

海水表面温度变化及其对笔石动物群分布的控制作用

——以湖北宜昌奥陶系大湾组为例

王传尚,汪啸风,陈孝红,李志宏

宜昌地质矿产研究所,湖北宜昌,443003

内容提要: 本文通过对宜昌黄花场剖面 and 宜昌陈家河剖面大湾组 83 件样品和陈家河剖面红花园组 2 件样品的碳氧同位素测试数据,分析了奥陶纪大坪期海水表面温度的变化;并以宜昌黄花场剖面大湾组笔石序列为基础,结合华南地区笔石动物群的分布情况,分析了海水表面温度的变化对笔石动物群地理分布的影响,提出温度变化仅是影响笔石动物群地理分布的间接因素,前人的纬度分带学说值得进一步探讨。

关键词: 奥陶系;大湾组;笔石动物群;海水表面温度

1 海水表面温度测定的理论依据及可靠性分析

氧同位素的变化可以指示海洋水体温度的变化,这一方法目前已经得到较为广泛的应用,为古环境的恢复提供了一个重要的手段。其理论基础是碳酸盐岩沉积物的氧、碳同位素组成与沉积介质的同位素组成有关,如果碳酸盐是在与水体环境平衡的状态下沉淀,则碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值就取决于碳酸盐矿物相、水体的盐度和温度(张秀莲,1985)。

利用氧同位素测定古水温由美国学者 Urey 等(1948)提出,并经 Epstein 等(1953)、Craig (1965)、Shackleton (1967)等学者的深入研究,得到一个反映氧同位素与古水温之间的相互关系的经验公式:

$$\text{SST}(\text{℃}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}}) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}})^2$$

式中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{C}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{W}}$ 分别为碳酸盐和水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的富集度。

Gasse (1987)根据前人的研究,将上述经验公式修改为:

$$\text{SST}(\text{℃}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}} + 0.27) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{W}} + 0.27)^2$$

这一经验公式成立的基本条件是海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值已知。但事实上,地质历史时期大洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是一个未知数,通常将其与现代大洋水 $\delta^{18}\text{O}$ 值类比,从而假定其值为零。这一假设可能并不十分可靠,鉴

于更新世以来,大洋水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化甚微,仅约 $\pm 1.0\text{‰}$ (蓝先洪,2003),并且,从目前的大量的研究资料来看,这一假设是可行的。

这样,上述的经验公式又可进一步简化为:

$$\text{SST}(\text{℃}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} + 0.27) + 0.10(\delta^{18}\text{O}_{\text{C}} + 0.27)^2$$

为保证测试结果的可靠性,笔者在采集、测试样品时,主要做了以下 3 个方面的工作:

(1)采集新鲜样品,将样品受风化作用的影响降到最低限度;采用剔除“年代效应”的方法对样品受成岩作用的影响加以调整。因为对于采自古生代的样品而言,样品受成岩作用的影响是不可避免的,但成岩作用中产生的同位素交换只是对原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 起到干扰的作用,还不足以完全破坏原始沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的平衡并建立新的平衡(Keith et al., 1964)。因此,该 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素值仍可反映水体温度的变化。同时,根据 Keith 等(1964)的 $\delta^{18}\text{O}$ 与地质年代关系的统计结果,地质历史时期 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素的变化具有一定的规律性,反映了成岩作用对 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的影响。邵龙义(1994)称这种 $\delta^{18}\text{O}$ 随地质年代变化的规律性为“年代效应”,其在研究中下石炭统古温度时,采用“年代效应”校正的方法取得了满意的结果。王传尚等(2007)在研究晚三叠世卡尼期水体温度变化时,采用了类似的研究方法,其结果与古地理研究的结果一致,因此,可以认为这一方法是可行的。

(2)尽量避免采集含有生物介壳的样品,以将生

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40742008 和 40272020)资助成果。

收稿日期:2008-07-09;改回日期:2008-12-16;责任编辑:周健。

作者简介:王传尚,男,1969 年生。博士,研究员,主要从事笔石和早古生代地层学研究。Email: ycwchuanshang@cgs.gov.cn。

物作用对古水温测定的影响降低到最低程度。碳酸盐岩沉积时与水体环境达到平衡才能正确反映水体温度,鉴于碳酸盐岩的沉积在很大程度上是生物成因的,而在生物作用的条件下,碳酸盐未达到平衡时即可得以沉淀(生物分泌作用)。因此,尽量规避生物作用的影响对获得有效的数据至关重要。

(3)进行温度分析之前,首先对盐度变化作了简单判别,从而保证了温度分析结果的可靠性。由于盐度变化同样可以影响温度的测定,前文的经验公式只有在正常的海相沉积环境中才是成立的。本文根据碳、氧同位素的测定,利用 Keith 等(1964)提出的 Z 值计算公式计算出 Z 值(表 1、表 2), Z 值大于 120 时为正常海相,小于 120 时则为淡水环境。 Z 值计算公式如下:

$$Z=2.048\times(\delta^{13}\text{C}+50)+0.498\times(\delta^{18}\text{O}+50)$$

Z 值的变化主要受到 $\delta^{13}\text{C}$ 变化的影响,而碳酸盐岩形成后,由于氧同位素易受成岩后淡水的影响,碳同位素难以交换而使其值较为稳定,对于古生代的样品,这一特点尤为突出。根据对黄花场剖面 Z 值与碳、氧同位素的相关分析, Z 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性为 0.25,而与 $\delta^{13}\text{C}$ 的相关性则达到 0.93(图 1、2),与上述的规律性是一致的。因此,利用 Z 值表示样品形成时介质盐度的变化是可信的。

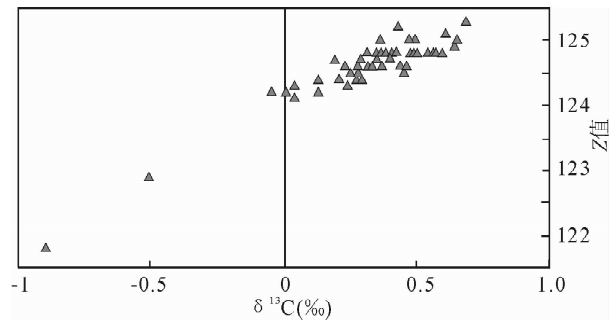


图 1 Z 值与碳同位素的相关性

Fig. 1 Plots of $\delta^{13}\text{C}$ vs. Z for carbonate samples

2 海水表面温度测试结果

本文通过 MAT-251 质谱仪对在宜昌黄花场剖面大湾组所采集的碳、氧同位素样品 52 件进行测试,测试工作由宜昌地质矿产研究所同位素地球化学实验室完成,测试过程严格遵循碳、氧稳定同位素测试操作流程和规范,保证了测试数据在这一环节的准确性和可靠性。

根据所计算的 Z 值结果,黄花场剖面大湾组下

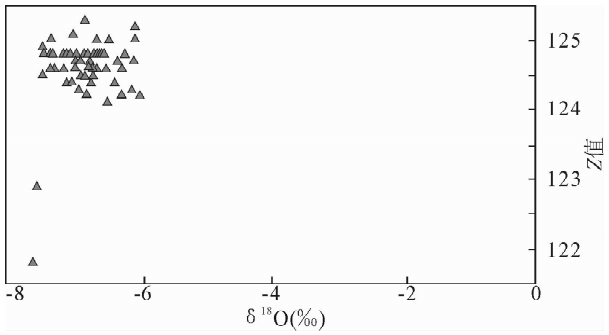


图 2 Z 值与氧同位素的相关性

Fig. 2 Plots of $\delta^{18}\text{O}$ vs. Z for carbonate samples

段 Z 值最大为 125.3,最小为 124.1,均值为 124.68(表 1),可见,该段地层沉积环境为正常的海相环境,且其盐度变化幅度很小,这为该时期水体温度变化提供了良好的条件。

对于陈家河剖面的 33 件样品采用了相同的测试方法(表 2),经计算, Z 值最大为 124.9,最小为 121.8,均值为 123.9,该剖面所获得的 Z 值最小值系采自红花园组的样品,大湾组样品的 Z 值最小值为 123.3,上述结果与黄花场剖面十分近似。

根据计算结果的比较,测试数据经“年代效应”校正后,水体温度值明显较未校正前更接近真实情况(表 1、2)。其结果显示无论在黄花场剖面还是在陈家河剖面,大湾组下段至中段下部沉积时期温度变化具有很高的一致性,黄花场剖面可大致分为 5 个阶段,陈家河剖面可划分出 4 个阶段,分别与黄花场的前 4 个阶段一一对应(图 3、4):

(1)第一阶段:黄花场剖面和陈家河剖面都表现出温度逐渐升高的趋势,前者的初始温度为 20.2℃,最高升至 24.3℃,平均温度为 22.3℃(样品号: Hod-30 至 Hod-18);后者初始温度为 20.9℃,最高升至 26.3℃,平均温度为 23.1℃(样品号: CHod3-2 至 Chod4-1)。

(2)第二阶段:两剖面均显示,在第一阶段温度升高后的一次降温过程,随后温度逐渐升高,直至本阶段末期才又开始下降。在本阶段温度有所波动,黄花场剖面(样品号: Hod-17 至 Hod-9)可以见到两个明显的波峰,初期波峰温度达到 24.1℃,末期波峰温度达到 25.6℃,平均温度为 23.3℃;陈家河剖面(样品号: Chod4-2 至 Chod4-9)初期的波峰不明显,温度仅为 23.3℃,末期波峰温度达到 26.8℃,平均温度为 23.8℃。

(3)第三阶段:本阶段的变化曲线和第二阶段十分相似,两剖面均可见两个波峰,黄花场剖面(样品

表 1 黄花场剖面碳、氧同位素测定及温度计算

Table 1 The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ value and the calculated SST($^{\circ}\text{C}$) of the Huanghuachang section

野外号	样品名称	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	校正 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	计算温 度($^{\circ}\text{C}$)	校正温 度($^{\circ}\text{C}$)	Z 值
Hod-E-3	灰岩	0.46	-7.34	-2.37	53.4	26.5	124.6
Hod-E-2	灰岩	0.60	-7.44	-2.47	54.0	27.0	124.8
Hod-E-1	灰岩	0.45	-7.46	-2.49	54.1	27.1	124.5
Hod-D-3	灰岩	0.64	-7.45	-2.48	54.1	27.1	124.9
Hod-D-2	灰岩	0.65	-7.34	-2.37	53.4	26.5	125.0
Hod-D-1	灰岩	0.56	-7.30	-2.33	53.2	26.3	124.8
Hod-C-2	灰岩	0.61	-7.00	-2.03	51.4	24.9	125.1
Hod-C-1	灰岩	0.69	-6.84	-1.87	50.4	24.2	125.3
Hod-B-3	灰岩	0.54	-7.15	-2.18	52.2	25.6	124.8
Hod-B-1	灰岩	0.57	-7.34	-2.37	53.4	26.5	124.8
Hbod-1	灰岩	0.42	-6.82	-1.85	50.3	24.1	124.8
Hbod2-1	灰岩	0.37	-6.95	-1.98	51.1	24.7	124.6
Hbod2-2	灰岩	0.44	-7.28	-2.31	53.0	26.2	124.6
Hbod2-3	灰岩	0.48	-7.04	-2.07	51.6	25.1	124.8
Hbod3-1	灰岩	0.40	-6.95	-1.98	51.1	24.7	124.7
Hbod3-2	灰岩	0.40	-6.90	-1.93	50.8	24.5	124.7
Hbod4-1	灰岩	0.50	-7.14	-2.17	52.2	25.6	124.8
Hbod4-2	灰岩	0.29	-7.10	-2.13	51.9	25.4	124.4
Shod-4	灰岩	0.50	-7.09	-2.12	51.9	25.3	124.8
Shod-3	灰岩	0.37	-6.64	-1.67	49.2	23.3	124.8
Shod-2	灰岩	0.32	-6.76	-1.79	49.9	23.8	124.6
Shod-1	灰岩	0.28	-7.03	-2.06	51.5	25.1	124.4
Hod-1	灰岩	0.33	-6.71	-1.74	49.6	23.6	124.6
Hod-2	灰岩	0.35	-6.75	-1.78	49.9	23.8	124.7
Hod-3	灰岩	0.29	-6.32	-1.35	47.4	21.8	124.7
Hod-4	灰岩	0.24	-6.92	-1.95	50.9	24.6	124.3
Hod-5	灰岩	0.35	-6.54	-1.57	48.6	22.8	124.8
Hod-6	灰岩	0.47	-6.47	-1.50	48.2	22.5	125.0
Hod-7	灰岩	0.49	-6.63	-1.66	49.2	23.2	125.0
Hod-8	灰岩	0.36	-6.08	-1.11	46.0	20.7	125.0
Hod-9	灰岩	0.41	-6.78	-1.81	50.0	23.9	124.8
Hod-10	灰岩	0.49	-6.95	-1.98	51.1	24.7	124.8
Hod-11	灰岩	0.44	-7.14	-2.17	52.2	25.6	124.6
Hod-12	灰岩	0.21	-6.73	-1.76	49.8	23.7	124.4
Hod-13	灰岩	0.37	-6.59	-1.62	48.9	23.0	124.8
Hod-14	灰岩	0.38	-6.61	-1.64	49.0	23.1	124.8
Hod-15	灰岩	0.28	-6.83	-1.86	50.3	24.1	124.5
Hod-16	灰岩	0.31	-6.23	-1.26	46.8	21.4	124.8
Hod-17	灰岩	0.43	-6.08	-1.11	46.0	20.7	125.2
Hod-18	灰岩	0.13	-6.80	-1.83	50.2	24.0	124.2
Hod-19	灰岩	0.38	-6.68	-1.71	49.5	23.4	124.8
Hod-20	灰岩	0.23	-6.27	-1.30	47.1	21.6	124.6
Hod-21	灰岩	0.28	-6.87	-1.90	50.6	24.3	124.5
Hod-22	灰岩	0.25	-6.69	-1.72	49.5	23.5	124.5
Hod-23	灰岩	0.28	-6.51	-1.54	48.5	22.7	124.6
Hod-24	灰岩	0.32	-6.65	-1.68	49.3	23.3	124.6
Hod-25	灰岩	0.13	-6.38	-1.41	47.7	22.1	124.4
Hod-26	灰岩	0.04	-6.49	-1.52	48.3	22.6	124.1
Hod-27	灰岩	0.01	-6.26	-1.29	47.0	21.5	124.2
Hod-28	灰岩	0.19	-6.09	-1.12	46.0	20.8	124.7
Hod-29	灰岩	0.04	-6.12	-1.15	46.2	20.9	124.3
Hod-30	灰岩	-0.05	-5.99	-1.02	45.5	20.3	124.2

表 2 陈家河剖面碳、氧同位素测定及温度计算

Table 2 The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ value and the calculated SST($^{\circ}\text{C}$) of the Chenjiahe section

野外号	样品名称	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	校正 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	计算温 度($^{\circ}\text{C}$)	校正温 度($^{\circ}\text{C}$)	Z 值
choh-a	灰岩	-0.9	-7.35	-2.38	52.9	26.6	121.8
choh-b	灰岩	-0.51	-6.82	-1.85	49.9	24.1	122.9
chod3-1	灰岩	-0.31	-6.50	-1.53	48.1	22.6	123.4
chod3-2	灰岩	-0.12	-6.13	-1.16	46.0	20.9	124.0
chod3-3	灰岩	0.09	-6.38	-1.41	47.4	22.0	124.3
chod3-4	灰岩	-0.04	-6.38	-1.41	47.4	22.0	124.0
chod3-5	灰岩	0.03	-6.67	-1.70	49.0	23.4	124.0
chod3-6	灰岩	-0.26	-6.78	-1.81	49.7	23.9	123.4
chod4-1	灰岩	-0.10	-7.30	-2.33	52.6	26.3	123.5
chod4-2	灰岩	-0.06	-6.40	-1.43	47.5	22.1	124.0
chod4-3	灰岩	-0.12	-6.66	-1.69	49.0	23.3	123.7
chod4-4low	灰岩	0.04	-6.44	-1.47	47.7	22.3	124.2
chod4-4up	灰岩	0.09	-6.53	-1.56	48.2	22.7	124.2
chod4-5	灰岩	-0.01	-6.75	-1.78	49.5	23.7	123.9
chod4-6	灰岩	-0.27	-6.84	-1.87	50.0	24.2	123.3
chod4-7	灰岩	0.12	-6.83	-1.86	49.9	24.1	124.1
chod4-8	灰岩	0.04	-6.99	-2.02	50.8	24.9	123.9
chod4-9	灰岩	0.10	-7.39	-2.42	53.2	26.8	123.8
chod4-10	灰岩	0.17	-6.42	-1.45	47.6	22.2	124.5
chod4-11low	灰岩	0.10	-6.86	-1.89	50.1	24.3	124.1
chod4-11up	灰岩	0.08	-7.15	-2.18	51.8	25.6	123.9
chod5-2	灰岩	0.20	-6.98	-2.01	50.8	24.8	124.2
chod5-3	灰岩	0.20	-7.40	-2.43	53.2	26.8	124.0
chod5-4	灰岩	0.25	-6.98	-2.01	50.8	24.8	124.3
chod5-5	灰岩	0.49	-6.89	-1.92	50.3	24.4	124.9
chod5-6	灰岩	0.17	-6.96	-1.99	50.7	24.7	124.2
chod5-7	灰岩	0.26	-7.12	-2.15	51.6	25.5	124.3
chod6-1	灰岩	0.07	-6.57	-1.60	48.5	22.9	124.2
chod6-2	灰岩	0.07	-7.02	-2.05	51.0	25.0	123.9
chod6-3	灰岩	0.22	-6.69	-1.72	49.1	23.5	124.4
chod6-4	灰岩	0.07	-7.16	-2.19	51.8	25.7	123.9
chod6-5	灰岩	0.34	-7.16	-2.19	51.8	25.7	124.4
chod6-7	灰岩	0.21	-6.74	-1.77	49.4	23.7	124.4

号:Hod-4 至 Hod-8),初期波峰温度达到23.2 $^{\circ}\text{C}$,末期波峰温度达到 24.5 $^{\circ}\text{C}$,平均温度为22.7 $^{\circ}\text{C}$;陈家河剖面(样品号:Chod4-10 至 Chod5-7)初期波峰温度为 25.6 $^{\circ}\text{C}$,末期波峰温度达到26.8 $^{\circ}\text{C}$,平均温度为 24.8 $^{\circ}\text{C}$ 。

(4)第四阶段:两剖面均从 *Azygograptus* 笔石带开始,温度总体上呈现逐步上升的趋势,但其中至少有 4 次明显的波动,本阶段黄花场剖面(样品号:Hod-3 至 Hod-B-3)的初始温度为 21.7 $^{\circ}\text{C}$,最高温度一度达到 26.5 $^{\circ}\text{C}$,平均温度为 24.6 $^{\circ}\text{C}$;陈家河剖面样品(样品号:Chod6-1 至 Chod6-7)采集仅限 *Azygograptus* 笔石带的下部,其温度曲线仅展示了本阶段初期的两次波动,其初始温度为 22.9 $^{\circ}\text{C}$,最高温度 25.7 $^{\circ}\text{C}$,与该波峰对应的黄花场剖面计算温

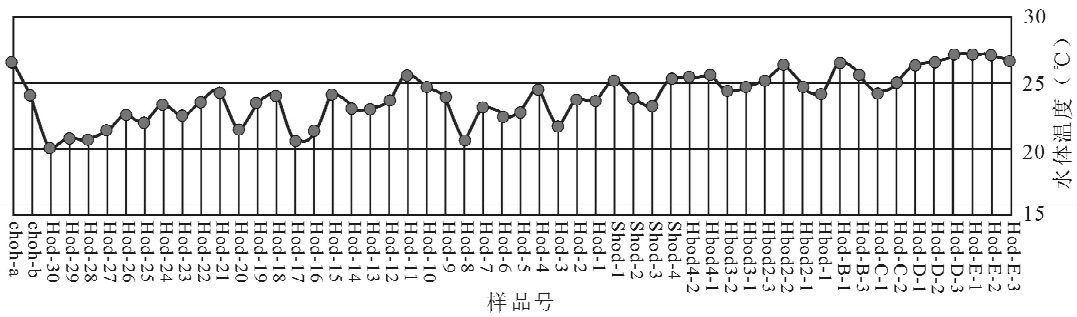


图 3 黄花场剖面大湾组下段一中段水体温度变化(choh-a, choh-b 数据来自陈家河红花园组)

Fig. 3 The changes of SST (°C) from Lower Mb. to Middle Mb. of Dawan Fm. at Huanghuachang section (the data of choh-a, choh-b are from the Honghuayuan Fm. of Chenjiahe section)

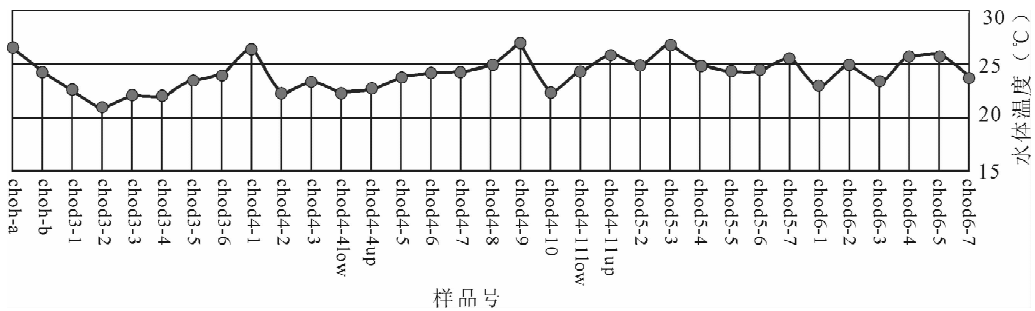


图 4 陈家河剖面大湾组下段水体温度变化(choh-a, choh-b 数据来自红花园组)

Fig. 4 The changes of SST(°C) of Lower Mb. of Dawan Fm. at Chenjiahe section (the data of choh-a, choh-b are from the underlying Honghuayuan Fm.)

度为 25.6℃, 具有很高的一致性, 本阶段陈家河剖面平均温度为 24.4℃。

(5) 本阶段只采集了黄花场剖面的样品, 其温度变化曲线显示自 *Azygograptus* 笔石带上部开始, 温度一直处于上升, 并在大湾组二段中红层沉积期达到温度的最高值 27.1℃, 其后虽略有下降, 但总体上处于 26.5℃ 以上, 这显然与当时的沉积环境密切相关。

而红花园组的沉积期是生物礁形成的一个重要时期, 其水体温度根据陈家河剖面的 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素资料计算, 达到 26℃ 以上, 是一显著的温暖期。

3 海水温度变化对笔石动物群分布的控制作用

黄花场剖面的笔石动物群主要见于黄绿色页岩夹层之中, 丰度较低。目前, 在该组下段上部发现的笔石有 *Corymbograptus* sp.、*Tetragraptus bigsbyi* (Hall) (样品号 SHod-1)、*Phyllograptus anna* Hall (样品号 Hod-2)、*Phyllograptus* sp.、*Azygograptus suecicus* Moberg、*Acanthograptus* sp. (样品号 Hod-3) 以及 *Xiphograptus lofuensis*

(= *svalbardensis*) (样品号 SHod-22) 等分子, 下部发现 *Dictyonema?* sp.、*Dendrograptus* sp.、*Tetragraptus bigsbyi* (Hall)、*Corymbograptus deflexus* Elles et Wood、*Didymograptellus bifidus* (样品号 Hod-4、Hod-8) 等分子。根据笔石动物群的产出层位和分布, 可以划分出 3 个笔石带, 即上部的 *Azygograptus suecicus* 带、中部 *C. deflexus* 带和下部 *D. (D.) bifidus* 带 (Wang Xiaofeng et al., 2005; 王传尚等, 2004)。中、下部的笔石带所产笔石动物丰度不高, 但分异度相对较高, 既有漂浮的类型, 又有底栖固着生活的类型, 显示水体不会太深; 而在该段地层中 *Corymbograptus deflexus* 和 *Didymograptellus bifidus* 混生的现象值得重视, 后者在江西崇义和重庆城口为 *D. bifidus* 带的带化石, 因此, 上述发现对地层的划分与对比具有重要意义。在 *Azygograptus suecicus* 带, 笔石的分异度有所降低, 但仍可见到以 *Acanthograptus* sp. 为代表的底栖的笔石类型, 同时还可见到 *Azygograptus suecicus* Moberg 呈聚集式保存的标本, 显示这一时期笔石的丰度有所提高。本剖面笔石动物群的分布如图 5 所示。

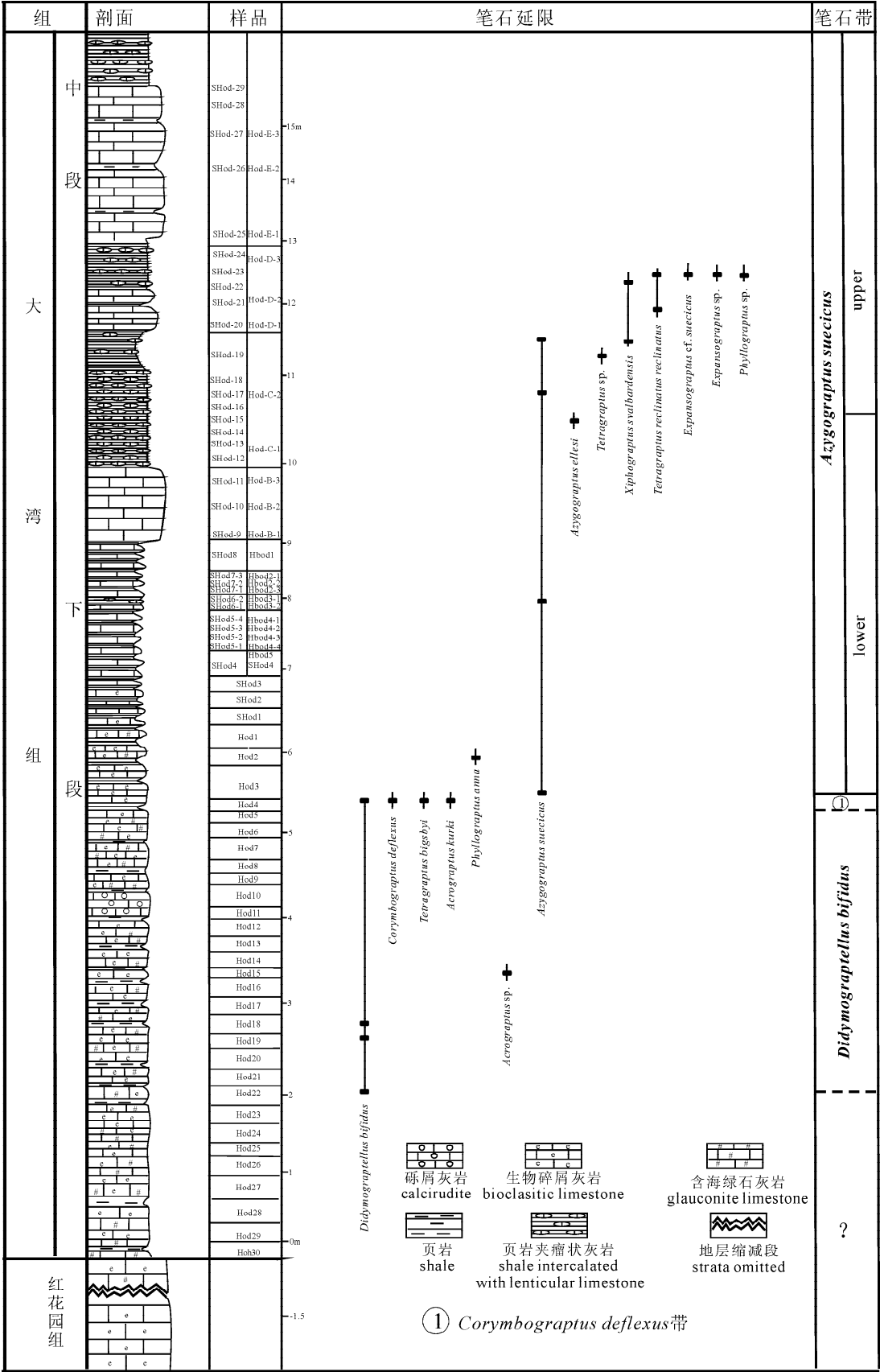


图 5 湖北宜昌黄花场大湾组下段笔石的地层分布

Fig. 5 The graptolite range chart from the Lower Member of Dawan Formation at Huanghuachang section, Yichang, Hubei Province

从前文的海水表面温度和笔石动物群序列分析可知,从红花园组到大湾组底部海水温度显著降低,其幅度达到 6℃,这一变化使全球广为分布的下垂低纬暖水型 *T. (E.) approximates* 带—*T. fruticosus* 带笔石动物群逐渐为下垂的 *D. (D.) bifidus* 动物群所取代,但 *D. (D.) bifidus* 动物群的分布虽以低纬度地区为主,在中高纬度地区也有发现。在黄花场剖面,该动物群的分布从第一阶段一直延续到第三阶段,其间多次经历了水体温度的波动,表明该类动物群对温度的变化并不十分敏感。

一般认为,*Azygograptus* 动物群的分布局限于中高纬度地区(Beckly et al., 1991),在江西崇义盆地,该类化石不见踪影(李积金等,2000),这是否说明 *Azygograptus* 动物群的分布受到温度的严格控制呢,答案是否定的。因为从本文的温度分析来看,*Azygograptus* 同样可以适应较高的海水温度,而暖水的笔石分子如 *Pseudotrigrionograptus* sp.、*Xiphograptus svalbardensis* (= *X. lofuensis*) 等在 *Azygograptus* 笔石带中的发现,为这一时期较高的海水温度提供了佐证。另外,根据近年来对波罗的板块的研究成果(Natalia et al., 2004),该板块的地理位置处于中低纬度区,而不是中高纬度区,对海水表面温度的研究成果也证实了这一结论(Tobin et al., 2002),因此,在该地区所发现的 *Az. suecicus* 动物群并不是以往所认为的冷水型笔石动物群,换言之,海水表面温度并非主导 *Azygograptus* 笔石动物群地理分布格局的首要因素。

而扬子地台北缘的南秦岭过渡带,其笔石动物群面貌虽与处于江南过渡带玉山地区的笔石群有些差异,但也有很多共同之处,大量的大西洋型笔石分子是二者共有的,如尖顶笔石类、下曲对笔石类、断笔石类等(倪士钊等,1991;Chen Xu,1994)。南秦岭过渡带与江南过渡带之间相距遥远,按现在的纬度计算达到 500 km,在奥陶纪时期二者之间的距离无疑会更大,因为自奥陶纪以来,扬子区经历了加里东运动、印支运动、燕山运动、喜马拉雅运动等多期构造运动的影响,地层被褶曲,地壳表面的距离被缩短。而笔石动物群的相似性是纬度分带难以解释的。

根据前人对笔石动物的生境的研究成果,*Az. suecicus*、*C. deflexus* 等笔石分子生活于表层水(Cooper et al., 1991),后者还和原作为太平洋型笔石动物群的典型分子 *D. bifidus* 共生于黄花场剖面(图 6),既然温度梯度对这两种笔石不能构成屏障,*Az. suecicus* 动物群理应分布于不同的纬度区,



图 6 *Didymograptellus bifidus* (A)和
Corymbograptus deflexus (B)共生
Fig. 6 *Didymograptellus bifidus* (A) coexisted
with *Corymbograptus deflexus* (B)

但事实并非如此,也就是说,前人依据笔石动物群纬度分布所划分的冷水的“大西洋型”笔石动物群和暖水的“太平洋型”笔石动物群(Skevingtong, 1973, 1974; Erdtmann, 1984)值得进一步研究。笔者认为古地理格局、古洋流的分布是最为重要的控制因素,当然,海水表面温度梯度变化是制约大洋环流形成的一个重要因素,也就是说,海水表面温度是控制笔石动物群分布的一个间接因素,但对这一问题的讨论已超出了本文的范畴,笔者拟另文发表。

4 讨论与结论

对笔石动物群分布的研究是不但关系到生物古地理重建的准确性,同时对高精度地层划分与对比研究具有重要意义,尽管控制笔石动物群分布的主要环境因素为众多的笔石动物学家所关注,但这一问题至今仍众说纷纭,总体而言,控制笔石动物群分布的因素主要包括以下 4 个方面:

(1)洋流和水体特性:笔石动物群的古地理分区

受洋流的控制,特定的笔石组合形成一个“笔石环流”(graptolite gyres),而不同的洋流,其水体的性质是不同的,存在着水温和水体化学方面的特殊性(Erdtmann,1984)。

(2)表面水体温度的纬向梯度:Skevingtong (1973,1974,1976)将笔石动物群投点到奥陶纪古地理图上,发现太平洋型笔石动物群位于北纬30°和南纬30°之间的低纬度带上,而大西洋型笔石动物群则分布于中高纬度地区,这一发现后来被笔石专家广泛接受。

(3)深度分带:不同的笔石动物群组合占据了不同深度的水体,从而导致其分布的古地理位置不同,也就是说,生活于深水的笔石动物群保存于深水相环境(盆地相、下斜坡),而生活于浅水的笔石动物群则主要保存于台地相和陆棚相的环境中。我国奥陶纪发育了从扬子地台—斜坡—盆地的古地理环境,为研究这一深度分带现象提供了十分有利的条件,陈旭(1990)曾就笔石动物群的深度分带与腕足动物组合底栖分带模式(BA1-BA5)相比较,建立了笔石深度分带模式(GA2-GA5)。

(4)大陆边缘效应:在大陆边缘,由于上升流的影响,浮游生物繁盛,食物来源十分丰富,是笔石动物群繁衍的理想场所,而广阔的大洋盆地因为食物来源的缺乏,是笔石动物群生存的“沙漠”(Finney et al., 1997),换言之,笔石动物群的分布不能穿越广阔的大洋盆地,因此,大陆边缘是控制笔石动物群分布的主要因素。

上述4种理论模式都从某一个侧面分析了环境因素对笔石动物群分布的控制作用,鉴于笔石动物群的生活方式以漂浮生活为主,因此,地理分异在各个历史时期均明显不如同期的底栖生物突出,相对而言,在下/中奥陶统界线附近,笔石动物群的分异达到顶峰,也就是说,笔石的古地理分区在这一时期最为显著,导致这一现象的原因可能是多方面的,本文从宜昌黄花场剖面奥陶系大湾组碳、氧稳定同位素的异常变化研究出发,讨论了奥陶纪大坪期海水表面温度变化及其对笔石动物群分布的影响。前文的资料可以证实以下3个方面的内容:

(1)以往作为典型冷水型的 *Azyograpthus* 笔石动物群可以适应较高的海水表面温度,相反,以往被认为是典型的暖水型的 *Didymograptellus bifidus* 动物群则具有较高的温度耐受力。

(2)古地磁的最新资料显示,以往被划归中高纬度的地区事实上处于中低纬度,纬度分带的理论赖

以形成的基础资料需要重新加以评估。

(3)不同纬度地区,如江南过渡带和南秦岭过渡带笔石动物群具有很高的相似性。纬度分带学说,即温度梯度变化难以对华南笔石动物群的分布做出圆满的解释。换言之,海水的表面温度对笔石动物群地理分布的控制作用十分有限,*Az. suecicus* 动物群这一典型的“大西洋型”笔石动物群为何不能穿越江南过渡带到达珠江盆地,不能简单化地用纬度分带的模式加以解释,而应更多地从古地理格局和古洋流的分布寻求合理的解释。

参 考 文 献

- 陈旭. 1990. 论笔石的深度分带. 古生物学报, 29(5): 507~526.
- 蓝先洪. 2003. 地球化学记录在古温度定量恢复研究中的应用. 海洋地质动态, 19(2): 9~13.
- 李积金, 肖协协, 陈洪治. 2000. 江西崇义早奥陶世宁国期典型太平洋笔石动物群. 北京: 科学出版社, 1~188.
- 倪世钊, 桂建斌, 杨道政. 1991. 湖北随县古城畈群奥陶系牙形类的发现兼论华北、扬子地台牙形类的分布模式. 微体古生物学报, 8(1): 1~17.
- 邵龙义. 1994. 碳酸盐岩氧、碳同位素与古温度等的关系. 中国矿业大学学报, 23(1): 39~45.
- 王传尚, 汪啸风, 陈孝红, 等. 2004. 华南下/中奥陶统界线附近笔石相的分异与全球下/中奥陶统界线生物标志的选择. 现代地质, 18(1): 89~95.
- 王传尚, 陈孝红, 汪啸风. 2007. 关岭地区上三叠统小四组氧同位素特征及古海水温度分析. 地球科学——中国地质大学学报, 32(增刊): 1~7.
- 张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系. 沉积学报, 3(4): 17~30.
- Beckly A J, Maletz J. 1991. The Ordovician graptolites *Azyograpthus* and *Jishougraptus* in Scandinavia and Britain. Palaeontology, 31(4): 887~925.
- Chen Xu. 1994. “Arenig” to “Llanvirn” graptolite provincialism of South China. In: Chen Xu, Erdtmann B D, Ni Yunan, eds. Graptolite Research Today, 223~239.
- Cooper R A, Fortey R A, Lindholm K. 1991. Latitudinal and depth zonation of Early Ordovician graptolites. Lethaia, 24: 199~218.
- Craig H. 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: Tongiorgi E, ed. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio de Geologia Nucleare, Pisa, 161~182.
- Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, Urey H C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. Geological Society of America Bulletin, 64: 1315~1326.
- Erdtmann B D. 1984. Outline ecostratigraphic analyses of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the paleogeographic disposition of the Iapetus. Geologica et

Palaeontologica, 18: 9~15.

Finney S C, Berry W B N. 1997. New perspectives on graptolite distributions and their use as indicators of platform margin dynamics. *Geology*, 25(10): 919~922.

Gasse F. 1987. Diatoms for reconstructing palaeoenvironments and palaeohydrology in tropical semi-arid zones. *Hydrobiologia*, 154: 127~163.

Keith M L, Weber J N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 28:1787~1816.

Natalia L, Alexey Z. 2004. Palaeomagnetic investigations of the Early Middle Ordovician limestones of the St. Petersburg area. In: Hints O, Ainsaar L, ed. WOGOGOB-2004 Conference Materials. 59~60.

Shackleton N. 1967. Oxygen isotope analyses and pleistocene temperatures reassessed. *Nature*, 215: 15~17.

Skevingtong D. 1976. A discussion of the factors responsible for the provincialism displayed by graptolite faunas during the Early Ordovician. In: Kaljo D, Koren T, eds. *Graptolite and Stratigraphy*. Academy of Sciences of Estonian SSR, Institute of Geology, 180~200.

Skevingtong D. 1974. Controls influcing the coposition and distribution of Ordovician graptolite faunal provinces. In: Richards R B, Jackson D E, Hughes C P, eds. *Graptolite Studies in Honour O. M. B. Bulman*. Special Papers in Paleontology, 13: 59~73.

Skevingtong D. 1973. Ordovician graptolites. In: Hallam A, ed. *Atlas of Paleobiogeography*. London: Elsevier Scientific Publishing Company, 27~35.

Tobin K J, Bergstrom S M. 2002. Implications of Ordovician (460 m. y.) marine cement for constraining seawater temperature and atmospheric $p\text{CO}_2$. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 399~417.

Urey H C, Epstein S, McKinney C, McCrea J. 1948. Method formeasurement of paleotemperatures. *Bulletin of the Geological Society of America (abstract)*, 59: 1359~1360.

Wang Xiaofeng, Svend Stouge, Bernd-D Erdtmann, et al. 2005. A proposed GSSP for the base of the Middle Ordovician Series; the Huanghuachang section, Yichang, China. *Episodes*, 28(2):105~117.

The SST Change and Its Influence on the Distribution of Graptolite Fauna
—— An Example from the Ordovician Dawan Formation in Yichang, Hubei Province

WANG Chuanshang, WANG Xiaofeng, CHEN Xiaohong, LI Zhihong
Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang, Hubei, 443003

Abstract

The changes of sea surface temperature (SST) was discussed based on the carbon and oxygen stable isotope data from total 83 samples of the Dawan Formation at Yichang Huanghuachang section and Chenjiahe section, 2 samples of the Honghuayuan Formation at Chenjiahe section. The influence of SST on the distribution of graptolite fauna was consequently analyzed based on the study of graptolite sequence of Dawan Formation at Huanghuachang section and the data of the distribution of graptolite fauna on South China. It is concluded that the changes of SST is only an indirect factor for the distribution of graptolite fauna; the former theory of latitudinal zonation need to be prove by further more study.

Key words: Ordovician; Dawan Formation; graptolite fauna; SST