

太平洋中部沉积柱样中镁铝含量比的研究

张士三 陈承惠

(国家海洋局第三海洋研究所, 厦门)

通过对太平洋中部美拉尼西亚海盆中L₁₀₀₇和L₁₀₂₆两个沉积柱样的镁铝含量比 m 值($m = 100 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$)研究,证实了在深海沉积物中, m 值的变化特征受沉积物形成时的沉积环境所制约.同时反映出深海沉积物的高 m 值与冰期相对应,而陆相沉积物的高 m 值与干燥气候相对应.

一、沉积柱样的岩性特征

本文所研究的沉积柱样为1978年国家海洋局取自太平洋中部美拉尼西亚海盆,L₁₀₀₇柱样(6°01'S,169°57'E;水深3434.6m)长416cm,为乳白色钙质软泥.结构均一.主要由浮游有孔虫壳体和超微化石组成^[1].各层次的碳酸盐含量均在80%以上.L₁₀₂₆柱样(8°01'S,173°18'E;水深5373m)长419cm,为深褐色粘土与乳白色钙质软泥互层组成.其中钙质超微化石和浮游有孔虫壳体保存不佳,含量也比L₁₀₀₇样少.柱样顶部的深褐色粘土层富含喜暖放射虫群,其下部乳白色钙质软泥层则为亚热带、温带性的浮游有孔虫和广温性钙质超微化石^[2].其碳酸盐含量是,深褐色粘土的碳酸盐含量普遍低于10%,乳白色钙质软泥的碳酸盐含量为60%--80%.

二、沉积物的 m 值

所谓沉积物的 m 值,即 $m = 100 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$,MgO,Al₂O₃为沉积物的重量百分比.

沉积柱样取样分析方法:L₁₀₀₇样是按20cm间距,并取20cm的中间段5cm作为MgO、Al₂O₃的分析样.L₁₀₂₆样除在两层交界处取样各有长短之外,其余的基本上也是按L₁₀₀₇样方法取分析样.

两个沉积柱样的 m 值变化曲线(图1)有如下的共同特征:(1)自上而下都有3个大于40的高值区,且分布次序相同;(2)都有1个小于20的低值区,并且都在第一、二高值区之间;(3)两个柱样的 m 值变化曲线特征相似,且具有可比性.

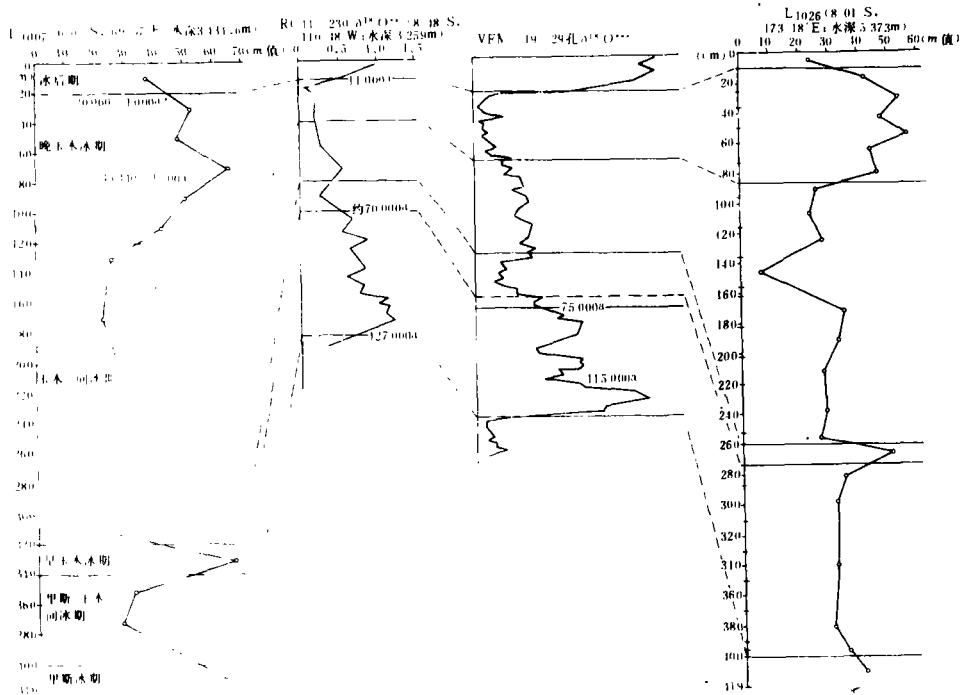


图1 L1007、L1026柱样 m 值与RC11-230、VEMA19-29孔 $\delta^{18}O$ 曲线对比图

三、讨 论

(一) 沉积物 m 值所反映的信息

通过对各类沉积物 m 值的对比研究发现,沉积物 m 值的大小与沉积环境中水体的盐度有关,即水体的盐度大,沉积物 m 值亦较大。如河口区沉积物 m 值与沉积区底层水的平均盐度呈指数关系($m = 0.029e^{0.193}$)^[3];潮滩沉积物的 m 值略大于附近水下沉积物的 m 值^[4];内陆湖泊,进入盐湖阶段后的沉积物 m 值比未成盐湖阶段的沉积物 m 值要大(图2)^[5,6];陆表海及潟湖中碳酸盐岩 m 值大于500^[7]等。这些均反映出 m 值与沉积环境中水体的盐度有密切的关系。

m 值之所以与水体盐度关系密切,是因为水体的盐度(或矿化度)高,镁离子含量也相对较高^[8,9],而水体中可溶性铝却与镁相反。显然,水体中镁、铝的含量特征自然会反映在沉积物中。这就是沉积环境中水体的盐度高,沉积物 m 值也高的根本原因所在。因此,沉积物 m 值所反映的信息,是沉积环境中能直接作用于沉积物的水体的盐度(或矿化度)

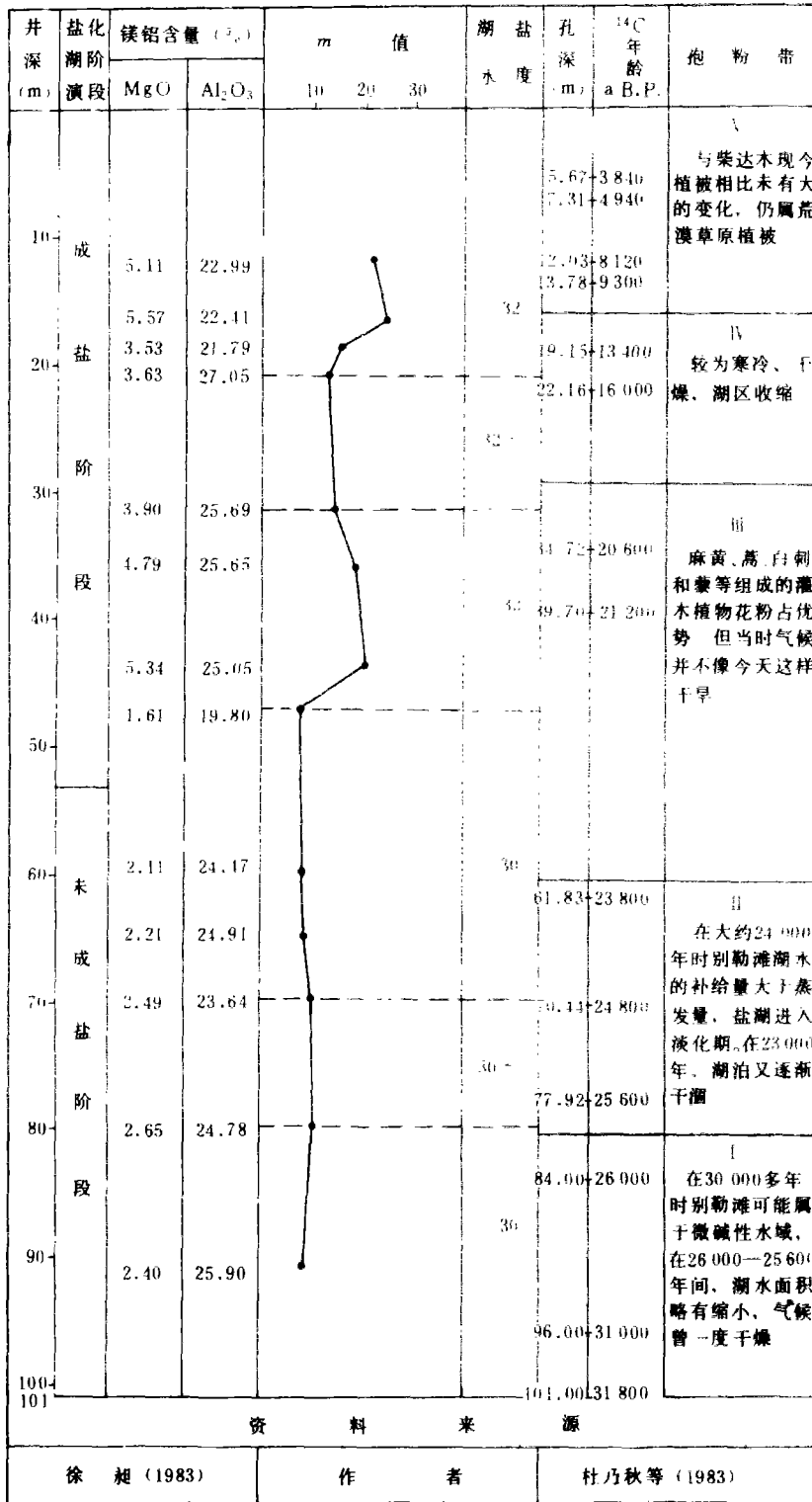


图2 大别勒湖钻孔粘土矿物和孢粉分析结果与m值对比

徐 昶 (1983)

作 者

杜乃秋等 (1983)

的状况。

生物堆积(生物壳体或生物屑堆积)会在一定程度上提高 m 值, 因为生物具有富集镁的能力。但在沉积物形成过程中, 依然受沉积环境制约, 如碳酸盐的保存和溶解就是一例。就碳酸盐溶解而言, 根据堀部纯男等的研究, 在水温相同的条件下, 盐度低, CO_2 的溶解量大, 从而降低水体的 pH。pH 低的水体有利于碳酸盐的溶解, 致使 MgO 含量降低, 故 m 值变小。因此, 即使在生物性的堆积物中, 其 m 值仍然能反映出沉积区水体的盐度状况。

根据现有的认识, 能够造成沉积环境中水体盐度增大的自然因素主要有两类: 一类是水体的蒸发作用。有利于蒸发作用的条件, 是高气温和干旱气候。另一类是水体的冷却作用。尤其是海水, 冰点以下的海水随水温降低, 因水体液态量减少而盐度迅速增大, 且整个液态水体的离子浓度也都随之增加(表 1)^[10]。

表 1 冷却海水时 Mg、Ca、Cl 的含量变化*

冰点 (°C)	盐 水 (g)	Mg ($\times 10^{-3}$)	Ca ($\times 10^{-3}$)	Cl ($\times 10^{-3}$)
-2.20	696.2	1.65	0.48	22.80
-4.40	309.4	3.19	0.86	42.71
-5.50	212.3	3.92	1.02	51.18
-6.10	205.9	4.34	1.11	56.49
-6.90	147.1	4.83	1.21	62.41
-8.30	89.9	5.66	1.38	71.89
-8.60	68.7	5.81	1.42	74.47
-9.60	79.3	6.31	1.54	81.01
-10.60	66.1	6.79	1.65	87.31
-10.75	49.3	6.83	1.66	87.98
-13.10	39.3	7.74	1.89	99.73
-14.70	27.8	8.29	2.03	107.08

* 根据堀部纯男等(崔清晨等译, 1983)的资料。

(二) L_{1007} 、 L_{1026} 柱样 m 值的主要影响因素

1. m 值变化曲线与有关柱样 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线比较

根据更新世以来沉积层的众多研究结果, 一致认为距今一万多年以来是全球性气候转暖阶段, 即冰后期。而在约 70—10ka B.P. 为玉木冰期, 由 L_{1007} 样 ^{14}C 测年数据(20 060a、35 340a) 即表明为玉木冰期。和 RC11—230 及 VEMA 19—29 柱样的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[11] 变化曲线(见图 1) 相比较可知, 由玉木冰期向冰后期转变时, m 值由大变小。

2. L_{1007} 样的硅藻分析结果^[12] 与 m 值比较

由 L_{1007} 样的硅藻分析结果, 0—30cm 沉积物中, 按其丰度值较高及结节圆筛藻 $< 60\mu\text{m} / < 20\mu\text{m}$ 的低比值特征, 认为该沉积层时代属全新世(即冰后期); 30—80cm 硅藻丰度值低及 $< 60\mu\text{m} / < 20\mu\text{m}$ 最高比值的特征, 认为是玉木冰期的沉积层。这与上述冰期沉积物 m 值大于 40, 冰后期沉积物 m 值小于 40 的特征相一致。

3. L_{1026} 样的碳酸盐旋回与 m 值比较

根据汪品先等(1986) “ L_{1026} 柱状样的顶层(0—10cm) 虽然富含放射虫, 但浮游有孔虫却全然不见, 而第二层(10—85cm) 浮游有孔虫与钙质超微化石大量出现, 明显地反映出冰后期溶解作用强烈, 而在末次冰期作用减弱的差异”^[13] 的判断, 其中所指的第二层, 也正是 m 值大于 40 的一个高值区。表明冰期有利于碳酸盐物质的保存, m 值较高; 而间冰期有利于碳酸盐溶解, m 值较小。

由上述对比可以确证, m 值大于40的沉积物为冰期阶段所形成的。

(三) 冰期影响沉积物 m 值的机理

1. 海水的冷却作用

由表1可看到, 海水在冷却过程中, 氯离子、镁离子和其他离子浓度迅速增加。由于沉积物和水体处在同一个地球化学环境中, 而离子行为在同一个地球化学环境中需要保持一定的平衡状态, 因此, 水体中镁离子浓度的增加, 同时也反映在沉积物中。冰期会提高南极附近水体的盐度, 是增大沉积物 m 值的原因之一。

2. 地理位置

研究区处于 6°S 以南, 根据堀部纯男等的研究, 沉积区正处在南极底层水的影响范围之内。南极底层水来自南极陆架, 以低温低盐(可能pH也低)为特征。显然, 在冰期, 南极底层水的影响势力和范围比间冰期要小。所以, 在冰期沉积区可能受盐度较高的深层水(或深层普遍水)影响较大, 故沉积物 m 值也会相对较大。反之, 在间冰期, 由于南极冰融化, 南极底层水的势力扩大, 从而对沉积区的影响也比较大。当沉积区处在低温低盐的海水控制之下时, 沉积物的 m 值自然也会相对较小。

关于南极底层水的影响, 可从两个柱样的 m 最小值得到证实。L₁₀₂₆ 样的 m 最小值为7.0, 由 m 值与沉积环境中水体盐度的关系可知, 当时的水体盐度低于29。L₁₀₀₇ 样的 m 最小值为17.9, 表明当时的水体盐度大于33。从采样时的水深来看, L₁₀₂₆ 站的水深比L₁₀₀₇ 站大。而从两个柱样的岩性和碳酸盐含量情况, 表明L₁₀₂₆ 和L₁₀₀₇ 两个柱样在其相同时期的沉积物形成过程中, L₁₀₂₆ 站的水深始终处在比L₁₀₀₇ 站较深的位置。由此证明低盐水是来自底层。能够造成美拉尼西亚海盆底部盐度如此低的海水, 只能是南极底层水, 而且也只有南极冰融化量较大, 或由于海流的缘故, 将大量的南极底层水带入美拉尼西亚海盆时, 才有可能出现。

此外, 由于南极底层水低温低盐, 有利于提高水体中 CO_2 的总量, 从而降低水体的pH。根据间冰期沉积物碳酸盐溶解作用较为强烈, 证实南极底层水pH较低的特征。

由上述可看出, 在冰期, 由于海面下降, 沉积区海水盐度较高, 南极底层水影响较小, 碳酸盐易于保存等, 这些均有利于提高 m 值, 因此, 在冰期所形成的沉积物, m 值较大。

(四) 与洛川黄土剖面的 m 值对比

为了说明或证实上述判断的可靠性, 这里引入陕西洛川黄土剖面^[14](刘东生等, 1964)来进行对比和作进一步的讨论。

图3是根据原图所提供的 MgO 、 Al_2O_3 含量值作成的。由图上 m 值变化曲线及测年数值可以看到, m 值变化曲线与上述的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线在变化趋势方面是一致的。这是因为洛川黄土的沉积环境中水体的盐度主要受制因素是蒸发作用。显然, 温热、干旱的气候条件是有利于加强蒸发作用的, 而较强的蒸发作用又有利于提高水体的盐度。根据 m 值与沉积环境中水体盐度的关系, 所以, 洛川黄土的 m 值变化曲线与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线能够相似或趋势相一致。

此外, 从图2盐湖沉积物的 m 值变化曲线及测年数值来看, 也有与洛川黄土剖面 m 值

变化曲线相类似的特征，即较高的 m 值对应较温暖或干旱的气候。

由上面的对比可看出，洛川黄土剖面的 m 值变化曲线与 L₁₀₀₇、L₁₀₂₆ 两个柱样的 m 值恰好相反，其原因是沉积环境中水体盐度变化的制约因素不同。由此可见，沉积物 m 值的变化特征并非某种偶然的巧合，而恰恰是沉积环境特征的一种反映，或者说是储存在沉积物中的地球化学环境的信息。因此也证明，上述所作的判断是具有一定的可靠性的。

四、沉积地层的划分

由于沉积物 m 值的变化曲线具有上述的特征，因此通过与一些已知的剖面或柱样对比，可进行地层划分方面的工作。

利用沉积物 m 值的变化曲线来划分地层，实为初次涉足。由于两个沉积柱样的 m 值变化曲线的特征非常清楚，引起 m 值变化的制约因素业已确证。所以，通过与 RC11-230、VEMA19-29 柱样的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线及洛川黄土剖面的 m 值变化曲线相比较，初步判断 L₁₀₀₇、L₁₀₂₆ 两个柱样均为早于 127ka B.P. 以来的沉积，即为里斯冰期末，经历里斯—玉木间冰期、玉木冰期和冰后期的沉积物（见图 1）。

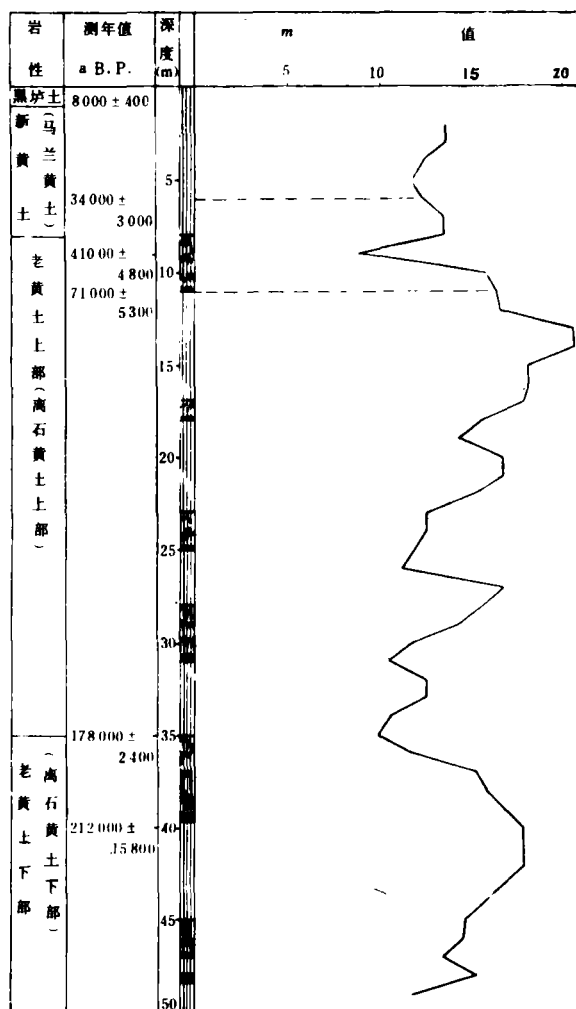


图 3 洛川黄土剖面的 m 值变化曲线 [据刘东生等 (1964) 资料绘制]

五、结 语

1. 由于沉积环境的不同，决定了 MgO 、 Al_2O_3 在沉积物中含量分配的差异，从而有不同的 m 值。由此， m 值成为沉积环境的一种信息值，即 m 值可以作判别沉积环境的一种指标值。

2. m 值能够反映沉积环境的特征，主要是通过 m 值与沉积环境中水体的盐度变化来

实现的。而沉积环境中水体的盐度变化又受制于自然因素。所以,通过对 m 值变化曲线的分析,可间接地反映某些自然因素的状况。

3. 第四纪冰期变化是太平洋中部深海沉积物 m 值变化的制约因素。

4. 根据 m 值变化曲线,初步判定 L_{1007} 、 L_{1026} 两个沉积柱样为早于127ka B.P.以来的沉积物。

参 考 文 献

- [1] 汪品先等, 热带太平洋 L_{1007} 深海柱状样的微体化石与地层研究, 海洋地质研究, 1 (1981), 2: 1—8.
- [2] 汪品先等, 太平洋美拉尼西亚海盆深海碳酸盐溶解旋回的初步研究, 海洋与湖沼, 13 (1982), 5: 389—392.
- [3] 张士三, 厦门港及九龙江口沉积物中镁铝含量比的研究, 台湾海峡, 3 (1984), 1: 44—47.
- [4] 张士三, 福建海岸带潮间带与水下现代沉积物中镁铝含量比的变化, 台湾海峡, 8 (1989), 1: 31—32.
- [5] 徐 昶, 柴达木盆地某些盐湖沉积剖面中粘土矿物的初步研究, 沉积学报, 1 (1983), 3: 124.
- [6] 杜乃秋等, 青海柴达木盆地察尔汗盐湖的孢粉组合及其在地理和植物学的意义, 植物学报, 25 (1983), 3: 275—281.
- [7] 张士三, 沉积岩层中镁铝含量比的研究及其应用, 矿物岩石地球化学通讯, 1988, 2: 112—113.
- [8] M. B. 克莲诺娃著, 梁元博等译, 海洋地质学, 地质出版社, 1959, 129.
- [9] K. E. 比契叶娃著, 彭立红译, 地下水按矿化特征分类, 水文地球化学, 地质出版社, 1981, 55—56.
- [10] 堀部纯男等著, 崔清晨等译, 海水化学, 科学出版社, 1983, 158—176, 272, 331, 349.
- [11] 杨怀仁等, 中国东部第四纪海面升降、海侵海退与岸线变迁, 海洋地质与第四纪地质, 5 (1985), 4: 72.
- [12] 蓝东兆等, 太平洋美拉尼西亚海盆 L_{1007} 柱样硅藻地层学的初步研究, 海洋通报, 5 (1986), 1: 48—50.
- [13] 汪品先等, 赤道太平洋 L_{1026} 深海柱样的生物地层研究与碳酸盐旋回, 中国第四纪研究, 7 (1986), 2: 10—16.
- [14] 刘东生等著, 黄河中游黄土, 科学出版社, 1964, 192.