文章编号:1000-0550(2004)02-0337-06

# 南海渐新世以来粘土矿物的演变特征及意义①

唐　松　邵　磊　赵泉鸿
(同济大学海洋地质教育部重点实验室　上海　200092)

**摘　要**　通过对南海北部 ODP184 航次 1148 站 32.8Ma 以来深海沉积物中粘土矿物组成及其变化特征的分析,发现以 15.5 Ma 为界,下部沉积物粘土矿物组成中蒙脱石含量高达 70 %,上部则以伊利石和绿泥石逐步增高、蒙脱石含量明显下降为特征,揭示出该区深海沉积物中粘土矿物演变可以分为 32.8～15.5 Ma 的构造控制期和 15.5 Ma 以来的气候控制期。在构造控制期,粘土矿物成分记录了南海扩张演变的历史;而在气候控制期,粘土矿物特征除反映出南海北部周边总体降温的过程外,还显示了 3 Ma 的突然降温,与该站底栖有孔虫氧同位素资料反映的全球气候变化具有很好的对比性。

**关键词**　南海　粘土矿物　构造　气候变化　ODP1148
**第一作者简介**　唐松　男　1979 年出生　硕士研究生　海洋地质学
**中图分类号**　P736.21　**文献标识码**　A

风化土壤中的粘土矿物含量主要受当时陆地上的气候控制,而陆源粘土经搬运后,可输送较远距离,使得粘土矿物在海洋沉积中广泛分布,特别在埋藏深度小于 2 000～3 000 m 的海底沉积中,粘土矿物很少或不受成岩作用改造,受火山 - 热液影响也很小,所以,它对相应时期源区的古气候有很好的指示作用[1～3]。构造活动对粘土矿物含量特征也有很大影响。在构造稳定期,海底沉积中各粘土矿物的含量变化也比较稳定;而当构造活动强烈时,各粘土矿物含量的变化明显增大,同时,粘土矿物中所包含的气候信息将会受到破坏,甚至消失,所表现出的特征主要受构造活动的影响[1]。特别是盆地形成过程中,随着盆地扩张、沉降等使陆源区剥蚀加强,源区成分发生改变,从而导致粘土矿物组成及其搬运状态都会发生相应变化,使沉积的粘土矿物表现出一些特有的特征。比如北太平洋洋盆初始拉张,使陆缘不稳定进而剥蚀加强,粘土矿物中伊利石、绿泥石等矿物就大量富集[4]。所以,沉积物中粘土矿物特征可反映与盆地相邻的陆区古环境变化以及盆地本身的演化过程[1]。ODP184 航次 1148 站在南海北部陆坡区揭穿了约 32.8 Ma 的地层,本文将对该站沉积物中各粘土矿物的相对含量及其比值进行分析,揭示渐新世以来南海粘土矿物的演变特征,探讨其中包含的构造及古气候信息。

## 1　样品及处理方法

1148 站位于南海北部东沙海区(18°50.17′N,116°33.93′E,水深 3 308 m)(图 1),样品取自孔深 5

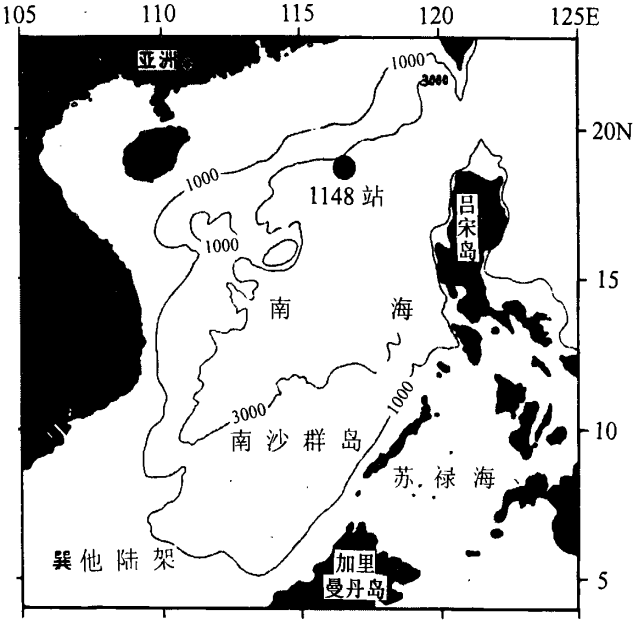


图 1　ODP1148 站站位图
Fig. 1　The location of ODP Site 1148

① 国家自然科学基金项目(批准号:49999560,40276019)和国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)资助。
收稿日期:2003-05-28;收修改稿日期:2003-11-24

至 850 mcd(综合深度,以下简称 m),涵盖时代范围0.7～- 32.8 Ma,在井深约 478 m 处有一明显的沉积间断,对应时代为约 26～27 Ma[5,26]。此次粘土矿物分析总共选取样品 140 个,其中 50～697m 段取样 126 个,其它 14 个则取自 697～850 m 段,平均取样间距5.7 m。

粘土矿物分析方法是采取沉降法提取 < 2μm 的粘土颗粒,制成定向样后,进行 X 射线衍射(XRD)分析[6~8]。样品处理在同济大学海洋地质教育部重点实验室完成。在分析过程中,主要制备了三种定向样(自然样,高温样和乙二醇样),具体方法见张乃娴等[7]。XRD 分析使用 Philips PW1710 衍射仪,CuKα 辐射,管压 40KV,管流 20mA,采取连续扫描方式。

## 2 数据分析及结果

粘土矿物的定性及半定量分析是利用 X 衍射仪测得的数据结果结合 Macdiff 软件进行的。定性分析[6~8]主要是通过对比三种不同测试条件下得到的衍射曲线特征,鉴别出样品中所含粘土矿物的种类(图 2)。与自然曲线比较,乙二醇曲线出现 17Ù衍射峰,而高温曲线 10DÙ衍射峰增强,说明样品中蒙脱石(S)的存在;14Ù衍射峰在三种曲线中强度基本不变,但在高温样中 d 值略有减小,3.54Ù衍射峰在自然曲线和乙二醇曲线中也可分辨出,并且强度也基本保持不变,则说明样品中含绿泥石(C);7Ù衍射峰在自然样和乙二醇样中强度相当,而在高温样中明显减小,指示了高岭石(K)的存在;而乙二醇样和自然样中 10Ù、5Ù衍射峰则反映了伊利石(I)不同晶面对 X 射线的反射。上述特征在各样品的衍射曲线中都有显示,指示了样品中粘土矿物以伊利石、蒙脱石、高岭石和绿泥石为主。粘土矿物相对含量的计算是在乙二醇曲线上进行,主要借助了(001)晶面衍射峰的积分强度(用 Macdiff 软件获得各衍射峰的面积)。在具体计算过程中,蒙脱石和伊利石的相对含量分别用 17Ù衍射峰和 10Ù衍射峰的面积表示,高岭石和绿泥石相对含量之和采用了 7Ù峰强的面积,然后再利用 3.57Ù和 3.54Ù峰面积的比值计算出样品中高岭石和蒙脱石各自的相对含量。

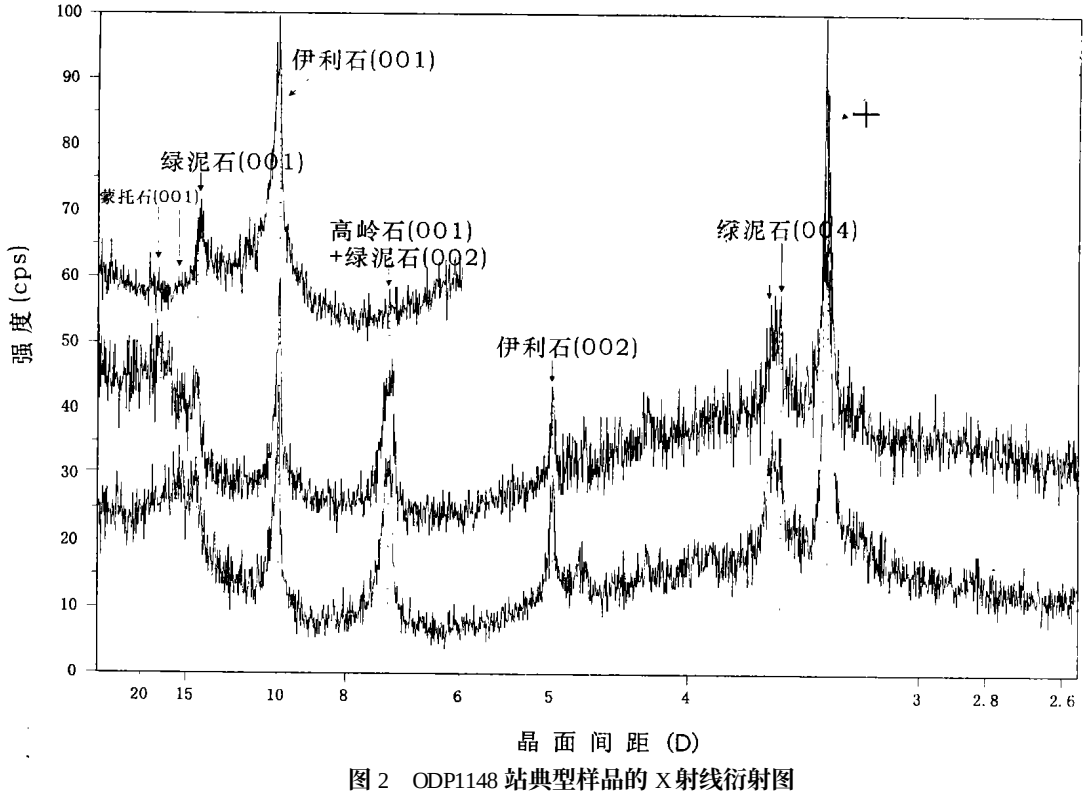


图 2 ODP1148 站典型样品的 X 射线衍射图

Fig. 2 The X-ray diffraction profile of the typical sample of ODP Site 1148

通过数据处理得出沉积物样品中各粘土矿物相对含量的深度分布,再根据已知的年龄框架[5],通过内插法获得 1148 孔 32.8 Ma 以来粘土矿物含量的年龄分布(图 3)。从图中可以看出,蒙脱石含量在沉积物中最高,全孔平均含量为 55 %,并且变化幅度最大,在 8 %至 91 %之间;其次为伊利石,平均含量 20 %,变化范围为 2 %～48 %。高岭石和绿泥石的平均含量分别为 13 %和 12 %,变化幅度相对较小,在 13 %～41 %。就总体变化趋势而言,伊利石和绿泥石基本一致,32.8 Ma 以来呈现上升的趋势;蒙脱石的变化方向则相反,

呈下降趋势。也正是这种变化趋势,使得渐新世和早中新世沉积中粘土矿物以蒙脱石占绝对优势,逐渐转变到第四纪以伊利石和绿泥石为主,而最显著的变化发生分别发生在 31.0 Ma、15.5 Ma 和 3.0 Ma 三个时间面。高岭石含量变化在 15.5 Ma 之前与伊利石有些类似,呈上升的趋势;15.5 Ma 之后则与蒙脱石接近,呈逐步下降趋势。蒙脱石/伊利石(S/I)含量比值在渐新世和中新世最早期(31～23 Ma)最高,并且呈现为高频宽幅波动;23 Ma 之后,比值显著下降,同时波动趋于平缓。

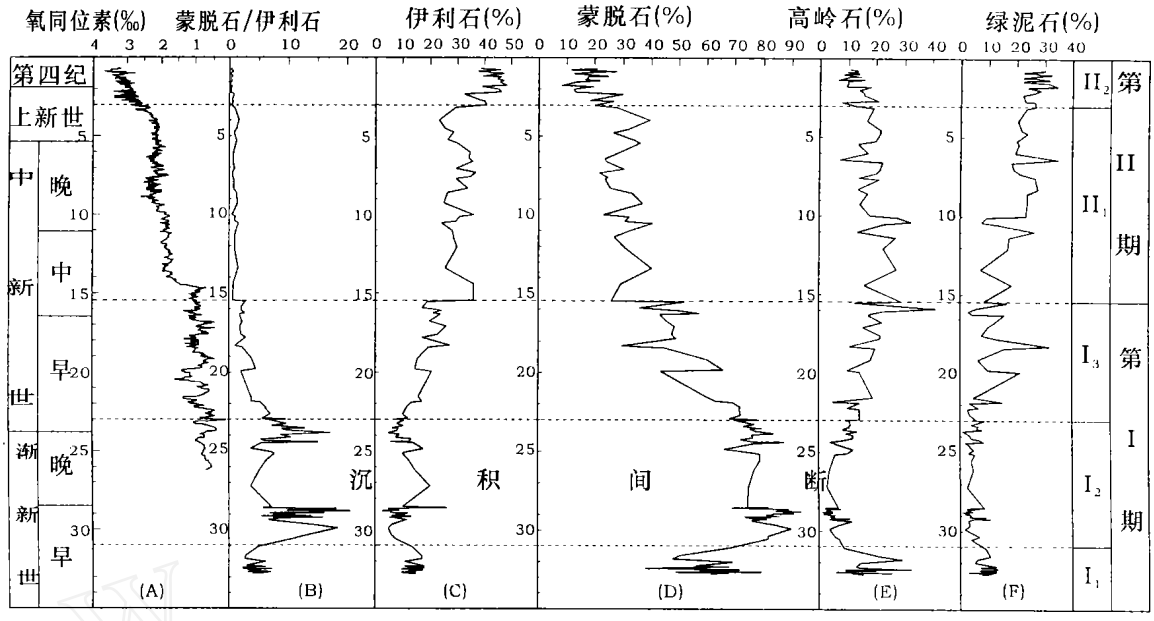


图 3　南海 ODP1148 站底栖有孔虫氧同位素曲线(A)、粘土矿物 S/I 含量比值(B)、和伊利石(C)、蒙脱石(D)、高岭石(E)、绿泥石(F)相对含量变化对比

Fig. 3　The abundance of clay mineral (C), (D), (E), (F) and the ratio of S/I (B) in ODP Site 1148 and their comparison with the $\delta^{18}O$ curve of benthic foraminifera (A)

1148 孔粘土矿物含量和 S/I 比值的变化,分别在 31.0 Ma、23.0 Ma、15.5 Ma 和 3.0 Ma 等处最为明显。其中以 15.5 Ma 为界,最为突出反映了伊利石和蒙脱石含量变化的明显差异。此外,从粘土矿物含量和 S/I 比值变化的稳定性来看,15.5 Ma 之前变化幅度比较大,之后则比较稳定。因此,以 15.5 Ma 为界,将 1148 孔划分为 I、II两期,其中 I期内又划分为 $I_1$、$I_2$ 和 $I_3$ 三个亚期,II期包含 $II_1$ 和 $II_2$ 二个亚期。表 1 列出了各期粘土矿物含量和 S/I 比值的平均值。

海底沉积中的伊利石、绿泥石主要有两种来源[1]:(1)陆缘斜坡出露的风化较弱的变质岩或深成岩剥蚀后提供的岩屑可提供大量伊利石、绿泥石;(2)在一定埋藏深度(大于 3 000 m)成岩作用对伊利石、绿泥石的形成也有很大影响。高岭石则被认为常由陆表经强烈的化学风化和成壤作用形成[1]。而蒙脱石则主要有以下几种可能的来源[1]:(1)强水解作用条件下粘土的再改造,(2)出露在大气中的火山物质的风化剥蚀和再改造,(3)火山物质在海底改造后分解而成,(4)碱性蒸发盆地中蒙脱石的沉淀再改造可形成多种 Mg 蒙脱石,(5)浅变质岩(特别是富碳酸盐的岩石)中蒙脱石的保存。南海北部 1148 站所取样品最大埋藏深度不超过 900 m,因此,伊利石、绿泥石受成岩作用其影响较小,应主要由陆源剥蚀提供。而南海北部大陆边缘地带中生代火山岛弧中火山岩系发育,因此推断 1148 站

表 1　ODP1148 孔各带粘土矿物含量和 S/I 比值平均值统计

Table 1　Content of clay minerals and average S/I ratio in borehole ODP1148

| 分期 | 深度 / mcd | 年龄 / Ma | 伊利石 / % | 蒙脱石 / % | 高岭石 / % | 绿泥石 / % | S/I 比值 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $II_2$ | 0～157 | 0～3 | 42.4 | 18.3 | 12.4 | 26.8 | 0.4 |
| $II_1$ | 157 - ～323 | 3～15.5 | 30.5 | 29.6 | 19.6 | 20.3 | 1.0 |
| $I_3$ | 323～441 | 15.5～23 | 18.6 | 54.1 | 16.9 | 10.3 | 3.3 |
| $I_2$ | 441～668 | 23～31 | 9.3 | 80.0 | 6.4 | 4.3 | 10.6 |
| $I_1$ | 668～857 | 31～32.8 | 13.9 | 59.5 | 17.1 | 9.5 | 4.6 |

沉积物中高含量的蒙脱石主要源自这些火山岩系的风化剥蚀。此外,伊利石和绿泥石多分布在高纬地区以及沙漠地区[1],绿泥石被称为"高纬度矿物"[24],因此,它们可反映干旱寒冷的气候;高岭石主要在低纬度地区温暖潮湿的气候下经化学风化大量形成[1],Griffin 等[24]称其为"低纬度矿物",它在世界海盆沉积中的分布也反映出气候条件对其含量的主导控制地位。蒙脱石的相对含量并不完全随气候带成规律性变化,其形成与水解作用强度密切相关,只要有充足的水分,火山物质就可风化产生蒙脱石,在温暖到冷的气候下,火山岩风化均可形成蒙脱石[1]。因此,本站沉积物中伊利石、绿泥石和高岭石对构造稳定期陆源的气候条件应该有很好的指示作用。值得说明的是,虽然不能排除部分粘土矿物来源于陆源物质机械风化的可能性,但总体而言,陆源物质中包含的粘土矿物特征仍可在很大程度上较好的反应相关的气候信息。南海 ODP1146 站沉积物中粘土矿物含量就表现出明显的冰期旋回变化,伊利石、绿泥石和高龄石含量在冰期时增高,而蒙脱石含量在间冰期时增高[29]。

## 3 讨论

大量资料[9~12,15~19]表明,南海在白垩纪 - 始新世和渐新世 - 中新世经历过两次扩张时期,而海盆主体是在第二次扩张期由主体南北向的扩张形成。根据古地磁资料[10,12~14],南海此次扩张开始于磁异常 $I_1$ 期,结束于 5c 期,时代为 30～16.7 Ma,并且在磁异常 7/6 期即 25～23 Ma 期间扩张轴发生了"南跃",为南海构造演化中一次最为重大的构造运动[5]。在南海洋盆扩张期间,南海构造活动频繁,造成了 27～26 Ma 期间沉积记录的缺失[5][26],相应的源区成份也发生相应变更,致使相邻海盆沉积中粘土矿物所包含的气候信息遭到破坏甚至消失。而在构造稳定期,粘土矿物的特征则主要反映了周边陆地的气候变化。因此,可以认为 1148 站沉积物第 I 期(32.8～15.5 Ma)的粘土矿物含量变化主要受南海的第二次扩张影响,为构造控制期,而 15.5 Ma 以来的第 II 期应为气候控制期。

### 3.1 第 I 期(32.8～15.5 Ma)

第 I 期中粘土矿物分布具以下三个特征:首先在成分上以蒙脱石占绝对优势,其平均含量高达 70 %;其次是具高的 S/I 比值(7.7);第三是蒙脱石含量和 S/I 比值呈现较大的波动。第 I 期又以 31 Ma 和 23 Ma 为界,进一步划分为 $I_1$ 亚期(32.8～31 Ma)、$I_2$ 亚期(31～23 Ma)和 $I_3$ 亚期(23～15.5 Ma)。

#### 3.1.1 $I_1$ 亚期(32.8～31 Ma) - 南海扩张前期

沉积中的粘土矿物以蒙脱石为主,平均含量 59.5 %;高岭石含量次之(17.1 %);伊利石和绿泥石的含量相对较少。高岭石主要代表了较强的水解条件,常为温暖湿润气候条件的产物;伊利石和绿泥石则主要代表了干冷的气候[1,23]。据此,推测早渐新世早期的气候相对暖湿,它们所反映的气候信息与全球深海钻孔的氧同位素资料反映的结果[19,20]一致。

#### 3.1.2 $I_2$ 亚期(31～23 Ma) - 南海构造活动剧烈期

在 31 Ma 前后,各粘土矿物相对含量发生了明显变化,高岭石含量降低为全孔的最低段、而蒙脱石的含量快速升高,蒙脱石/伊利石比值明显增大,伊利石和绿泥石含量略有减少。在 30 Ma 此次变化达到顶峰。南海北部浅海区孢粉记录显示在渐新世曾发生过气候从热湿到较为凉干的变化[25],粘土矿物类型的转变正是这一气候转型事件的具体反映,尤其表现在高岭石含量的降低上。研究表明[4],当时南海处于裂谷阶段,沉积物主要来源于沿岸剥蚀,即由中生代火山岛弧地体提供物源。因此,沉积物中蒙脱石的相对含量的明显增加很可能是受这种物源特征影响所致。

在 $I_2$ 亚期(不考虑 27～26 Ma 的沉积间断),沉积物中蒙脱石的平均含量高达 80 %,伊利石、高岭石和绿泥石的含量分别降至全孔的最低值。这是因为南海北部 1148 孔沉积物主要来自华南地块的剥蚀,在其扩张早期,发育在华南地块南缘的中生代火山岛弧是沉积物的主要来源[4],从而使得沉积物中的粘土矿物以蒙脱石占主导地位。此外,蒙脱石和伊利石的相对含量以及蒙脱石/伊利石比值上在 $I_2$ 期变化幅度较强烈,尤其在 30 Ma, 28.5 Ma, 25.5 Ma 和以及 23.8 Ma 出现几次明显的突变。推测与南海几次强烈的构造活动相对应[26],其中后两次的突变与 25～23 Ma 时期南海扩张轴发生由 E - W 方向延伸转为 SSW - NNE 向延伸的"南跃"事件相关。推测构造活动以及相应沉积物源区的改变是造成沉积物粘土矿物记录中表现出上述"突变"的主要原因。

#### 3.1.2 $I_3$ 亚期(23～15.5 Ma) - 南海构造活动减弱期

发生在该时期中的最突出现象是,沉积物中蒙脱石含量和蒙脱石/伊利石比值显著降低,而伊利石、高岭石和绿泥石含量总体升高。蒙脱石含量由 23 Ma 的 77 %降至 15.5 Ma 的 50 %左右,但其平均含量仍然高达 54.1 %。伊利石、高岭石和绿泥石的平均含量则分别上升了 9 %、10 %和 6 %。粘土矿物的这种变化主要是由于沉积物源区的变化造成的。在南海扩张轴发生"南跃"之后,构造活动逐渐变弱,陆缘剥蚀也逐渐稳定发育。随着南海盆地扩张加大,剥蚀区范围逐步扩大,由地块边缘地区逐渐向较老的华南古陆内部推移,渐渐远离海岸带中生代火山岛弧岩系[4]。正是由于剥蚀

源区的这种变化,使沉积物中蒙脱石的含量逐渐降低,而高岭石、伊利石的相对含量随之升高。

### 3.2　第 Ⅱ期(15.5 ～0 Ma)

在 Ⅰ/ Ⅱ期分界的 15.5 Ma 时,沉积物发生了显著的转变,主要反映为蒙脱石含量快速下降和伊利石含量快速上升,粘土矿物的优势成分由 Ⅰ期的蒙脱石转变至 Ⅱ期的伊利石。同时,蒙脱石/伊利石比值进一步降低(图 3)。这种变化很可能指示了南海扩张的结束。1148 孔碳酸盐、有孔虫和介形虫等资料也都反映在中新世中期约 14～16 Ma 时期随着南海海盆扩张的结束,海盆水深已经加深到现代南海的深度,深海碳酸盐溶解作用也明显加强[27,28]。在 Ⅱ期,由于南海构造运动趋于减弱,沉积物主要来源于稳定陆源区的剥蚀,陆地上的气候变化控制了粘土矿物的成分特征。将粘土矿物含量的变化曲线与该站底栖有孔虫的氧同位素曲线对比,可以发现,该时期蒙脱石和高岭石含量变化以及蒙脱石/伊利石比值的下降趋势与 $\delta^{18}O$ 的加重趋势基本一致,而伊利石、绿泥石含量则呈相反的上升趋势。由于高岭石代表了暖湿气候,而伊利石、绿泥石则反映了干冷的气候。所以,在 15.5 Ma 以来粘土矿物的总体变化反映了陆地上逐步降温的过程,与底栖有孔虫氧同位素资料[20,22]反映的全球气候变化是一致的。

粘土矿物成分在 3 Ma 又发生了一次重大变化,以此为界将 Ⅱ期划分出之前的 $Ⅱ_1$ 亚期和之后的 $Ⅱ_2$ 亚期。$Ⅱ_2$ 亚期的最显著的特点是伊利石和绿泥石大幅度增加,分别达 42.4 %和 26.6 %,都是渐新世以来的最高点;蒙脱石含量大幅度下降,平均 18.3 %,是渐新世以来的最低值,相应的蒙脱石/伊利石比值也达最低点。这些都反映气候发生了一次规模较大的变冷事件,与该站底栖有孔虫氧同位素记录到的 3.0～2.4 Ma 时期北极冰盖形成和全球气候变冷事件相[23]一致。

## 4　结论

ODP1148 孔渐新世早期 32.8 Ma 以来沉积物中粘土矿物成分特征是南海盆地构造作用、物源性质和气候条件的良好指示标志。

ODP1148 孔渐新世和早中新世 Ⅰ期(32.8～15.5 Ma)沉积物粘土矿物成分受构造作用的影响较显著,以高含量的蒙脱石和高 S/I 比值及它们两者的高波动为特征;而中中新世 15.5 Ma 以来的 Ⅱ期沉积物则主要受气候控制,以伊利石和绿泥石稳步增长为特征,其变化趋势与底栖有孔虫氧同位素变化一致。Ⅰ期沉积物中蒙脱石的高含量(尤其在 $Ⅰ_2$ 亚期 31～23 Ma)与南海盆地扩张初期沉积物源以中生代火山岛弧岩系为主有关。随着南海盆地扩张加大,沉积物源区范围也逐步扩大,使沉积物中蒙脱石含量逐步降低。在反映气候环境方面,根据粘土矿物组合特征及其含量变化可以认为,在 32.8～31 Ma 各粘土矿物含量的分配特征代表了相对比较暖湿的气候条件,自 15.5Ma 来南海处于总体降温的过程,并显示 3Ma 存在较大规模的降温事件,与底栖有孔虫氧同位素资料反映的气候信息具很好的对比性。

致谢　在样品处理和分析及论文撰写过程中,得到了周福根、刘志飞、祁景玉老师的很大帮助,作者深表感谢。

### 参 考 文 献(References)

1　Chamley H. Clay Sedimentology. Berlin: Springer, 1989. 1～561

2　Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. Earth Science Review, 1984, 21: 251～293

3　Barker P F, Kennett J P, *et al*. Glacial history of Antarctica. Nature, 1987, 389: 115-116

4　Clift P, Lee J I, Clark M K, *et al*. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening; a record from the South China Sea. Marine Geology, 2002, 184: 207～226

5　Wang P, Prell W L, Blum P, *et al*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. V184 (CD-ROM). Nature Science Found & Joint Oceanography Inst, Inc, 2000

6　赵杏媛,张有瑜. 粘土矿物与粘土矿物分析. 北京:海洋出版社,1990. 73～166[Zhao Xingyuan, Zhang Youyu. Clay mineral and its analysis. Beijing: Ocean Press, 1990. 73～166]

7　张乃娴,李幼琴,赵惠敏,等. 粘土矿物研究方法. 北京:科学出版社,1990. 1～97[Zhang Naixian, Li Youqin, Zhao Huimin, *et al*. Analytical technique of clay mineral. Beijing: Science Press, 1990. 1～97]

8　林西生,应凤祥,郑乃萱,等. X 射线衍射分析技术及其地质应用. 北京:石油工业出版社,1990. 1～148[Lin Xisheng, Ying Fengxiang, Zheng Naixuan, *et al*. Analytical technique of X-ray diffraction and its geological application. Beijing: Petroleum Industry Press, 1990. 1～148]

9　Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Basin. In: Hayes D E ed. The teceonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. Geophysics Monography AGU, Washington, 1980, 27: 89～104

10　Taylor B, Hayes D E. Origin and histoty of the South China Sea basin. In: Hayes D E ed. The teceonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. Geophysics Monography, AGU, Washington, 1983, 27: 23～56

11　Lee T Y, Lawver L A. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region. Tectonophyics, 1994, 235: 149～180

12　Briais A, Patriat P, Tapponnier. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the tertiary tectonics of sou- theast Asia. Journal of Geophysics Research, 1993, 98: 6299～6328

13　Cande S C, Kent D V. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysics Research, 1992, 97: 13917～13951

14　Berggren W A, Kent D V, Swisher Ⅲ C C, *et al*. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W A, *et al*. eds. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Spec PubI

SEPM 54 ,1995. 129～212

15 李乃胜 ,赵松龄 ,鲍. 瓦西里耶夫. 西北太平洋边缘海地质. 哈尔滨: 黑龙江教育出版社 ,2000. 522～524 [ Li Naisheng , Zhao Songling , Wasiliev. Geology of Marinal Seas in the Northwest Pacific. Haerbin: Heilongjiang Education Press , 2000. 522～524 ]

16 刘以宣. 南海新构造与地壳稳定性. 北京:科学出版社 ,1994. 35-36 [ Liu Yixuan. Neotectonics and Crustal Stability of South China Sea. Beijing: Science Press ,1994. 35-36 ]

17 许东禹 ,刘锡清 ,张训华. 中国近海地质. 北京:地质出版社 ,1997. 88～90 ,255～260 [ Xu DongYu , Liu Xiqing , Zhang Xunhua. China Offshore Geology. Beijing: Geological Publishing House , 1997. 88～90 ,255～260 ]

18 刘昭蜀 ,赵焕庭 ,范时清 , 等. 南海地质. 北京:科学出版社 ,2002. 494-501 [Liu Zhaoshu ,Zhao Huanting ,Fan Shiqing , *et al*. Geology of the South China Sea. Beijing: Science Press , 2002. 494-501 ]

19 金性春 ,周祖翼 ,汪品先. 大洋钻探与中国地球科学. 上海: 同济大学出版社 ,1995. 79～98 , 216～222 [Jin Xingchun , Zhou Zuyi , Wang Pinxian. Ocean Drilling Program and Earth Sciences in China. Shanghai: Tongji University Press ,1995. 79～98 ,216～222 ]

20 Miller K G, Faribanks R G, Mountain G S. Tertiary oxygen isotope synthesis , sea level history , and continental margin erosion. Paleoceanography , 1987 ,2 (1) :1～19

21 Haq B J , Hardenbol J , Vail P R. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. Science , 1987 , 235 :1156～1166

22 赵泉鸿 ,翦知湣 ,王吉良 ,等. 南海北部晚新生代氧同位素地层学. 中国科学 ,2001 ,31 :800～807 [ Zhao Quanhong , Jian Zhimin , Wang Jiliang , *et al*. Neogene oxygen isotopic stratigraphy ,ODP site 1148 ,northern South China Sea. Science in China , 2001 ,31 :800～807 ]

23 汤艳杰 ,贾建业 ,谢先德. 粘土矿物的环境意义. 地学前缘 ,2002 ,9 (2) :337～344 [ Tang Yanjie , Jia Jianye , Xie Xiande. Environment significance of clay minerals. Earth Science Frontiers , 2002 ,9 (2) :337-344 ]

24 Griffin J J , Windom H , Goldberg E D. The distribution of clay minerals in the world oceans. Deep - Sea Research ,1968 ,15 :433～459

25 吴国 ,覃军干 ,茅绍智. 南海深海相渐新统孢粉记录. 科学通报 , 2003 ,48 (17) :1868～1871 [ Wu Guoxuan , Qin Jungan , Mao Shaozhi. The Oligocene record of spore and pollen in South China Sea. Chinese Science Bulletin , 2003 ,48 (17) :1868～1871 ]

26 Li Q , Jian Z , Li B. Oligocene-Miocene planktonic foraminifera biostratigraphy of Site 1148 ,northern South China Sea. In: Prell W , *et al*. Proc ODP Science Result ,184 (in press)

27 陈晓良 ,赵泉鸿 ,翦知湣. 南海北部 ODP1148 站中新世以来的碳酸盐含量变化及其古环境意义. 海洋地质与第四纪地质 ,2002 ,22 (2) :69～74 [ Chen Xiaoliang , Zhao Quanhong , Jian Zhimin. Carbonate content changes since the Miocene and paleoenvironmental implications , ODP Site 1148 , northern South China Sea. Marine Geology & Quaternary , 2002 ,22 (2) :69～74 ]

28 Zhao Quanhong. Late Cainozoic ostracod faunas and paleoenvironmental changes at ODP 1148 , South China Sea. Marine Micropaleontology , (in press)

29 刘志飞 ,Trentesaux A ,Clemens S C ,等. 南海北坡 ODP1146 站第四纪粘土矿物记录:洋流搬运与东亚季风演化. 中国科学(D 辑) ,2003 , 33 (3) :271～280 [Liu Zhifei ,Trentesaux A , Clemens S C , *et al*. Quaternary clay mineralogy in the northern South China Sea (ODP1146) :implications for oceanic current transport and East monsoon evolution. Science in China (D) , 2003 , 33 (3) : 271 ～280 ]

# Characteristics of Clay Mineral in South China Sea since Oligocene and Its Significance

TANG Song SHAO Lei ZHAO Quan-hong

**( Key Laboratory of Marine Geology , Ministy of Education , Tongji University , Shanghai 200092)**

**Abstract** The distribution of clay mineral in the sediments of ODP Leg 184 Site 1148 , located on the north slope of the South China Sea and recovered 32. 8Ma sediments ,shows different character between 32. 8-15. 5 Ma and since 15. 5-0Ma periods. In 32. 8-15. 5 Ma the sediments are dominated by smectite ,whose relative abundance is as high as 70 percent , while the abundance of illite and chlorite increase gradually with the decrease of smectite into the last 15. 5 Ma. Thus , the evolution of clay mineral in the sediments can be divided into two stages. 32. 8-15. 5 Ma is tectonic-controlled stage ,in which the clay mineral record the speading history of South China Sea. Whereas the climate controlled the distribution of clay mineral since last 15. 5 Ma. In this climate-controlled stage the distribution of clay mineral indicated that the temperature decreased gradually and droped rapidly at 3Ma. This result is well consistent with that of $\delta^{18}O$ of benthic foraminifera.

**Key words** South China Sea , clay mineral , tectonic activity , climate change , ODP 1148