第38卷 第4期
1992年7月

地质论评
GEOLOGICAL REVIEW

Vol. 38 No. 4
Jul. 1992

$\delta^{18}O$指示的古水温相对值与寒武纪牙形石分异度之间的关系

董熙平

（北京大学地质学系）

本文测试了采自湖南花垣中、上寒武统的11个碳酸盐岩样品的$\delta^{18}O$值和$\delta^{13}C$值。采样地层所含牙形石的CAI指标均为1。影响CAI值的主要因素和成岩改造作用对$\delta^{18}O$的主要影响因素是相同的。据此可以推断出，这11个样品所在层位的成岩改造作用是大体相同的，也就是说，同原始沉积时的$\delta^{18}O$值相比，测出的$\delta^{18}O$值的变化幅度也大致相同，因而，可以用来指示古水温的相对值。作图结果表明，温度越高，牙形石分异度越大；反之，牙形石分异度越小。

关键词 $\delta^{18}O$ 古水温相对值 牙形石分异度

在沉积介质平衡条件下，从介质中沉淀出来的碳酸盐的$\delta^{18}O$，主要取决于介质的温度和同位素组成，所以测定碳酸盐的$\delta^{18}O$可以恢复古温度。但是，由于成岩改造作用的影响，古生代以前的岩石测出的$\delta^{18}O$值低，即温度值很高（有些学者认为实际温度应为根据公式计算出温度的1/3）。本文研究的是中—晚寒武世沉积的碳酸盐岩，显然不能用测定$\delta^{18}O$值的方法恢复其沉积时古水温的绝对值。

成岩改造作用对碳酸盐$\delta^{18}O$的影响因素主要有时间（效应）：深埋条件下的岩石随埋藏时间越长，轻组分增长，失去^{18}O，增加^{16}O，从而使$\delta^{18}O$值降低；埋藏深度：岩石随埋藏深度加大，温度升高，而引起$\delta^{18}O$值降低。大气淡水参与成岩作用等等。

众所周知，牙形石色变指标CAI也是岩石地层的地温温度计之一，而影响CAI值变化的主要因素是有效埋藏时间、埋藏深度和埋藏环境等[1]。据此看来，影响CAI的主要因素和成岩改造作用对$\delta^{18}O$的主要影响因素有很多是相同的。

本文测试了采自湖南花垣排碧剖面，中寒武统花桥组上部（11，14，16，17，19层）和上寒武统车夫组下部（20，22层）7个不同层（bed）的11个碳酸盐岩样品的$\delta^{18}O$值和$\delta^{13}C$值[2]。这些测试样品，采样点所产的副牙形石标本的内层和原牙形石标本的中层均为淡黄色（即，CAI指标等于1）。

既然这11个样品所在层位（horizon）所产的牙形石的CAI指标是相同的，那么结合以上的论述，可以推断，这11个样品所在层位的成岩改造作用大体是相同的。因而，同原始沉积时$\delta^{18}O$值相比，测出的$\delta^{18}O$值的改变幅度也大体是一致的。也就是说$\delta^{18}O$所指示古温度的相对值是有意义的，它能代表牙形动物生活时，海水温度的相对变化。

测试的11个样品的$\delta^{18}O$经计算，温度值在49℃至71℃的范围内。而牙形石色变指标CAI＝1代表的温度值范围是＜50—80℃，这与测试$\delta^{18}O$所计算出的温度值范围相吻合（表1）。既然，$\delta^{18}O$所指示古温度的相对值，能代表牙形动物生活时，海水温度的相对值，即$\delta^{18}O$值越

本文1991年1月收到，9月改回，萧品芳编辑。

表 1　同位素样品岩性、$\delta^{18}O$值及牙形石分异度

Table 1　Lithology of the isotopic samples and $\delta^{18}O$ values versus conodont diversity at species level

样　品　号	样品（采样点）岩石岩性	采样点所在层号	$\delta^{18}O$(PDB) %	牙形石分异度（种）
P 40	亮晶生屑灰岩	11	-9.370	9
P 50	亮晶生屑灰岩	14	-8.510	8
P 55	亮晶砂屑灰岩	16	-9.120	12
B 4	亮泥晶砂屑灰岩	17	-8.050	7
B 18	亮泥晶砂屑灰岩	17	-8.640	6
B 22	亮晶砂屑灰岩	17	-7.520	3
B 30	亮晶砂屑生屑灰岩	19	-8.590	8
B 33	亮泥晶生屑砂屑灰岩，局部白云岩化	20	-8.560	8
B 37	纹层状细晶灰质白云岩	22	-6.380	3
B 42	泥亮晶砂屑灰岩	22	-9.950	9
B 44	亮晶生屑灰岩	22	-9.310	6

低，当时的海水温度越高；那么，就可以探讨牙形石分异度与“古水温”之间的关系。笔者把这些样品所在层位牙形石的分异度（以种的数量为单位）和 $\delta^{18}O$（PDB）值绘在一张图上（图 1）。从图上可以看出，温度越高（“热”）牙形石分异度越大；反之，温度越低（“冷”）牙形石分异度越小。

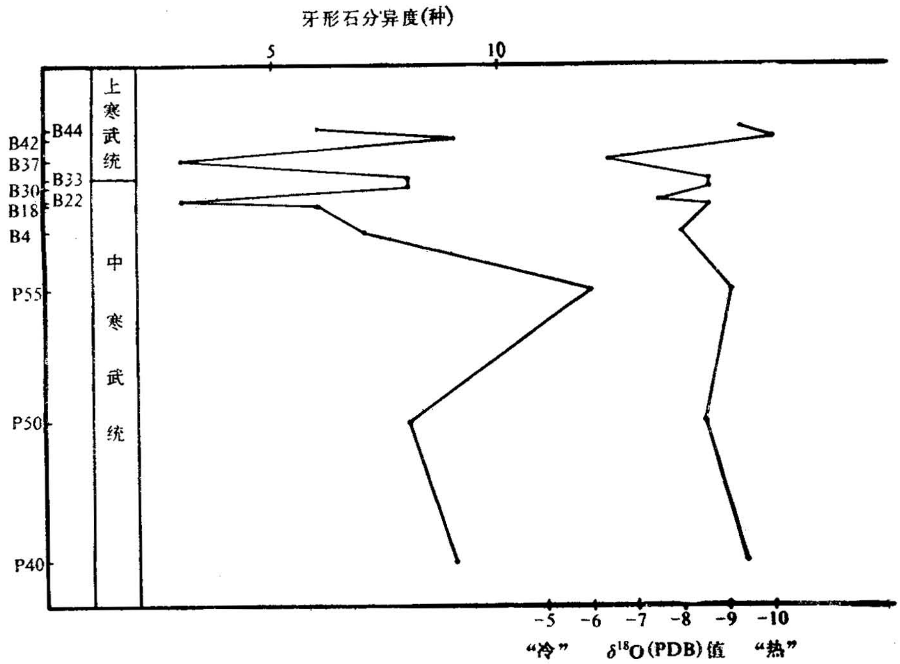

图 1　$\delta^{18}O$ 值与牙形石分异度关系图

Fig. 1　$\delta^{18}O$ values versus conodont diversity at species level

这里需要指出的是控制牙形石分异度的主要因素应是生物自身的演化规律。但在相同的演化阶段内，不同的沉积环境中，牙形石的分异度也不相同，在环境诸因素中，温度是主要因素。

最近，国外采用测定牙形石标本的 $\delta^{18}O$ 的新技术，获得了奥陶系、泥盆系和石炭系的 $\delta^{18}O$ 值，但尚未获得寒武系、志留系、二叠系和三叠系的 $\delta^{18}O$ 值。所用标本全部采自北美中部大陆分

区[3]。这项技术的依据是生物成因的磷酸盐岩比碳酸盐岩稳定，受成岩改造作用的影响较小，因而测出的 $\delta^{18}O$ 值与原始沉积时海水的 $\delta^{18}O$ 值很接近。

但是，此项技术目前还不能用于寒武纪牙形石。这是因为寒武纪的原牙形石和副牙形石与寒武纪之后各时代的真牙形石的化学成份有差异。同真牙形石相比，原牙形石和副牙形石的有机质成分含量高[4]。此外，采用此项技术测定 $\delta^{18}O$ 值的每个样品所需的磷酸盐材料为 10 mg，也就是说需要 1 000 至 6 000 个牙形石标本。在寒武纪地层采集牙形石样品，每块样品（按 3 kg 计算）分析出这么多的标本更是不可思议的。

笔者认为，今后的研究手段应是找出一种合适的生物成因的磷酸盐材料代替寒武纪牙形石标本。例如在分析处理牙形石过程中获得的副产品，几丁磷灰质的无铰纲腕足类和其它个体较大的磷酸盐成分的硬壳化石。这方面的工作有待今后进行探索。

本文曾得到卢衍豪、安太庠教授的指导。北京大学化学系李文军博士代为测试氧碳同位素，均此致谢。

参 考 文 献

1 Epstein A G, Epstein J B, Harris L D. Conodont color alteration——an index to organic metamorphism. U. S. Geological Survey Professional Paper. 1977, (995): 1—27.

2 董熙平. 一个潜在的中、上寒武统候选界线层型剖面——介绍湖南花垣排碧剖面. 地质学报，1990，64(1)：62—79，图版3.

3 Geitgey J E, Carr T R. Temperature as a Factor Affecting Conodont Diversity and Distribution. In: Ronald L. Austin. ed. Conodont: Investigative Techniques and Applications. 1987. 241—255.

4 Müller K J, Nogami Y. Über den Feinbau der Conodonten. Memoirs of The Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology and Mineral. 1971, 38: 1—87, pls. 1—22.

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE RELATIVE VALUES OF THE PALAEOTEMPERATURE INDICATED BY $\delta^{18}O$ AND CAMBRIAN CONODONT DIVERSITY

Dong Xiping

(Department of Geology, Beijing University, Beijing)

Abstract

$\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values were measured upon eleven carbonate samples collected in the Middle-Upper Cambrian in Huayuan, Hunan. Because of the secular influence of diagenesis, the measured $\delta^{18}O$ values can not be applied to the calculation of the absolute values of palaeotemperature.

The main factors for the influence of diagenesis on $\delta^{18}O$ are as follows: time (effect), depth of buiial, and the participation of atmosphereic air and fresh water in diagenesis.

The main factors for affecting CAI are depth and duration of burial. On these grounds, the main factors for affecting CAI are generally the same in many aspects as those for affecting $\delta^{18}O$.

The horizons of the analysed isotopic samples yield conodonts which all have a CAI of only 1. In view of the above, It may be inferred that the horizons of the analysed eleven samples should have undergone approximatelly identical diagensis. In other words, the measured $\delta^{18}O$ values have changed within nearly the same range, as compared with the primary $\delta^{18}O$ values. Consequently, they may be applied to the indication of the relative values of palaeotemperature. As is shown in Fig. 1, the warmer the marine water was, the higher the conodont diversity was, and the cooler, the lower.

At present, the new technique of oxygen-isotope measurements of conodonts[3] can not be applied to Cambrian conodonts, because it is impossible to recover 1000—6000 conodont specimens to meet the reqiurement of such measurements in per conodont sample (average 3 kg) in Cambrian strata. It is suggested that a suitable biogenic phosphate rock material be used in-place of Cambrian conodont specimens in the future resarch.

Kay words: $\delta^{18}O$, palaeotemperature, conodont diversity

作 者 简 介

董熙平 生于 1944 年，1967 年毕业于北京大学地质系。1981 年在中国科学院南京地质古生物研究所研究生毕业，获硕士学位。1988 年在北京大学地质系获博士学位。现任北京大学地质系副教授。主要从事牙形石等微体化石的研究工作。通讯地址：北京大学地质系，邮政编码：100871。