter a curva de variação de NRM da Figura 10.



**Figura 10:** Variação do NRM para a região de Guarapari (ES), baseada em dados de paleonível de vermetídeos obtidos por esta formanda e por Ribeiro (2011). A curva refere-se ao polinômio de 6º ordem, cujo coeficiente de determinação ( $R^2$ ) encontra-se indicado no gráfico. Os círculos em vermelho, correspondentes às amostras ALD-1 e ER-H, representam pontos discrepantes (*outliers*) não utilizados na construção da curva, conforme discutido no texto.

Dois pontos discrepantes (*outliers*), destacados na Figura 10, não foram considerados para efeito de construção da curva de NRM. O primeiro deles, deslocado para baixo em relação à curva, corresponde à amostra ALD-1, coletada na praia das Conchas (Figuras 8 e 11) em costão formado por enderbitos com foliação em baixo ângulo de mergulho ( $< 20^\circ$ ) e com desenvolvimento de fendas segundo esta foliação. As fendas propiciam a individualização e conseqüente deslocamento de lajes, conforme evidenciado pela fotografia de campo feita durante a coleta (Figura 11). Assim, embora tenha sido interpretada, durante a coleta, como *in situ*, esta amostra encontra-se, na verdade, em um bloco deslocado.



**Figura 11:** Locais de amostragem em costões da praia das Conchas, localidade de Aldeia da Praia. a) Detalhe do ponto de coleta da amostra CON-1 (renomeada para ALD-1). Retirado de Ribeiro (2011).

O segundo paleonível discrepante, deslocado para cima em relação à curva de NRM (Figura 10), corresponde à amostra ER-H. Ela foi coletada na praia do Ermitão, em costão rochoso formado por kinzigitos com foliação principal com alto ângulo de mergulho ( $> 50^\circ$ ), a qual determina o desenvolvimento de fendas subverticais. Nessas fendas, como aquela onde foi coletada a amostra, é comum que a ação das ondas tenha maior amplitude de impacto, o que, segundo Laborel (1986), pode aumentar a largura da biozona dos vermetídeos, razão provável para a discrepância observada.

## 5.2. Análise mineralógica por DRX

Os resultados de DRX (Tabela 1) mostram que todas as alíquotas separadas são compostas essencialmente por aragonita e/ou calcita, tendo como outro componente mais comum o quartzo. Em oito amostras (SET-11, ALD-1, ALD-2, DIA-1, ER-C, ER-G, ER-I, ER-M), os picos de calcita foram maiores que os de aragonita. A presença de calcita em todas as amostras está provavelmente ligada à constante presença de preenchimento das bioconstruções de vermetídeos por micrita, observada à lupa durante a coleta, e confirmada nos estudos ao microscópio (item 5.5) e ao MEV. Também pode estar relacionada à existência de incrustações e bioclastos de algas e animais de carapaça calcítica, como já notado por Ribeiro (2011) e reafirmado nas análises microscópicas deste Trabalho (item 5.5). A calcita ocorre também como microspato romboédrico oco, revestindo as carapaças (Ribeiro 2011).

**Tabela 1:** Lista de amostras separadas para DRX e mineralogia detectada em cada uma. Minerais listados em ordem de abundância, interpretada com base no tamanho dos picos. \*: Amostras separadas para análise neste Trabalho de Formatura.

<b>Código da amostra</b>	<b>Mineralogia identificada</b>
SET-2	Aragonita, Calcita
SET-4	Aragonita, Calcita
SET-5	Aragonita, Calcita
SET-6	Aragonita, Calcita
SET-7	Aragonita, Calcita
SET-8	Aragonita, Calcita
SET-9	Aragonita, Calcita
SET-10	Aragonita, Calcita
SET-11	Calcita, Aragonita
SET-12	Aragonita, Calcita
SET-13	Aragonita, Calcita
SET-14	Aragonita, Calcita
SET-15	Aragonita, Calcita
SET-16	Aragonita, Calcita
ER-A	Aragonita, Calcita
ER-B	Aragonita, Calcita
ER-C*	Calcita, Aragonita
ER-E	Aragonita, Calcita
ER-F*	Aragonita, Calcita
ER-G	Calcita, Aragonita
ER-H	Aragonita, Calcita
ER-I	Calcita, Aragonita
ER-K	Aragonita, Calcita
ER-L*	Aragonita, Calcita
ER-M	Calcita, Aragonita
ER-N	Aragonita, Calcita
DIA-1*	Calcita, Aragonita
DIA-2*	Aragonita, Calcita
ALD-1	Calcita, Aragonita
ALD-2*	Calcita, Quartzo, Aragonita
ALD-3*	Aragonita, Quartzo, Calcita, Muscovita
ALD-4*	Aragonita, Calcita
ALD-5*	Aragonita, Calcita
ALD-6*	Aragonita, Calcita
ALD-7*	Aragonita, Calcita, Quartzo
ALD-8*	Aragonita, Calcita, Quartzo
PAD-1	Aragonita, Calcita
PAD-2	Aragonita, Calcita
PAD-3	Aragonita, Calcita
PAD-5*	Aragonita, Calcita, Quartzo
PAD-6	Aragonita, Calcita
PAD-7	Aragonita, Calcita
PAD-8*	Aragonita, Quartzo, Calcita
PAD-9	Aragonita, Calcita
PAD-10	Aragonita, Calcita
PAD-11*	Aragonita, Quartzo, Calcita
PAD-14*	Aragonita, Quartzo, Calcita

Testes prévios em duas amostras com quantidade subordinada de impureza calcítica (pico menor que o de aragonita) demonstraram que esta impureza não influi significativamente no resultado de datação, o qual apresenta ligeiro rejuvenescimento, porém dentro da margem de erro (2 sigmas) do método  $^{14}\text{C}$  (Ribeiro 2011).

### 5.3. Análise isotópica ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )

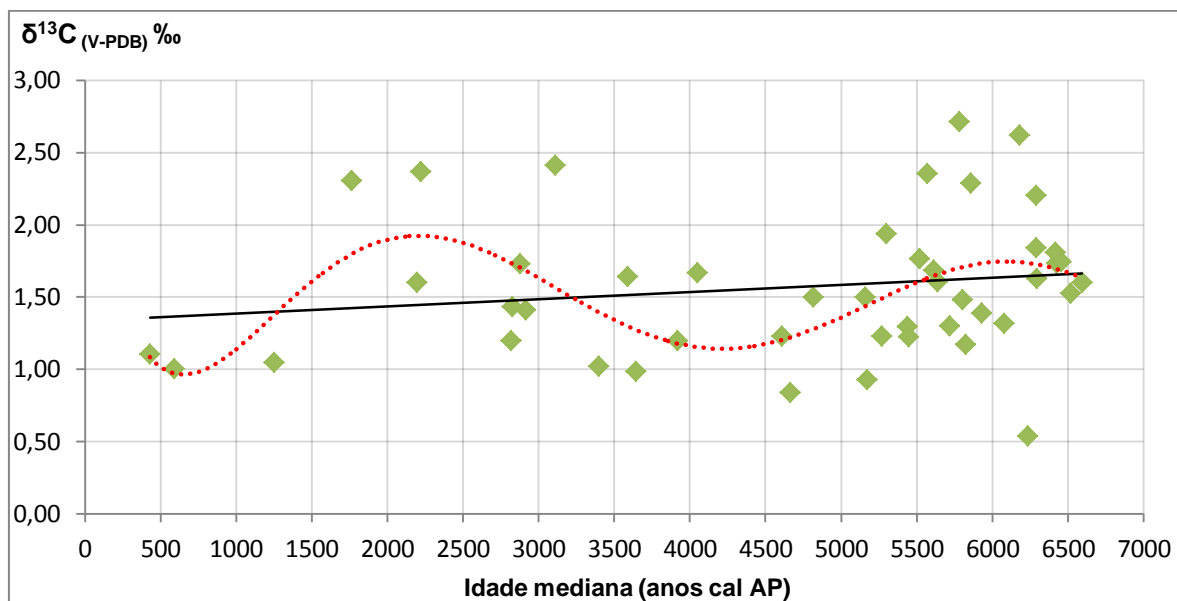
Os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  das 33 amostras analisadas durante a Iniciação Científica apresentam-se na Tabela 2. Para o Trabalho de Formatura, outras 14 análises composicionais dos mesmos elementos foram realizadas (Tabela 2: resultados assinalados com \*).

**Tabela 2:** Lista de amostras separadas para análise isotópica neste Trabalho de Formatura e os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos, com seus respectivos erros analíticos. \*: amostras separadas para análise neste Trabalho de Formatura.

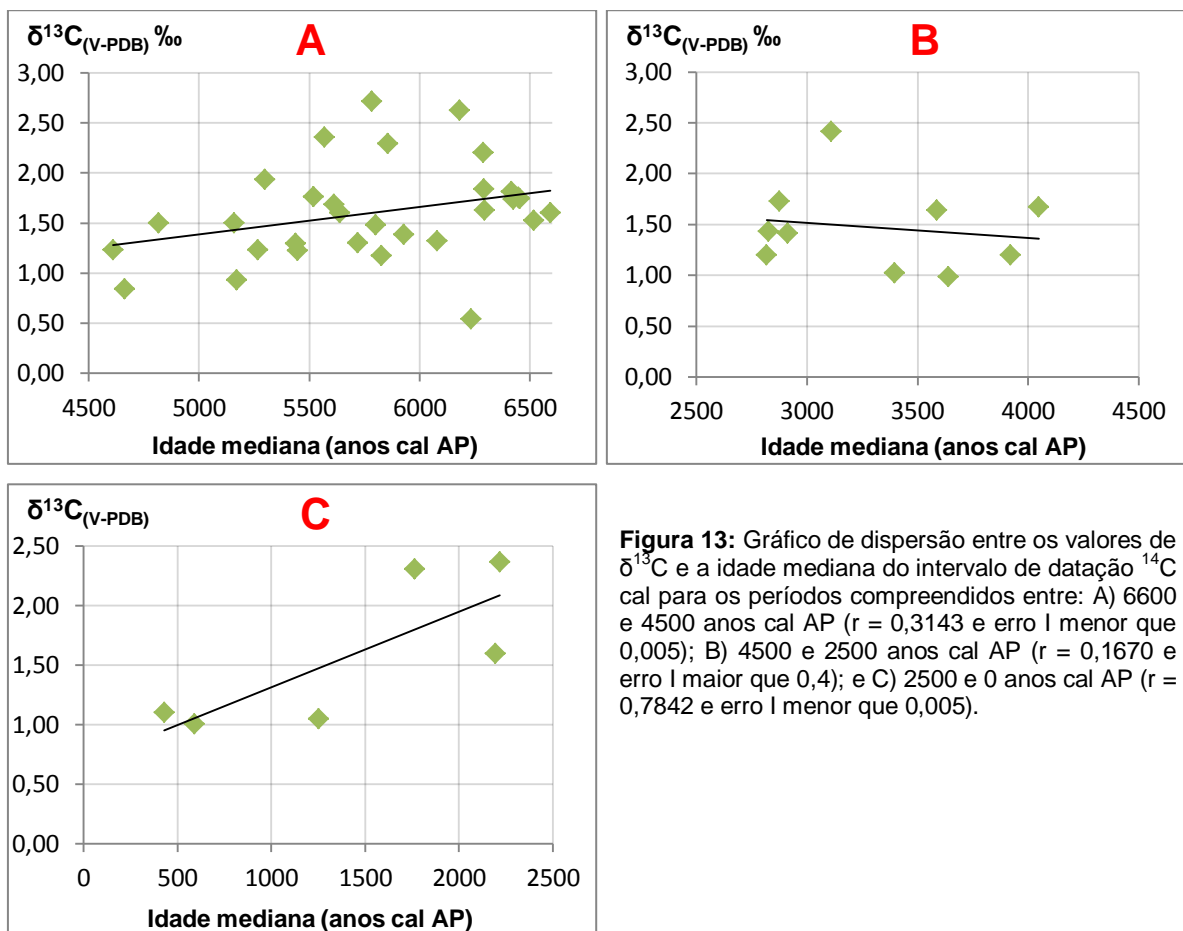
Amostra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	Erro analítico $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	Erro analítico $\delta^{18}\text{O}$ (‰)
SET-2	1,23	±0,07	0,01	±0,05
SET-4	1,29	±0,07	-0,38	±0,05
SET-5	0,93	±0,10	-0,38	±0,09
SET-6	1,63	±0,04	-0,38	±0,03
SET-7	2,62	±0,04	-0,38	±0,04
SET-8	0,99	±0,09	-0,38	±0,10
SET-9	1,60	±0,06	-0,38	±0,07
SET-10	1,50	±0,06	-0,38	±0,05
SET-11	1,39	±0,07	-0,38	±0,06
SET-12	0,84	±0,04	-0,38	±0,05
SET-13	1,32	±0,07	-0,38	±0,06
SET-14	1,41	±0,06	-0,38	±0,04
SET-15	1,43	±0,04	-0,38	±0,05
SET-16	1,20	±0,05	-0,38	±0,05
ER-A	1,23	±0,07	-0,38	±0,07
ER-B	1,30	±0,06	-0,38	±0,06
ER-C*	2,71	±0,05	-0,38	±0,07
ER-E	1,84	±0,05	-0,38	±0,07
ER-F*	1,50	±0,05	-0,38	±0,04
ER-G	2,35	±0,04	-0,38	±0,03
ER-H	2,20	±0,05	-0,38	±0,04
ER-I	1,22	±0,08	-0,38	±0,06
ER-K	1,75	±0,04	-0,38	±0,03
ER-L*	2,41	±0,05	-0,38	±0,05
ER-M	2,37	±0,07	-0,38	±0,07
ER-N	1,02	±0,05	-0,38	±0,04
DIA-1*	2,29	±0,04	-0,38	±0,05
DIA-2*	1,60	±0,05	-0,38	±0,04
ALD-1	1,73	±0,05	-0,38	±0,04
ALD-2*	2,30	±0,06	-0,38	±0,06
ALD-3*	1,20	±0,03	-0,38	±0,05
ALD-4*	1,73	±0,04	-0,38	±0,04
ALD-5	1,64	±0,07	-0,38	±0,08
ALD-6*	1,68	±0,04	-0,38	±0,05
ALD-7*	1,17	±0,05	-0,38	±0,04
ALD-8*	1,93	±0,05	-0,38	±0,06
PAD-1	1,00	±0,08	-0,38	±0,05
PAD-2	1,10	±0,08	-0,38	±0,03
PAD-3	1,04	±0,09	-0,38	±0,04
PAD-5*	1,81	±0,04	-0,38	±0,05
PAD-6	1,52	±0,07	-0,38	±0,04
PAD-7	1,48	±0,08	-0,38	±0,04
PAD-8*	1,60	±0,04	-0,38	±0,05
PAD-9	1,74	±0,07	-0,38	±0,04
PAD-10	0,54	±0,08	-0,38	±0,04
PAD-11*	1,76	±0,05	-0,38	±0,04
PAD-14*	1,67	±0,06	-0,38	±0,05

### 5.3.1. $\delta^{13}\text{C}$

O gráfico de dispersão dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em função da idade (Figura 12) mostra tendência grosseira de queda no decorrer do tempo. Em vista da dispersão elevada e da distribuição heterogênea dos dados, evidenciada na Figura 12, buscou-se detalhar o comportamento da curva em intervalos de tempo específicos (6600 – 4500 anos cal AP; 4500 – 2500 anos cal AP; e 2500 – 0 anos cal AP – Figuras 13A a C), nos quais também se testou a correlação linear. Estes intervalos foram estabelecidos com base na distribuição e comportamento espacial dos pontos sugeridos na curva polinomial de ordem 6 da Figura 12.



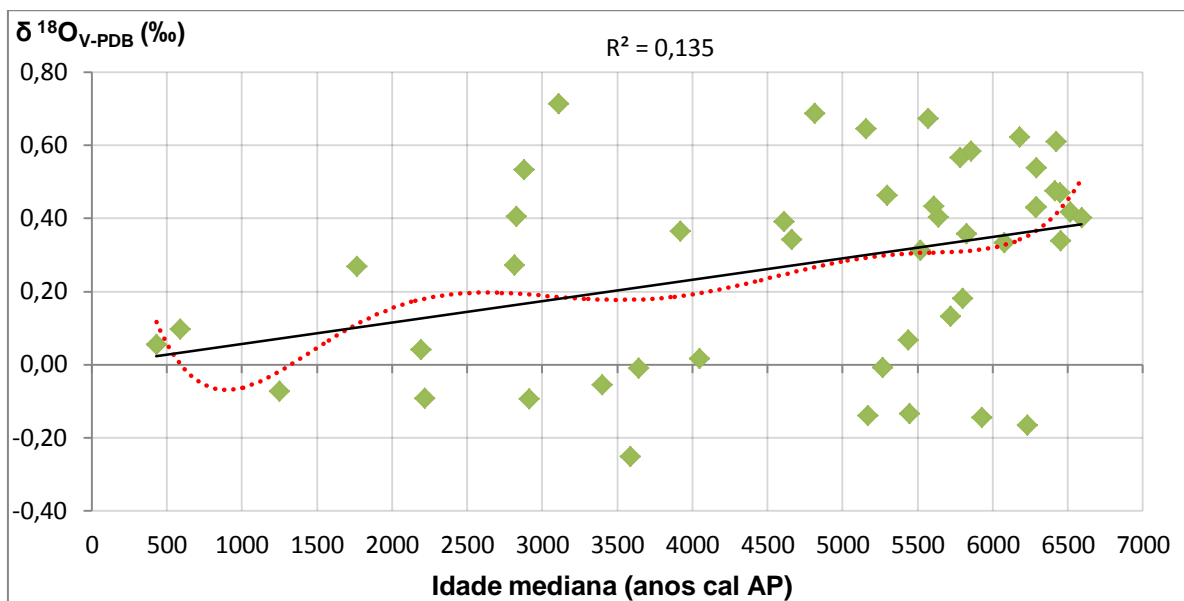
**Figura 12:** Gráfico de dispersão entre valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e idade mediana do intervalo de datação  $^{14}\text{C}$  cal para 47 amostras de vermetídeos, com ajuste polinomial de 6º grau representado pela linha tracejada em vermelho (coeficiente de correlação  $R^2 = 0,211$ ). A tendência linear é de queda no tempo, com  $r = 0,176$  e erro  $I = 0,2$ .



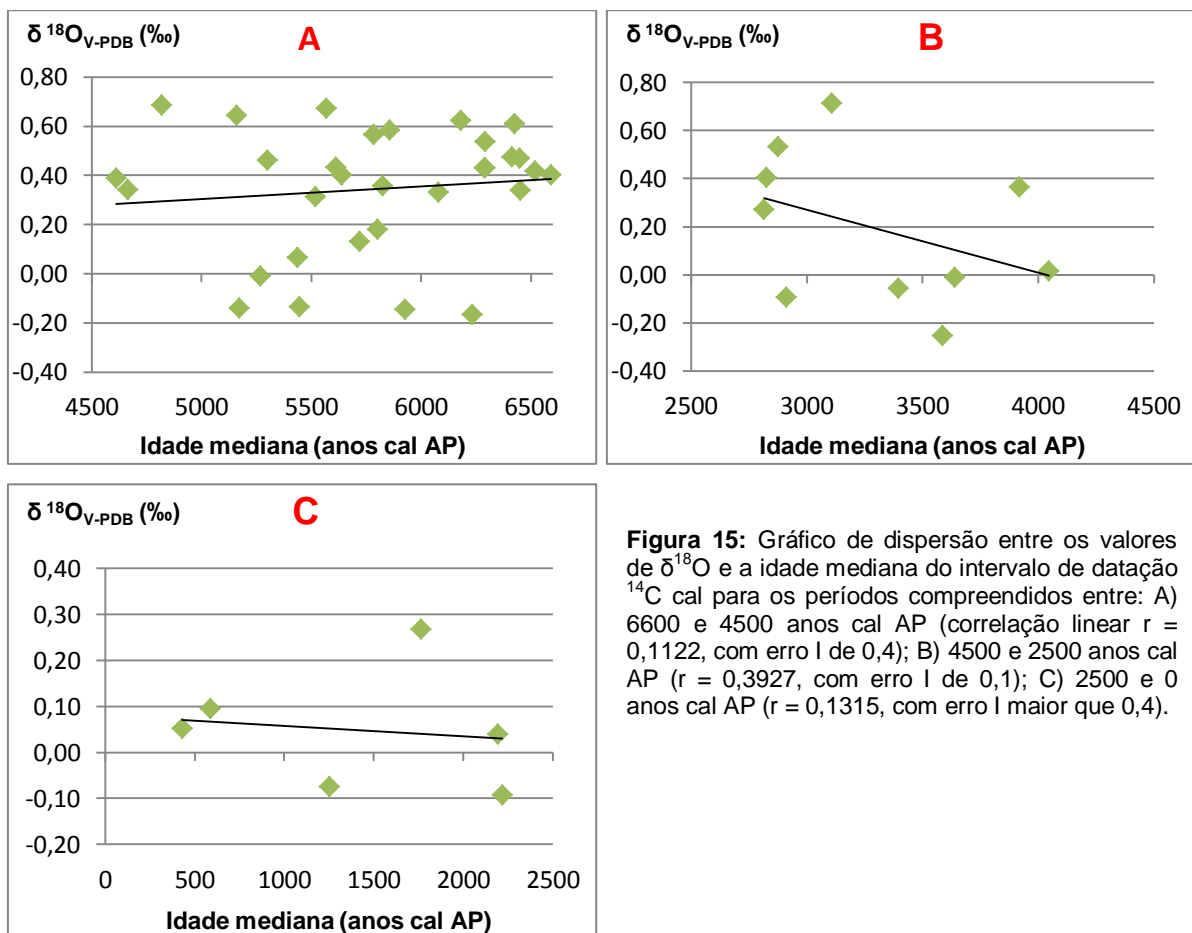
No primeiro intervalo de tempo, entre 6600 e 4500 anos cal AP (Figura 13A), os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  apresentam tendência linear decrescente com a queda da idade, seguido de aumento grosseiro entre 4500 e 2500 anos cal AP (Figura 13B) e de nova queda a partir de 2500 anos cal AP (Figura 13C).

### 5.3.2. $\delta^{18}\text{O}$

Os resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos foram lançados em gráfico de dispersão em função da idade (Figura 14). A tendência linear detectada é de queda no tempo. A exemplo do que foi feito com os resultados de  $\delta^{13}\text{C}$ , gráficos adicionais foram construídos (Figuras 15A a C) a fim de detalhar o seu comportamento e testar a correlação linear em intervalos de tempo específicos (6600-4500 anos cal AP, 4500-2500 anos cal AP e 2500-0 anos cal AP). As tendências lineares de decréscimo com a queda da idade, no primeiro intervalo (Figura 14A), e de aumento, no terceiro (Figura 14C), não passam no teste estatístico. Já o segundo intervalo apresenta tendência estatisticamente consistente de aumento no decorrer do tempo (Figura 14B).



**Figura 14:** Gráfico de dispersão entre valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e a idade mediana do intervalo de datação  $^{14}\text{C}$  cal para 47 amostras de vermetídeos, com ajuste polinomial de 6º grau representado pela linha tracejada em vermelho (coeficiente de correlação  $R^2 = 0,155$ ). A tendência linear é de queda com o tempo, com coeficiente de correlação  $r = 0,367$  e erro I menor que 0,005.



**Figura 15:** Gráfico de dispersão entre os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e a idade mediana do intervalo de datação  $^{14}\text{C}$  cal para os períodos compreendidos entre: A) 6600 e 4500 anos cal AP (correlação linear  $r = 0,1122$ , com erro I de 0,4); B) 4500 e 2500 anos cal AP ( $r = 0,3927$ , com erro I de 0,1); C) 2500 e 0 anos cal AP ( $r = 0,1315$ , com erro I maior que 0,4).

#### 5.4. Análise química

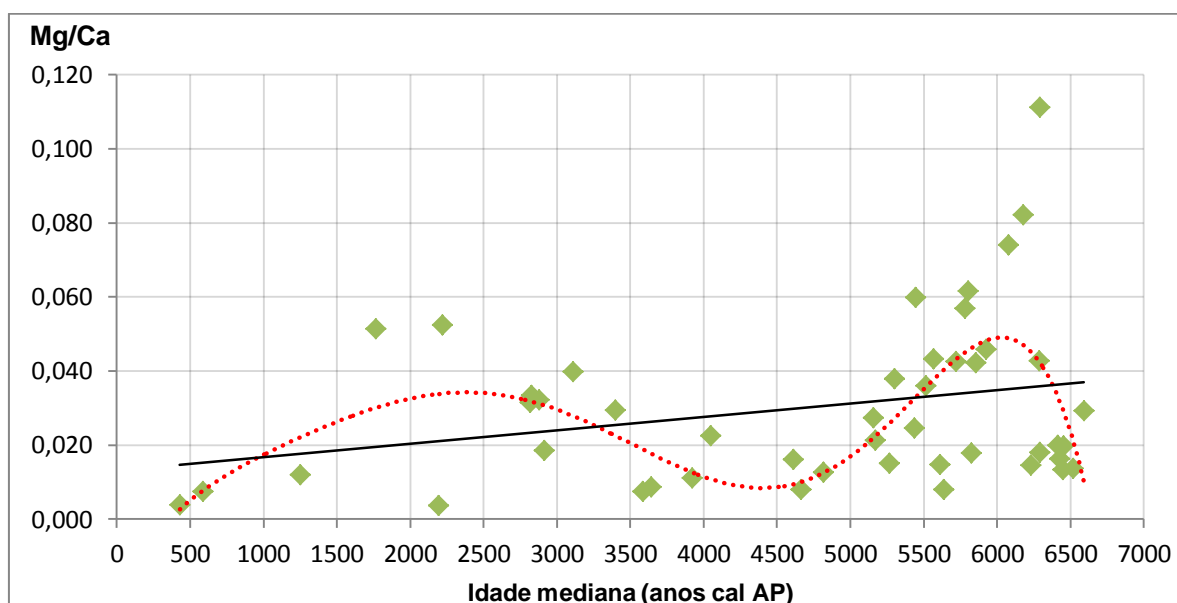
Durante os dois anos de desenvolvimento do projeto de Iniciação Científica, foram obtidos 33 resultados de análise de Ca, Sr e Mg (Tabela 3). Para o Trabalho de Formatura, outras 14 análises composicionais dos mesmos elementos foram realizadas (Tabela 3: resultados assinalados com \*).

**Tabela 3:** Lista de amostras separadas para análise química e os resultados obtidos das razões de elementos (em mmol/mol) Mg/Ca e Sr/Ca. \*: amostras separadas para análise neste Trabalho de Formatura.

Amostra	Mg/Ca	Sr/Ca
SET-2	0,016	0,005
SET-4	0,025	0,007
SET-5	0,021	0,005
SET-6	0,111	0,004
SET-7	0,082	0,010
SET-8	0,009	0,005
SET-9	0,004	0,004
SET-10	0,013	0,005
SET-11	0,046	0,005
SET-12	0,008	0,005
SET-13	0,074	0,008
SET-14	0,018	0,007
SET-15	0,033	0,006
SET-16	0,031	0,006
ER-A	0,015	0,005
ER-B	0,043	0,005
ER-C	0,057	0,007
ER-E	0,018	0,006
ER-F*	0,027	0,004
ER-G	0,043	0,005
ER-H	0,043	0,012
ER-I	0,060	0,007
ER-K	0,013	0,004
ER-L*	0,040	0,004
ER-M	0,052	0,012
ER-N	0,029	0,005
DIA-1*	0,042	0,004
DIA-2*	0,008	0,004
ALD-1	0,032	0,004
ALD-2*	0,051	0,004
ALD-3*	0,011	0,004
ALD-4*	0,016	0,005
ALD-5*	0,008	0,004
ALD-6*	0,015	0,005
ALD-7*	0,018	0,005
ALD-8*	0,038	0,004
PAD-1	0,007	0,006
PAD-2	0,004	0,005
PAD-3	0,012	0,005
PAD-5	0,020	0,005
PAD-6	0,014	0,005
PAD-7	0,062	0,005
PAD-8*	0,029	0,004
PAD-9	0,020	0,005
PAD-10	0,014	0,004
PAD-11*	0,036	0,004
PAD-14*	0,022	0,006

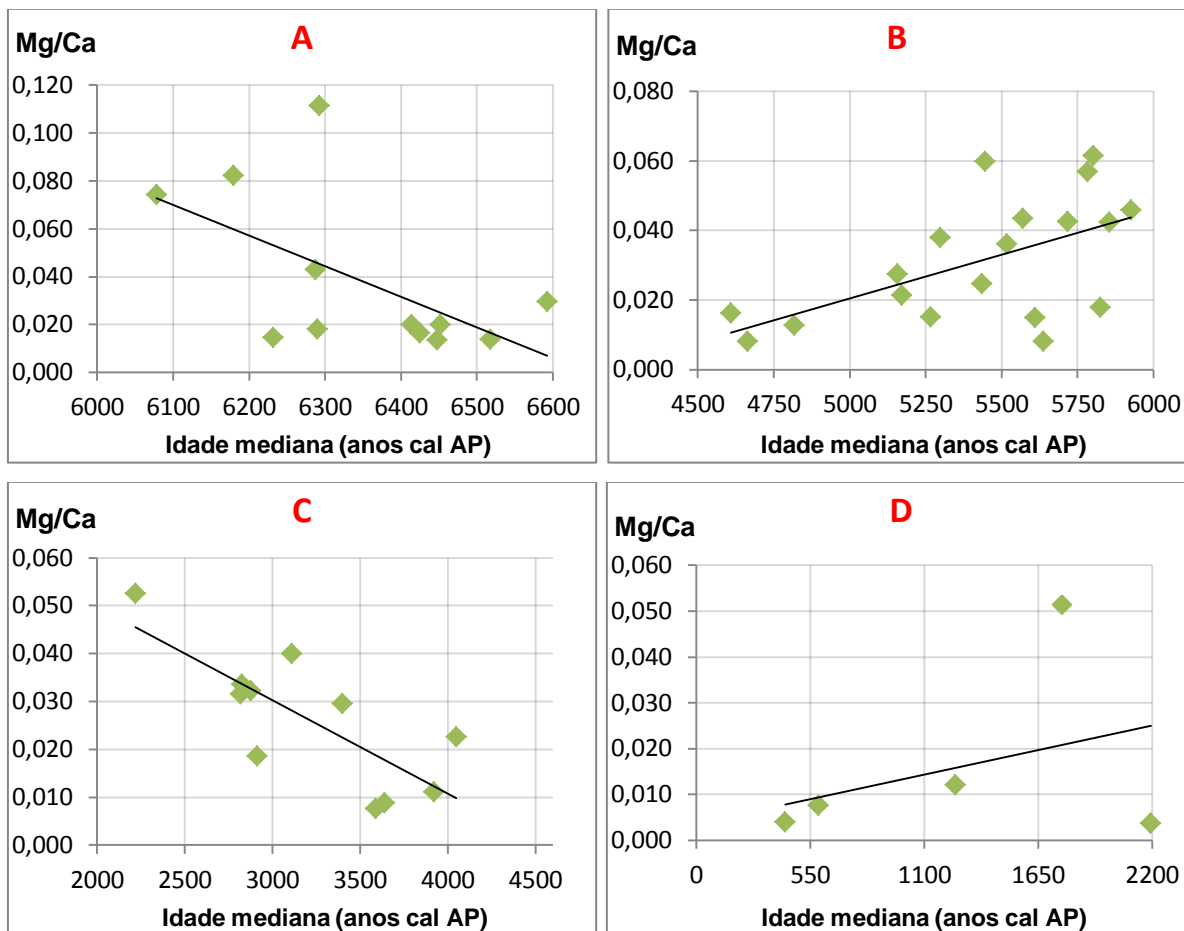
#### 5.4.1. Mg/Ca

A razão Mg/Ca mostra tendência linear de decréscimo à medida que se aproxima do presente (Figura 16) na escala dos últimos 6600 anos cal AP.



**Figura 16:** Gráfico de dispersão entre valores de Mg/Ca e idades de 47 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com a reta de regressão linear (linha tracejada vermelha) e a curva polinomial de melhor ajuste (linha preta). Reta:  $r = 0,275$  e erro l de 0,01. Curva polinomial de sexta ordem:  $R^2 = 0,314$ .

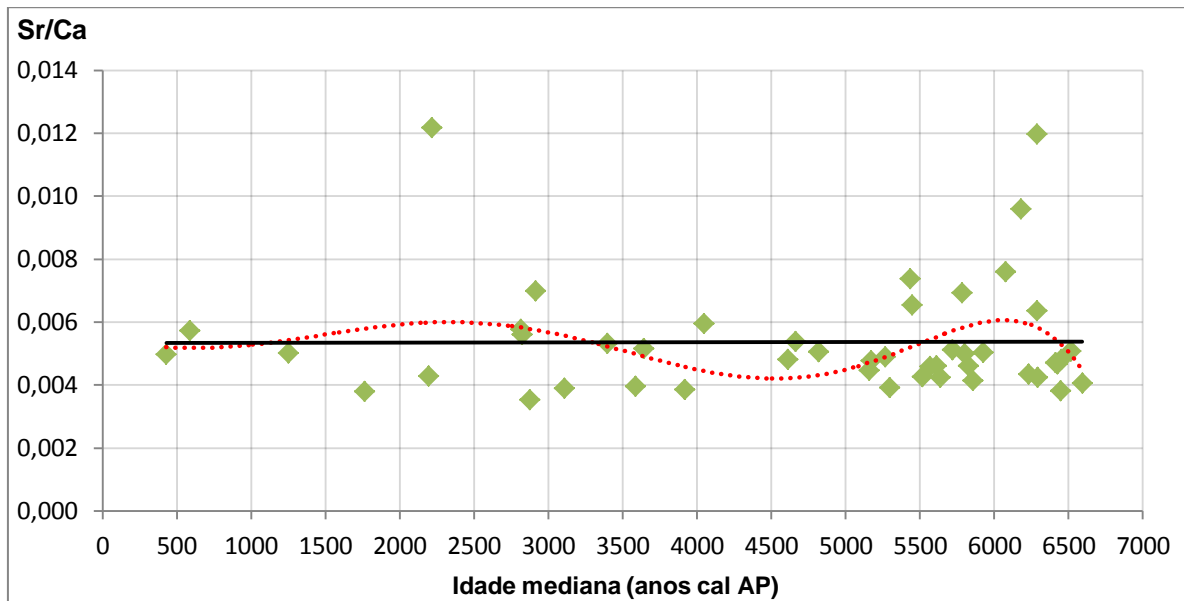
Por outro lado, se examinada com mais detalhe, e conforme também sugerido pela curva polinomial de 6ª ordem da Figura 16, a variação da razão Mg/Ca pode ser dividida em quatro segmentos: aumento acentuado entre 6600 e 6000 anos cal AP (Figura 17A); queda acentuada entre 6000 e 4500 anos cal AP (Figura 17B); aumento entre 4500 e 2200 anos cal AP (Figura 17C); e queda entre 2200 anos cal AP e o atual (Figura 17D), esta última, porém, sem consistência estatística, provavelmente devido ao reduzido número de amostras dentro deste intervalo de tempo.



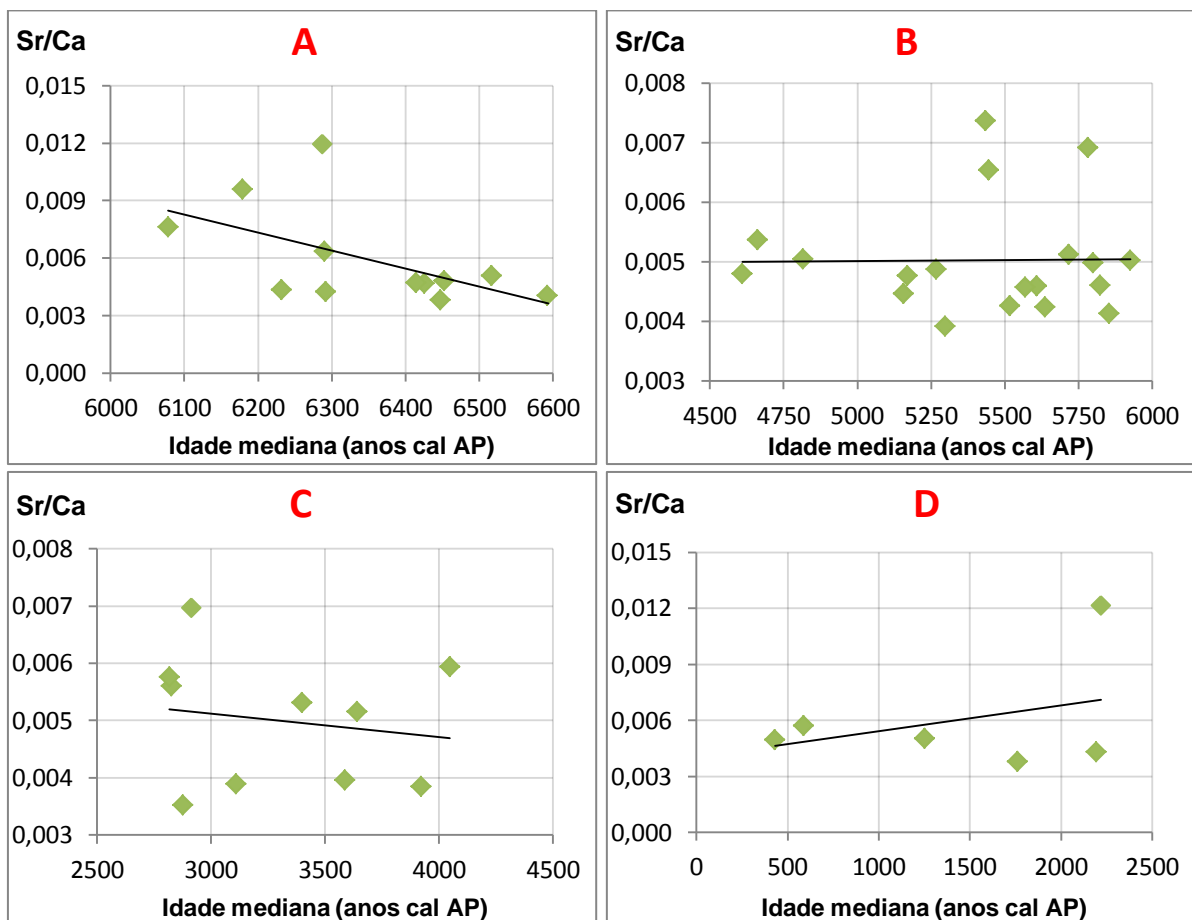
**Figura 17:** Gráfico de dispersão entre os valores das razões Mg/Ca e as idades medianas para os períodos compreendidos entre: A) 6600 e 6000 anos AP ( $r = 0,5757$  e erro I menor que 0,005); B) 6000 e 4500 anos cal AP ( $r = 0,5704$  e erro I menor que 0,005); C) 4500 e 2200 ( $r = 0,7718$  e erro I menor que 0,005); D) 2000 e 0 anos cal AP ( $r = 0,3622$  e erro I de 0,4).

#### 5.4.2. Sr/Ca

O gráfico de dispersão dos valores de Sr/Ca em função da idade (Figura 18) mostra correlação linear muito fraca, inaceitável estatisticamente. Entretanto, a exemplo do verificado com a razão Mg/Ca, a curva polinomial de maior ajuste (ordem 6) sugere a possibilidade de dividir os dados em quatro intervalos de tempo com tendências de variações melhor definidas, e dentro dos quais se testou a correlação linear: entre 6600 e 6000 anos cal AP (Figura 19A); entre 6000 e 4500 anos cal AP (Figura 19B); entre 4500 e 2500 anos cal AP (Figura 19C); e entre 2500 e 0 anos cal AP (Figura 19D).



**Figura 18:** Gráfico de dispersão entre valores de Sr/Ca e idades medianas de 47 amostras de vermetídeos de Guarapari (ES), com a reta de regressão linear (linha tracejada vermelha) e a curva polinomial de 6º grau (linha tracejada preta). Reta:  $r = 0,0045$  e erro  $I > 0,4$ . Curva polinomial de 6º grau:  $R^2 = 0,0837$ .



**Figura 19:** Gráfico de dispersão entre os valores das razões Sr/Ca e a idade mediana do intervalo de datação  $^{14}\text{C}$  para os períodos compreendidos entre: A) 6600 e 6000 anos AP ( $r = 0,5495$  e erro  $I$  menor que 0,005); B) 6000 e 4500 anos cal AP ( $r = 0,01414$  e erro  $I$  de 0,4); C) 4500 e 2500 ( $r = 0,1679$  e erro  $I$  maior que 0,4); D) 2500 e 0 anos cal AP ( $r = 0,3523$  e erro  $I$  de 0,3).

Os gráficos da Figura 19 apresentaram baixos valores de coeficiente de correlação  $r$  com erro  $I$  entre 0,4 e 0,3, exceto o da Figura 19A, correspondente ao intervalo de 6600 e 6000 anos cal AP, cujo erro  $I$  é menor que 0,005. Desse modo, por uma questão de consistência estatística, apenas os dados da Figura 19A poderão ser utilizados nas interpretações.

### 5.5. Descrição petrográfica e análise ao MEV-EED

As 25 lâminas descritas correspondem, em termos gerais, a calcários compostos por arcabouço bioconstruído (6 a 62 % em volume), bioclastos (0 a 25%), micrita (3 a 40%) e poros (de menos de 1 até 37%) (Tabela 4). De acordo com as classificações petrográficas mais usuais de rochas carbonáticas, as amostras analisadas correspondem a biolitos (segundo Folk 1959) ou *boundstones* (segundo Dunham 1962).

**Tabela 4:** Quantificação em volume dos componentes texturais das bioconstruções ao microscópio de luz polarizada. Amostras com código grafado em vermelho são aquelas em que não se conseguiu coletar vermetídeo puro para datação. Nas lâminas assinaladas com fundo azul, não foi possível quantificar os constituintes, porque a seção delgada acabou por contemplar apenas a rocha cristalina na qual o vermetídeo estava incrustado. A fração terrígenos inclui material aglutinado em tubos de *Phragmatopoma*.

Amostra	Paleonível (m)	Idade mediana (anos cal AP)	Arcabouço bioconstruído (%)	Arcabouço clástico (%)		Micrita (%)	Poros (%)
				Albioquímicos	Terrígenos		
PAD-1	0,0 - 1,0	588	55	5	20	5	15
PAD-2		430	40	12	23	3	22
PAD-3		1252	62	13	12	5	8
PAD-4		-	-	-	-	-	-
ALD-1		2877	15	25	25	35	1
SET-3	1,1 - 2,0	-	50	5	15	20	10
SET-9		2193	25	15	5	20	35
SET-15		2826	38	5	20	22	15
ALD-2		1764	-	-	-	-	-
ER-D		-	40	60	-	-	-
ER-M		2218	60	0	5	5	30
SET-6	2,1 - 3,0	6292	20	13	10	20	37
SET-8		3641	54	4	2	10	30
ALD-4		6425	54	5	3	38	<1
DIA-1		5855,5	42	15	1	38	4
SET-1	3,1 - 4,0	-	47	3	38	12	-
ER-C		5783	25	15	13	40	7
ALD-8		5299	50	5	3	27	<1
PAD-11		5517	20	10	50	20	<1
PAD-12		-	48	5	27	20	-
PAD-13		-	52	3	22	18	5
DIA-2		5637	6	4	60	30	-
ER-A		> 4,0	5267	30	10	20	25
ER-H	6287		50	3	8	29	10
ER-I	5446		62	5	3	23	7

### 5.5.1. Arcabouço bioconstruído

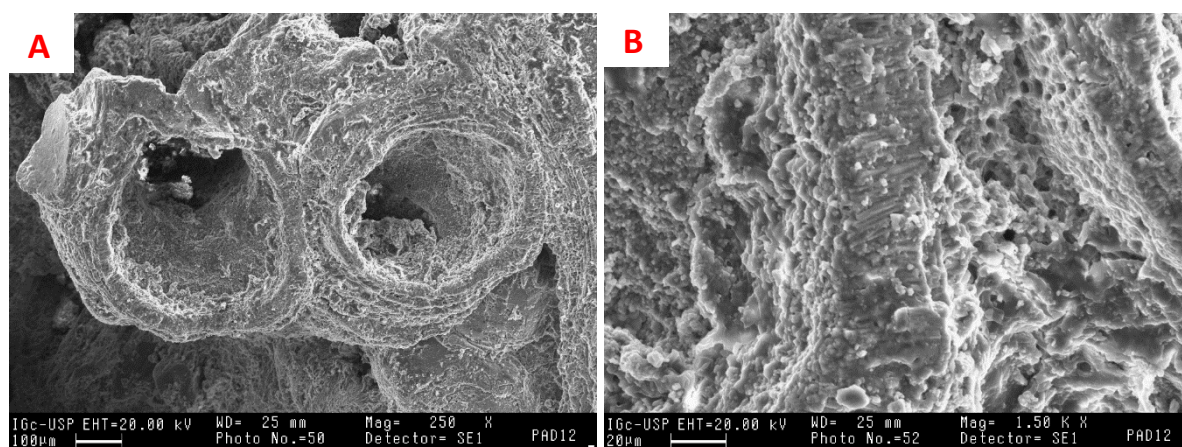
Dentre os organismos encontrados no arcabouço bioconstruído, o vermetídeo é o mais frequente nas lâminas descritas, variando entre 5 e 87% em volume na amostra. O segundo organismo bioconstrutor mais comum, presente em 13 das 25 amostras estudadas, corresponde a algas calcárias da família Corallinaceae (5 a 67%), seguido de cracas, possivelmente do gênero *Tetraclita* ou *Chtamalus* (12 amostras: 2 a 90%), briozoários (11 amostras: 2 a 80%), poliquetas (nove amostras: 2 a 65%), inclusive o aglutinante *Phragmatopoma caudata*, usado no nivelamento como biozona homóloga, bivalves do gênero *Brachydontes* (oito amostras: 2 a 20%) e foraminíferos incrustantes e serpulídeos (cinco amostras: 2 a 17% e 1 a 34%, respectivamente) (Tabela 5).

**Tabela 5:** Quantificação em volume, ao microscópio de luz polarizada, dos componentes do arcabouço bioconstruído, em ordem decrescente de frequência. As amostras em vermelho correspondem àquelas em que a coleta das alíquotas de vermetídeo não foi possível.

Amostra		Idade Mediana (anos cal AP)	ARCABOUÇO BIOCONSTRUÍDO (% na amostra)								
			Vermetídeo: <i>Petalocochus varians</i>	Alga corallina	Cracas	Briozoários	<i>Phragmatopoma lapidosa</i>	<i>Brachydontes sp.</i>	Foraminíferos	Serpulídeos	
PALEONÍVEL (m)	0,0 - 1,0	PAD-1	588	82	18	-	-	-	-	-	-
		PAD-2	430	75	25	-	-	-	-	-	-
		PAD-3	1252	52	38	-	-	-	-	-	-
		ALD-1	2877	33	67	-	-	-	-	-	-
	1,1 - 2,0	SET-3	-	46	-	-	20	24	-	-	-
		SET-9	2193	83	-	-	17	-	-	-	-
		SET-15	2826	45	21	34	-	-	-	-	-
		ER-D	-	-	-	37	50	-	5	-	8
		ER-M	2218	-	-	67	8	17	-	-	8
	2,1 - 3,0	SET-6	6292	65	35	-	-	-	-	-	-
		SET-8	3641	18	-	-	80	-	2	-	-
		ALD-4	6425	47	25	16	-	-	12	3	-
		DIA-1	5855,5	87	5	3	5	-	-	-	-
	3,1 - 4,0	SET-1	-	36	-	28	21	15	-	-	-
		ER-C	5783	26	18	-	12	2	-	8	34
		ALD-8	5299	6	-	74	-	-	20	-	-
		PAD-11	5517	25	-	10	-	65	-	-	-
		PAD-12	-	48	21	-	-	31	-	-	-
		PAD-13	-	35	19	11	7	13	7	3	5
	>4,0	DIA-2	5637	17	-	17	-	32	17	17	-
		ER-A	5267	67	20	-	13	-	-	-	-
		ER-H	6287	67	25	2	2	-	2	2	-
		ER-I	5446	5	-	90	-	2	2	-	1

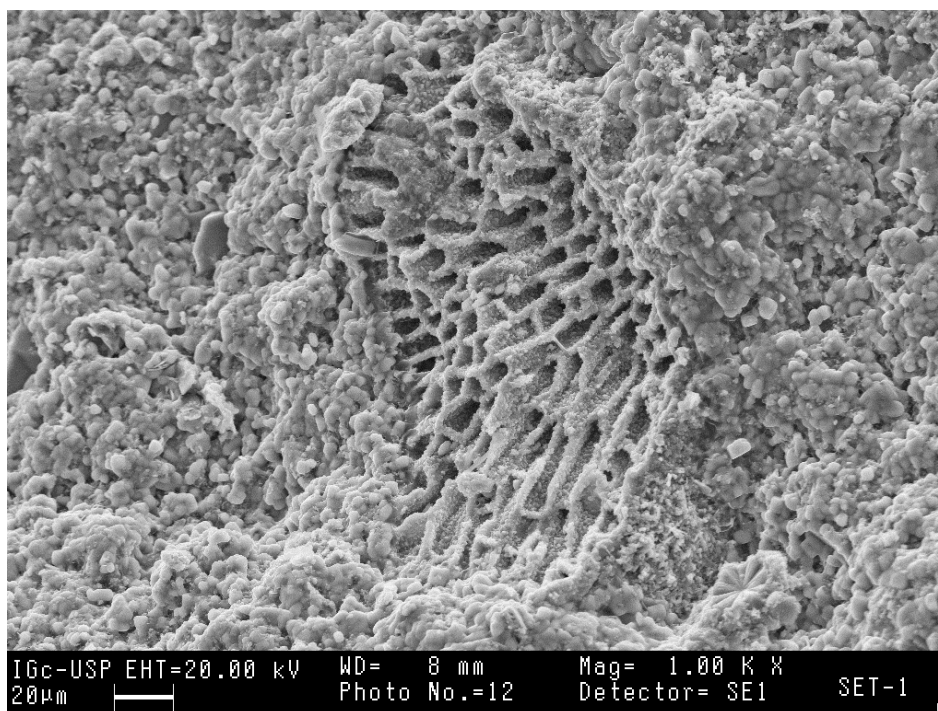
Os vermetídeos não foram identificados em duas amostras descritas (ER-D e ER-M), pertencentes ao intervalo de paleonível entre 1,1 e 2,0m. A ausência de vermetídeo na

seção delgada da amostra ER-D explica o motivo pelo qual não foi possível coletar a alíquota necessária para as análises laboratoriais. As carapaças de vermetídeo foram caracterizadas, no MEV (Figura 20A), como tubos cilíndricos cujas paredes são formadas por lâminas concêntricas, constituídas por cristais de aragonita transversais, de até 40 µm de comprimento (Figura 20B). Nas amostras PAD-1, PAD-2 e PAD-3, coletadas entre 0,0 e 1,0m (588, 430 e 1252 anos cal AP, respectivamente), observaram-se lâminas de coloração laranja intercaladas nas paredes dos tubos de vermetídeo (Prancha 1A a 1C). Em algumas amostras descritas (PAD-1 e ER-H, por exemplo), observou-se que a parede interna do tubo é composta por cristais de aragonita na forma de agulhas radiais (Prancha 2A e 2B).



**Figura 20:** Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários, da amostra PAD-12, mostrando tubos de vermetídeos constituídos de anéis concêntricos. A) Aumento de 250x; B) Aumento de 1500x. Notar, em B, disposição dos cristais fibrosos de aragonita transversal às paredes do anel.

De modo geral, as algas vermelhas coralinas estão presentes em quase todas as amostras, e, portanto, em todos os intervalos de paleonível, enquanto que os briozoários foram observados no intervalo entre 1,0 e 4,0m (Tabela 5). Tanto as algas vermelhas coralinas (Prancha 3A e 3B) quanto os briozoários (Prancha 3C) ocorrem na forma de incrustações sobre as paredes externas das carapaças de vermetídeos, sem sinais de bioerosão, o que permite interpretar relação de penecontemporaneidade com eles. As algas vermelhas estão presentes em todas as amostras descritas entre 0,0 e 1,0m, enquanto os briozoários foram observados em quatro das cinco lâminas descritas no intervalo de 1,1 a 2,0m. Nas seções delgadas das amostras SET-08 e ER-D, os briozoários perfazem a maior parte do arcabouço bioconstruído, sendo que esse organismo pôde ser identificado também em alíquotas brutas analisadas ao MEV (Figura 21). Lâminas crenuladas de micrita com janelas, observadas nas amostras SET-15 e PAD-12, podem estar associadas a esteiras de cianobactérias calcificadas (Prancha 4A e B).



**Figura 21:** Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários, da amostra SET-1, com destaque para a presença de briozoários em meio a micrita. Aumento de 1000x.

Os bivalves do gênero *Brachydontes* e as cracas possivelmente pertencentes ao gênero *Tetraclita* (Prancha 5A e B) são bioconstrutores visíveis nas amostras de mão. As valvas de *Brachydontes* (Prancha 5A) encontram-se articuladas, tanto dentro quanto fora dos tubos de vermetídeos, em trama que foi interpretada como em posição de vida e em relação de erosão com a bioconstrução prévia. As cracas são reconhecidas por suas paredes alveolares dispostas em padrão semicircular (Prancha 5B). Considerando que *Brachydontes* e cracas encontram-se nas zonas meso e supralitoral propostas por Labrel (1979), portanto acima da biozona de vermetídeos, a sucessão de vermetídeo por estes dois organismos, sugerida pela petrotrama da bioconstrução, indica exposição subaérea progressiva do costão e, portanto, abaixamento do NRM.

Dentre os organismos bioconstrutores encontrados em menores quantidades, destaca-se o poliqueta *Phragmatopoma caudata*, que foi utilizado como referencial para o nivelamento das incrustações de vermetídeo. Sua presença foi interpretada em nove amostras (SET-1, SET-3, ER-C, ER-I, ER-M, DIA-2, PAD-11, PAD-12 e PAD-13), onde ele ocorreria na forma de tubos compostos por grãos terrígenos e bioclásticos aglutinados, os quais apresentam segregação granulométrica, caracterizada por aumento do tamanho de grão do interior para as bordas do tubo (Prancha 5C). Em quatro dessas nove amostras, constatou-se também a presença de poliquetas marinhos biomineralizantes da família Serpulidae (Prancha 5D), cujas paredes são constituídas por lâminas em *chevron* (Vescogni *et al.* 2008). Esse poliqueta aparece ainda em uma outra amostra (ER-D), na qual não há presença de *Phragmatopoma caudata*.

Nas amostras ALD-4, PAD-13, DIA-2, ER-C e ER-H (Prancha 5D), observou-se a presença de redes de túbulos incrustantes em relação aos tubos de vermetídeo, e que foram identificados como foraminíferos bentônicos pertencentes à subordem Rotaliina. Com base na comparação com o mesmo tipo de organismo identificado por Jones & Hunter (1995) em bioconstruções das Ilhas Cayman, Toniolo (2017) interpretou estes foraminíferos como pertencentes à superfamília Acervulinoidea.

Possíveis vestígios de poliqueta não identificado foram observados em várias amostras descritas (Prancha 6). Trata-se de tubos de seção transversal circular, preenchidos por argilominerais. Outra hipótese levantada durante as descrições petrográficas é de que esses tubos não sejam vestígios biogênicos, mas sim produzidos por percolação de água em fluxo laminar sob condições vadosas, associada à precipitação e/ou infiltração de argilominerais. Não se descarta a possibilidade de uma associação entre estas duas origens: dissolução da aragonita de poliquetas por água vadosa, seguida de preenchimento móldico por argilominerais infiltrados mecanicamente e/ou precipitados quimicamente.

#### 5.5.2. *Bioclastos*

Os bioclastos presentes nas amostras analisadas são compostos principalmente por fragmentos de algas coralinas e por testas de foraminíferos bentônicos (essencialmente da ordem Miliolina e da subordem Rotaliina), seguidos por moluscos (essencialmente bivalves) e por placas e fragmentos de equinodermas, inclusive espinhos de equinoides (Prancha 7). As porcentagens em volume de cada constituinte encontram-se na Tabela 6.

**Tabela 6:** Quantificação em volume, ao microscópio de luz polarizada, dos constituintes da fração bioclástica. Amostras destacadas em vermelho correspondem àquelas em que a coleta das alíquotas de vermetídeo não foi possível.

Amostra		Idade mediana (anos cal AP)	ARCABOUÇO BIOCLÁSTICO (% na amostra)					
			Alga coralina	Molusco	Equinoderma	Foraminífero bentônico	Cracas	
PALENÍVEL (m)	0,0 – 1,0	PAD-1	588	80	20	-	-	-
		PAD-2	430	76	8	8	8	-
		PAD-3	1252	69	8	-	23	-
		ALD-1	2877	56	-	8	20	12
	1,1 – 2,0	SET-03	-	80	-	-	20	-
		SET-09	2193	33	7	47	13	-
		SET-15	2826	60	-	-	40	-
		ER-D	-	-	-	-	-	-
		ER-M	2218	60	-	-	40	-
	2,1 – 3,0	SET-06	6292	46	15	15	24	-
		SET-08	3641	50	25	25	-	-
		ALD-4	6425	60	40	-	-	-
		DIA-1	5855,5	64	29	-	7	-
	3,1 – 4,0	SET-01	-	-	-	-	100	-
		ER-C	5783	66	7	7	20	-
		ALD-8	5299	-	100	-	-	-
		PAD-11	5517	70	-	-	30	-
		PAD-12	-	80	20	-	-	-
		PAD-13	-	67	-	-	33	-
		DIA-2	5637	75	25	-	-	-
	>4,0	ER-A	5267	46	36	9	9	-
		ER-H	6287	67	-	-	33	-
		ER-I	5446	60	-	-	40	-

Os bioclastos estão presentes tanto no preenchimento arenoso dos tubos de vermetídeo quanto dispersos em meio a matriz micrítica intra e intertubos. Dentre eles, destacam-se, por ocuparem ocupam aproximadamente a mesma zona biológica de vermetídeo, equinoides e algas vermelhas. Segundo Laborel (1979), os equinoides vivem logo abaixo do topo da zona infralitoral, a qual é compartilhada por vermetídeos e algas vermelhas (coralinas), estas favorecidas pelo aumento na energia de batimento das ondas.

### 5.5.3. Terrígenos

O material terrígeno arenoso (Tabela 7) está presente em quase todas as amostras descritas, exceto ER-D e ER-M (1,1 – 2,0 m, ambas não datadas por falta de vermetídeo). Sua concentração varia de 1 a 60% em volume. Apresenta três formas de ocorrência principais: disperso em meio a matriz micrítica, como preenchimento dos tubos de vermetídeo ou concentrado nos tubos aglutinados por *Phragmatopoma caudata*. Compõe-se principalmente por quartzo e feldspato, com quantidade menor de micas (muscovita e biotita) e minerais pesados (granada e opacos). Os grãos possuem granulação areia fina a muito fina e encontram-se subarredondados a angulosos.

**Tabela 7:** Quantificação em volume, ao microscópio de luz polarizada, dos constituintes da fração terrígena.

Amostra		Idade mediana (anos cal AP)	ARCABOUÇO TERRÍGENO (% na amostra)					
			Quartzo	Feldspato	Mica (muscovita e biotita)	Granada	Opacos	
PALEONÍVEL (m)	0,0 – 1,0	PAD-1	588	80	5	5	5	5
		PAD-2	430	70	17	9	4	-
		PAD-3	1252	81	-	8	3	8
		ALD-1	2877	96	4	-	-	-
	1,0 – 2,0	SET-03	-	80	13	7	-	-
		SET-09	2193	80	20	-	-	-
		SET-15	2826	60	30	5	5	-
		ER-D	-	-	-	-	-	-
		ER-M	2218	-	-	-	-	-
	2,0 – 3,0	SET-06	6292	50	30	20	-	-
		SET-08	3641	100	-	-	-	-
		ALD-4	6425	100	-	-	-	-
		DIA-1	5855	100	-	-	-	-
	3,0 – 4,0	SET-01	-	83	9	8	-	-
		ER-C	5783	54	23	15	8	-
		ALD-8	5299	67	33	-	-	-
		PAD-11	5517	65	30	-	5	-
		PAD-12	-	81	19	-	-	-
		PAD-13	-	77	14	9	-	-
		DIA-2	5637	78	6	8	-	8
	>4,0	ER-A	5267	50	30	15	5	-
		ER-H	6287	50	37	13	-	-
		ER-I	5446	67	33	-	-	-

Nas lâminas descritas, foi possível interpretar relação de contemporaneidade entre os vermetídeos e os grãos de areia terrígenos (Prancha 8A). Esta interpretação baseia-se no fato de o tubo de vermetídeo amoldar-se ou mesmo envolver parte destes grãos, o que permite inferir a existência de mais de uma geração de terrígenos, a mais antiga delas já presente durante o crescimento da bioconstrução.

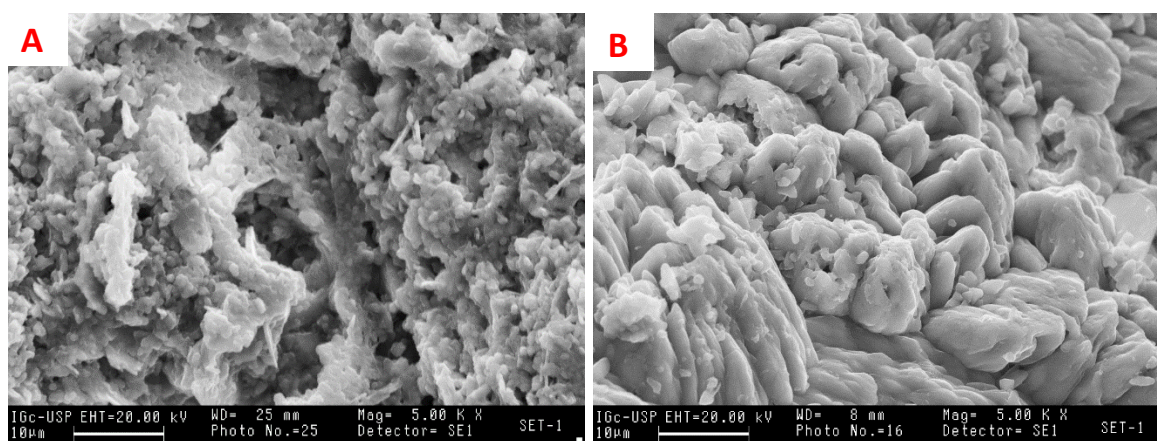
#### 5.5.4. Matriz e cimento eodiagenéticos

Quanto ao preenchimento da bioconstrução por matriz e/ou cimento, foram observadas pelo menos quatro gerações principais. Duas delas são de micrita (lama carbonática, menor que 5  $\mu\text{m}$ ), mais abundante (Pranchas 8B e 9). As outras duas são compostas aparentemente por mistura de micrita, materiais particulados ou finamente cristalizados (como argilominerais) e microespato (Prancha 8C) e por mistura de flossilicatos com microespato (Prancha 8D). Ocorrem ainda, subordinadamente, cimentos de provável óxi-hidróxido de ferro (Prancha 9A); e de microespato em ponte (Prancha 9D), este indicativo de precipitação em zona vadosa.

A micrita encontra-se em proporções que variam entre 3 e 40% em volume na amostra, tanto preenchendo os tubos de vermetídeos quanto o espaço entre eles. A presença de mais de uma geração deste material foi observada de duas formas diferentes: associada a possíveis zonas de percolação de água, posterior à primeira adição de micrita eodiagenética (Prancha 9A); e como dupla camada de preenchimento geopetal dos tubos de vermetídeos (Prancha 9B e 9C). As zonas de contato entre as duas texturas diferentes da micrita são marcadas pela dissolução do carbonato e precipitação de um material de cor pardo-alaranjada, ou mesmo opaco, atribuído a óxi-hidróxidos de ferro (Prancha 9A). Também foram descritos tubos que podem ser atribuídos à percolação de água e consequente infiltração mecânica e/ou precipitação química de argilominerais (Prancha 6A e B), talvez aproveitando poros móldicos de poliqueta (conforme item 5.5.1).

Nos casos de duas gerações distintas de matriz micrítica identificadas através do preenchimento de tubos em padrão geopetal (Prancha 9B e C), a geração mais precoce, depositada seguramente, neste caso, em condições vadosas, é a de coloração mais escura ao microscópio óptico, provavelmente mais rica em matéria orgânica. Registra-se também a ocorrência de feições de preenchimento geopetal com a parte superior vazia (Prancha 9C), portanto sem formação ou preservação da segunda geração de carbonato.

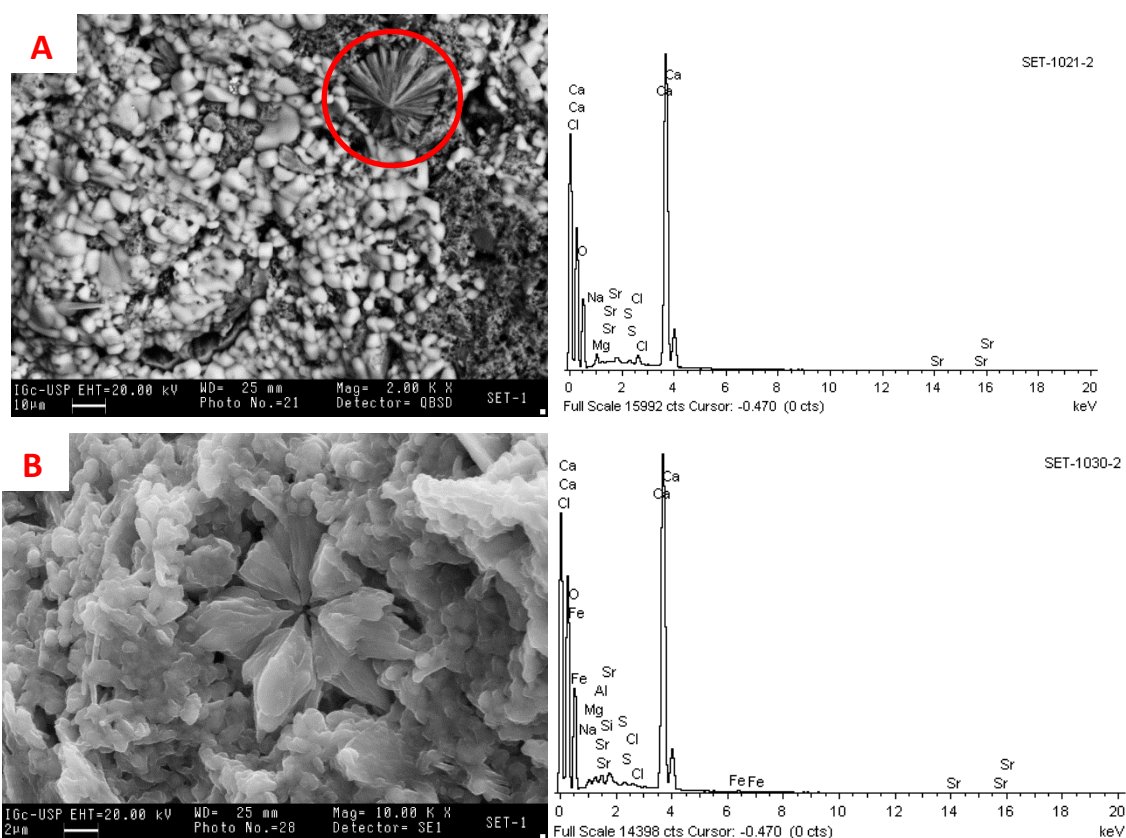
Detalhada ao MEV, a micrita é composta por agregados, em forma de anéis, de cristais aparentemente placoides menores que  $2\mu\text{m}$  (Figura 22A); já o microespato é formado de cristais de calcita dente de cão perfurados (Figura 22B).



**Figura 22:** Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários, da amostra SET-1, mostrando: A. Micrita com hábito de agregado em anéis (aumento de 5000x). B. Microespato com hábito dente de cão perfurado (aumento de 5000x).

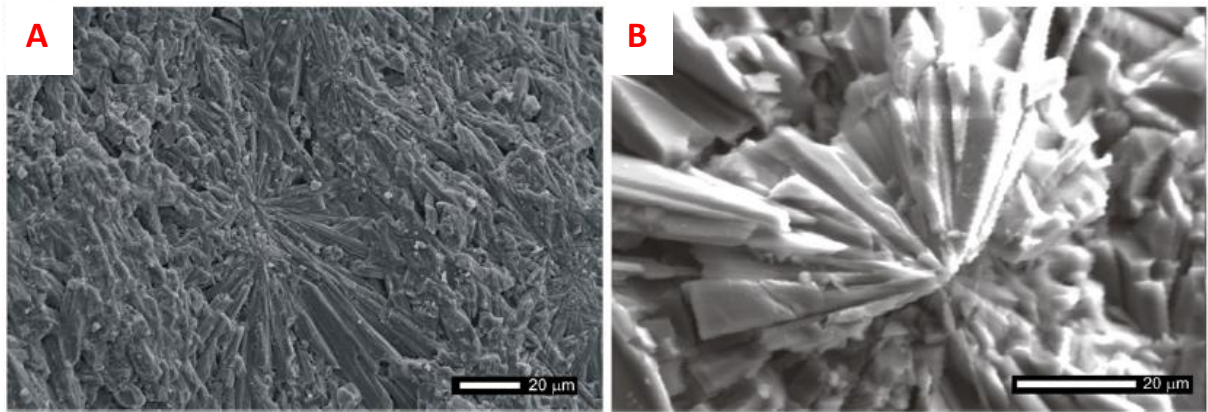
Esferólitos (agregados esféricos ou circulares de cristais fibrorradiados) foram identificados em meio à massa de micrita ou micrita impura, tanto ao microscópio óptico quanto ao MEV, na dimensão de microespato (Figura 23A) ou de micrita (Figura 23B). A composição química dada pelo espectro EED mostrou enriquecimento em Ca e O, em comparação com a massa envolvente, o que sugere composição à base de carbonato de cálcio (aragonita ou calcita). As concentrações em massa elevadas de Sr (1,7% em A e

1,2% em B), encontradas na análise semiquantitativa ao EED, confirmaram composição aragonítica.



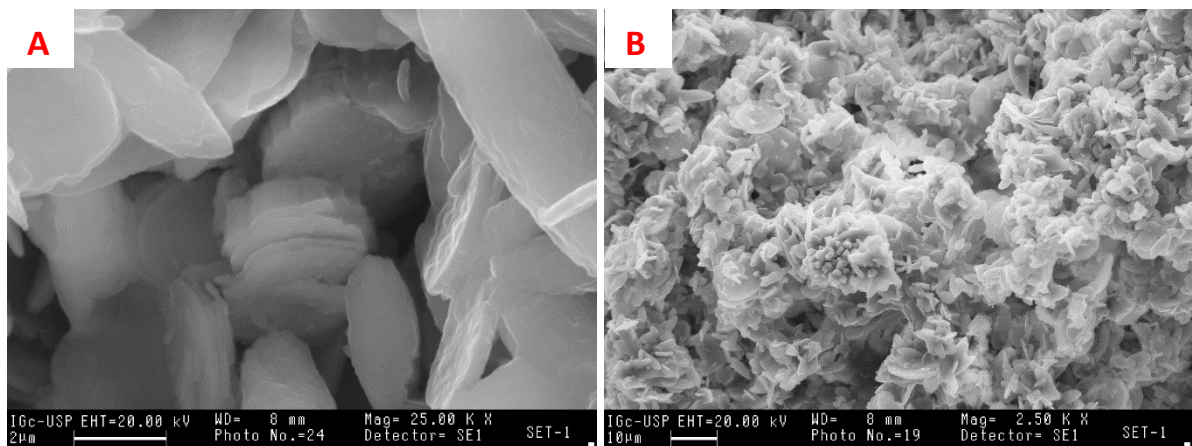
**Figura 23:** Eletromicrografias de MEV da amostra SET-1, mostrando agregados fibrorradiados em meio a massa de micrita impura: A. com tamanho microspato, circulado em vermelho; os pontos brancos são de NaCl, precipitado durante a secagem da amostra (elétrons retroespalhados, aumento de 2000x); B. com tamanho de micrita (elétrons secundários, aumento de 10000x). As composições químicas, dadas pelos espectros de EED, indicaram enriquecimento em Ca em comparação com a massa do entorno, tanto em A quanto em B. Em A, a concentração em massa de Sr encontrada na EED foi de 1,2% e em em B de 1,7%, ordem de grandeza de teores compatível com aragonita.

A aragonita em roseta da Figura 23A é similar à observada em travertinos quaternários da Bacia Denezli (Turquia) por Özkul *et al.* (2013) (Figura 24). Esse arranjo fibrorradiado indica a natureza autógena do mineral, o que pode gerar complicações nas interpretações das análises de DRX neste Trabalho, já que parte da aragonita detectada pode, em tese, não pertencer às carapaças de vermetídeo.



**Figura 24:** Eletromicrografias de MEV de travertinos quaternários da Bacia Denezli (Turquia), mostrando: A. Área composta por arranjos fibrorradiados de aragonita; B. Roseta de aragonita. Modificado de Özkul *et al.* (2013).

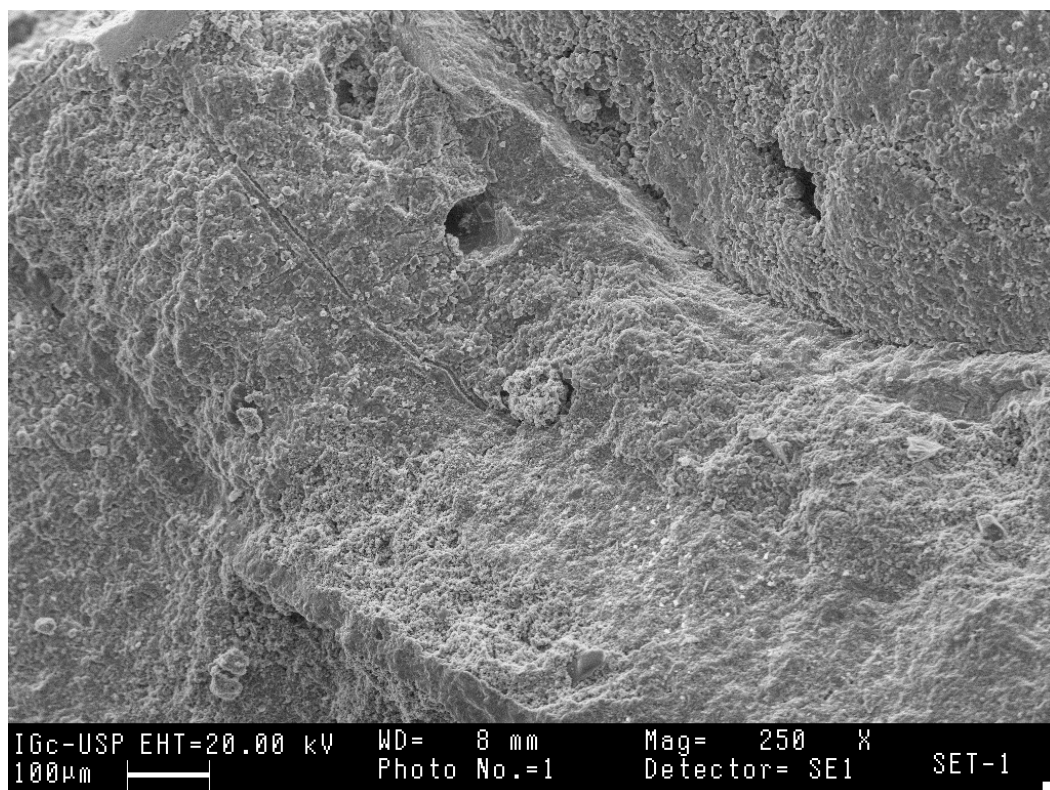
No preenchimento intersticial composto por mistura de micrita, materiais de baixa birrefringência particulados ou finamente cristalizados e microspato (Prancha 8C), identificou-se ao MEV a presença de argilominerais com hábito característico de caulinita e esmectita autógenos (Figura 25).



**Figura 25:** Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários, da amostra SET-1, mostrando: A. Presença de argilominerais em brochura, semelhante a caulinita autógena (aumento de 25000x); B. Presença de argilominerais com hábito de folhas irregulares (possível esmectita autógena) junto a matriz micrítica (aumento de 2500x).

#### 5.5.5. Porosidade e bioturbações

A porosidade das lâminas descritas varia entre 37% e menos de 1%, sendo de dois tipos: intratubos e intertubos. Outro tipo de porosidade observada nas lâminas foi aquela ligada à bioturbação da lama carbonática (Prancha 10A), e que ocorre associada a mudanças (perda de densidade) na textura da micrita. Também foram observadas feições de bioerosão nas carapaças dos vermetídeos, inclusive revestidas por micrita (Prancha 10B). Bioturbação figurativa, possivelmente ligada a ação de poliquetas, foi também identificada, durante as análises ao MEV-EED (Figura 26).



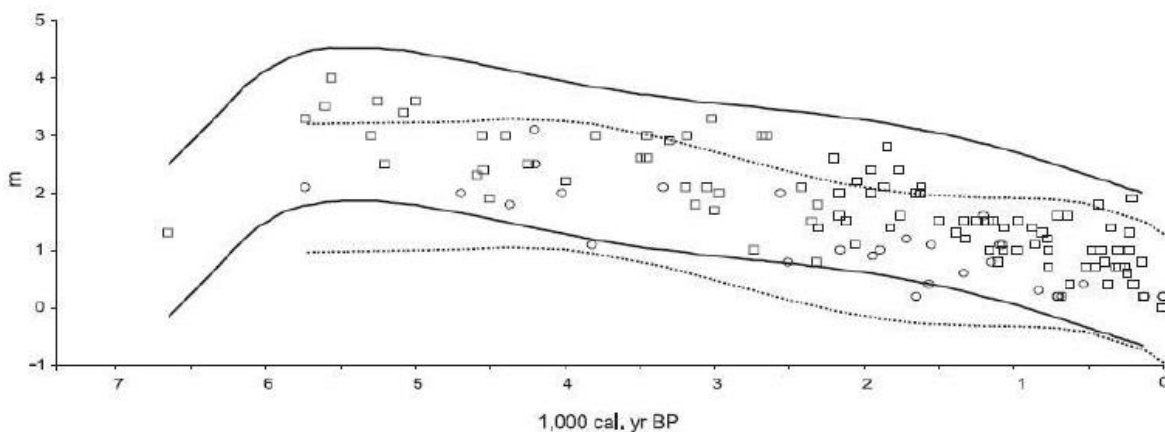
**Figura 26:** Eletromicrografias de MEV, detector de elétrons secundários, da amostra SET-1, mostrando bioturbação figurativa em micrita. Aumento de 250x.

As lâminas correspondentes às amostras em que a coleta das alíquotas de vermetídeo não foi possível apresentam, de modo geral, porosidade baixa (0 a 10%), o que ficou evidente no baixo grau de impregnação com resina colorida, restrita às irregularidades de bordas das amostras.

## 6. DISCUSSÕES

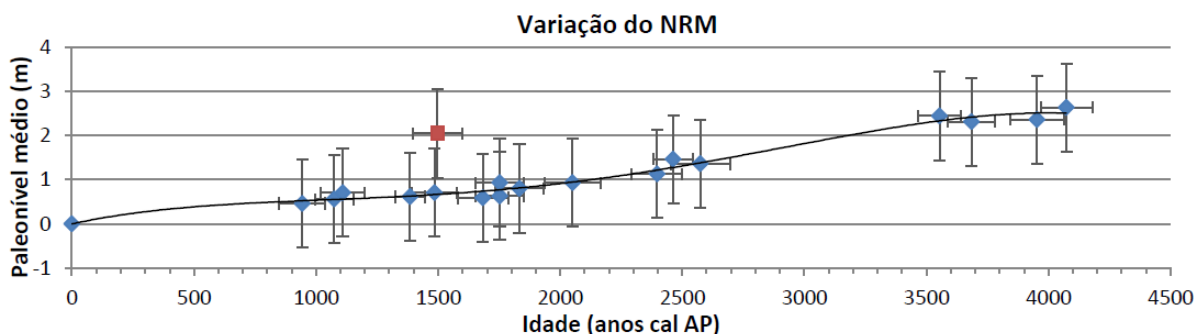
### 6.1. *Variação do NRM*

A curva de NRM obtida (Figura 10 – item 5.1) está de acordo, em sua configuração geral, com as curvas de Angulo *et al.* (2006), resultante da compilação de paleoníveis de vermetídeos para a costa brasileira a norte de Laguna (SC) (Figura 27), de Angulo *et al.* (2016), para a costa do Rio de Janeiro, vizinha a sul, de Toniolo (2014), baseada em vermetídeos do norte de Santa Catarina (Figura 28), e de Milne *et al.* (2005) obtida para a costa brasileira em geral, por modelagem geofísica da resposta hidroisostática (Figura 29). Ela mostra um nível máximo de  $3,3 \text{ m} \pm 1,0 \text{ m}$  em torno de 5500 anos cal AP, seguido de queda aparentemente contínua até o nível atual. Os dados de Angulo *et al.* (2006), em maior número (mais de 100) porém dispersos por ampla área geográfica, apontavam nível máximo de aproximadamente 3,0m (ou entre 1,8 e 4,3m, se considerado o envelope), alcançado em cerca de 5600 anos cal AP (Figura 27, curvas em linha cheia).



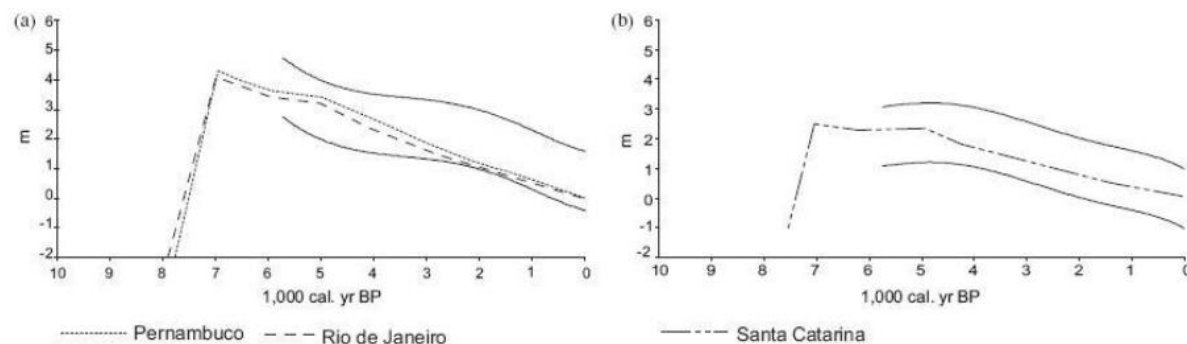
**Figura 27:** Envelopes para as curvas de variação do nível do mar para a costa brasileira a norte da latitude 28°S (linhas contínuas e quadrados) e a sul de 28°S (linhas tracejadas e círculos), baseada em amostras de vermetídeos. Extraída de Angulo *et al.* (2006).

A curva de variação do NRM obtida por Toniolo (2014) para São Francisco do Sul (SC) (Figura 28) não abrange a fase de subida do NRM, mas mostra tendência de queda a partir de 4000 anos cal AP – o que está de acordo com os resultados obtidos por Angulo *et al.* (2006) e com a curva apresentada neste Trabalho (Figura 10).



**Figura 28:** Curva de variação do nível do mar em São Francisco do Sul (SC), com ajuste polinomial de 4º grau e  $R^2 = 0,9806$ . O ponto discrepante em vermelho corresponde a bioconstrução sobrelevada em fenda subvertical e não foi considerado na construção da curva. Extraído de Toniolo (2014).

Segundo o modelo de Milne *et al.* (2005) para a costa da América do Sul (Figura 29), o máximo NRM acima do atual ocorreu por volta de 7000 anos atrás, atingindo cerca de 4m entre Pernambuco e Rio de Janeiro, e 2,5m em Santa Catarina, com subsequente queda suave até 5000 anos atrás e queda intensificada a partir de então.

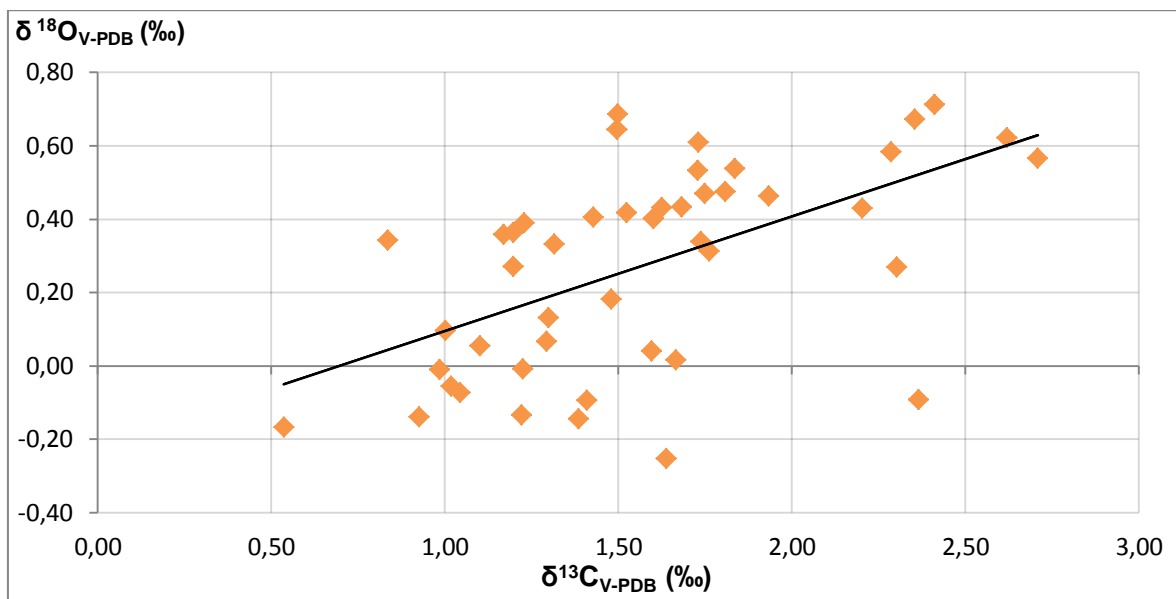


**Figura 29:** Envelopes do nível do mar para a região entre Pernambuco e Paraná (a), e Santa Catarina (b), lançados junto com o comportamento do nível do mar previsto por simulações geofísicas feitas por Milne *et al.* (2005). Extraída de Angulo *et al.* (2006).

O grande diferencial da curva obtida (Figura 10), além do fato de ser a mais completa para um só setor da costa brasileira, é o registro, com precisão (quantidade de dados) inédita, da fase de subida de NRM anterior a 5500 anos cal AP (total de 22 dados, 47%, contra apenas quatro, menos de 4%, na curva compilada de Angulo *et al.* 2006). Na curva obtida por Angulo *et al.* (2006), a taxa de subida do NRM entre 6600 e 5500 anos cal AP é de aproximadamente 16 cm/século, mais de três vezes superior à taxa da curva apresentada neste Trabalho, que é de 5 cm/século. Já a fase de descida do NRM possui velocidade entre 5 e 6 cm/século, em ambas as curvas. Considerando que, no período anterior a 6600 anos cal AP, a curva de variação do NRM de Guarapari apresenta paleoníveis mais elevados e velocidades menores que os apresentados pela curva de Angulo *et al.* (2006), é possível que o NRM tenha cruzado o nível atual antes dos 7000 anos cal AP, que é o valor aproximado sugerido pelos dados de Angulo *et al.* (2006). Já pela simulação geofísica de Milne *et al.* (2005), este nível zero, na região, teria sido alcançado pela primeira vez no Holoceno por volta de 8000 anos AP (Figura 29a), data que parece mais compatível com os resultados deste Trabalho.

## 6.2. Análises isotópicas

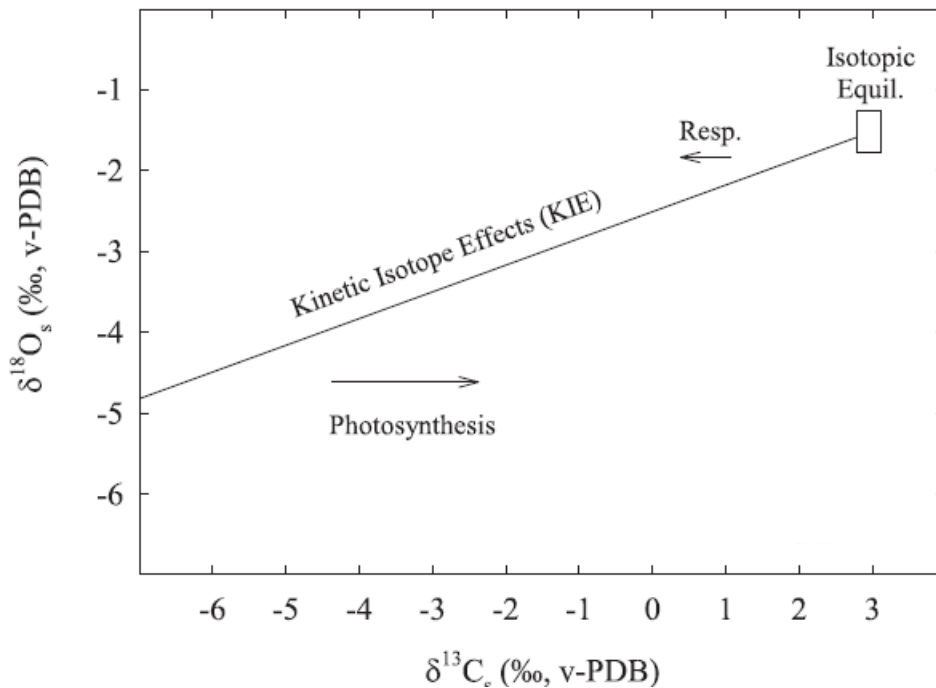
Os resultados da Tabela 2 foram utilizados na construção de um gráfico binário  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 30), com o intuito de verificar se estes dois valores apresentam correlação direta e, desse modo, testar a hipótese de precipitação do carbonato biogênico em desequilíbrio isotópico com a água do mar, conforme McConnaughey (1989a), Shanahan *et al.* (2004) e Schoepf *et al.* (2014) (item 4.1.2).



**Figura 30:** Gráfico binário dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$ , mostrando forte correlação linear positiva (coeficiente de correlação  $r = 0,556$  e erro  $I < 0,005$ ). Este resultado sugere desequilíbrio isotópico, devido ao empobrecimento do FCP em ambos os isótopos pesados, pelo efeito cinético.

O gráfico binário  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}$  (Figura 30) mostrou a existência de forte correlação linear direta, indício de carbonato secretado em desequilíbrio isotópico com a água do meio (McConnaughey, 1989a), o que dificulta a utilização dos dados nas interpretações paleoclimáticas. Na ausência de trabalhos prévios sobre equilíbrio isotópico em carapaças de vermetídeos, o resultado aqui obtido foi comparado aos de estudos de equilíbrio isotópico feitos com outros organismos, incluindo corais (Schoepf *et al.* 2014; Figura 30) e outras espécies de gastrópodes (Shanahan *et al.* 2005).

Em corais, a distribuição dos dados de  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  em torno de uma reta crescente com inclinação 1:3 é indicativa, segundo Schoepf *et al.* (2014), de desequilíbrio isotópico em condição de predominância do efeito do fracionamento cinético sobre o fracionamento metabólico (Figura 31). Esta correlação deve-se ao fato de o efeito cinético, diferentemente do metabólico, gerar empobrecimento de ambos os valores, nessa proporção (McConnaughey, 1989a). Em contrapartida, o fracionamento metabólico pode gerar desvios da curva do fracionamento cinético tanto no sentido de enriquecimento do  $\delta^{13}\text{C}$ , quando dominado pela fotossíntese (que retira preferencialmente  $^{12}\text{C}$  do CID do reservatório interno onde se dá a calcificação), quando do empobrecimento do  $\delta^{13}\text{C}$ , quando dominado pela respiração (que adiciona  $^{12}\text{C}$  a esse reservatório). Nos corais, em geral, a taxa de fotossíntese possui efeito mais significativo (11‰) sobre o  $\delta^{13}\text{C}$  do que a da respiração (1,5‰), devido ao fato de que, em vista de sua relação simbiótica com as algas, a calcificação ocorre principalmente durante o dia, período no qual a incorporação de carbono leve pela fotossíntese é mais rápida e intensa do que a liberação de carbono leve pela respiração (McConnaughey, 1989a; McConnaughey *et al.*, 1997).



**Figura 31:** Gráfico binário  $\delta^{18}\text{O}_s$  vs.  $\delta^{13}\text{C}_e$ , mostrando os efeitos dos fracionamentos cinético (reta) e metabólico (setas) de desequilíbrio isotópico em corais. McConnaughey (1989a) constatou empobrecimento em isótopo pesado, tanto no  $\delta^{18}\text{O}$  quanto no  $\delta^{13}\text{C}$ , na razão 1:3, o que gera correlação direta entre seus valores. **Isotopic Equil.:** campo de equilíbrio isotópico com a água do mar; **KIE:** linha em torno da qual se distribuem as composições afetadas pelo fracionamento isotópico cinético; **Resp. e Photosynthesis:** desvios isotópicos entre o  $\delta^{13}\text{C}$  e a linha KIE devido à respiração e fotossíntese, respectivamente. Adaptado de Schoepf *et al.* (2014).

A presença de algas incrustantes na mesma biozona dos vermetídeos, evidenciada tanto no zoneamento dos costões (Laborel 1986, Ribeiro 2011) quanto nas relações de contemporaneidade entre estes dois organismos inferida nas análises petrográficas (item 5.5, pranchas 3A e 3B), pode ser um indício de que, à semelhança do que acontece com os corais, a fotossíntese exerça papel mais importante que a respiração no fracionamento metabólico dos vermetídeos.

A ideia de que os moluscos geralmente precipitam próximo do equilíbrio isotópico entre o  $\delta^{18}\text{O}$  e a água é dominante, especialmente para os bivalves (Epstein *et al.*, 1952; Epstein & Mayeda, 1953; Wefer & Berger, 1991; Chauvaud *et al.*, 2005; Gillikin *et al.*, 2007). Assim, os efeitos do fracionamento cinético deveriam ser mínimos e o desequilíbrio controlado principalmente pelo fracionamento metabólico. Entretanto, estudos da variação isotópica de espécies de gastrópodes continentais aquáticos sésseis que vivem sob condições isotópicas estáveis e temperatura constante indicaram que nem todas as espécies analisadas precipitam suas carapaças em equilíbrio isotópico com as águas onde vivem (Shanahan *et al.* 2005). Isto pode ser indicativo de fracionamento metabólico e/ou mesmo cinético em parte dos gastrópodes, ainda que os dados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  não tenham apresentado covariância. Portanto, para conhecer melhor a influência desses processos no caso específico dos vermetídeos e permitir a interpretação mais segura dos dados

isotópicos de suas carapaças, estudos de calibração em indivíduos vivos cultivados em condições controladas devem ser feitos.

### 6.3. Análises químicas

O gráfico de dispersão das razões Mg/Ca em função da idade (Figura 16 - item 5.4.1) mostrou tendência de queda com o passar do tempo, com nível elevado de significância estatística (erro I de 0,01). Este resultado indica tendência geral de resfriamento das águas costeiras nos últimos 6600 anos cal AP, ainda que com oscilações. Quando se analisa o gráfico com maior detalhe, através da divisão em quatro intervalos de tempo em que se observam estas oscilações (Figura 17A a D), coeficientes de correlação linear altos, com erro I < 0,05, são detectados em três destes intervalos (Figuras 17A, 17B e 17C). O primeiro deles, de 6600 a 6000 anos cal AP, caracteriza-se por aumento acentuado da razão Mg/Ca, o que pode ser atribuído a aquecimento das águas costeiras. Esse intervalo é, grosso modo, coincidente com a fase de subida do NRM. O período seguinte, compreendido entre 6000 e 4500 anos cal AP, indica queda, também acentuada, dos valores de Mg/Ca, atribuível a resfriamento das águas. Os dados de Mg/Ca voltam a subir em seguida, até cerca de 2000 anos cal AP, indício de reaquecimento. Porém, a partir de 2000 anos cal AP, quando a razão Mg/Ca cai novamente (Figura 17D), ainda que com menor confiabilidade estatística, o resfriamento das águas costeiras pode ter-se retomado.

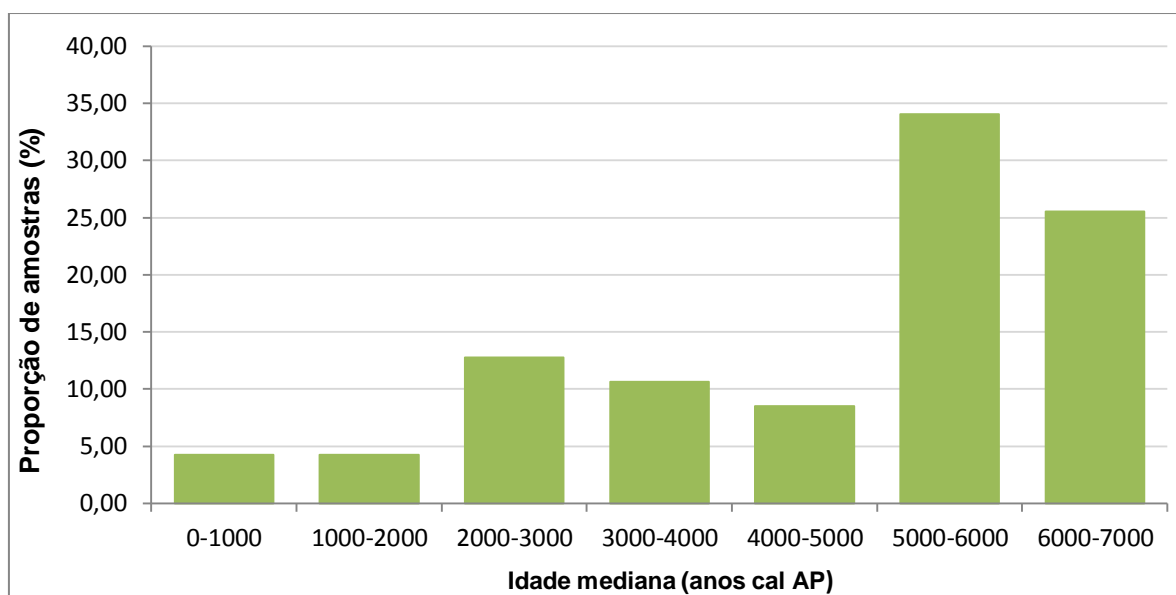
No que diz respeito ao gráfico das razões Sr/Ca *versus* idade mediana (Figura 18 - item 5.4.2), os dados não evidenciaram tendência de variação no tempo estatisticamente consistente, o que dificulta interpretações de mudança contínua de paleotemperatura nos últimos 6600 anos. Porém, se examinados com maior detalhe, sugerem no intervalo entre 6600 e 6000 anos cal AP (Figura 19A) aumento da razão Sr/Ca à medida que se diminui a idade mediana, o que em tese indicaria resfriamento das águas costeiras nesse período, tendência que não condiz com aquela obtida para o Mg/Ca no mesmo intervalo (Figura 17A).

Estudos recentes levantaram a hipótese de que os efeitos cinéticos podem afetar substancialmente a partição do Sr na aragonita de origem biogênica (de Villiers *et al.*, 1995; Cohen *et al.*, 2001). Dentre os moluscos marinhos de concha calcítica, Lorrain *et al.* (2005) estudaram a variação das taxas de Sr/Ca em relação às taxas de calcificação de quatro indivíduos da espécie de bivalve *Pecten maximus*. As proporções de Sr/Ca apresentaram variações entre os indivíduos que cresceram no mesmo local, indicando que os efeitos vitais exercem importante papel nas razões Sr/Ca incorporadas por esta espécie. Embora a taxa de crescimento diário tenha mostrado correlação com as razões Sr/Ca das conchas, ela explicou apenas metade das variações observadas. Já o incremento diário da área de superfície da concha, uma estimativa da quantidade total de carbonato precipitada por um determinado tempo, explicou 74% da variabilidade Sr/Ca nas conchas de *P. maximus*. Este

resultado sugeriu, pela primeira vez em um bivalve calcítico, que a partição Sr/Ca das conchas é controlada principalmente por efeitos cinéticos. Desse modo, é possível que a variação de Sr/Ca nos vermetídeos analisados neste Trabalho, contrária à esperada com base nos resultados de Mg/Ca, esteja controlada por efeitos cinéticos similares, e não possa ser interpretada em termos de paleotemperatura.

#### 6.4. Modas e crises populacionais de vermetídeos e a paleotemperatura

O histograma de distribuição de frequências de vermetídeos quanto à idade (Figura 32) mostra uma moda principal, correspondente ao intervalo de 7000 a 5000 anos cal AP, e outra, secundária, entre 3000 e 2000 anos cal AP. A moda principal pode ser atribuída ao fato de que este intervalo de tempo abrange tanto a subida quanto a subsequente descida do NRM na região (Figura 10 – item 5.1). Por consequência, nele se incluem duas fases de taxa baixa de variação de NRM: a fase de desaceleração da subida, pré-máximo paleonível marinho, e a de aceleração da descida, pós-máximo paleonível marinho. Desse modo, o paleonível teria permanecido em média mais estável neste período que nos demais e, portanto, mais sujeito à formação das bioconstruções. Mas pelo menos outras duas hipóteses, não excludentes, podem ser levantadas para explicar a maior concentração de vermetídeos entre 7000 a 5000 anos cal AP. A primeira é a de que, neste período, os vermetídeos viviam sob condições ecológicas mais favoráveis, criadas pelo aumento da temperatura das águas costeiras entre 6600 e 6000 anos cal AP, indicado pela razão Mg/Ca (item 5.4.1, Figuras 16 e 17A). A segunda hipótese é a de que a sucessão entre emersão, submersão e, novamente, emersão, na época do máximo NRM, ou mesmo a maior temperatura das águas ou a sua mais rápida variação nessa época, podem ter favorecido a cimentação carbonática e, portanto, a preservação das bioconstruções.



**Figura 32:** Histograma de distribuição de frequências de amostras datadas, quanto à idade mediana do intervalo da datação  $^{14}\text{C}$  cal AP. Notar duas modas, uma principal, entre 7000 e 5000 anos cal AP, e outra secundária, entre 3000 e 2000 anos cal AP. Notar também relativa escassez entre 5000 e 4000 anos cal AP e após 2000 anos cal AP.

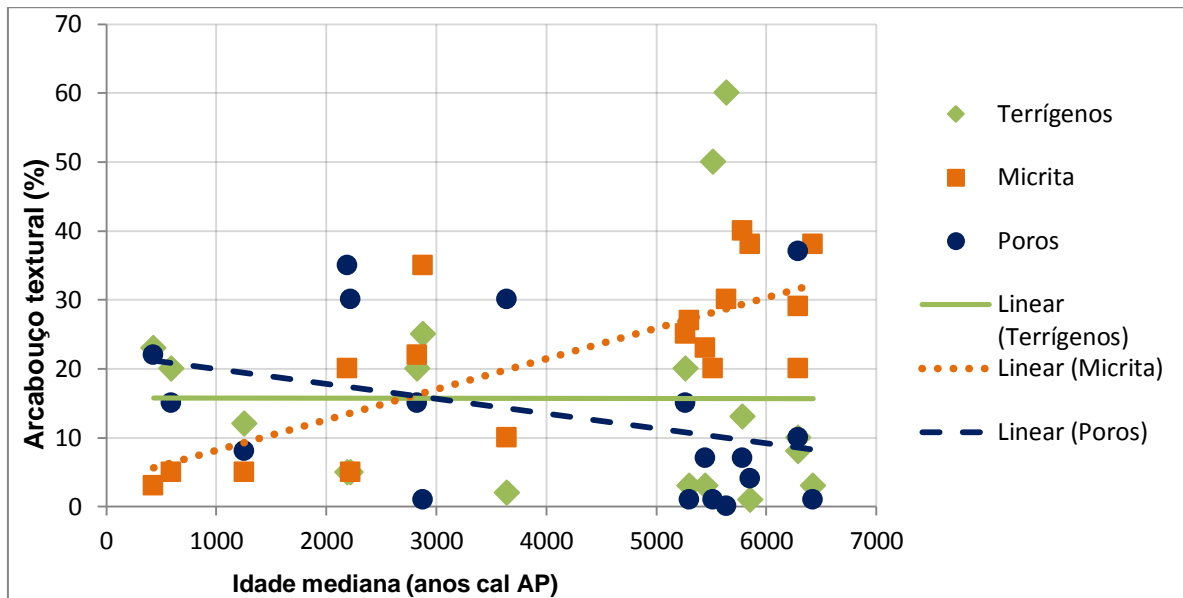
A segunda moda na concentração de vermetídeos evidenciada na Figura 32, de 3000 a 2000 anos cal AP, abrange, a exemplo da primeira, uma fase de aquecimento das águas costeiras sugerida pelos dados de Mg/Ca (Figuras 16 e 17C). Assim, do mesmo modo que no período entre 7000 e 5000 anos cal AP, o aquecimento das águas pode ter favorecido a abundância de vermetídeos e/ou sua melhor preservação. Dados de vermetídeos fósseis compilados por Angulo *et al.* (2016) para a região entre Cabo Frio e Arraial do Cabo, vizinha a sul de Guarapari e situada no mesmo sistema de vórtices oceanográficos, mostra concentração (60%) das idades calibradas medianas neste mesmo intervalo.

Já os intervalos de tempo com escassez no registro de vermetídeos segundo o histograma da Figura 32, ocorrem de 5000 a 4000 anos cal AP e de 2000 a 0 anos cal AP. Eles são creditados a momentos de crise populacional dos vermetídeos, possivelmente por razões ecológicas, ligadas a mudanças nas variáveis físicas da água (e.g. temperatura, salinidade). O primeiro destes intervalos inclui uma fase de registro de vermetídeos ausente, de 4500 a 4000 anos cal AP e abarca o auge de um período de resfriamento das águas indicado pelas razões Mg/Ca (item 5.4.1, Figuras 16 e 17B), o de 6000 a 4500 anos cal AP. O segundo intervalo de crise populacional também inclui um período sem vermetídeos, correspondente aos últimos 500 anos, e coincide com o período de resfriamento mais recente indicado pelos dados de Mg/Ca. Na região de Cabo Frio e Arraial do Cabo, os dados compilados por Angulo *et al.* (2016) também indicam ausência de vermetídeos nos últimos 890 anos.

O possível resfriamento das águas costeiras na região nos últimos 2000 anos pode estar sendo favorecido pela intensificação e maior permanência, nos meses de verão, de fenômenos de ressurgência no sistema de vórtices de Vitória (ES) - Cabo de São Tomé - Cabo Frio (RJ) (Schmid *et al.* 1995, Campos *et al.* 1999), o qual abarca o litoral sul do Espírito Santo. Essa possibilidade já foi considerada para o Holoceno superior na região de Cabo Frio baseando-se em evidências bio-oceanográficas e sedimentológicas (Mahiques *et al.* 2005, Nagai *et al.* 2009, Dias *et al.* 2013, Andrade *et al.* 2015).

#### 6.5. Descrição petrográfica

Os dados da Tabela 4 (item 5.5) mostram tendência de redução da concentração de micrita e aumento da porosidade com a diminuição da idade, conforme representado pela Figura 33.



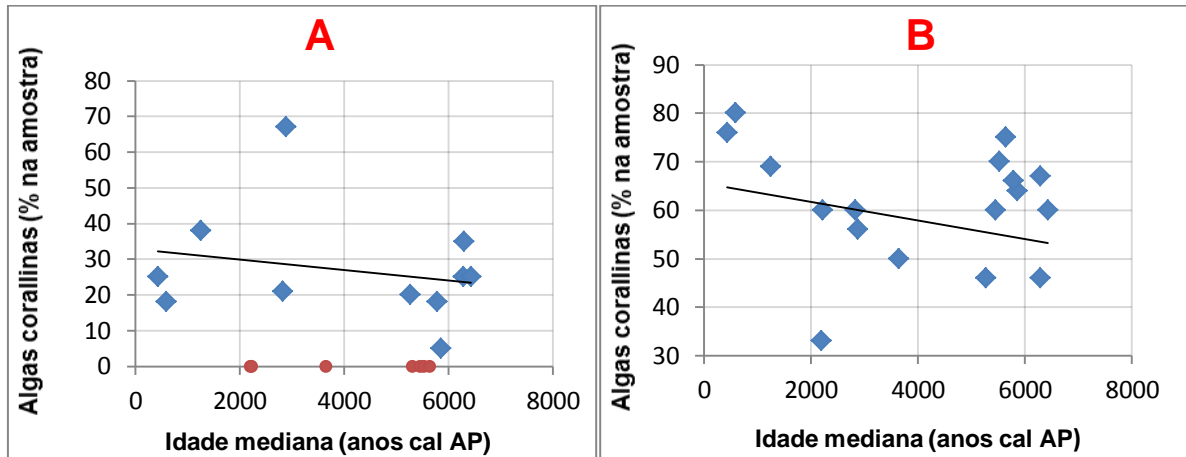
**Figura 33:** Gráfico de dispersão entre as idades medianas das lâminas petrográficas *versus* as porcentagens de componentes texturais da rocha. Terrígenos:  $r = 0,002$  e erro I maior que 0,4; micrita:  $r = 0,760$  e erro I menor que 0,005; poros:  $r = 0,360$  e erro I de 0,025.

Uma hipótese para explicar a cimentação/preenchimento aparentemente maior nas bioconstruções mais antigas (e mais altas) é que o maior tempo de exposição a umedecimento, borrifo ou aerossol com água marinha ou, ainda, a maior influência de água doce pluvial, favoreçam a precipitação ou preenchimento de calcita ao redor ou no interior das conchas de vermetídeos. Estas incrustações estariam há mais tempo expostas aos agentes intempéricos, cujo efeito de preenchimento, cimentação e, talvez, reprecipitação, seria maior que o de simples dissolução (Ribeiro 2011). Uma outra hipótese é a de que a sucessão entre emersão, submersão e, novamente, emersão, na época do máximo NRM, ou mesmo a maior temperatura das águas ou a sua mais rápida variação nesta época, podem ter favorecido a cimentação nas bioconstruções mais antigas. Essa cimentação, por sua vez, poderia ter favorecido a preservação preferencial destas bioconstruções.

A Figura 33 mostrou dispersão entre os dados dos terrígenos com o tempo, o que não permite confirmar a hipótese, inicialmente aventada (Ribeiro 2011, Toniolo 2017), de que um aumento no teor de terrígenos nas amostras mais jovens pudesse estar ligado à maior associação dos vermetídeos com o poliqueta aglutinante *Phragmatopoma*. Se confirmada esta hipótese, ela seria indício de avanço gradual do poliqueta, nos últimos séculos, relacionado ao processo de extinção populacional de *Petalocochus varians*.

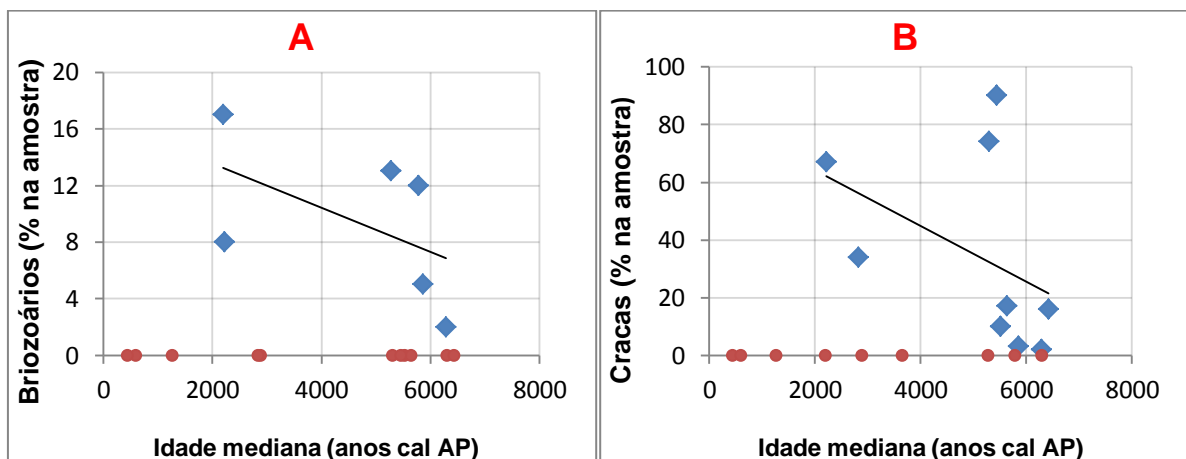
As incrustações de algas coralinas, analisadas graficamente quanto à sua distribuição no tempo (Figura 34A), concentram-se tanto nas amostras mais velhas quanto nas mais novas, sendo que entre 6000 e 5000 anos cal AP quatro amostras não apresentaram algas coralinas *in situ* em sua composição do arcabouço bioconstruído. Este período de tempo coincide com a principal moda de ocorrência das bioconstruções de vermetídeos, conforme Figura 32. Excluídas aquelas quatro amostras, porém, nota-se

tendência grosseira de aumento na concentração de algas coralinas com o passar do tempo. O mesmo comportamento foi observado no gráfico dos bioclastos das algas coralinas (Figura 34B). Como as algas coralinas vivem em biozona quase coincidente com a de *Phragmatopoma* e *Petalococonchus* (Laborel, 1986; Ribeiro 2011), não se pode descartar a possibilidade de o processo de extinção populacional recente de *Petalococonchus* estar relacionado ao aumento da população de algas vermelhas.



**Figura 34:** Gráficos de dispersão da concentração de algas coralinas, avaliada em seção delgada, em função da idade mediana: A) algas coralinas *in situ* ( $r = 0,225$  e erro I de 0,3); B) algas coralinas como bioclastos ( $r = 0,216$  e erro I de 0,2). Os pontos em vermelho representam as amostras nas quais não foram observadas algas coralinas *in situ*.

Incrustações de briozoários (Figura 35A) e cracas (Figura 35B) também demonstram tendência grosseira de aumento na concentração no decorrer do tempo. A baixa significância estatística deve-se em parte, nestes dois casos, ao número reduzido de seções delgadas (50% ou menos) em que foi detectada presença destes organismos.



**Figura 35:** Gráficos de variação da concentração de fauna incrustante em função da idade mediana: A) briozoários ( $r = 0,5269$  e erro I de 0,4); B) cracas ( $r = 0,4293$  e erro I de 0,1). Os pontos em vermelho representam as amostras nas quais não foram observados os respectivos organismos.

## 7. CONCLUSÕES

Os resultados acumulados durante os três anos de pesquisa, incluindo o período de desenvolvimento do presente Trabalho, permitiram responder questões relacionadas à variação do NRM em Guarapari (ES) dentro dos últimos 7000 anos, à variação no tempo da composição isotópica (O e C) e química (Sr, Mg, Ca) das carapaças de vermetídeos fósseis da espécie *Petaloconchus varians*, à micromorfologia das bioconstruções e às associações biológicas envolvidas.

A curva de variação do paleonível marinho obtida mostra sua elevação desde 6600 anos cal AP, quando o NRM era  $2,8\text{m} \pm 1,0\text{m}$ , até atingir-se o máximo de  $3,3\text{m} \pm 1,0\text{m}$ , em torno de 5500 anos cal AP, com queda aparentemente contínua, a partir de então, até o nível atual. O período de inflexão da curva de variação, e, portanto de redução na taxa de variação de NRM, compreende-se entre 6000 e 5000 anos cal AP. Essa curva é similar, no comportamento geral e na ordem de grandeza do máximo NRM, com as previamente obtidas ou compiladas para a costa brasileira com base no mesmo tipo de bioindicador. Difere, porém, pela quantidade inédita de dados de paleonível marinho anteriores ao máximo, o que permite reconstituir com mais segurança o comportamento do NRM holocênico durante a fase de subida. Assim, de acordo com a nova curva, a taxa de variação positiva do NRM entre 6600 e 5500 anos cal AP foi de aproximadamente 5 cm/século.

A correlação linear positiva entre resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  referentes a 47 amostras de vermetídeos é indicativa de carbonato secretado em desequilíbrio isotópico com as águas costeiras em que os vermetídeos viviam. Assim, as tendências de variação no tempo detectadas nestes dados não puderam ser interpretadas em termos de paleossalinidade e paleotemperatura, para o que trabalhos futuros de calibração isotópica tornam-se necessários.

A razão Mg/Ca para o total das 47 amostras analisadas apresenta tendência linear geral de decréscimo com a queda da idade, indício da diminuição da temperatura das águas costeiras na região, ainda que com oscilações. Com base nestas oscilações, os dados foram divididos em quatro intervalos de tempo, sendo que o primeiro deles (6600 a 6000 anos cal AP), grosso modo coincidente com a fase de subida do NRM, caracteriza-se por aumento acentuado da razão Mg/Ca, o que pode refletir aquecimento das águas costeiras. O período seguinte, compreendido entre 6000 e 4500 anos cal AP, indica queda, também acentuada, dos valores de Mg/Ca, atribuível a resfriamento das águas. A razão Mg/Ca volta a subir em seguida, até cerca de 2000 anos cal AP, indício de reaquecimento. A análise do comportamento do Mg/Ca nos últimos 2000 anos cal AP é estatisticamente prejudicada pelo baixo número de amostras neste intervalo de tempo. Se confirmada a grosseira tendência

detectada nesse período de queda na razão Mg/Ca, o resfriamento das águas costeiras pode ter-se retomado.

Os intervalos de possível resfriamento das águas costeiras indicados pelos resultados de Mg/Ca coincidem com os dois períodos detectados de crise populacional de vermetídeos (entre 5000 e 4000 e de 2000 a 0 anos cal AP). Considerando que se trata de área situada na zona de influência do sistema de ressurgência costeira de Cabo Frio e Vitória, estes supostos períodos de resfriamento podem estar ligados à intensificação da ressurgência, esta por sua vez ligada ao fortalecimento da Corrente do Brasil. A intensificação da Corrente do Brasil e/ou de fenômenos de ressurgência dentro dos últimos 2000 anos já foi cogitada em estudos bio e geoceanográficos prévios e teria culminado na extinção populacional dos vermetídeos na região nos últimos cinco a seis séculos.

As concentrações de micrita nas bioconstruções estudadas aumentam com a idade, sendo as amostras mais antigas mais cimentadas. Isso pode ser atribuído tanto ao maior tempo de exposição pós-deposicional a umedecimento, borrifo ou aerossol com água marinha quanto à maior influência de água doce pluvial. Esses fatores favorecem a precipitação ou preenchimento de calcita ao redor ou no interior das conchas de vermetídeos. Uma outra hipótese é a de que a sucessão entre emersão, submersão e, novamente, emersão, na época do máximo NRM, ou mesmo a maior temperatura das águas ou a sua mais rápida variação nesta época, sugeridas pelos resultados de Mg/Ca, podem ter propiciado a cimentação nas bioconstruções mais antigas. Essa cimentação, por sua vez, poderia ter favorecido a preservação preferencial destas bioconstruções.

Dentre as associações biológicas encontradas, destaca-se aquela com a alga coralina, cujos teores (tanto de bioclastos quanto de material *in situ*) aumentam com a diminuição da idade, em padrão inverso ao dos vermetídeos. Algas vermelhas *in situ* tornam-se menos frequentes nas bioconstruções durante o período modal de ocorrência de vermetídeos, entre 6000 e 5000 anos cal AP. Estes resultados podem ser considerados indício de que algas e vermetídeos, que ocupam biozonas quase coincidentes, tenham respostas ou sensibilidades diferentes a mudanças nos fatores ambientais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agência Estadual de Recursos Hídricos (AGERH). Mapas das Bacias Hidrográficas Capixabas, CBH - Jucu. Disponível em: <<https://agerh.es.gov.br/mapas-2>>. Acessado em 26/10/2017.
- Aguiar, A.L.; Cirano, M.; Pereira, J.; Marta-Almeida, M. (2014). Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*, **85**: 42-59.
- Alibert, C. & McCulloch, M.T. (1997). Strontium/calcium ratios in modern porites corals From the Great Barrier Reef as a proxy for sea surface temperature: Calibration of the thermometer and monitoring of ENSO. *Paleoceanography*, **12**: 345-363.
- Amiel, A.J.; Friedman, G.M.; Miller, D.S. (1973). Distribution and nature of incorporation of trace elements in modern aragonitic corals. *Sedimentology*, **20**: 47-64.
- Andrade, H.A.A.; Giannini, P.C.F.; Rodrigues, F.C.G.; Pereira, C.S.; Guedes, C. C.F.; Souza, L.N.P.; Mineli, T.D. (2015). Evolução sedimentar e cronologia da barreira costeira quaternária de Maçambaba: a influência de ventos de rumos opostos e seu possível significado paleoclimático. In: XV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - Abequa, Imbé-Tramandaí, RS. Anais do XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Abequa.
- Angulo, R.J. & Souza, M.C. (2014). Revisão conceitual de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos. *Quaternary and Environmental Geosciences*, **05**(2): 1-32.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Pessenda, L.C.R. (1999). Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid <sup>14</sup>C ages. *Marine Geology*, **159**: 323-339.
- Angulo, R.J.; Lessa, G.C.; Souza, M.C. (2006). A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*, **25**: 486-506.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Souza, M.C.; Lessa G.C. (2016). Holocene paleo-sea level changes along the coast of Rio de Janeiro, southern Brazil: Comment on Castro et al. (2014). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **88**(4): 2105-2111.
- Arz, H.W.; Patzold, J.; Wefer, G. (1999). The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **167**: 105-117.
- Baker, R.G.V.; Haworth, R.J.; Flood, P.G. (2001). Warmer or cooler late Holocene marine palaeoenvironments?: interpreting southeast Australian and Brazilian sea-level changes using fixed biological indicators and their <sup>18</sup>O composition. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **168**: 249-272.
- Beck, J.W.; Edwards, R.L.; Ito, E.; Taylor, F.W.; Recy, J.; Rougerie, F.; Joannot, P.; Henin, C. (1992). Sea-surface temperature from coral skeletal strontium calcium ratios. *Science*, **257**: 644-647.
- Campos, E.J.D.; Lentini, C.A.D.; Miller, J.L.; Piola, A.R. (1999). Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophysical Research Letters*, **26**: 2061-2064.
- Campos, P.C.; Möller Jr., O.O.; Piola, A.R.; Palma E.D. (2013). Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**: 1420–1433, doi:10.1002/jgrc.20131.

- Castelão, R.M. & Barth, J.A.C. (2006). Upwelling conditions around Cabo Frio, Brazil: the importance of wind stress curl. *Geophysical Research Letters*, **33**(L03062), doi: 10.1029/2005GL025182.
- Castelão, R.M.; Campos, E.J.D.; Miller J.L. (2004). A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil Current. *J. Coast. Res.*, 20(3), doi:10.2112/1551-5036(2004)20[662: AMSOCU]2.0.CO;2.
- Chave, K.E. (1954). Aspects of the Biogeochemistry of Magnesium. *The Journal of Geology*, **62**: 587-599.
- Climatempo. Características climáticas de Guarapari – ES, médias obtidas ao longo de 30 anos de observações. Disponível em: <<https://www.climatempo.com.br/climatologia/70/guarapari-es>> Acessado em 24/05/2017.
- Choquette, P. W.; Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2): 207-250.
- Chauvaud, L.; Lorrain, A.; Dunbar, R. B.; Paulet, Y. M.; Thouzeau, G.; Jean, F.; Guarini, J-M. ; Mucciarone, D. (2005). Shell of the Great Scallop *Pecten maximus* as a high-frequency archive of paleoenvironmental changes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(8).
- Cohen, A.L.; Layne, G.D.; Hart, S.R.; Lobel, P.S. (2001). Kinetic control of skeletal Sr/Ca in a symbiotic coral: Implications for the paleotemperature proxy: *Paleoceanography*, **16**: 20–26.
- Dettman, D. L.; Reische, A. K.; Lohmann, K. C. (1999). Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (Unionidae). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(7): 1049-1057.
- de Villiers, S.; Nelson, B.K.; Chivas, A.R. (1995). Biological controls on coral Sr/Ca and d<sup>18</sup>O reconstructions of sea surface temperatures. *Science*, **269**: 1247–1249.
- Dias, B.B. ; Galliza, L. L. M. ; Barbosa, C.F.; Albuquerque, A. L.S. (2013). Late Holocene productivity in the Southeast Brazilian continental shelf. In: 10th Applied Isotope Geochemistry Conference, 2013, Budapest. *10th Applied Isotope Geochemistry Conference Annals*. Columbus, OH, USA: International Association of GeoChemistry (IAGC), 5p.
- Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). Tábua de marés medidas no Terminal da Ponta do Ubu, ES. Disponível em: <<http://www.mar.mil.br/dhn/chm/tabuas/>>. Acessado em 24/05/2017.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Epstein, E.; Hagen, C. E. (1952). A kinetic study of the absorption of alkali cations by barley roots. *Plant physiology*, **27**(3): 457.
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of O<sup>18</sup> content of waters from natural sources. *Geochimica et cosmochimica acta*, **4**(5): 213-224.
- Féboli, W.L. (1993). Folha Piúma: SF.24-V-A-VI (1:100.000). Programa de Levantamentos Geol. Básicos do Brasil (PLGB), DNPM/CPRM (texto explicativo). Brasília (DF), 140 p.
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types.
- Garvie, C.L. (1996). The molluscan macrofauna of the Reklaw Formation, Marquez Member (Eocene: Lower Claibornian) in Texas. *Bulletins of American Paleontology*. **111**: 1–177.
- Giannini, P.C.F.; Ribeiro, P.C.; Nascimento Jr, D.R.; Pessenda, L.C.R. (2013). Os vermetídeos fósseis de Guarapari, ES: novos dados para a discussão do nível relativo do mar e da circulação costeira no Holoceno. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, Natal, RN. Boletim de Resumos... Natal, Abequa.

- Gillikin, D. P.; Lorrain, A.; Bouillon, S.; Willenz, P.; Dehairs, F. (2006). Stable carbon isotopic composition of *Mytilus edulis* shells: relation to metabolism, salinity,  $\delta^{13}\text{C}$  DIC and phytoplankton. *Organic Geochemistry*, **37**(10): 1371-1382.
- Gillikin, D. P.; Lorrain, A.; Meng, L.; Dehairs, F. (2007). A large metabolic carbon contribution to the  $\delta^{13}\text{C}$  record in marine aragonitic bivalve shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**(12): 2936-2946.
- Gillikin, D. P.; Hutchinson, K. A.; Kumai, Y. (2009). Ontogenic increase of metabolic carbon in freshwater mussel shells (*Pyganodon cataracta*). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **114** (G01007), doi:10.1029/2008JG000829.
- Hall, J. M. (2002). *Barium and Lithium in Foraminifera: Glacial-Interglacial Changes in the North Atlantic*. PhD. Thesis, Louisiana State University, 131 pp.
- Ingram, B.L.; De Deckker, P.; Chivas, A.R.; Conrad, M.E.; Byrne, A.R. (1998). Stable isotopes, Sr/Ca, and Mg/Ca in biogenic carbonates from Petaluma Marsh, northern California, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, **62**: 3229-3237.
- Keen, A.M. (1961). A proposed reclassification of the Gastropod Family Vermetidae. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*. **7**: 183–213.
- Kinsman, D.J.J. & Holland, H.D. (1969). The co-precipitation of cations with  $\text{CaCO}_3$ . *Geochim Cosmochim Acta*, **33**: 1-17.
- Kim, S. T.; Mucci, A.; Taylor, B. E. (2007). Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75 C: revisited. *Chemical Geology*, **246**(3): 135-146.
- Kirtley, D.W. (1994). A review and taxonomic revision of the family Sabellariidae Johnston, 1865 (Annelida; Polychaeta). Sabecon Press, Vero Beach, FL. 223 pp.
- Klein, R.T.; Lohmann, K.C.; Thayer, C.W. (1996). Bivalve skeletons record sea–surface temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  via Mg/Ca and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios. *Geology*, **24**: 415-418.
- Laborel, J & Kempf, M. (1966). Formações de Vermetos e Algas Calcárias nas costas do Brasil. *Trab. Inst. Oceanogr. Univ. Fed. Pe.* **7/8**: 33-50.
- Laborel, J. (1977). Are reef building vermetid disappearing in the South Atlantic? *Proceedings of the International coral Reef Symposium*. **3**: 233-237.
- Laborel, J. (1979). Fixed marine organisms as biological indicator for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. *Proc. Int. Symp. In: Coastal evolution in the Quaternary, São Paulo, 1978. Proceedings, São Paulo, IGCP/Project 61, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 193-211.*
- Laborel, J. (1986). Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: Van de Plaasche, O. (ed.). *SeaLevel Research, a Manual for the Collection and Evaluation of Data*, Geo Books, Norwich, v.12, pp. 281-310.
- Laborel, J. & Laborel-Deguen, F. (1996). Biological indicators of Holocene sea level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary International*, **31**: 53-60.
- Lea, D. W.; Mashiotto, T. A.; Spero, H. J. (1999). Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**(16): 2369-2379.
- Libby, W. F.; Anderson, E. C.; Arnold, J. R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, **109**(2827): 227-228.
- Linsley, B.K.; Wellington, G.M.; Schrag, D.P. (2000). Decadal sea surface temperature variability in the subtropical South Pacific from 1726 to 1997 AD. *Science*, **290**: 1145-1148.

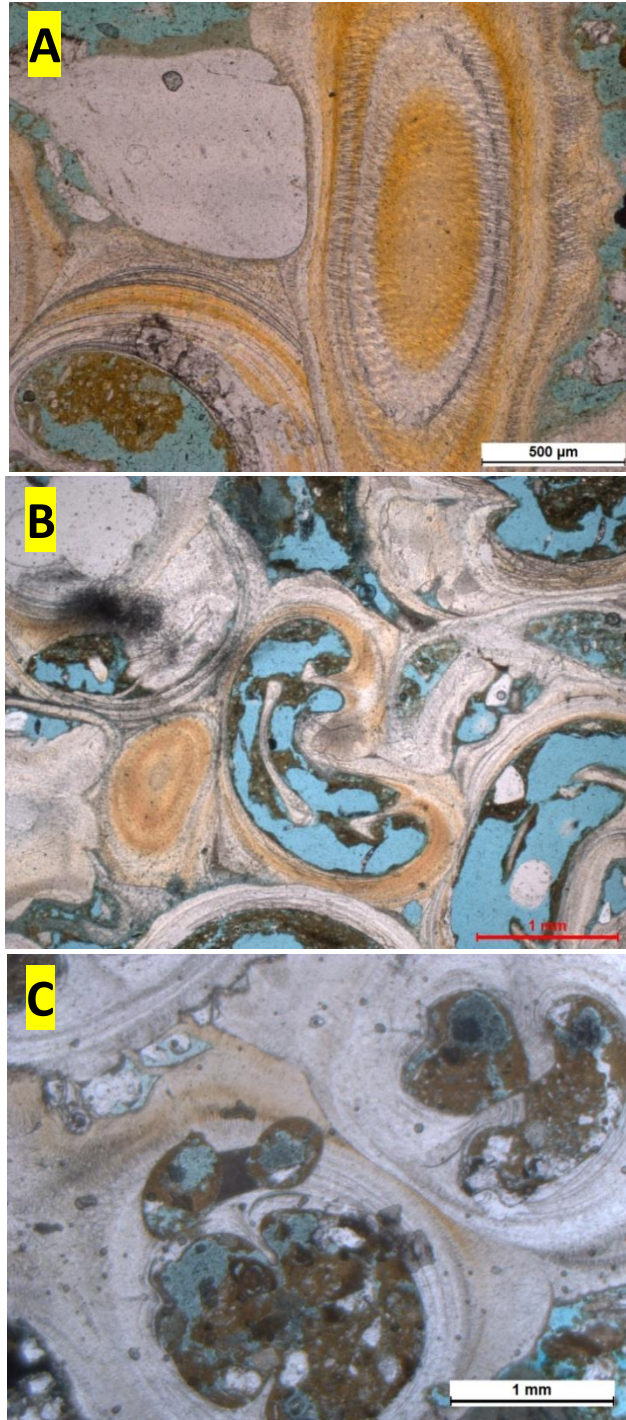
- Lorrain, A.; Paulet, Y. M.; Chauvaud, L.; Dunbar, R.; Mucciarone, D.; Fontugne, M. (2004).  $\delta^{13}\text{C}$  variation in scallop shells: increasing metabolic carbon contribution with body size?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(17): 3509-3519.
- Lorrain, A.; Gillikin, D. P.; Paulet, Y. M.; Chauvaud, L.; Le Mercier, A.; Navez, J.; André, L. (2005). Strong kinetic effects on Sr/Ca ratios in the calcitic bivalve *Pecten maximus*. *Geology*, **33**(12): 965-968.
- Mahiques, M.M.; Bicego, M.C.; Silveira, I.C.A.; Sousa, S.H.M.; Lourenço, R.A.; Fukumoto, M.M. (2005). Modern sedimentation in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazilian shelf. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**(3): 535-548.
- Mangerud, J. (1972). Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas*, **1**: 143-172.
- Martin, L.; Dominguez, J.M.L; Suguio, K.; Flexor, J.M. (1997). Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte, CPRM, 112pp.
- Milne, G.A.; Long, A.J.; Basset, E. (2005). Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1183-1202.
- Moysés D.N.; Junqueira A.O.R.; Lavrado H.P.; Silva S.H.G. (2007). Method for monitoring intertidal communities in a steep rocky shore: a combination of digital image technology and field operational strategy. *Brazilian Journal of Oceanography*, **55**: 19-27.
- Möller, O.O.; Piola, A.R.; Freitas, A.C.; Ccampos, E.J.D. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, **28**: 1607-1624.
- McConnaughey, T. (1989a).  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**(1): 151-162.
- McConnaughey, T. (1989b).  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates: II. In vitro simulation of kinetic isotope effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**(1): 163-171.
- McConnaughey, T. A.; Burdett, J.; Whelan, J. F.; Paull, C. K. (1997). Carbon isotopes in biological carbonates: respiration and photosynthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(3): 611-622.
- Nagai, R.H.; Sousa, S.H.M.; Burone, L.; Mahiques, M.M. (2009). Paleoproductivity changes during the Holocene in the inner shelf of Cabo Frio, southeastern Brazilian continental margin: Benthic foraminifera and sedimentological proxies. *Quaternary International*, **206**: 62-71.
- Nascimento Jr. D.R. (2004). Dinâmica e Sedimentação da Praia da Areia Preta (Guarapari – ES). Trabalho de Graduação em Geologia, Departamento de Geociências do Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 109 p..
- Newton R. & Bottrell S. (2007). Stable isotopes of carbon and sulphur as indicators of environmental change: past and present. *Journal of the Geological Society*, **164**: 691-708.
- Özkul, M.; Kele, S.; Gökgöz, A.; Shen, C. C.; Jones, B.; Baykara, M. O.; Fórizs, I.; Németh, T.; Chang, Y.; Alçiçek, M. C. (2013). Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, **294**: 179-204.
- Pianca, C; Mazzini, P.L.F.; Siegle, E. (2010). Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, **58**: 53-70.
- Ravelo, A. C. & Hillaire-Marcel, C. (2007). Chapter Eighteen: the use of oxygen and carbon isotopes of foraminifera in Paleoceanography. *Developments in Marine Geology*, **1**: 735-764.

- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Blackwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Buck, C.E.; Burr, G.S. Edwards, R.L.; Friedrich, M.; Grootes, P.M.; Guilderson, T.P.; Hajdas, I.; Heaton, T.J.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kaiser, K.F.; Kromer, B.; Mccomarc, F.G.; Manning, S.W.; Reimer, R.W.; Richards, D.A.; Southon, J.R.; Talamo, S.; Turney, C.S.M.; Van Der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**(4): 1111-1150.
- Ribeiro, P.C. (2011). Vermetídeos em Costões Rochosos de Guarapari, ES: Contribuição para o Estudo do Nível Relativo do Mar e da Circulação Marinha no Holoceno. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. 83 pp.
- Ribeiro, P.C.; Giannini, P.C.F.; Nascimento, D.R.; Sayeg, I.J. (2011). Vermetídeos fósseis em costões rochosos de Guarapari, ES: distribuição espacial, morfologia, mineralogia e  $\delta^{18}\text{O}$ . IN: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 13, Búzios, RJ. Boletim de Resumos... Búzios, Abequa.
- Rosenthal, Y.; Boyle, E.A.; Slowey, N. (1997). Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine and cádmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochim Cosmochim Acta*, **61**: 3633-3643.
- Rosenthal, Y., & Linsley, B. (2006). Mg/Ca and Sr/Ca paleothermometry from calcareous marine fossils. *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier. Disponível em: <[http://www.atmos.albany.edu/geology/webpages/Rosenthal\\_and\\_Linsley\\_QuaterSciRev06.pdf](http://www.atmos.albany.edu/geology/webpages/Rosenthal_and_Linsley_QuaterSciRev06.pdf)>
- Safriel, U.N., (1975). The role of the Vermetid Gastropods in the formation of Mediterranean and Atlantic reefs. *Oecologia*. **20**: 85–101.
- Silveira, I.C.A.; Schmidt, A.C.K.; Campos, E.J.D.; Godoi, S.S.; Ikeda, Y. (2000). A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Rev. Bras. Oceanografia*, **48**: 171-183.
- Silva, C.G.; Patchineelam, S.M.; Baptista Neto, J.A.; Ponzi, V.R.A. (2004). Ambientes de sedimentação costeira e processos morfológicos atuantes na linha de costa. In: Neto, J.A.B.; Ponzi, V.R.A.; Sichel, S.E. (Orgs). Introdução à Geologia Marinha. Rio de Janeiro, *Interciência*. 175-218.
- Suguio K., Martin L., Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Flexor J.M., Azevedo A.E.G. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*. **15**: 273-286.
- Schoepf, V.; Levas, S. J.; Rodrigues, L. J.; McBride, M. O.; Aschaffenburg, M. D.; Matsui, Y.; Warner, M.E.; Hughes, A.D.; Grottoli, A. G. (2014). Kinetic and metabolic isotope effects in coral skeletal carbon isotopes: A re-evaluation using experimental coral bleaching as a case study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **146**: 164-178.
- Schöne, B. R., Oschmann, W., Rössler, J., Castro, A. D. F., Houk, S. D., Kröncke, I., ... & Dunca, E. (2003). North Atlantic Oscillation dynamics recorded in shells of a long-lived bivalve mollusk. *Geology*, **31**(12), 1037-1040.
- Schmid, C.; Schafer, H.; Podestá, G.; Zenk, W. (1995). The Vitória Eddy and Its Relation to Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, **25**: 2532-2546.
- Shackleton, N. (1967). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, **215**: 15-17 (01 July 1967); doi:10.1038/215015a0.
- Shanahan, T. M.; Pigati, J. S.; Dettman, D. L.; Quade, J. (2005). Isotopic variability in the aragonite shells of freshwater gastropods living in springs with nearly constant temperature and isotopic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(16): 3949-3966.

- Smith, S.V.; Buddermeier, R.W.; Dedalje, R.C.; Houck, J.E. (1979). Strontium-calcium thermometry in coral skeletons. *Science*, **204**: 404-407.
- Swart, P. K. (1983). Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review. *Earth-Science Reviews*, **19**(1): 51-80.
- Takesue, R.K.; Bacon, C.R.; Thompson, J.K. (2008). Influences of organic matter and calcification rate on trace elements in aragonitic estuarine bivalve shells. *Geochim Cosmochim. Acta*, **72**: 5431-5445.
- Taylor, R.E.; Bar-Yosef, O. (2014). *Radiocarbon Dating: An Archaeological Perspective*. 2nd edition. Walnut Creek: Left Coast Press. 404 pp.
- Toniolo, T.F. (2014). Uso de Vermetídeos Fósseis de São Francisco do Sul (SC) como Indicadores de Variação do Nível Relativo do Mar e para a Discussão da Circulação Costeira no Holoceno. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. 41 pp.
- Toniolo, T.F. (2017). Vermetídeos fósseis como indicadores da variação do nível relativo do mar e de possíveis alterações na circulação costeira no Holoceno ao longo do litoral brasileiro. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo. 59 pp.
- Urey (1951)
- Vescogni, A., Bosellini, F. R., Reuter, M., Brachert, T.C. (2008). Vermetid reefs and their use as palaeobathymetric markers: New insights from the Late Miocene of the Mediterranean (Southern Italy, Crete). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **267**: 89-101.
- Vilano, W.F.; Souza, C.R.G. (2013). Primeiro registro da ocorrência de vermetídeos fósseis e vivos no litoral norte do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 14, Natal, RN. Boletim de Resumos... Natal, Abequa.
- Weber, J.N. (1973). Incorporation of strontium into reef coral skeletal carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**: 2173-3190.
- Wefer, G.; Berger, W. H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, **100**(1-4): 207-248.
- Wei, G.; Li, X.; Nie, B.; Sun, M.; Liu, H. (1999). High resolution Porites Mg/Ca thermometer for the north of the South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, **44**: 273-276.
- Wilbur, K. M.; Saleuddin, A. S. M. (1983). Shell formation. *The Mollusca*, **4**(1): 235-287.
- Yan, H.; Li, Z.; Lee, X.; Zhou, H.; Cheng, H.; Chen, J. (2012). Metabolic effects on stable carbon isotopic composition of freshwater bivalve shell *Corbicula fluminea*. *Chinese Journal of Geochemistry*, **31**(1): 103-108.

# Anexos

## PRANCHA 1



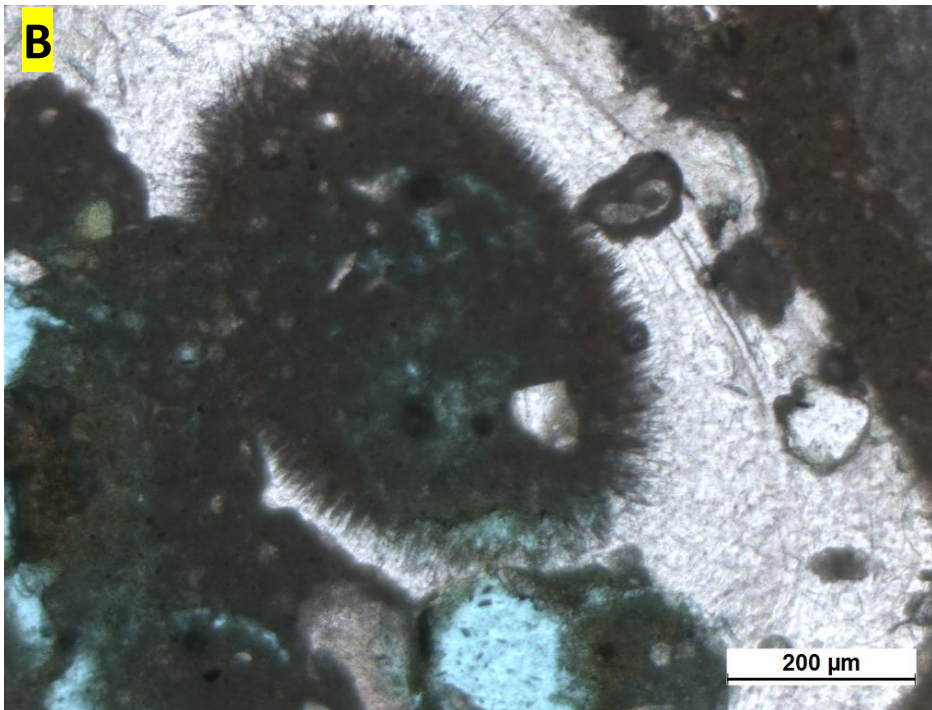
### **Tubos de vermetídeos, com lâminas de coloração laranja**

**A:** Amostra PAD-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Amostra PAD-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**C:** Amostra PAD-3. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 2

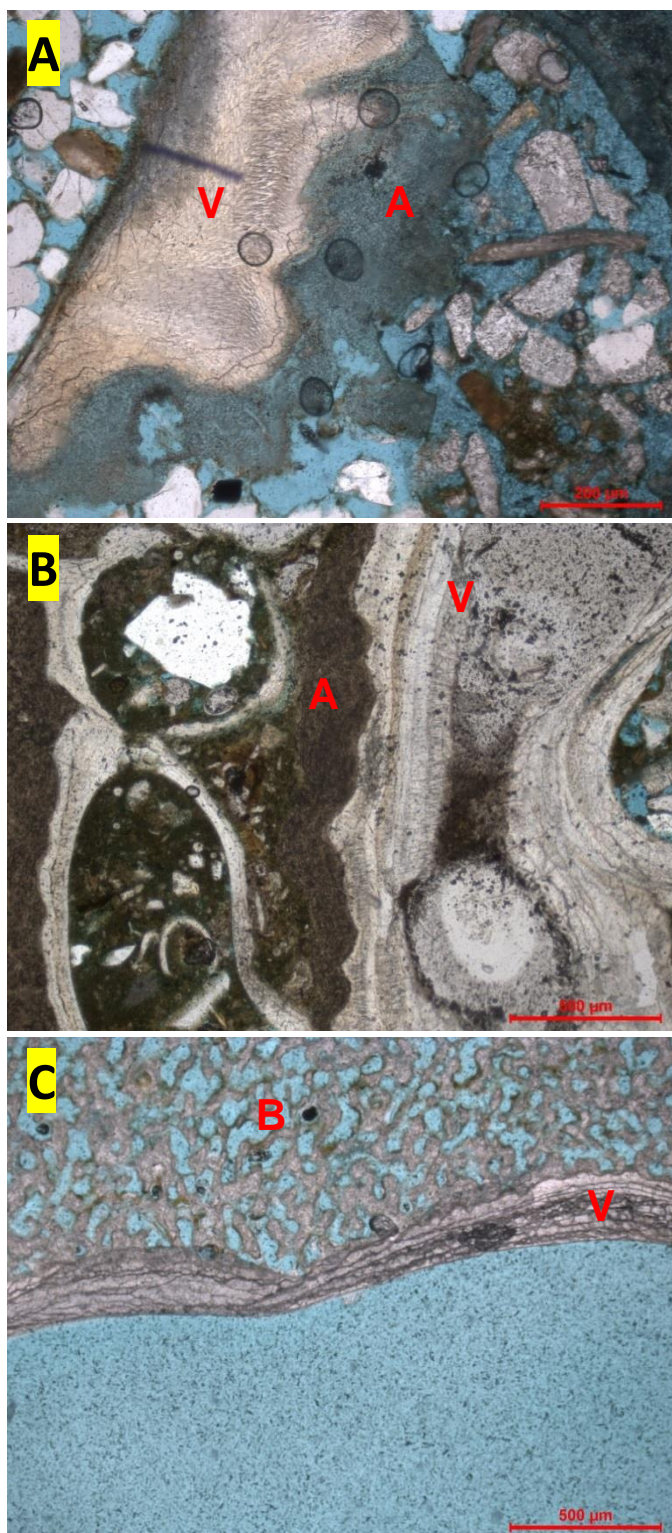


**Tubos de vermetídeo, com cristais aciculares de aragonita na parede interna**

**A:** Amostra SET-3. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Amostra DIA-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

### PRANCHA 3



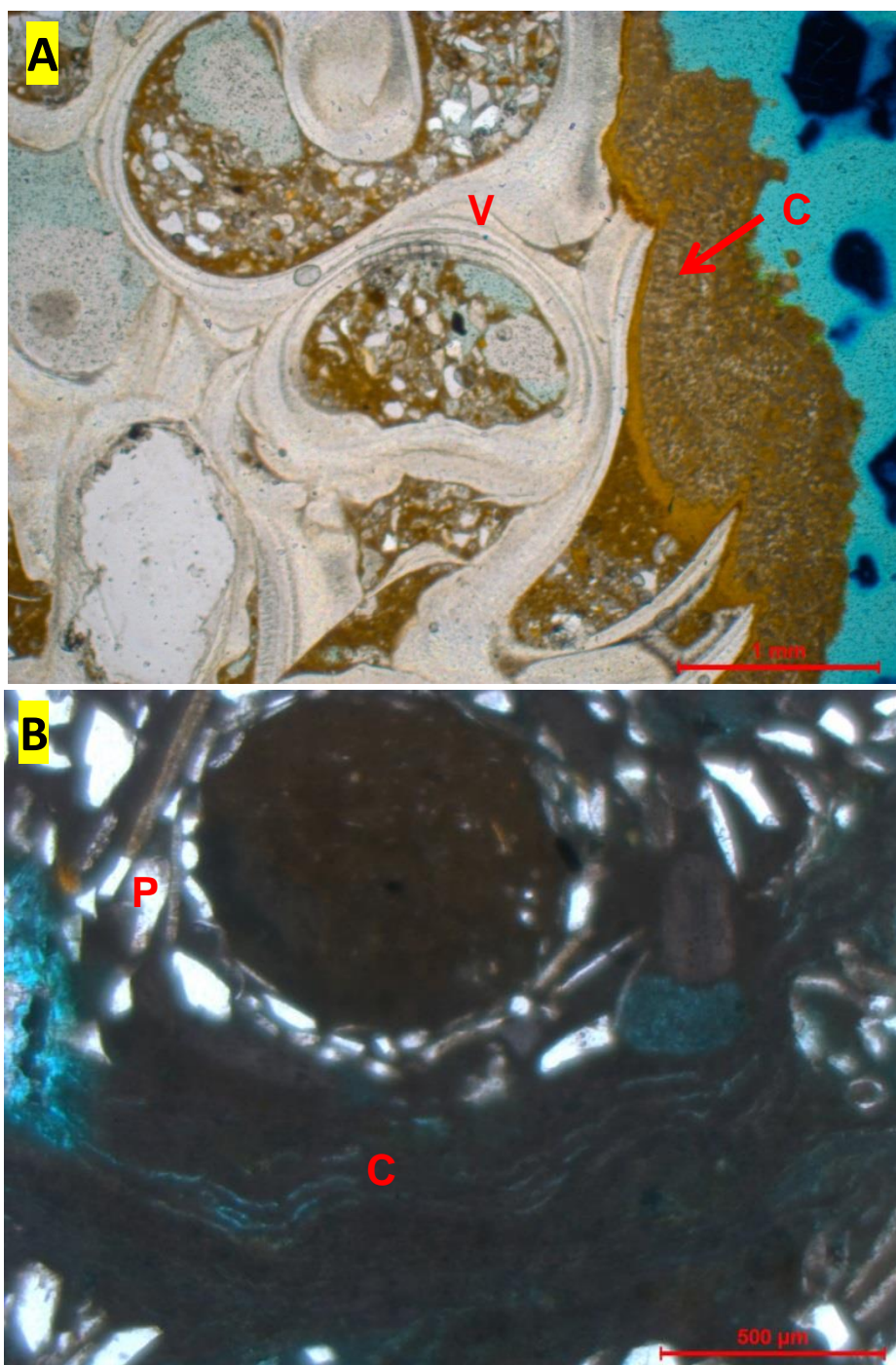
#### **Organismos *in situ*, incrustados contemporaneamente nos vermetídeos (I)**

**A:** Alga corallina (A). Amostra PAD-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Alga corallina (A). Amostra ER-A. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**C:** Briozoários (B). Amostra SET-8. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 4

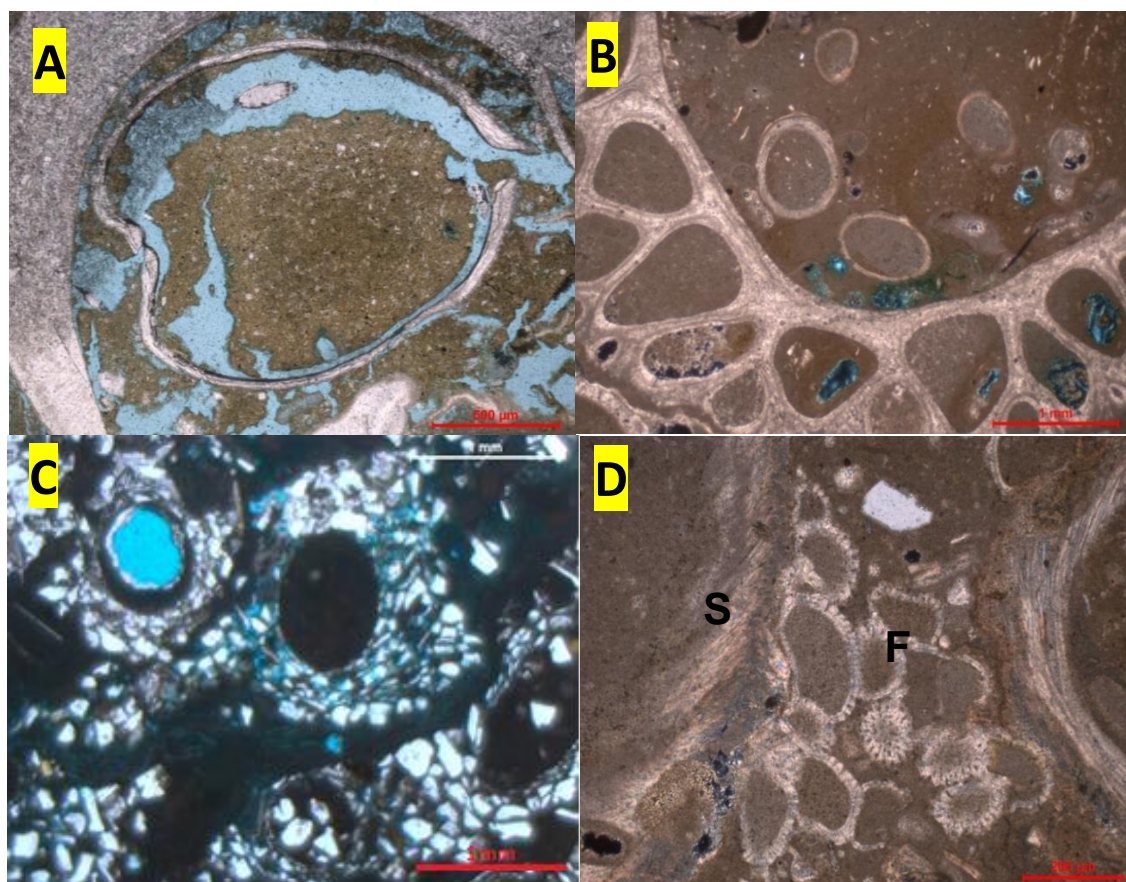


### **Organismos *in situ*, incrustados contemporaneamente nos vermetídeos (II)**

**A:** Lâminas micríticas crenuladas (C), semelhantes às de cianobactérias. Amostra SET-15. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Lâminas micríticas crenuladas (C), semelhantes às de cianobactérias. Notar presença de tubo aglutinado, atribuído a *Phragmatopoma* (P) possivelmente posterior, na metade superior da fotomicrografia . Amostra PAD-12. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 5



### Organismos *in situ*, posteriores à bioconstrução de vermetídeos

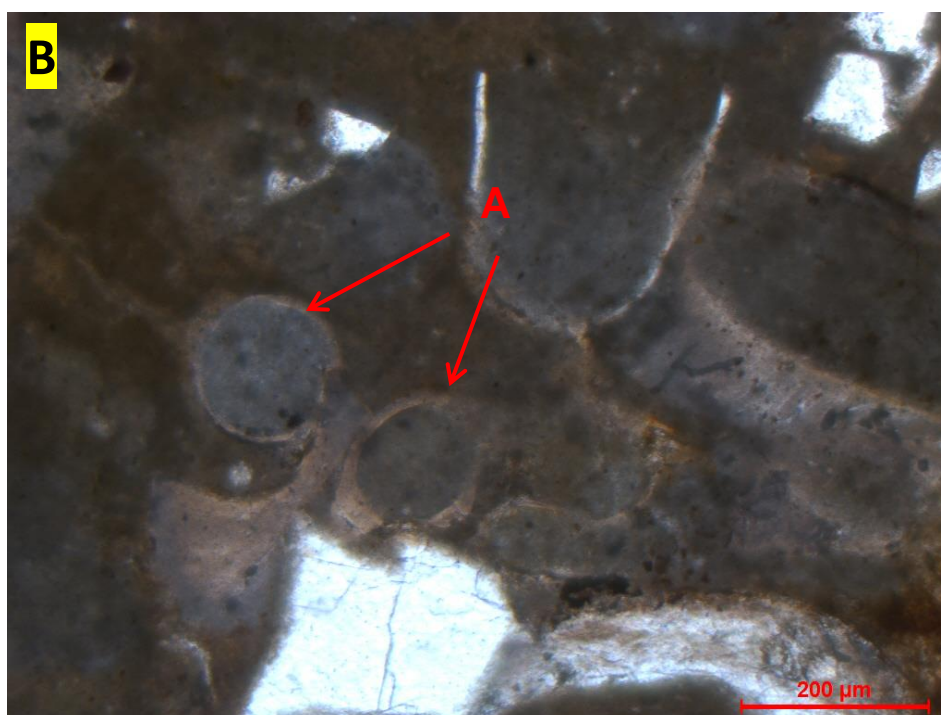
**A:** Bivalve do gênero *Brachydontes* preenchido por micrita, no interior de tubo de vermetídeo. Amostra SET-9. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Craca (possivelmente pertencente ao gênero *Tetraclita* ou *Chtamalus*) com alvéolos preenchidos por micrita e material bioclástico. Amostra ER-I. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**C:** Seção transversal de túbulo de material clástico aglutinado, atribuído ao poliqueta *Phragmatopoma caudata*. Notar preenchimento micrítico. Amostra PAD-12. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**D:** Foraminíferos incrustantes da superfamília Acervulinoidea (F), adjacente a tubos de serpulídeos (S). Amostra ER-C. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 6

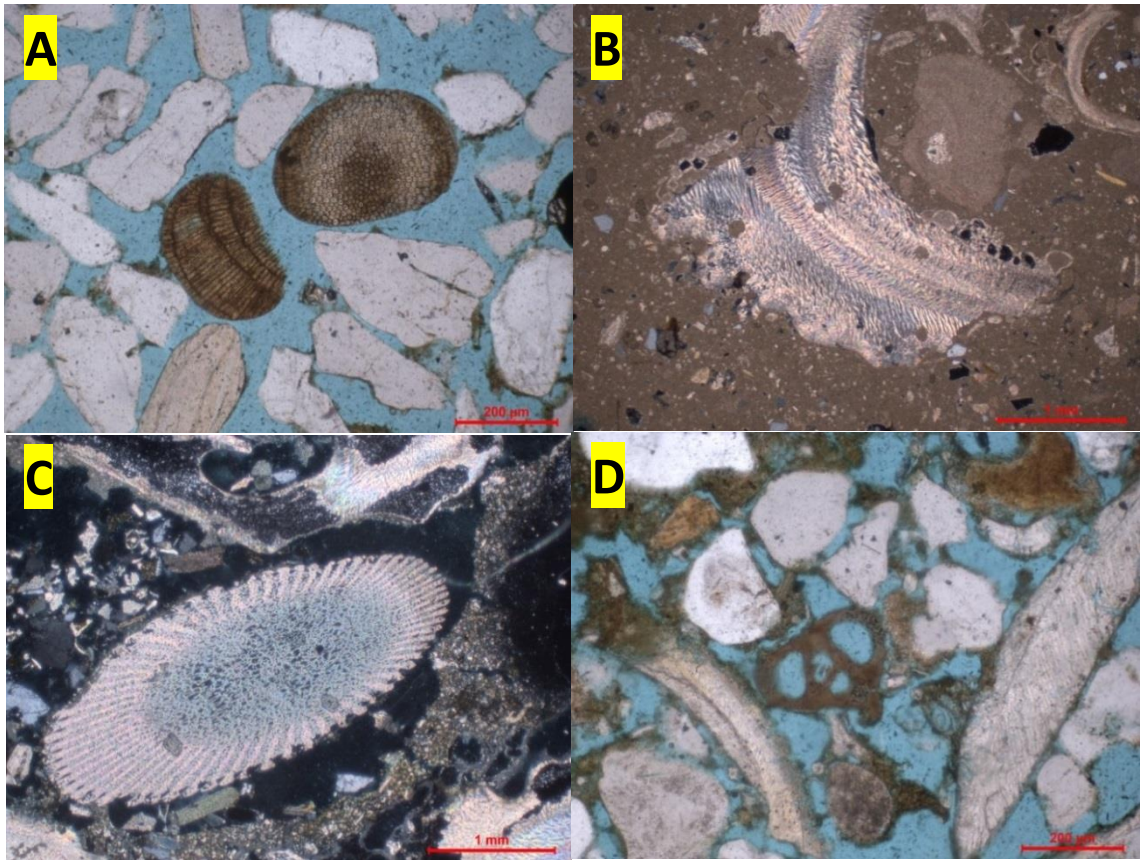


**Tubos de argilominerais (A), atribuídos à alteração de tubos de poliqueta não identificado e/ou à circulação de água e argila em condições vadasas**

**A:** Amostra DIA-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Amostra PAD-13. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 7



### Bioclastos

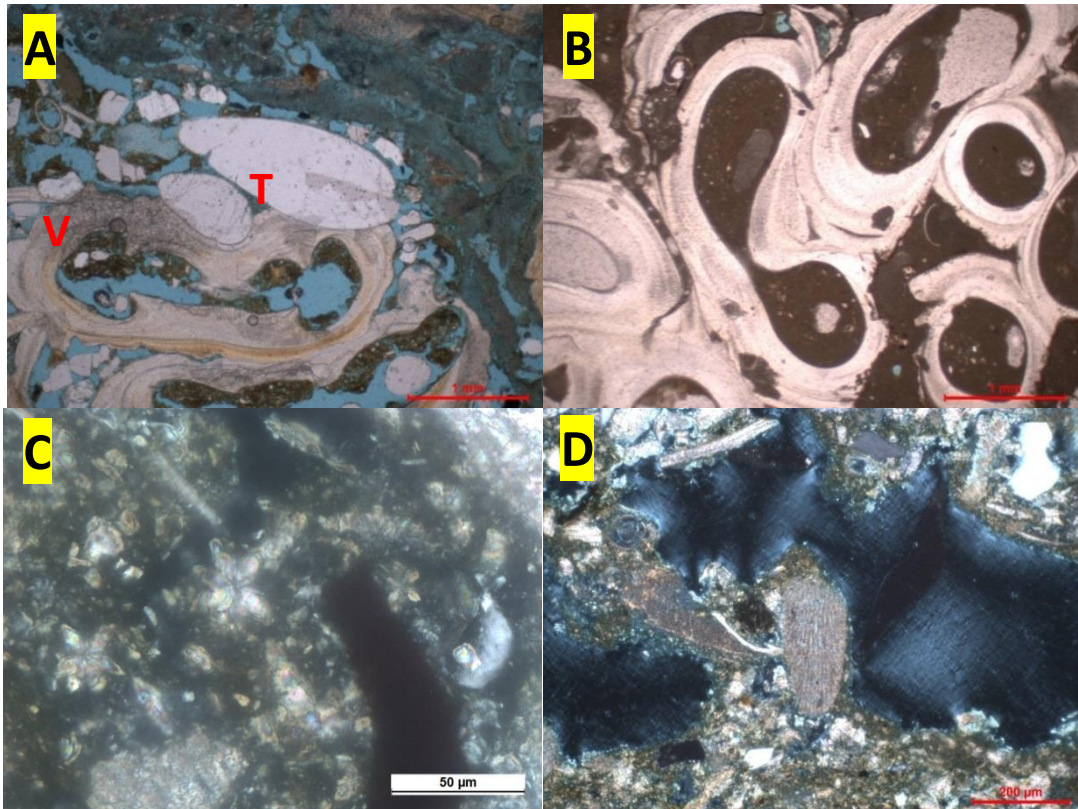
**A:** Grãos de algas coralíneas em meio a clastos terrígenos do preenchimento intertubos. Amostra PAD-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Fragmento de bivalve na granulação grânulo, com perfurações atribuídas a bioerosão, junto a micrita com bioclastos menores. Amostra ER-C. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**C:** Espinho de equinoide, em seção transversal. Amostra SET-9. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**D:** Testa de foraminífero bentônico (ordem Miliolina), junto a grãos terrígenos e a fragmentos de moluscos e algas vermelhas. Amostra PAD-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

## PRANCHA 8



### Modificação e preenchimento das bioconstruções (I)

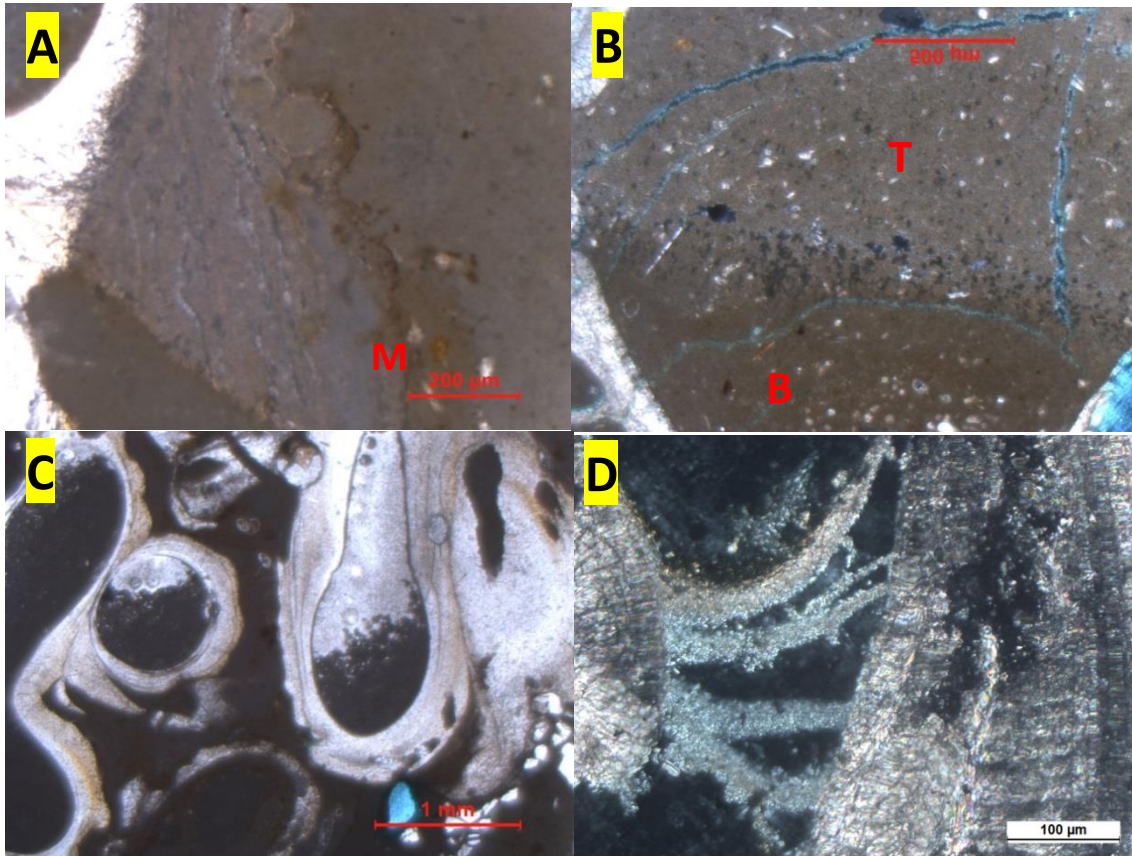
**A:** Vermetídeo (V) e grãos de areia terrígena (T) em contato côncavo-convexo. Na ausência de compactação química e mecânica ligada a soterramento, nas bioconstruções, este tipo de feição foi interpretado como evidência de contemporaneidade entre os grãos de quartzo e o crescimento da carapaça. Amostra PAD-2. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**B:** Micrita preenchendo os tubos de vermetídeos. Amostra ALD-4. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**C:** Mistura de micrita com material particulado (argilominerais, filossilicatos) e cristálitos (microespato e esferólitos). Amostra PAD-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**D:** Mistura de microespato com filossilicatos (preenchimento intertubos). Notar grão de alga vermelha no centro da imagem. Amostra SET-9. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

## PRANCHA 9



### Modificação e preenchimento das bioconstruções (II)

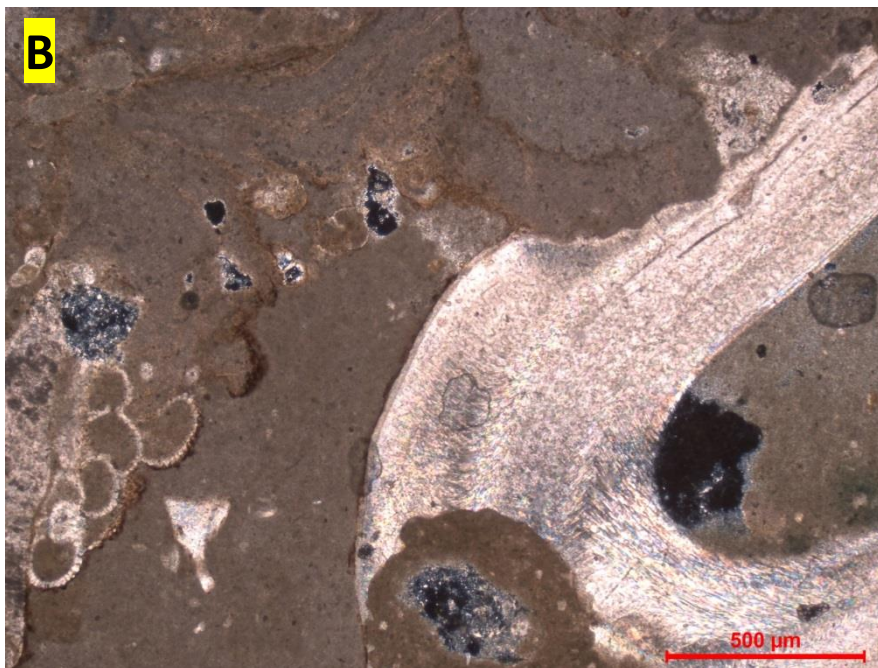
**A:** Zonas de percolação de fluidos separando duas texturas diferentes de micrita, com precipitação de oxi/hidróxido de ferro na zona de contato. Amostra DIA-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**B:** Preenchimento geopetal (B: base e T: topo). Na interface, há concentração de opacos. Amostra ER-I. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**C:** Micrita grumelosa (M) na base do preenchimento geopetal, com topo não cimentado. Amostra DIA-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização simples.

**D:** Cimento em ponte de microespato, indicativo de precipitação em zona vadosa. Amostra PAD-1. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

## PRANCHA 10



### Bioturbações e bioerosões

**A:** Bioturbações na micrita que preenche os tubos de vermetídeo (V), com mudança de textura (B) e/ou criação de poros secundários (à esquerda). Amostra ALD-4. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

**B:** Reentrâncias de bioerosão em parede externa de tubo de vermetídeo, preenchidas por micrita. Amostra ER-C. Microscópio óptico de luz polarizada, polarização cruzada.

