

冲绳海槽 Z₁₄₋₆ 孔氧同位素地层学研究*

阎军 苍树溪 秦蕴珊

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

提要 本文利用取自冲绳海槽中部的 Z₁₄₋₆ 孔岩心中所含两种浮游有孔虫进行了氧同位素地层学研究。结果表明, 该孔氧同位素记录可划分为6期, 其中第5期又可分为5个亚期。与 V₂₈₋₂₃₈, V₁₉₋₂₉ 孔的氧同位素曲线对比发现, Z₁₄₋₆ 孔的氧同位素记录与大洋氧同位素记录完全一致, 历时约12.8万年。同时, Z₁₄₋₆ 孔氧同位素记录指示出该区12万年来曾存在三个温暖时期。

冲绳海槽地处北太平洋西岸, 为一NNE-SSW方向延伸的狭长半深沉积盆地。近年来, 有关冲绳海槽沉积地层学的研究报道不多。本文作者从本所海洋地质研究室所取柱样中选出 Z₁₄₋₆ 孔进行氧同位素地层学研究。该孔位于海槽中部 (27°07'N, 127°27'E), 水深739m, 柱样长896cm, 是目前该区所取的最长柱样。

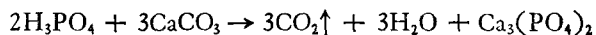
一、样品制备及分析结果

Z₁₄₋₆ 孔按间隔10cm取样, 每层位取干样5g。样品浸泡分散后, 用孔径为63μm的铜筛冲洗, 80℃恒温烘干, 称重后得粗碎屑组分 (>63μm) 的含量, 镜下鉴定表明, 粗碎屑几乎全部由浮游有孔虫组成。

在显微镜下, 挑选出壳径为250—400μm的浮游有孔虫, 并进行双样对比, 以减少分析误差。岩心中 *Globigerinoides sacculifer* 有两种: 一种其终室为袋状房室, 另一种则无。分别各选10个, 以使分析时两者比例保持均等。

柱样中 *G. sacculifer* 和 *Neoloboquadrina dutertrei* 都连续出现。分析时每个样品有孔虫用量少于20个, 分析结果见表1。

样品的 CO₂ 气体制备采用 Shackleton 的标准方法^[2]。样品在50℃ (真空条件下) 与100%正磷酸反应, 分解释出供分析用的 CO₂ 气体:



氧同位素值采用 PDB 标准, 用 $\delta^{18}\text{O}$ 表示, 即样品的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值与标准样 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值之差的千分率为:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{样品}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{标准样}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{标准样}}} \right) \times 1000$$

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1833号。

本文曾得到英国剑桥大学 N. J. Shackleton, 美国 Lamont 地质调查所 P. R. Thompson 的帮助, 在此一并致谢。

收稿日期: 1988年9月16日。

表 1 浮游有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei* and *Globigerinoides sacculifer* 氧同位素分析结果^①

Tab. 1 Result of oxygen isotopic analysis of the planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei* and *Globigerinoides sacculifer*

孔深 (cm)	<i>N. dut.</i>	<i>G. sac.</i>	孔深 (cm)	<i>N. dut.</i>	<i>G. sac.</i>
5	-0.99	-2.12	455	-0.37	-1.51
15	-1.01	-1.64	465	-0.64	-1.42
25	-0.85	-1.89	475	-0.53	-1.29
35	-0.83	-1.72	485	-0.51	-1.53
45	-0.56	-1.66	495	-0.45	-1.30
55	-0.42	-1.06	505	-0.65	-1.34
65	-0.14	-0.72	515	-0.38	-1.46
75	0.32	-0.42	525	-0.41	-1.54
85	0.11	-0.45	535	-0.58	-1.46
95	0.09	-0.43	545	-0.51	-1.15
105	0.11	-0.46	555	-0.56	-1.48
115	0.14	—	565	-0.97	-1.40
125	0.22	-0.56	575	-0.77	-1.54
135	0.07	-0.53	585	-0.87	-1.52
145	0.23	-0.97	595	-1.14	-1.94
155	-0.05	-0.86	605	-1.02	-1.72
165	0.03	-1.12	615	-0.98	-1.89
175	0.00	-1.12	625	-1.03	-1.80
185	-0.07	-0.95	635	-0.99	-2.26
195	-0.19	-0.89	645	-0.84	-2.02
205	-0.42	-1.03	655	-0.68	-1.63
215	-0.25	-0.80	665	-0.81	-1.93
225	-0.47	-1.10	675	-0.80	-1.76
235	-0.49	-1.38	685	-0.71	-1.66
245	-0.44	-1.28	695	-0.73	-1.91
255	-0.26	-1.16	705	-0.41	-1.04
265	-0.16	-0.81	715	-0.74	-1.61
275	-0.15	-0.70	725	-0.63	-1.39
285	-0.22	-0.99	735	-0.35	-1.29
295	-0.21	-1.10	745	-0.37	-1.50
305	-0.10	-0.91	755	-0.58	-1.05
315	-0.31	-1.04	765	-0.27	-0.67
325	-0.55	-0.98	775	-0.37	-1.09
335	-0.31	-0.85	785	-0.35	-1.30
345	-0.70	-1.38	795	-0.64	-0.95
355	-0.72	-1.42	805	-0.38	-1.44
365	-0.50	-1.26	815	-0.42	-1.00
375	-0.68	-1.41	825	-0.27	-1.11
385	-0.23	-1.39	835	-0.41	-1.02
395	-0.12	-1.22	845	-0.22	-1.19
405	-0.27	-1.39	855	-0.39	-1.15
415	-0.23	-1.17	865	-0.32	-0.86
425	-0.16	-1.11	875	-0.09	-1.11
435	-0.42	-1.02	885	-0.34	-1.04
445	-0.42	-1.74			

① 英国剑桥大学高德文实验室协助分析。

二、氧同位素地层划分与古气候解释

1. 氧同位素地层划分

N. dutertrei 氧同位素曲线由上至下可分为 6 期(图 1):

第 1 期 (0—64cm) $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,上下差别大,变化迅速,这种变化或是由水体氧同位素组成,或是由海水表层水温急剧变化所致。该期 $\delta^{18}\text{O}$ 最大值为 -0.42‰ , 最小值为 -1.01‰ , 平均值为 -0.78‰ 。

第 2 期 (64—170cm) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值比上部明显增加,向下 ^{18}O 富集, $\delta^{18}\text{O}$ 最高值达 0.32‰ , 为本孔最富集 ^{18}O 的层位。 $\delta^{18}\text{O}$ 几乎全为正值, 曲线变化缓慢, 仅有微小波动。 $\delta^{18}\text{O}$ 最小值为 -0.14‰ 。平均为 0.10‰ 。

第 3 期 (170—265cm) 氧同位素比值又有下降, 曲线变化平缓, $\delta^{18}\text{O}$ 最大值为 0.00‰ , 最小值为 -0.49‰ , 平均为 -0.23‰ 。

第 4 期 (265—340cm) $\delta^{18}\text{O}$ 值略有回升, 但不及第 2 期高。最高值为 -0.10‰ , 最小值为 -0.55‰ , 平均值为 -0.25‰ 。

第 5 期 (340—700cm) 该期可明显地分为 5 个亚期 (5a,b,c,d,e), 其中 a, c 和 e 三个亚期 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值较低。600cm 处的峰 (e) 最富集 ^{16}O , 甚至超过第 1 期。 $\delta^{18}\text{O}$ 最高值为 -0.12‰ , 最低值为 -1.14‰ , 平均为 -0.62‰ 。

第 6 期 (700—896cm) $\delta^{18}\text{O}$ 最高值为 -0.09‰ , 最低值为 -0.74‰ , 平均为 -0.40‰ 。

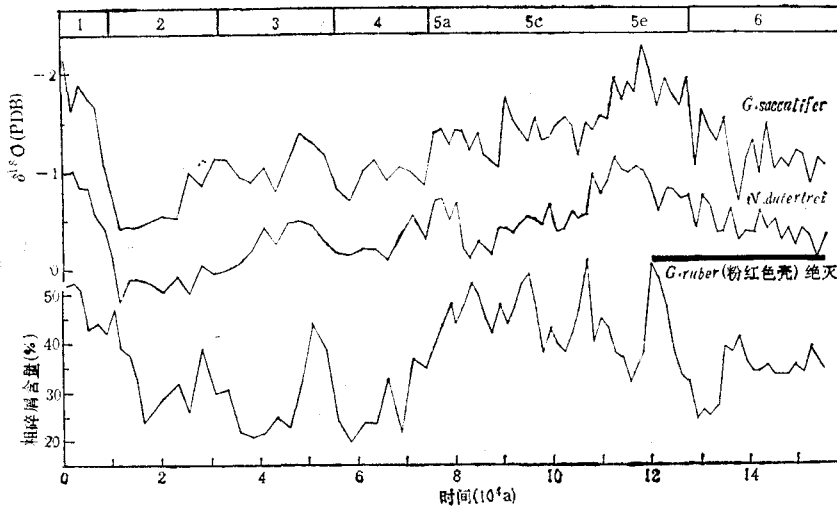


图 1 浮游有孔虫 *N. dutertrei*, *G. Sacculifer* 比值及粗碎屑 ($>63\mu\text{m}$) 含量变化曲线

Fig. 1 Variation in oxygen isotopic ratios of the planktonic foraminifera *N. dutertrei*, *G. sacculifer* and the coarse fraction ($>63\mu\text{m}$) of core Z_{14-6}

G. sacculifer 的氧同位素比值曲线与 *N. dutertrei* 的氧同位素比值曲线变化趋势几乎完全一致(图 1), 而且在细节上也大致相同, 也可分为 6 期及 5 个亚期。这两个种的

氧同位素曲线如此平行一致, 这在同一孔中两个不同种浮游有孔虫氧同位素分析中是不多见的, 该结果有力地说明 Z_{14-6} 孔氧同位素曲线极为可信。

Z_{14-6} 孔有孔虫系统鉴定表明, 红拟抱球虫粉红色亚种 *Globigerinoides ruber* Pink 在孔深 645cm 处绝灭。Thompson 等人对取自印度-太平洋的岩心进行加密取样, 做了大量分析对比工作, 最后确认 *G. ruber* Pink 在印度-太平洋的绝灭界线为距今 12 万年^[3]。本文作者在该区首次发现了这一事件, 并确认 Z_{14-6} 孔 645cm 处为该孔距今 12 万年的界线^[4], 这一年代界线与该孔氧同位素比值曲线所反映的年代特征十分一致。

大量氧同位素记录证实, 距今 1.8 万年为全球末次冰期盛冰期时间。末次间冰期结束后, 气候急速变冷, 大陆积冰量快速增加, 并在距今 1.8—1.5 万年间达到高峰, $\delta^{18}\text{O}$ 达到最高值。距今 1.8 万年作为末次冰期盛冰期时间早已被第四纪古气候研究者所公认。即使氧同位素记录受到某些局部性因素的影响, 使得 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值在时间上稍有不同, 但海水的不断快速混合, 使得这种差异极其微小。 Z_{14-6} 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 较高值出现在 75—145 cm 内, 根据整个曲线的特征以及与大洋氧同位素记录对比, 本文把孔深 115cm 处作为 Z_{14-6} 孔 1.8 万年的地层年代界线。

Emiliani 所建立的氧同位素记录数字分期系统早已被广大学者所采纳。Shackleton 等人对赤道太平洋 V_{28-238} 孔进行了详细的氧同位素地层划分^[2], 现已被认为是氧同位素地层标准剖面之一。为此, 我们把 Z_{14-6} 孔氧同位素记录与 V_{28-238} 孔、赤道太平洋另一孔 V_{19-29} 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行对比(图 2)。

从图 2 中可看出, Z_{14-6} 孔氧同位素比值曲线与太平洋两个孔的氧同位素比值曲线在

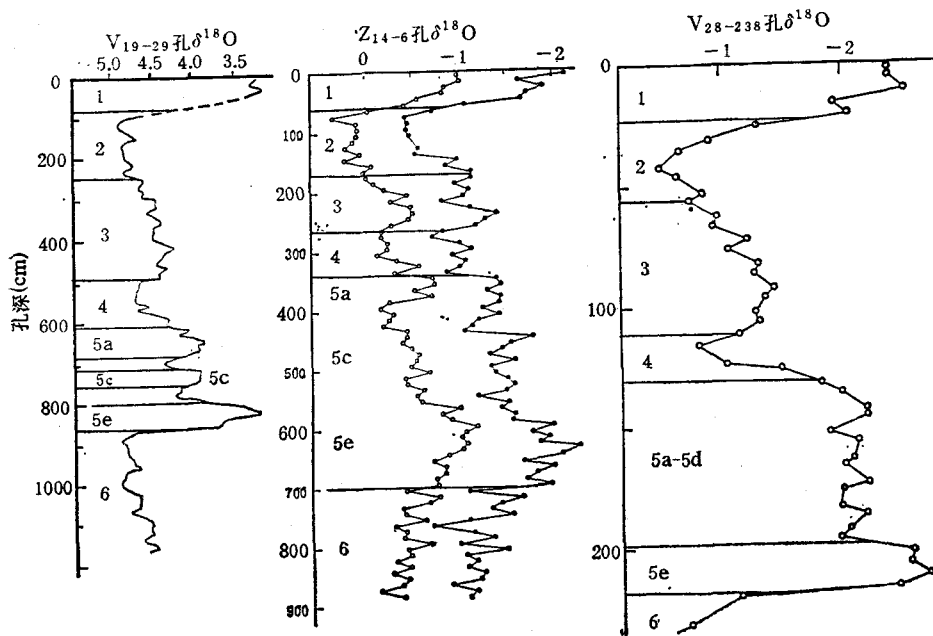


图 2 Z_{14-6} 孔氧同位素比值曲线与太平洋 V_{19-29} , V_{28-238} 孔氧同位素比值曲线对比

Fig. 2 Correlations of oxygen isotopic ratios of core Z_{14-6} with Pacific core V_{19-29} and V_{28-238}

形式上完全一致。由上至下,第1期 $\delta^{18}\text{O}$ 值快速增加,与标准氧同位素第1期相应;第2期, $\delta^{18}\text{O}$ 值达到最高后基本处于稳定状态,与 V_{19-29} , V_{23-233} 孔氧同位素第2期特点相同;3,4两期的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值变小后又重新增加,分别与标准氧同位素第3,4期相应;第5期 $\delta^{18}\text{O}$ 值又逐渐变小,恰好与标准氧同位素第5期相对应,而且 Z_{14-6} 孔第5期的5个亚期也与标准氧同位素第5期的5个亚期一致。5e亚期 $\delta^{18}\text{O}$ 最低,这是第5期的最大特征;第5期以下可能属标准氧同位素第6期。 Z_{14-6} 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线完全符合大洋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线特征,所不同的是前者更详细地反映了海水氧同位素组成或海面温度的变化。

Z_{14-6} 孔, V_{23-233} 孔, V_{19-29} 孔的氧同位素比值曲线对比表明,三个孔虽然位于太平洋的不同区域,值得特别指出的是 Z_{14-6} 孔处于大陆边缘地带,地质背景复杂,但是,三者的氧同位素记录却十分一致。这足以说明大洋氧同位素组成变化是一全球性事件,具普遍性。氧同位素地层对比也同样适合冲绳海槽这一复杂的弧后沉积盆地,这一结果可作为该区地层划分与对比的依据。同时也说明冲绳海槽的水文状况及生态环境与深海大洋环境十分相似,受大陆影响轻微。

根据1.8万年末次冰盛期和12万年的 *G. ruber* Pink 绝灭事件以及与大洋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线的对比,可将 Z_{14-6} 孔地层进行详细的划分,结果见表2和图1。

表2 Z_{14-6} 孔氧同位素气候分期、界限年代及地层划分

Tab. 2 Division of oxygen isotope stage, chronology and stratigraphy for core Z_{14-6}

深度 (cm)	年代(万年)①	氧同位素分期	冰期—间冰期		地层划分
64	1.0	1	冰后期		全新统
		2	上玉木冰期	玉木冰期	
170	3.2	3	玉木亚间冰期		晚更新统
265	5.6	4	下玉木冰期		
340	7.5	5	玉木—里斯间冰期		
700	12.8	6	里斯冰期?		中更新统

①据 Shackleton, N. J. 等 1976, M. Sarnthein, 1984。

2. 古气候解释

氧同位素记录分析对比表明, Z_{14-6} 孔浮游有孔虫壳体的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值与大洋有孔虫壳体的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值一样,均受气候、极地冰原体积的制约。氧同位素第6期结束后,进入第5期(12.8—7.5万年), $\delta^{18}\text{O}$ 的低值表明,当时极地冰盖消融,大陆冰川后退,淡水不断注入海洋,使大洋水的 ^{18}O 不断被“稀释”,海水 ^{18}O 含量降低。与此同时,受全球气候控制,冲绳海槽海区气候也开始变暖,低纬度的温暖大洋水通过黑潮而不断地携入到本区,并与海槽区海水混合,使之水温增高, $\delta^{18}\text{O}$ 呈现较低值。在这期间, $\delta^{18}\text{O}$ 值有两次明显的短暂升高,表明气温有两次寒冷波动(5b, d亚期),使得玉木—里斯间冰期被分割成五个阶段。第5期结束后,全球气候开始变冷。进入玉木冰期,极地冰原面积增大,海水中 ^{18}O 被逐渐“浓缩”。这种影响波及本区,海水温度步步下降, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增大。在约

1.8 万年时,本区气温降至最低点,成为本区晚更新世以来最寒冷的时期, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值达到极大值。在此期间 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值曾一度出现低值,指示出气候有一次较暖波动,即本孔的氧同位素第 2 期,历时约 2.4 万年,使玉木冰期呈现明显的三分性,即下玉木冰期、玉木亚间冰期和上玉木冰期。第 2 期结束后, $\delta^{18}\text{O}$ 值快速下降,在 2—8 千年间达到最低值,表明气候快速转暖,并在该时间内达到高峰,以后气温逐渐缓慢下降到现在标度,属于全新世。

三、结果与讨论

冲绳海槽 Z_{14-6} 孔氧同位素记录分析与对比表明,该孔与大洋氧同位素记录一样可分 6 期,延时超过 12 万年,并且第 5 期可明显地分为 5 个亚期,分别与标准氧同位素气候期的 1—5 期和第 5 期的五个亚期相对应。同时也说明,氧同位素地层划分与对比不但适合于大洋盆地,而且对冲绳海槽这样一个大陆边缘沉积盆地沉积物沉积序列的划分与对比也具有同等重要的应用价值。

Z_{14-6} 孔氧同位素记录证实,该区 12 万年以来曾存在三个温暖时期,时间分别为距今 12.8—7.5 万年、5.6—3.2 万年和 1 万年至现代。末次间冰期曾有两次寒冷波动,5e 亚期为本区晚更新世以来最温暖时期,1.8 万年前后为最寒冷时期。

从氧同位素记录来看, Z_{14-6} 孔 700cm 以下地层有些混乱。Shackleton 认为,直到该孔底部尚没达到氧同位素第 6 期最盛阶段,原因是氧同位素第 6 期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值要比第 2 期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高,然而,在 700cm 以下并无该高值出现。他认为,可能是过高的沉积速率造成的。而 Thompson 根据该孔定量微体古生态资料认为, Z_{14-6} 孔氧同位素第 5、6 期的界线可能在孔深 695cm 处。作者结合其它资料,包括沉积物中 CaCO_3 含量及沉积物粗碎屑含量变化,认为该界线应在 700cm 处,与沉积速率推算的界线相吻合。因而,我们把 5、6 期的界线暂定在 700cm 处,是否恰当,尚有待于做进一步的工作证实。

参 考 文 献

- [1] 苍树溪, N. J. Shackleton, 秦蕴珊等, 1988. 粉红色红拟抱球虫在冲绳海槽区的发现及地层意义. 海洋地质与第四纪地质 8(1): 23—29.
- [2] Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke, 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V₂₈₋₂₃₈: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *J. Quaternary Research* 3: 39—55.
- [3] Thompson, P. R. Bé, A. W. H. Duplessy, J-C and N. J. Shackleton, 1979. Disappearance of Pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120 000 yr. B. P. in Indian and Pacific Oceans. *Nature* 280: 554—558.

THE OXYGEN ISOTOPIC STRATIGRAPHY OF CORE Z₁₄₋₆ IN OKINAWA TROUGH*

Yan Jun Cang Shuxi and Qin Yunshan
(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao*)

ABSTRACT

A lot of papers about the Okinawa Trough were published and concerned with almost every branches of Marine Geology. The present work is to study the oxygen isotopic stratigraphy in the area. The oxygen isotope ratios of two different species of planktonic foraminifera in core Z₁₄₋₆, taken from the middle of the Okinawa Trough, were analysed. The result shows that the $\delta^{18}\text{O}$ record of Z₁₄₋₆ can be divided into stages 1—6 and stage 5 can be subdivided into substages a—e. The oxygen isotope record of the core has the same characteristic as the Pacific cores: V₂₈₋₂₃₈ and V₁₉₋₂₉ within 128 000 a B. P. and the oxygen isotope record indicates there are three warm periods since the Late Pleistocene.

* Contribution No. 1833 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.