

1 Haase-Schramm et al., 2003, Sr/Ca ratios and oxygen isotopes from sclerosponges:  
2 Temperature history of the Caribbean mixed layer and thermocline during the Little  
3 Ice Age. *Paleoceanography*, vol. 18, No. 3, 1073, doi:10.1029/2002PA000830, 2003

4 硬骨海綿の Sr/Ca 比と  $\delta^{18}\text{O}$  値—カリブ海における小氷期の混合層と温度躍層の水温の歴史.

5

## 6 Abstract

7 [1] 我々はカリブ海のジャマイカ(水深 20m)とペドロバンク(水深 125m)で採取したアラゴナイト  
8 骨格の硬骨海綿 *Ceratoporella nicholsoni* について調べた. 我々は西暦 1400 年以降のカリブ  
9 海の混合層と温度躍層の温度の変遷史を数十年の時間分解能で復元するため,  $\delta^{18}\text{O}$  と Sr/Ca  
10 比を水温の代替指標として用いた. 我々の年代モデルは U/Th 年代と核実験のスパイクの位置に  
11 基づく. 現在の 2 地点間の温度差は, *C. nicholsoni* の Sr/Ca 比の古水温計を換算するのに使っ  
12 た. 換算は *C. nicholsoni* のアラゴナイトの Sr/Ca 比の水温に対する感度が約 0.1mmol/mol/K  
13 であることを示す. 我々の Sr/Ca 比記録は 19 世紀初頭から 20 世紀末に, 水深 20m と 125m の  
14 両方で顕著な温暖化が生じたことを明らかにした. 浅海で採取された個体に記録された 17 世紀  
15 後期と 19 世紀初めの水温低下は, それぞれ Maunder 極小期と Dalton 極小期に当たる. これら  
16 とは別の 16 世紀に見られる寒冷化は黒点の極小期とは一致しない. 2 地点間の水温差は 14 世  
17 紀から減少して 17 世紀後半に最小となり, その後 19 世紀には現在と同じになった. これは長期  
18 間にわたってカリブ海の温度躍層が深海化した後, 浅海化したと解釈される. Sr/Ca 比記録に見  
19 られる主な傾向は, 2 つの個体両方に見られるが,  $\delta^{18}\text{O}$  記録にはほとんど見られない.

20

## 21 1. Introduction

22 [2] 20 世紀最後の 10 年間はおそらく, 少なくとも北半球では過去 1000 年間で最も温暖であ  
23 った. (Mann et al., 1999; Jones et al., 2001). それにもかかわらず, 過去 100 年間に観測され  
24 た温度上昇が人為的な気候変動によってどのように引き起こされたのか, そして太陽や火山の強

25 制力,あるいは気候システム内部の数十年スケールの変動によりどの程度の自然の変動が生じる  
26 のかについては,未だに議論がなされている(Crowey, 2000a; Delworth and Knutson, 2000;  
27 Stott et al., 2000). 人間活動による気候への影響が顕著になるより前まで遡る長期間の温度記  
28 録は散在しているので,100~1000年スケールの自然の気候変動に関する知識は非常に限られ  
29 ている(Jones et al., 2000).

30 [3] 数十年,場合によっては数世紀の時間スケールでのサンゴ骨格を用いた海洋表層水温の  
31 復元(e.g., Dunbar et al., 1994; Winter et al., 2000)は気候の研究でよく確立されている  
32 (Fairbanks et al., 1997; Mann et al., 1998; Evans et al., 2000). しかし,これらのサンゴは水  
33 深数 m 以内に限られ,長期間にわたる海水温の変動の傾向に関する知識の多くは海洋表層水  
34 温に限定される. 過去数十年間だけについてしか,表層より深い水深の水温記録は得られない  
35 (Molinari et al., 1997; Levitus et al., 2000; Vauclair and du Penhoat, 2001; Conkright et  
36 al., 1998).

37 [4] 数十年~1000年にわたるより深い地点(10-200m)の水温記録は硬骨海面の骨格から得  
38 られる(Swart et al., 1998a; Moore et al., 2000). 硬骨海綿はサンゴと同じように石灰質の骨格  
39 を形成するが,成長速度は1~2桁違い,一般的に年間5mm未満である(Benavides and  
40 Druffel, 1986; Reitner and Gautret, 1996; Wörheide, 1998; Willenz and Hartman, 1999;  
41 Moore et al., 2000; Böhm et al., 2002). 硬骨海綿の骨格には年輪は見られない. したがって,  
42 海綿の年輪年代は普通,不連続な層の絶対年代(Swart et al., 1998b; Wörheide, 1998;  
43 Moore et al., 2000),もしくは安定炭素同位体, Pb/Ca 比, 核実験のスパイクなどのトレーサーの  
44 年代に基づく(Druffel and Benavides, 1986; Joachimski et al., 1995; Böhm et al., 1996;  
45 Lazareth et al., 2000; Swart et al., 2001)

46 [5] 現在まで,硬骨海綿を用いた最善の古水温復元は酸素同位体に基づくものである. カリブ  
47 海の *Ceratoporella nicholsoni* や Indopacific の *Astrosclera willeyana* で測定された酸素同  
48 位体比記録の多くは,予測された地域的な平均水温や海水の同位体組成から予想される同位体

49 平衡と一致する(Doruffel and Benavides, 1986; Swart et al., 1998a; Böhm et al., 2000a;  
50 Moore et al., 2000). しかし, 明らかに同位体平衡が成立しているにもかかわらず, 古水温復元  
51 に関する初期の研究は再現性のある傾向を示すことができなかった(Doruffel and Benavides,  
52 1986; Joachimski et al., 1995; Wörheide et al., 1997; Böhm et al., 1998). バハマの Lee  
53 Stocking 島のより深い地点で採取された個体から得られた 700 年間の酸素同位体記録(Swart  
54 et al., 1998b)は, 長期間の傾向を示した初めての記録であり, 17 世紀と 18 世紀は寒冷期で, そ  
55 の後の 19 世紀と 20 世紀に温暖化したことを示唆した. 多くの酸素同位体比記録をうまく対比し,  
56 再現性のある傾向を解釈した初めての研究は Moore et al. (2000)である. 彼らは, インドネシア  
57 海路の浅海域(10-20m)で採取された 100 歳の *A. willeyana* の酸素同位体比を測定した. 彼ら  
58 の硬骨海綿の記録は同地域で採取されたサンゴの記録とは異なる傾向を示し, 過去 20 年間に浅  
59 海が明らかに寒冷化したことを示唆した. このことは, 最近この地域の温度躍層が浅海化した証拠  
60 だと解釈された.

61 [6] 本研究で我々はほかの一般的な水温の代替指標, アラゴナイト骨格の Sr/Ca 比を用いた.  
62 現在まで, 硬骨海綿の骨格中の Sr だけを測定した研究はわずかしかない(Veizer and Wendt,  
63 1976; Reitner, 1992). *A. willeyana* の Sr/Ca 比記録の初めての研究は Stewart と Fallon に  
64 より測定され, Swart et al., (1998b)として公表されている. その記録の変動は, 硬骨海綿のアラ  
65 ゴナイトの Sr/Ca の分配係数の温度依存性を明らかにした. *C. nicholsoni* の骨格の Sr/Ca と  $\delta$   
66  $^{18}\text{O}$  を比較した結果は, 季節的な水温変化を反映しており, これはすでに記載されている(Swart  
67 et al., 2001, 2002a; Rosenheim et al., 2001).

68 [7] 本論文で我々は, カリブ海北西部の異なる水温で成長した 2 個体の *C. nicholsoni*, 1 個  
69 体は混合層, もう 1 個体は温度躍層上部, の Sr/Ca 比を比較した. この比較は *C. nicholsoni* 骨  
70 格の Sr/Ca 比の明らかな温度依存性の証拠をもたらした. そこで我々は, 硬骨海綿の Sr/Ca 比の  
71 時間変動記録を, 過去 600 年間にわたるカリブ海北西部の混合層と温度躍層を復元するのに用  
72 いた.

73

## 74 2. Oceanographic Setting

75 [8] カリブ海の最浅部の 50-100m は“カリブ表層水”と Wüst (1964)により呼ばれている。カリ  
76 ブ表層水はアマゾン川とオリノコ川からの淡水と熱帯大西洋表層水の海水源が混ざること  
77 78 79 80  
77 され、ガイアナ海流によってカリブ海へと運ばれる(Fig. 1)。淡水の流入により、塩分は約 35.5-36  
78 psu と比較的低い(Morrison and Nowlin, 1982; Hernández- Guerra and Joyce, 2000)。現  
79 在、カリブ表層水の 80%は南大西洋が供給源で、残りが北大西洋起源である(Schmitz and  
80 Richardson, 1991)。

81 [9] 貿易風で駆動されるカリブ海南部の沿岸湧昇流は、冬から初春にかけて最も強くなり、表  
82 層水に影響を及ぼす(Gordon, 1967; Black et al., 1997)。南米北部とカリブ南部の降水量の増  
83 加に伴って、北半球の夏に ITCZ が北方へ移動することで、夏の終わりから秋にかけて、カリブ海  
84 北部に到達する河川水量が増加する(Hernández- Guerra and Joyce, 2000)。風と降雨の相互  
85 作用は、混合層の厚さの季節変動を引き起こし、冬と初夏のカリブ北西部で最大、9月に最小とな  
86 り、この時薄い表層の淡水は北西部へと広がる(我々が試料を採取した地点では 35.6 psu)  
87 (Levitus et al., 1994)。

88 [10] カリブ表層水の下には Subtropical Underwater がある(Wüst, 1964)。この subsurface  
89 water mass は水深 150-200m、水温 23-24°C で塩分が最大(>36.4 psu)になる(Morrison and  
90 Nowlin, 1982)。これらの海水は主に北緯 20° の熱帯～亜熱帯大西洋東部で冬季に形成され、こ  
91 こでは海水が等密度線に沿って沈み、カリブ海へ流れる (Morrison and Nowlin, 1982;  
92 Schmitz and McCartney, 1993; Sprintall and Tomczak, 1992)。

93 [11] カリブ表層水と Subtropical Underwater の大きな塩分勾配により、我々が試料を採取  
94 した地域では水深 30m の表層混合層の下面に密度躍層が形成されること定義される(Figs. 2, 3)。  
95 Subtropical Underwater はかなり温かい表層水を供給するので、温度躍層は密度躍層より深  
96 い水深 60m(年平均)に形成される。

97 [12] カリブ海と熱帯北大西洋の表層と混合層の水温は主に、熱の移動と Ekman pumping  
98 (吹送流)を通して、北東貿易風の強度でコントロールされる(Curtis and Hastenrath, 1995;  
99 Enfield and Mayer, 1997). カリブ海西部の大きな水平方向の温度勾配は、カリブ海流が  
100 Nicaraguan Rise でそれて南へ発散し、ジャマイカ南部で収束することで生じる(Gordon,  
101 1967)(Fig. 3). つまり一定の地点では、風圧と海流の強度の変動が 1 年、あるいはもっと長い時  
102 間スケールで、特により深いところの温度変化を引き起こす.

103 [13] 我々が試料を採取した地点の平均の水温の季節変動は 2.6°C(水深 20m), 0.9°C(水深  
104 125m)である(Fig. 4). 水深 125m での季節変動のタイミングは、明らかに混合層とは一致せず,  
105 Subtropical Underwater である水深 150m の季節変動に近い(Levitus and Boyer, 1994).

106

### 107 3. Material and Methods

108 [14] 我々は 1996 年の春にカリブ海北西部(Fig. 1)で *C. nicholsoni* を 2 個体採取した. 1 つ  
109 (specimen Ce96)はジャマイカ北岸の Montego Bay(18°28'N, 77°57')の水深 20m にあるリーフ  
110 の洞窟で採取した. この地点はカリブ表層水で、1 年中混合層に位置する(Fig. 2). もう 1 つ  
111 (specimen Pb19)はジャマイカから約 200km 南西のペドロバンクの北西斜面(17°32'N,  
112 78°57'w), 水深 125m で採取した. こちらの採取地点は Subtropical Underwater の温度躍層  
113 の上面より深い. 両方の地点とも外洋に面している.

114 [15] 成長軸に沿って切られた Pb19 の X 線写真を撮り、厚さ 3mm ごとに粉末化した. X 線写  
115 真は 600dpi の精度で調べた. 密度データは UTHSCSA Image Tool version 2.0 の line  
116 profile function を用いて、gray level image で測定した.

117 [16] *C. nicholsoni* の間隙率は、成長軸に沿って長さ 4cm に切ったサンプルの濡らした時と  
118 乾いたときの密度から計算した. この方法で、0–150 歳の骨格試料の間隙率を示した.

119 [17] 酸素同位体比と Sr/Ca 比記録の singular spectrum analysis (SSA)(Vautard et al.,  
120 1992)は、SSA-MTM toolkit version 4.1(Ghil et al., 2002)を用いて高振動数の変動とノイズを

121 分けるのに使った. 記録の長さの 10 分の 1 のウィンドウを用いた(つまり約 60 年). 結果の信頼度  
122 を検証するため, すべての解析は半分と 2 倍の長さのウィンドウを用いて繰り返した.

123 [18] 我々は標準偏差の 2 倍の値(2sd)を平均値からの変動を示すために用いた. 我々は平均  
124 値の標準誤差の 2 倍(2sem = 2sd/n<sup>0.5</sup>; n = 測定数)を, 繰り返し測定から求めた平均値の 95%  
125 信頼区間を調べるために用いた. 統計の検定(t 検定, *F*検定)を Press et al.(1989)にしたがって  
126 行った.

127

### 128 3.1. Sr/Ca Ratios and Oxygen Isotopes

129 [19] 直径 0.5mm のドリルビットのついたデンタルドリルで, Sr-と Ca-の ICP-AES 解析のため  
130 の 1–2mg の炭酸塩粉末を採取した. これは 1 サンプルあたり 1–3 年の時間分解能に相当する.  
131 サンプルングは成長軸と平行な線上で行われた. 炭酸塩粉末は 3N HNO<sub>3</sub> で溶かし,  
132 ICP-AES(Yobin yvon, IY170 ULTRACE)を用いて, Sr と Ca の濃度を調べた.  
133 Sr(407.771nm)と Ca(317.933 nm)の同時測定法が使われた. Sr/Ca 比の再現性(2sd)は骨格  
134 内のアラゴナイトの標準試料“Ce96-4”の繰り返し測定(n=123)から, 約 1.5%と決定された. 精度  
135 は国際標準試料の“KH”を用いてチェックした. それぞれの海綿試料について 3 回測定した. 再  
136 現性の平均値(2sem)はこれらの 3 回測定から, 0.6%である.

137 [20] 酸素同位体比測定用のサンプルは Sr/Ca 比のサンプルを採取した箇所と隣接する箇所  
138 から直径 0.5mm のデンタルドリルで採取した. Sr/Ca 比と酸素同位体比のサンプルング間隔は  
139 0.2mm 未満である. アラゴナイト骨格の熱変成による同位体の交換を防ぐため, ドリルは最低速  
140 度で使った(Aharon, 1991; Kuhlmann, 2000). アラゴナイト粉末は University of Erlangen  
141 Geological institute の Finnigan Mat 252 質量分析計に接続された自動炭酸塩反応装置  
142 (Kiel device)中で, 75°Cの 100% H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> で溶かした. 同位体比は, 標準試料 NBS 19 の  
143 2.19‰(PDB)を用いて, PDB で表した. 酸素同位体比の External precision(2sd)は, 標準試  
144 料 NBS 19 と IAEA CO1 の測定(n=87)から ±0.07‰である. 温度依存性の water-aragonite

145 fractionation はアラゴナイトの equilibrium fractionation equation に基づいて計算した(Bö  
146 hm et al., 2000a). Sr/Ca 比と酸素同位体比のデータは World Data Center for  
147 Paleoclimatology の supplementary material(Appendices A and B)として入手可能である.

148

### 149 3.2. Age Determination

150 [21] U-Th 年代用に, 0.3–1.0g の海綿のサンプルを明瞭な成長の層に沿って削った. サン  
151 プルサイズは, 測定に必要な量と, 1 サンプルが示す期間の間で妥協した. サンプルが 20 年分と  
152 なるようにサンプルサイズが選ばれ, 成長速度は 0.2mm/a である.

153 [22] 粉末を温かい高濃度の HNO<sub>3</sub> で溶かし, <sup>229</sup>Th と <sup>233</sup>U-<sup>236</sup>U のダブルスパイクでスパイク  
154 された. Th と U の分離は Chen et al. (1986)や Edwards et al. (1987)で記載された方法と同様  
155 に行った. Th と U は NH<sub>4</sub>OH を使って, アルカリ性の溶液(pH 8)中で Fe(OH)<sub>2</sub> と一緒に沈殿す  
156 る. そこで U と Th は HBr と HCl を用い, 塩化物中で樹脂(Bio Rad AG 1X8)(100-200 mesh)  
157 を使って分離した. 全体のブランクは Th が 14-30 pg, U が 13g である. U と Th の同位体解析  
158 は, ドイツ, キール の GEOMAR で Finnigan Mat 262 RPO +質量分析計を用いて行った. Th  
159 と U は 1 N HNO<sub>3</sub> で out-gassed Re filament 上に充填し, peak jumping mode で double  
160 filament technique を用いて測定した. 国際標準試料 A112 の測定で,  $\delta^{234}\text{U}$  が  $-30.3\text{‰}$ (2sd,  
161 n=29)がであると得られた. この値はわずかに大きい, Edwards et al. (1993)( $-34.1\pm 3.4\text{‰}$ ,  
162 2sd, n=6)や Eisenhauer et al. (1996)( $-33.2\pm 4.3\text{‰}$ , 2sd, n=11)と一致する.

163 [23] 放射性炭素同位体測定のために, 10 サンプル(それぞれ約 15mg)を, Pb19 の最上部の  
164 1.7cm から直径 1mm のデンタルドリルを使って採取した. サンプルは化学的に処理され, キール  
165 大学の Leibniz-Labor で AMS 法により測定された. アラゴナイト粉末は 15%の H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 中で超音  
166 波洗浄され, 標準的な方法で測定された(Nadeau et al., 1997). 放射性炭素年代と  $\Delta^{14}\text{C}$  は  
167 Stuiver and Polach (1977)にしたがって計算した. 放射性炭素年代の精度は 30 年未満である.

168 [24] 我々が測定した  $\Delta^{14}\text{C}$  とフロリダの表層で採取されたサンゴの  $\Delta^{14}\text{C}$  曲線(Druffel, 1989)

169 を比較した. 硬骨海綿の成長速度が一定であるという仮定によって,  $\Delta^{14}\text{C}$  曲線との一致度は制  
170 限される. さらに我々は, Pb19 の  $\Delta^{14}\text{C}$  変動の振幅が表層水と近かったため, 水深 125m での放  
171 射性炭素の増加するタイミングが表層水とほぼ同じであるという仮定をたてた(Fig. 6).  $\Delta^{14}\text{C}$  が劇  
172 的に増加するサンプルの位置は大気中の核実験によって形成され, 西暦 1964 年に相当する.

173

## 174 4. Results

### 175 4.1. Chronology

176 [25] U と Th の解析結果は table 1 に示した.  $\delta^{234}\text{U}$  は, radioactive equilibrium から  
177  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  の activity ratio の偏差を‰単位で示したもので定義され,  $154 \pm 3\%$ で, この値は現  
178 在の海水( $145.5 \pm 5\%$ )(Chen et al., 1986)よりわずかに高い. U/Th 年代の統計誤差は 10–30  
179 年の間で, 1 つだけが 92 年である(table 1). 我々の U/Th 年代の external reproducibility は,  
180 Ce96-4' の 5 回の測定から 20 年となり, 3 つの採取場所が近いサンプルのペア(Ce96-45/51,  
181 Ce96-170/172, Ce96-123/4')の解析結果と一致した. サンプルの 1 ペア(Ce96- 184/186)の年代  
182 は external reproducibility 内で一致しなかった.

183 [26] U/Th 年代の結果によると, Ce96 の骨格は西暦 1400-1996 年の期間を示す. この試料  
184 の年代が線形的な成長曲線から明らかに外れるので, U/Th 年代には第 3 次オーダーの多項式  
185 を当てはめた(Fig. 7). 直線ではなく多項式を使うと, RMS 誤差が約 40%, 37 年から 22 年に減  
186 少する. 22 年という値は, U/Th データの平均の不確かさと一致する. 合わせた多項式に基づくと,  
187 浅海に生息していた Ce96 の成長速度は 0.23-0.43mm/a である. より深い地点に生息していた  
188 Pb19 については, 平均成長速度が 0.19mm/a で, これは測定点を結んだ直線の傾きから計算し  
189 た. 生息期間が西暦 1400-1996 年というのは, 骨格の最下部までの成長速度を推定することで  
190 決定した(Figs. 5, 7).

191 [27] U/Th 年代は, 骨格表面から 5.9mm の深さに位置する核実験による放射性炭素の増加  
192 の正確な位置によっても独立的に裏付けられる(Fig. 6, Table 2). さらに我々が測定した年代の

193 信頼性は海綿骨格と大気中の  $\text{CO}_2$  の  $\delta^{13}\text{C}$  記録を比較することでも支持される(Böhm et al.,  
194 2002a).

195 [28] 現在の水温の年変動を示すとされる Sr/Ca 比に基づくと、バハマで採取された *C.*  
196 *nicholsoni* は、50%のオーダーで短期間の成長速度の変化が起こると Swart et al. (2000a)  
197 は仮定している。この仮定が正しいならば、この変動は潜在的に U/Th 年代の測定点の間隔、最  
198 大±25年に不確かさを生じるかもしれない。この値は我々の解析の不確かさの範囲内である。

199 [29] まとめると、多くの独立した観測は U/Th 年代を支持する。 $\delta^{234}\text{U}$ 、一定の成長の仕方、  
200 繰り返し測定の実現性、大気中の  $\delta^{13}\text{C}$  と  $\Delta^{14}\text{C}$  の比較は、2つの海綿の年代を支持する。

201

#### 202 4.2. Sr/Ca Ratios

203 [30] Sr/Ca データは Appendix A と Fig. 8 に示した。Ce96 の Sr/Ca 比は 9.4-9.9mmol/mol  
204 で、平均  $9.69 \pm 0.01 \text{mmol/mol}$  (2sem) である。Pb19 の Sr/Ca 比は全体的に Ce96 より高い。  
205 Sr/Ca 比は 9.5-10.1mmol/mol で、平均  $9.84 \pm 0.02 \text{mmol/mol}$  (2sem) である。2つのデータの  
206 平均値は有意に異なる ( $p < 0.001$ , t 検定)。

207 [31] 両方の Sr/Ca 比記録は SSA で近似された (Fig. 9a)。Sr/Ca 記録の変動は統計誤差に  
208 比べれば小さいが、統計的に有意な長期的傾向を復元可能にした。Ce96 については、長期的  
209 傾向は SSA で見つかった最初の 2つの主成分で示される。これらの主成分は、Sr/Ca 全体の変  
210 動のそれぞれ 62%、11%を説明する。Pb19については、傾向を示した最初の2つの主成分はそ  
211 れぞれ、変動の 54%、11%を説明する。Pb19の第3, 4主成分は弱い28年周期を示す。これら  
212 は合わせて、全体の変動の13%を説明する。

213 [32] SSA で復元した両方の Sr/Ca 比記録は一番古い部分から増大し、西暦 1800 年頃に最  
214 大となった後、減少して、最も若い部分で最小となる。この傾向に小規模な変動が重なる (Fig. 9a,  
215 Table 3)。浅海の記録に関しては、15世紀初期に Sr/Ca 比が極大となった後、西暦 1450-1550  
216 年にちょっとした極小となり、1550年以降に急激に増大した。1750年頃は極小期で、西暦 1800

217 年以降の短期間で最大となり、それ以降、西暦 1950 年の最小まで単調現象を示す。西暦 1900  
218 年頃だけ、この傾向が中断した。Pb19 については、西暦 1700 年頃に 2 つの曲線が重なる部分  
219 を除き、Ce96 と似たような変動を示す。2 つの記録の差は 0.2-0.1mmol/mol の間で、14 世紀か  
220 ら西暦 1700 年までは減少し、18-19 世紀には増加した(Fig. 9b)。最終的に 20 世紀には 2 つの  
221 差は 0.1mmol/mol に減少する。

222 [33] SSA の復元に見られる極大と極小は、それぞれの時間間隔の平均の Sr/Ca 比を比較す  
223 ることでも裏付けられる。Fig. 8 と Table 3 に示した全ての時間間隔の平均値は、隣接する期間と  
224 は有意に異なる(有意水準>99%, t 検定)。たった 1 つの例外は Pb19 の最も古い期間で、隣接  
225 する期間との違いの有意水準は 94%である。両方の記録で、西暦 1950-1992 年の期間は他の  
226 期間よりも有意に低い。

227

#### 228 4.3. Oxygen Isotopes

229 [34] 酸素同位体比は Appendix B と Fig. 10 に示した。Sr/Ca 比記録とは違って、浅海の記  
230 録とより深海の記録は平行ではなかった。より深海の Pb19 の酸素同位体比は浅海の Ce96 よりも  
231 重い値となった。それぞれの平均値の差は 0.43‰である。もしも試料を採取した 2 地点間の海水  
232 の酸素同位体比の差が変わらないとすれば、2 個体間の西暦 1950-1992 年における酸素同位体  
233 比の差は  $0.44 \pm 0.05\%$ 、水温にすると  $1.9 \pm 0.3\text{K}(2\text{sem})$  である(Böhm et al., 2002a)。これは、  
234 気候学的データから予想された 2 つの試料採取地点の水温差  $1.8 \pm 0.2\text{K}$  とよく一致する。  
235 (Conkright et al., 1998)

236 [35] 浅海の個体 Ce96 の  $\delta^{18}\text{O}$  は  $-0.95\%$ (PDB)と  $-0.65\%$ (PDB)の間で変動する。全期間で  
237 の平均値は  $-0.79 \pm 0.01\%$ で、西暦 1950-1991 年の期間では  $-0.84 \pm 0.05\%$ (2sem)である。  
238 SSA による最初の 2 つの主成分はそれぞれ、変動の 41%, 12%を説明する。第 3, 4 主成分は  
239 40 年周期を示し、両方合わせて変動の 14%を説明する。第 1, 2 主成分の復元は Fig. 10a に示  
240 した。

241 [36] より深海の海綿試料(Pb19)では,  $\delta^{18}\text{O}$  は-0.25‰から-0.55‰の間で, 全期間の平均は  
242  $-0.36 \pm 0.01\%$ , 西暦 1950-1992 年の平均は $-0.40 \pm 0.03\%$ (2sem)である. 3 つの断面で, 再現  
243 性のテストのためにサンプルが採取された(Figs. 5, 10). 各断面の比較は成長バンドにしたがっ  
244 て行った. 3 つの断面で傾向や主な特徴が再現された. しかし, トランセクト 1 と他の 2 つのトランセ  
245 クトとの差は約 0.1‰である. したがって我々は, 次の議論では 3 つの断面のスタックした記録を使  
246 った(Fig. 10a).

247 [37] Pb19 のスタックした記録の SSA は他の記録のような顕著な変動を示さなかった. 第 1, 2  
248 主成分はそれぞれ, 全体の変動の 19%と 17%しか説明しなかった. 第 3, 4 主成分は浅海で採  
249 取した個体のように, 40 年周期を示した. 第 3, 4 主成分両方で, 全体の変動の 24%しか説明し  
250 ない. 第 1, 2 主成分の復元(Fig. 10a)は数十年スケールの変動を示し, 過去 300 年間でもっとも  
251 顕著で, 非常に弱い長期的な傾向に重なる.

252

## 253 5. Discussion

### 254 5.1. Temperature Calibration of Sr/Ca Ratios

255 [38] 現在まで, 硬骨海綿骨格の Sr/Ca 比についての水温への換算式が得られている. 測定  
256 した Sr/Ca 比を水温に換算するために, 我々は浅海とより深海の採取地点の水温と採取した個体  
257 の Sr/Ca 比を比較して *C. nicholsoni* についての Sr/Ca 比の水温換算式を確立した. 過去 50  
258 年間の, 18.5°N, 78.5°W(ジャマイカ西部)が中心の 1°×1°のグリッドにおける水深 20m の年平均  
259 水温は  $27.8 \pm 0.2^\circ\text{C}$ ( $\pm 2\text{sem}$ )で, 17.5°N, 78.5°W と 79.5°W(Pedro Bank の東・西端, Fig. 1)  
260 の 2 つのグリッドの水深 125m では  $26.0 \pm 0.2^\circ\text{C}$ である(Conkright et al., 1998). このことは 2 地  
261 点間の水温差が  $1.8 \pm 0.2\text{K}$  であることになる. 我々が測定した  $\delta^{18}\text{O}$  から計算した同時期の 2 地  
262 点間の水温差は  $1.9 \pm 0.3\text{K}$  である.

263 [39] 西暦 1950-1991 年の Sr/Ca 比の平均値は  $9.47\text{mmol/mol}$ (Ce96),  $9.60 \pm$   
264  $0.05\text{mmol/mol}$  (Pb19)である(Table 3). 2 つの平均値の差 $-0.13 \pm 0.07\text{mmol/mol}$  と水温差

265 1.8±0.2K から, Sr/Ca 比—水温の関係は-0.07±0.04mmol/mol/K と計算できる.

266 [40]他の海成アラゴナイト試料の比較から, *C. nicholsoni* の Sr/Ca 比への水温の規制(-0.07  
267 ±0.04mmol/mol/K)はサンゴ(-0.05~-0.08mmol/mol/K)と近いが(De Villiers et al., 1994;  
268 Shen et al., 1996; Swart et al., 2002b), 無機的に沈殿したアラゴナイト(-0.04mmol/mol/K)  
269 (Kinsman and Holland, 1969)よりは温度による規制が強い.

270 [41] Sr/Ca 比の水温換算式を硬骨海綿の記録に適用することで, 我々は Sr/Ca 比が最大・  
271 最小となる期間(Table 3)の水温差が 5K であることを発見した(3-12K, 有意水準 95%). 最終氷  
272 期最盛期の寒冷化が 5°C未満であった熱帯大西洋の最高水温(Crowley, 2000b)と比較すること  
273 で, 我々は最大 12K に達する水温変化カリブ海については非現実的だと実証した. つまり, 我々  
274 は現実的な水温変化が有意水準以下の換算値(-0.11mmol/mol/K)でしか見られず, 最小の水  
275 温変化であることを示した.

276 [42] 海水の Sr/Ca 比の地域的な変動は, 石灰化速度や骨格中の二次的セメントの晶出速度  
277 を変化させ, Sr/Ca 比を温度の代替指標としての適用を複雑化し, 分かりにくくする. しかし我々  
278 の場合では, 以下で議論するように, その複雑さを大体排除することができる.

279

#### 280 5.1.1. Influence From Sr/Ca Variation in the Seawater

281 [43] De Villiers (1999)は赤道大西洋中部の Sr/Ca は, 海洋表層の 8.49mmol/mol から水  
282 深 100mの 8.57mmol/mol へと増大することを示した. この差は硬骨海綿の Sr/Ca 古水温計では  
283 -0.03mmol/mol/K の違いに相当する. 後者の値は 10K 以上の非現実的に大きな水温変化であ  
284 る. より深海の個体(Pb19)では, カリブ表層水と Subtropical Underwater の境界付近に生息し  
285 ていた. Subtropical Underwater は熱帯~亜熱帯の大西洋から生じる. この海水は一般的に,  
286 カリブ表層水の主な源である南大西洋で生じた海水よりも Sr/Ca 比が高い海水を運ぶ(De  
287 Villiers, 1999). つまり Pb19 は Ce96 に比べて Sr/Ca 比が高く, 上記の影響の可能性を示す.

288 [44] 地域的な河川水の流入による Sr/Ca 比の変動は, 換算する上での不確かさを生じさせる.

289 ジャマイカの北岸沿岸の鮮新世～更新世の隆起サンゴ礁の続成作用と化学的風化によって、  
290 Montego Bay (Ce96)の沿岸水に Sr が供給される。しかし、我々が用いたジャマイカの硬骨海綿  
291 は外洋に面したリーフの洞窟で成長し、局地的な Sr の流入の影響は無視できると考えられる。

292

### 293 5.1.2. Influences of Calcification Rate and Secondary Cementation

294 [45] サンゴ骨格の Sr/Ca 比に対する石灰化速度の影響については、多くの研究で議論され  
295 ている(De Villiers et al., 1994). Zhong and Mucci (1989)は、最大  $230 \mu \text{mol/m}^2/\text{h}$ , 1つのデ  
296 ータでは最大  $660 \mu \text{mol/m}^2/\text{h}$  で無機的に沈殿させたアラゴナイトの Sr/Ca 比が石灰化速度に依  
297 存することを明らかにした。一方サンゴでは、石灰化速度は非常に大きく、*Porites* の場合  $20,000$   
298  $\pm 10,000 \mu \text{mol/m}^2/\text{h}$  である(De Villiers et al., 1994; Lough and Barnes, 1997). 我々は測定  
299 した拡大速度( $0.2\text{-}0.4\text{mm/a}$ ), 間隙率( $\sim 4\%$ ), 非炭酸塩含有率(有機炭素とオパールシリカの骨  
300 針,  $\sim 4\%$ )から、*C. nicholsoni* の石灰化速度を計算した。この結果、石灰化速度は  $500\text{-}1400 \mu$   
301  $\text{mol/m}^2/\text{h}$  で、サンゴの石灰化速度より1桁小さい。

302 [46] De Villiers et al. (1994)は、石灰化速度が大きいためにサンゴ( $D_{\text{Sr}} = (\text{Sr}/\text{Ca})_{\text{coral}}/$   
303  $(\text{Sr}/\text{Ca})_{\text{seawater}} \approx 1.0$ ,  $27^\circ\text{C}$ )は無機的に沈積したアラゴナイト( $D_{\text{Sr}} = \approx 1.1$ ,  $27^\circ\text{C}$ , Kinsman and  
304 Holland, 1969)よりも Sr の取り込みが少ないと述べた。熱帯大西洋表層水の平均 Sr/Ca 比(De  
305 Villiers, 1999)と Ce96 の西暦 1950～1991 年の Sr/Ca 比の平均から、我々は *C. nicholsoni*  
306 のアラゴナイトについて  $D_{\text{Sr}} \approx 1.1(27^\circ\text{C})$ と推定した。これは無機的に沈殿したアラゴナイトの値と  
307 よく一致する。

308 [47] もし石灰化速度がサンゴのように *C. nicholsoni* の Sr の取り込みに影響するならば、  
309 Ce96 のより古い成長速度の速い部分( $0.4\text{mm/a}$ )は成長速度の遅い若い部分( $0.2\text{mm/a}$ )に比  
310 べ、Sr が少ないはずである。このことは 17 世紀以降の実際の水溫上昇が Sr/Ca 比から計算さ  
311 れた水溫上昇より大きいことを意味する。

312 [48] 二次的アラゴナイトの沈積がサンゴの Sr/Ca 比シグナルを歪めることがわかっている

313 (Müller et al., 2001; Enmar et al., 2000). もしこれが我々の硬骨海綿にも起こるのなら, 骨格  
314 の最も若い部分から年をとった部分までに大雑把に 0.3mmol/mol 増加したのは, 初生のアラゴ  
315 ナイトよりも Sr/Ca 比が高い 2 次的セメントが次第に付加したためである. 必要な二次的セメントの  
316 量は単純な重量バランスから計算した:

$$317 \quad X_s = [(Sr/Ca)_b - (Sr/Ca)_p] / [(Sr/Ca)_s - (Sr/Ca)_p]$$

318  $X_s$  はバルク中の二次的セメントの含有率, 下付の b, p, s はそれぞれバルク, 初生, 二次的である.  
319 我々は初生のアラゴナイトの Sr/Ca 比が 9.5mmol/mol (Table 3) と二次的セメントの Sr/Ca 比が  
320 10.5mmol/mol (Kinsman and Holland, 1969; Enmar et al., 2000) と仮定した. 観測された  
321 Sr/Ca 比の 0.3mmol/mol の増加を達成するため, 初生のアラゴナイトのおよそ半分近くの量の二  
322 次的セメントを加えた. Fig. 11 の X 線写真に示したように, Sr が増加した部分には間隙率の増加  
323 は見られない (Pb19 ではトップから 20mm, Ce96 ではトップから 40mm). 我々は *C. nicholsoni*  
324 のバルクの間隙率が 5% 未満だと測定した. 間隙率が生きている表面で 40% からより古い部分で  
325 5% に減少することは, X 線写真で明らかである. Fig. 11 に見られる間隙率の変化だけが, 最も外  
326 側の 5mm で起きていて, これは最も若い 20mm の部分の Sr の傾向とは一致しない. したがって  
327 我々は, 採取した骨格中に明らかに二次的セメントがある部分は排除した.

328 [49] 我々はこの二次的セメントも石灰化速度の変化も, 明らかに我々の Sr/Ca 記録に影響し  
329 ないと結論付けた. 試料を採取した 2 地点間の Sr/Ca 比の差は取り除くことができなかったが,  
330 Sr/Ca 比の水温への換算に対する影響は海綿の古水温記録に振幅を非現実的な値にまで上昇  
331 させた.

332

## 333 5.2. Comparison of Sr/Ca and $\delta^{18}O$

334 [50] Sr/Ca 比と  $\delta^{18}O$  用のサンプルは, 近接する部分のレイヤーから採取した. このことで,  
335 Sr/Ca 比と  $\delta^{18}O$  の値を直接比較できる. Sr/Ca 比の  $\delta^{18}O$  に対する線形回帰は弱い, Ce96  
336 については有意な相関を示す ( $R^2=0.1$ ,  $p<0.001$ ).  $\delta^{18}O$  の変動は Sr/Ca 比の変動の 10% を説

337 明する. Pb19 の相関は有意ではない( $p < 0.06$ )(Fig. 12).

338 [51] 平滑化した  $\delta^{18}\text{O}$  と Sr/Ca 比曲線(Fig. 13)は, 西暦 1800 年に水温が極小となり, その後  
339 19 世紀まで水温が上昇したことを示す. しかし, Sr/Ca 比から復元した水温は, 19 世紀以降も上  
340 昇を続けているが,  $\delta^{18}\text{O}$  から復元したものではありません. さらに,  $\delta^{18}\text{O}$  から復元し  
341 た水温の変動幅は Sr/Ca 比から復元したものよりもかなり小さい. より深い地点の  $\delta^{18}\text{O}$  記録には,  
342 Sr/Ca 比記録に見られるような長期的傾向は見られなかった(Fig. 13b).

343 [52] *C. nicholsoni* のアラゴナイトの Sr/Ca 比記録が水温に規制されるという仮定は,  $\delta^{18}\text{O}$   
344 が他の要因にも強く影響されていることを示唆する. 両方の代替記録の変動の 90%の部分が低  
345 いシグナル/ノイズ比によって挿入されている. さらに  $\delta^{18}\text{O}$  変動は塩分変動によっても引き起こ  
346 される. カリブ海における  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  - 塩分の関係は,  $0.2\text{-}0.3\text{‰}/\text{psu}$  のオーダーである  
347 (Rühlemann et al., 1999; Watanabe et al., 2001). Sr/Ca 比から求められた 3K の長期的な水  
348 温変化は,  $0.7\text{‰}$  の  $\delta^{18}\text{O}$  変動に相当し, この値は測定された変動の約 2 倍である(Fig. 12).  
349 2psu の塩分変動は  $0.6\text{‰}$  以上の  $\delta^{18}\text{O}$  変動を相殺する. それ以上の塩分変動はカリブ海では起  
350 こり得ない.

351 [53] 炭酸塩の酸素同位体比の pH 依存性の変動は, 海綿の  $\delta^{18}\text{O}$  にも影響する. pH を 6 か  
352 ら 9 にまで変化させた中で沈積した炭酸塩の  $\delta^{18}\text{O}$  は約  $1.5\text{‰}/\text{pH unit}$  減少する(Zeebe,  
353 1999). したがって, 骨格のアラゴナイトが沈積した海水の  $0.5\text{pH units}$  の変化が観測された  $\delta$   
354  $^{18}\text{O}$  変動の原因である. 化学的に平衡状態で沈積した海綿のアラゴナイトは沈積する海水の組成  
355 が海綿の代謝にほとんど影響していないことを示す. つまり, 周囲の海水の pH の変化は直接, 海  
356 綿のアラゴナイトの  $\delta^{18}\text{O}$  に記録される. この仮定は海綿骨格のホウ素同位体に支持され, これは  
357 海水の pH で沈積したことを示唆する(Böhm et al., 2000b). 共生藻類と代謝活動を通してアラゴ  
358 ナイトを沈積する液体の pH が大きく影響するサンゴとは違い(Maconnaughey et al., 1997;  
359 Hemming et al., 1998), 硬骨海綿は周囲の海水の pH 変化に強く影響される. 1972 年に行わ  
360 れた, Pedro Bank 周辺の水深  $125 \pm 25\text{m}$  での測定は, 平均 pH が 8.2 で,  $\pm 0.2$  変動すること

361 を示す(NODC Oceanographic Profile Database, [www.nodc.noaa.gov/JOPI/](http://www.nodc.noaa.gov/JOPI/)). つまり海水の  
362 pH 変動が水温による  $\delta^{18}\text{O}$  変動の 0.6‰に加わる. 我々は海水の  $\delta^{18}\text{O}$  の変化と同時に, 炭酸  
363 塩の  $\delta^{18}\text{O}$  に対する pH の影響も, Sr/Ca 比記録とは異なる傾向を説明する上で,  $\delta^{18}\text{O}$  記録か  
364 ら求められた水温シグナルを複雑化させる. これらの結果から, *C. nicholsoni* 骨格を用いて水温  
365 を復元するには,  $\delta^{18}\text{O}$  よりも Sr/Ca 比の方が確度の高い代替指標である.

366

### 367 5.3. Temperature History

368 [54] 予備段階の *C. nicholsoni* 骨格の Sr/Ca 比の水温への換算は, Sr/Ca 比記録が長期に  
369 わたるカリブ海の水温変動史の推論を描くのに使えることを示す. Sr/Ca 比に最小の換算  
370 (-0.11mmol/mol/K)を適用することで, 我々はジャマイカの水深 30m と Pedro Bank の水深  
371 125m の両地点で 3K 程度の長期的な水温変化が起きたと推定した(Fig. 9a).

372 [55] 両方の海綿の記録は, 19 世紀初頭に過去 600 年間で最も寒冷化したことを記録してい  
373 る(Fig. 9a). 採取地点間の水温差は, 西暦 1650~1700 年の統計的に差がなくなる期間以外で  
374 は明らかである(Table 3, Fig. 9). この期間(西暦 1650~1700 年), 浅海の水温は下がった一方,  
375 より深海では水温が上昇した. 明らかな水温差が無いことは, 等温線の下限が Pb19 のサイトで深  
376 くなったことを示す.

377 [56] Fig. 9b に示したように, 海綿を採取した地点間での水温差は, カリブ海南部の Cariaco  
378 Basin で採取された堆積物のチタン含有率の長期的な変化と似ている(Haug et al., 2001a). チ  
379 タン含有率は南アメリカ北部からカリブ海南部に流れ込む河川水量の代替指標である(Haug et  
380 al., 2001b). 14 世紀から西暦 1750 年頃にかけてのチタン含有率の減少は, 我々が採取した海  
381 綿の記録の浅海とより深海の水温勾配が減少した期間に起きている. チタン含有率が低いことは  
382 カリブ表層水に流入する河川水量が少なく, 同時にカリブ海南部の Subtropical Underwater の  
383 湧昇流が増加したことを示す(Haug et al., 2001b; Black et al., 1999). 両方の現象ともカリブ表  
384 層水の塩分を上昇させ, それに伴いカリブ表層水と Subtropical Underwater との密度勾配が

385 減少する. 同様に, 14~17 世紀に観測された温度葉草の深海化を促進する(Fig. 9b). 西暦  
386 1750 年以降にカリブ海南部がより湿潤な状態に戻ったことは, チタン含有率に反映され, 現在の  
387 カリブ海に見られるような密度成層により生じた安定な塩分が再確立され, 温度躍層も現在の深  
388 度にまで上昇した.

389 [57] 我々の硬骨海綿の記録と直接比較できるような, カリブ海や熱帯大西洋西部の長期間に  
390 及ぶ水温記録はない. 我々の記録に最も近いのは, 複数の代替指標を用いて北大西洋熱帯域  
391 の水温を復元したものである(Mann et al., 1998; Waple et al., 2002). 西暦 1850 年以前につ  
392 いては, 北米大陸の木の年輪に基づいている. 大西洋やカリブ海の海洋の代替指標は一切使わ  
393 れていない. この大陸の指標に基づく復元は, 17 世紀末期と 19 世紀初頭に寒冷化したことを示  
394 し, これは我々の浅海の水温復元が示す傾向と 17 世紀よりも 19 世紀のほうが寒かったことに一  
395 致する. しかし, 水温変動を定量的に求めるために, 我々の Sr/Ca 比の水温への換算を用いれ  
396 ば, 寒冷化の規模は我々の Sr/Ca 比記録よりも 2~3 倍小さい.

397 [58] 東太平洋で採取されたサンゴを用いた 1 年毎の水温の復元(Urvina Bay, Galapagos,  
398 Dunber et al., 1994)は, 西暦 1650~1850 年の期間では我々の浅海の記録と似たような傾向を  
399 示す(Fig. 14). 我々のカリブ海の記録と同様に, 17 世紀末期と 19 世紀初頭は寒冷期であった.

400 [59] 気候のモデル実験(Shindell et al., 2001; Waple et al., 2002)はこれらの 2 つの寒冷期  
401 が Maunder 極小期と Dalton 極小期に日射量が減少したことで説明できることを示した. 17 世紀  
402 末期と 19 世紀初頭の寒冷期に比べ, 我々の記録に表れている西暦 1550 年頃の寒冷期は, よく  
403 知られた日射量の減少とは関係ない(Fig. 9a).

404 [60] 我々が行った予備段階の Sr/Ca 比の水温への換算では, 小氷期から現代にかけての温  
405 暖化を正確に定量化することはできない. しかし, 過去 200 年間とその前の世紀の Sr/Ca 比記録  
406 の比較は, 現在のカリブ海の異常な温暖化を示す(Fig. 9).

407 [61] 今までに発表された熱帯の海水温記録の多くは, 20 世紀後半が小氷期よりも 1-2K 温か  
408 いことを示す(Crowley and North, 1991; Keigwin, 1996; Corrège et al., 2001; Müller et al.,

409 2002). 西暦 1780-85 年から現在にかけての 2-3K の水温上昇は、カリブ海北東部のプエルトリコ  
410 で採取されたサンゴの記録で見られる(Winter et al., 2000; Watanabe et al., 2001). De  
411 Menocal et al. (2000)は、50-100 年分ごとに数えた浮遊性有孔虫群集を使って、西暦 1650 年  
412 から現在にかけて西アフリカ沖の北大西洋では 3-4K 水温が上昇したことを明らかにした。

413 [62] 我々の記録に見られる 19 世紀初期以降の大規模な温暖化は Kaplan et al. (1998)によ  
414 るカリブ海の SST 異常の時間変動記録(西暦 1856-1991 年)には見られない。我々の Sr/Ca 比と  
415 SSTA(3 年平均)を比較した結果、相関係数は-0.4(Pb19, n=27, p<0.02), -0.3(Ce96, n=27,  
416 p<0.08)だった。これらの弱い相関は、海綿を採取した両地点と 1 年スケールの地域的な SST が  
417 違うことを示す。このことは、現在の水温の季節変動(Fig. 4)とは明らかに異なる深度の温度躍層  
418 より下に位置する(Fig. 2), より深層の記録に関しては驚くべきことではない。浅海の採取地点(水  
419 深 20m)では、かなり隔離された洞窟というセッティングのために、海洋表層とは異なるセッティ  
420 グの情報が得られる。1~十年スケールの浅海と海洋表層の水温の違いは、インドネシア海峡でも  
421 Moore et al. (2000)で記載されている。

422 [63] 海洋表層水温と異なるということは、両地点での水温が subsurface の移流に規制される  
423 ことを示す。カリブ海の水平方向の水温勾配が増大すると wind field またはカリブ海流の強さや  
424 位置を変えることで、異なる水温の海水が 1 箇所に流れる。したがって、Subsurface で採取され  
425 た両方の海綿試料で大規模な水温変動が見られたが、カリブ海の表層水温記録では水温の異な  
426 る海水の移流が原因ではなく、熱循環の変化が原因である可能性が高い。

427

## 428 6. Summary and Conclusions

429 [64] *C. nicholsoni* 骨格の Sr/Ca 比は水温変化に敏感で、水温の代替指標として  $\delta^{18}\text{O}$  より  
430 も信頼できる。これらの海綿の  $\delta^{18}\text{O}$  記録は再現性のある水温シグナルを明らかにできなかった。  
431 周囲の海水の  $\delta^{18}\text{O}$  と炭酸塩の  $\delta^{18}\text{O}$  に対する pH の影響は  $\delta^{18}\text{O}$  記録から求めた水温シグナ  
432 ルを変化させる。

433 [65] カリブ海の浅海とより深海の水温はいずれも、19世紀初頭から20世紀後半にかけて明ら  
434 かに温暖化した。我々が採取した海綿は両方とも、海洋表層水温とはことなる。水深20mの記録  
435 でき、地域的な SST を示さない。subsurface の移流はおそらく海水温をコントロールする。17  
436 世紀末期と19世紀初めの寒冷期は浅海の花綿に記録され、Maunder 極小期と Dalton 極小期  
437 と一致し、太陽の強制力が原因である。これらの期間の海水温は、それぞれの前の世紀よりも低  
438 かった。しかし、大規模な寒冷化は Spörer 極小期末期以降の16世紀後期にすでに生じていた  
439 が、太陽の強制力では説明できない。

440 [66] 14世紀から17世紀後半にかけて、2つの海綿が示す水温勾配の減は、小氷期における  
441 カリブ海南部の乾燥化を反映している(Haug et al., 2001b)。我々は、この水温差を反映する温  
442 度躍層の位置が、数十年スケールでカリブ表層水と Subtropical Underwater の塩分勾配と風  
443 に駆動される混合と湧昇に規制されると提唱する。

444 (北村晃寿・山本なぎさ)