

文章编号: 0379 - 1726(2004)01 - 0009 - 11

浙江煤山二叠 - 三叠系界线剖面
有机和无机碳同位素变化与古环境南君亚¹, 刘育燕²

(1. 中国科学院 地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要: 浙江长兴煤山 D 剖面 196 个碳酸盐岩样品无机和有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化趋势表明, 煤山地区晚二叠世末为比较封闭的局限海沉积环境, 早三叠世初期经局限和开阔海环境交替出现渐变为海水循环良好的广海沉积环境。长兴期的海进作用使海洋初始生产率升高, 可能是引起长兴组藻青段碳同位素变重的主要原因; 海洋 CO_2 浓度增高可能是长兴组煤山段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 出现负漂移的原因。二叠纪末期全球性海平面下降以及火山作用可能是使生态系统崩溃、引起二叠 - 三叠系 (P-T) 界线附近生物绝灭的外部原因, 也是使海洋中 ^{13}C 输入量增加导致过渡层碳同位素变轻的主要原因。二叠纪晚期生物绝灭经历了由渐变到突变的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在生物绝灭后才出现大幅度负漂移, 可能是由于营光合作用的浮游植物不一定因海洋缺氧以及其他生物的绝灭而停止生长, 当海水酸度超过浮游生物忍耐限度时, 才导致浮游生物大量死亡。殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 呈上升趋势, 说明经历过 P-T 生物大绝灭后, 早三叠世海洋生产率逐渐升高, 生物开始复苏。

关键词: P-T 界线剖面; 碳同位素; 碳循环; 古环境; 生物绝灭; 煤山; 浙江省**中图分类号:** P597; P531 **文献标识码:** A

0 引言

大量二叠 - 三叠纪碳酸盐岩或化石碳同位素研究表明, 在二叠 - 三叠系 (P-T) 界线附近普遍出现明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常, 已成为 P-T 过渡期全球性集群绝灭事件导致海洋初始生产率变化的地球化学证据^[1-12]。由于在 P-T 界线上往往缺乏适合做碳同位素分析的底栖或深水环境的化石, 很难像研究 K-R 界线那样, 通过分别测试浮游及底栖有孔虫碳同位素, 确定浅海与深海之间 ^{13}C 的梯度, 用所谓的“生物泵”理论解释 P-T 过渡期生产率的变化。因此, 还不能肯定在 P-T 界线上发现的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常与集群绝灭期间生物量减少有关^[13]。

现代海洋有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 研究表明, 海洋有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与表面海水生产率及溶解态 CO_2 浓度具有函数关系^[14-20]。 $\Delta^{13}\text{C}$ ($= \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) 是区分和研究 $\delta^{13}\text{C}$ 变化的分馏效应和物源效应的重要参数^[21]。因此, 通过对海相碳酸盐岩及共生的海洋有

机质 $\delta^{13}\text{C}$ 的研究, 可以获得地质时期表面海水初始生产率及海水 CO_2 变化的确切信息^[22]。 $\Delta^{13}\text{C}$ 的演化特征可以对该时间段碳循环做出明确的解释^[21]。

浙江长兴煤山 P-T 界线剖面是世界上研究程度很高的剖面之一, 最近已被国际地层委员会确定为全球二叠 - 三叠纪界线层型剖面, “金钉子”定在剖面 27c 层之底^[23]。剖面主要由一套沉积连续的上二叠统长兴组台地边缘凹陷带碳酸盐岩^[24] 和下三叠统殷坑组盆地 - 斜坡下部纹层状泥晶石灰岩^[25] 组成, 是开展 P-T 界线有机和无机碳同位素变化趋势研究的理想地区。前人在该地区曾开展过大量碳同位素地球化学研究工作^[7-9], 着重研究 P-T 界线附近无机碳同位素特征。最近曹长群等^[26]对煤山 P-T 界线 B 剖面进行了无机碳和有机碳同位素的对比研究。

综上所述, 过去的研究重点主要在 P-T 界线上较窄的范围, 未能涵盖上二叠统至下三叠统整个地层。除少数学者对 P-T 界线进行过有机碳和无机碳同位素平行变化趋势研究^[20, 26]外, 绝大多数研究

收稿日期: 2003 - 02 - 08; 接受日期: 2003 - 10 - 03

基金项目: 国家自然科学基金(49973005; 49843003; 49632070)

作者简介: 南君亚(1941 -), 男, 研究员, 地球化学专业。E-mail: nanjy@vip.163.com

者仅使用碳酸盐岩或化石碳同位素数据来讨论海洋表面初始生产率的变化,或沉积环境的变迁。本文在浙江长兴煤山 P-T 剖面上系统采集长兴组、P-T 过渡层和殷坑组各层位样品,建立了一一对应的高分辨率有机和无机碳同位素剖面,应用碳循环理论,结合岩相古地理的特征,拟对该地区长期至青龙期古海洋环境的变迁以及长兴期末生物绝灭的原因进行分析,提出一些新的认识。

1 采样和分析

笔者在大约 56.5 m 厚的煤山 D 剖面上共采集 196 个样品,其中上二叠统龙潭组 (P_{2l}) 顶部样品 1 个,长兴组 (P_{2c}) 样品 151 个;下三叠统殷坑组 (T_{3y}) 样品 44 个。平均采样间距 25 cm。P-T 界线上下采样间距加密至 3 cm。在岩性变化不大的同一层位适当放宽采样间距,最大间距不超过 1 m。

使用内径为 2.5 cm 的野外便携式钻机钻取样品^[27]。大部分样品为泥晶灰岩。所有样品均经过肉眼和镜下仔细检查,重结晶和碳酸盐脉穿插等明显受后期地质作用影响的样品均被剔除。各样品经蒸馏水清洗,烘干后研磨至 100 目,分别测试无机碳同位素、氧同位素以及 Ca、Mg、Sr、Mn 和 Fe 含量。各样品提取干酪根分析有机碳同位素组成。其中 107 个样品分析了干酪根的 C、H 和 N 含量。

碳酸盐岩全岩样品在 92 °C 温度下与 100% 的磷酸反应 30 min,抽真空净化取样,用 MAT 252 型质谱仪测试碳酸盐岩无机碳同位素和氧同位素值。分析标样为周口店灰岩(其 $\delta^{13}\text{C} = +0.58\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = -8.5\text{‰}$),分析精度 0.3‰。取同样的碳酸盐岩全岩样品,根据傅家谟等^[28]的方法提取干酪根,用蒸馏水清洗至中性后在 800 °C 高温下燃烧 10 min,抽真空净化取样,用 MAT 252 型质谱仪测试有机质碳同位素值。分析标样为槽黑($\delta^{13}\text{C} = -36.9\text{‰}$),分析精度 0.3‰。无机和有机碳同位素测试结果均换算成 PDB 标准。碳酸盐岩无机碳同位素和有机碳同位素组成由中国科学院兰州分院分析测试中心完成。

碳酸盐岩样品 Ca 用 EDTA 容量法测定,Mg、Sr、Mn 和 Fe 成分在 TE5100 型原子吸收光谱仪上分析。测试工作由中国科学院地球化学研究所资源环境分析测试中心完成。

在 PE2400II 型元素分析仪上测试了 107 个干酪根样品的 C、H、N 含量。测试工作由中国科学院环境地球化学国家重点实验室完成。

2 分析结果

196 个碳酸盐岩及有机质碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\Delta^{13}\text{C}$ 在剖面上的变化趋势见图 1。

2.1 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化趋势

本区碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 变化范围为 3.9‰ ~ -3.1‰,最大变化幅度达 7‰。从上二叠统龙潭组顶部至长兴组葆青段底部, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 明显升高(由 -3.4‰ 上升至 -1.9‰)。葆青段底部到中上部(第 2 层至第 14 层顶部),除几个用空心圆点表示的样品外(下面将讨论),总体呈波状缓慢上升趋势。15 层至长兴组煤山段顶部(24c 层), $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的变化相对平稳,一般在 3‰ ± 0.8‰ 范围内。从 24d 层开始缓慢下降,到 27d 层急剧下降到 -2.5‰,下降幅度达 -5.3‰。从 28 层至 30 层, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲线呈起伏状(0.1‰ ~ -3‰),在 29 层底部达最低值(-3‰)。从 32 层至 34 层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在 -2.5‰ ~ +0.2‰ 范围变化,由 32 层底部缓慢下降至 34 层中部的最低值(-2.5‰),从 34 层顶部开始, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值由负变正,并持续升高。总体上表现为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值在长兴组顶、底部较低,在 P-T 界线附近强烈负异常,殷坑组底部负异常,然后逐渐上升,由负变为正值的特征。

2.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化趋势

本区碳酸盐岩中有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化范围为 -25.5‰ ~ -32.7‰,平均 -27.9‰,最大变化幅度达 7.2‰。从龙潭组顶部(第 1 层)到长兴组葆青段中上部(第 14 层顶部), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值呈缓慢下降趋势,变化范围 -26.1‰ ~ -29.5‰。15 层底部到煤山段顶部(24e 层), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值曲线出现两个明显的低值区:从 15 层底部的较高值(-27‰)缓慢下降开始,到 19 层达到低值(-30.5‰),然后逐渐回升,到 22 层顶部达到 -26.7‰,变化幅度为 3.8‰;之后又一次下降,在 24c 层出现低值(-29.8‰),继而回升,到第 25 层(“白粘土层”)达到 -27.7‰,变化幅度为 2.1‰。在第 26 层(“黑粘土层”) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值急剧下降,达到最低值 -32.7‰。从 P-T 界线到下三叠统殷坑组(27c ~ 37 层), $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值一般在 -26‰ ~ -27‰ 范围平稳地变化,其间出现若干个低值,如 29 层顶部(-30.5‰),34 层下部(-30.3‰)、中部(-29‰)和上部(-28.6‰),以及若干个高值,如 32 层中部(-25.7‰)、34 层中部和顶部(-25.5‰)、35 层中

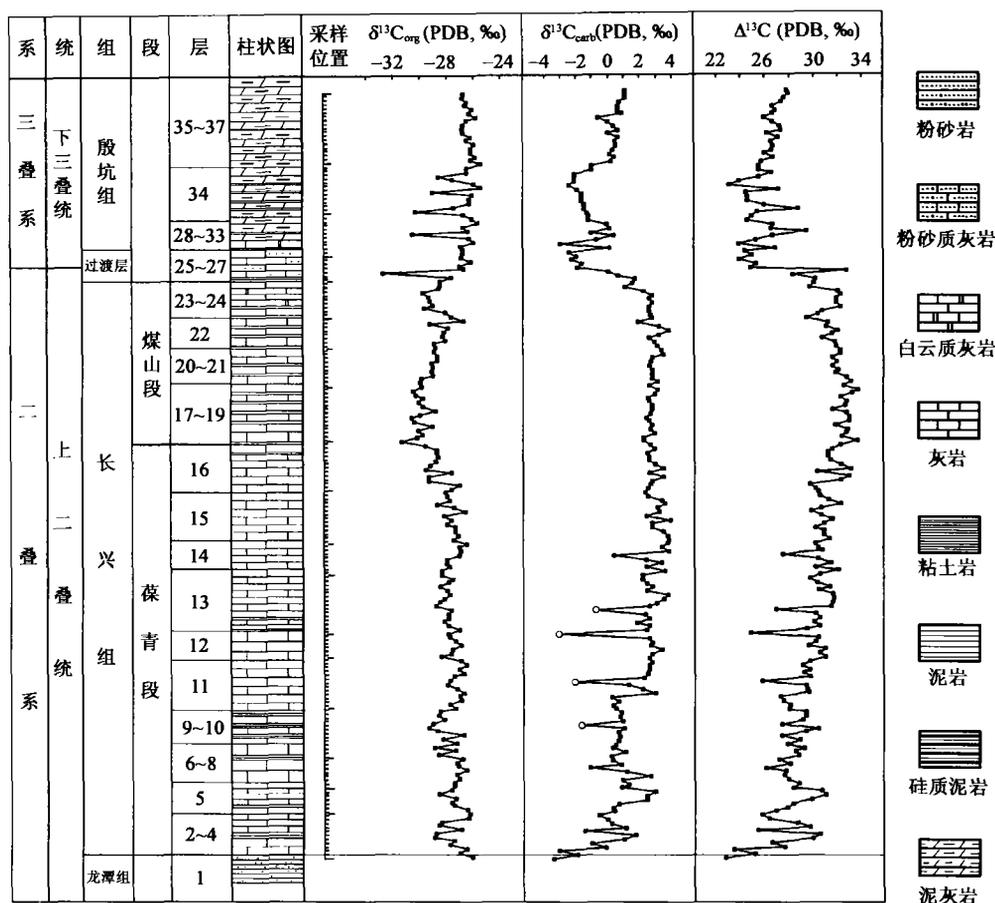


图 1 煤山 D 剖面 $\delta^{13}C_{carb}$ 、 $\delta^{13}C_{org}$ 和 $\Delta^{13}C$ 变化曲线

Fig. 1 Shift curves of $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$ and $\Delta^{13}C$ in Meishan Section D

部 (-25.9‰)、36 层上部 (-25.8‰)。

2.3 $\Delta^{13}C$ 变化趋势

以葆青段中部 (11 层顶) 和煤山段上部 (24 层顶) 为界, 大致可将 $\Delta^{13}C$ 变化曲线分成下段 (< 30‰)、中段 (> 30‰) 和上段 (< 30‰) 三部分。下段 $\Delta^{13}C$ 大部分在 25‰ ~ 30‰ 之间, 变化趋势与 $\delta^{13}C_{carb}$ 值相似。中段 $\Delta^{13}C$ 大部分在 31‰ ~ 34‰ 之间。该段下部成上升趋势, 中部趋于平稳, 上部缓慢下降。在 $\Delta^{13}C$ 变化曲线的中段和上段之间 (即 P/T 过渡层) 形成突然的转折。上段 $\Delta^{13}C$ 大部分在 23‰ ~ 29‰ 之间。上段的上部 (35 ~ 37 层) $\Delta^{13}C$ 值缓慢上升, 变化范围为 $27‰ \pm 1‰$ 。

3 讨论

3.1 样品质量的评价

影响碳酸盐岩同位素组成的次生因素主要是风

化作用和成岩作用。D 剖面位于煤山葆青采石场, 岩石露头的风化程度较低。通过使用野外便携式钻机采样, 样品又经过精心挑选和清洗, 可以排除风化作用的影响。此外, 本区长兴组地层大部分由泥晶灰岩组成, 泥晶的记录更能代表海水光照带碳酸盐岩的同位素组成^[29]。因此, 所采样品具有代表性。

一般说来, 成岩碳酸盐岩富含 Mn 和 Fe, 而亏损 Sr、¹⁸O 和 ¹³C。因此, 海相碳酸盐岩在淡水或成岩作用影响下, 会出现 Mn 和 Fe 含量升高, Sr、¹⁸O 和 ¹³C 组成降低的趋势^[30]。氧同位素值的降低往往产生于和淡水或热液的同位素交换, 因此氧同位素组成也是灵敏的成岩作用指示剂^[30]。Kaufman *et al.* 认为, 碳酸盐岩的 Mn/Sr < 10 时, 其 $\delta^{13}C$ 值可代表初始碳同位素组成; 碳酸盐岩 $\delta^{18}O = -5‰$ 可作为氧同位素组成受到蚀变作用影响的临界值; 当 $\delta^{18}O$ 值低于 -10‰ 时, 表示蚀变程度相当高, 对碳同位素组成影响显著。

煤山 D 剖面 196 个样品 Mn/Sr 比值在 0.01 ~ 9 范围内, 均小于 10。其中长兴组碳酸盐岩样品绝大

部分在 0.01 ~ 1 范围内。下三叠统殷坑组碳酸盐岩样品绝大多数大于 1, 最大可达 8.34。同样, 殷坑组 Fe/Sr 比值也远大于长兴组。图 2a 表明 Mn/Sr 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 之间相关性差, 图 2b 显示 Mn/Sr 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值间具有微弱的正相关关系。图 2c 和图 2d 表明, Fe/

Sr 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 以及 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系也有类似的特征。如果 Fe 和 Mn 含量的升高是由于受成岩作用影响, 那么碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 组成应该相应降低, 而不会出现 Fe/Sr 及 Mn/Sr 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的正相关关系。长兴组主要由泥晶生屑灰岩组成, 形成于台地边缘凹陷带,

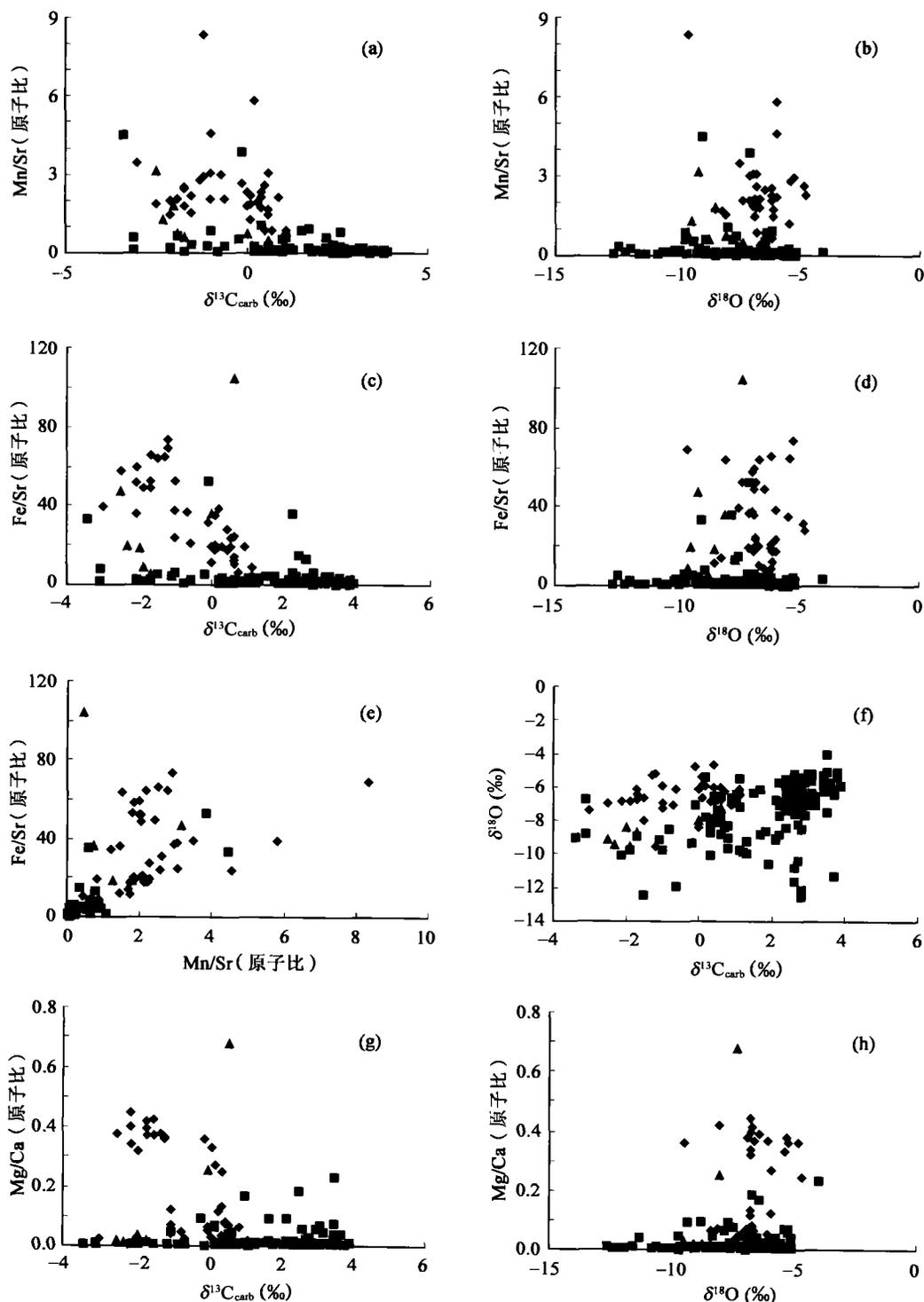


图 2 煤山 D 剖面 Mn/Sr、Fe/Sr、Mg/Ca、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关图

Fig. 2 Relations between Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in Meishan Section D

◆. 殷坑组; ▲. 过渡层; ■. 长兴组。

Sr 的含量普遍较高, Mn 和 Fe 含量较低。殷坑组主要由一套海进时形成的泥灰岩或钙质泥岩组成, 含泥量较高, 其 Sr 的含量普遍较低, Mn 和 Fe 含量较高。图 2e 显示 Mn/Sr 与 Fe/Sr 之间有较明显的正相关关系。说明 Mn/Sr 和 Fe/Sr 的变化并非源于成岩作用, 可能主要与岩性有关。

196 个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围为 $-4\text{‰} \sim -12.4\text{‰}$, 绝大多数样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 -10‰ 。图 2f 显示 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 之间相关性差。葆青段下部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值曲线出现的几个低值(用空心圆表示), 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对于上下层位普遍偏低。碳酸盐岩氧同位素组成对成岩作用的敏感程度高于碳同位素。当使碳酸盐岩氧同位素重新平衡的流体的量不足以对碳同位素产生显著影响时, $\delta^{13}\text{C}$ 值几乎不随 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低而变化^[30]。因此, 尽管氧同位素数据表明本区碳酸盐岩可能受到成岩作用或蚀变作用的影响, 除了个别样品(用空心圆表示)外, 对碳同位素组成的影响十分微弱。

Mg/Ca 比是判断碳酸盐岩白云岩化的参数。图 2g 显示 Mg/Ca 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 之间没有明显的相关性, 图 2h 显示 Mg/Ca 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间具有微弱的正相关性。说明本区碳酸盐岩白云岩化作用微弱, 对碳同位素组成的影响很小。

外生有机质的混入和热蚀变作用是影响沉积岩中初始有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的主要次生因素。岩相古地理研究表明, 长兴期总体上处于海侵阶段, 沉积物主要形成于海水较深的台地边缘凹陷带, 陆源有机质混入的可能性很小。长兴期末虽然发生海退作用, 但岩相变化不明显, 说明沉积环境变化不大。早三叠世发生海侵作用, 海水逐步加深, 陆源有机质混入的可能性也不大。Arthur *et al.*^[14] 的研究表明, 前白垩

纪海相有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 比陆相有机质轻。陆源有机质的混入只能使 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值升高, 而不会减少。因此, 在长兴组顶部出现的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 强烈亏损不可能由陆源有机质混入引起。此外, 在提取干酪根过程中, 样品经过酸处理, 可溶有机质大多被除去, 而且干酪根不容易迁移, 一般很少受次生有机质影响^[31, 33]。所以, 外生有机质混入的可能性可以排除。热蚀变作用下烃的丧失是影响干酪根同位素组成的重要原因。热蚀变作用越强, 干酪根中的 H/C 值越小, $\delta^{13}\text{C}$ 值随之升高^[31, 32, 13]。Hayes^[32] 在研究了地质年代小于 1.6 Ga 的干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 和 H/C 值的关系后, 认为当干酪根 H/C < 0.3 时同位素组成发生明显改变。Strauss *et al.*^[31] 把震旦纪沉积物中干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 受热蚀变影响的 H/C 临界值确定为 0.2。干酪根 H/C 和 N/C 呈正相关关系, 暗示干酪根的同位素组成发生变化。本区地层 H/C 值变化幅度较大, 其中殷坑组的样品 H/C 值普遍较高, 均大于 0.2。长兴组样品 H/C 值明显低于殷坑组, 而且部分样品小于 0.2。图 3a 显示, 本区样品 H/C 和 N/C 之间具有较明显的相关性, 说明本区有机质可能受到一定程度的热蚀变, 长兴组受热蚀变影响的程度高于殷坑组。图 3b 显示本区干酪根 H/C 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 之间没有明显的相关性, 说明热蚀变作用程度低, 对碳同位素的组成影响不大。曹长群等^[26] 通过对长兴煤山 B 剖面地层有机质反射率的研究, 认为后期热变质作用对本区原始有机碳同位素组成的影响不超过 5%。岩石学研究也证明所有样品并没有经受热蚀变作用的明显标志。综上所述, 本区长兴组碳酸盐岩可能受到一定程度的热蚀变, 但对干酪根 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响不大。

根据 Hayes *et al.*^[29] 提出的海洋碳同位素分馏模式, 当成岩作用造成碳酸盐岩同位素的偏差 Δ_i

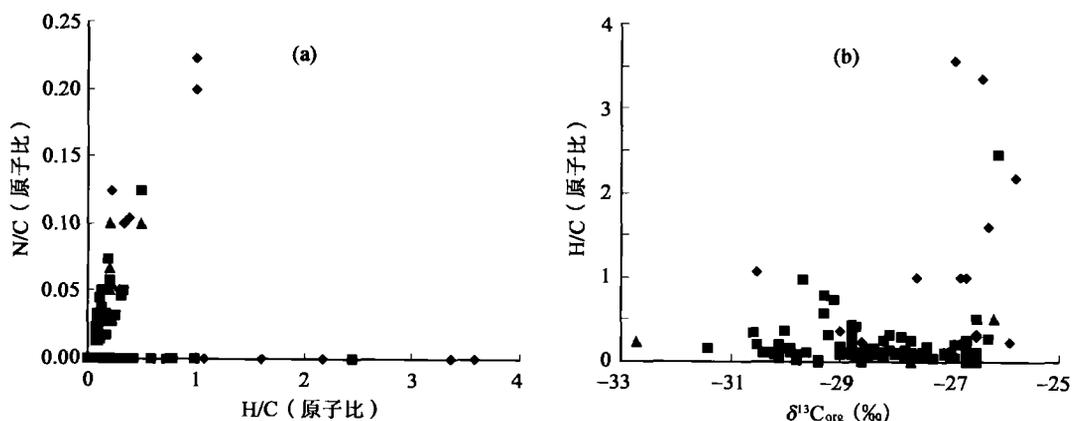


图 3 煤山 D 剖面 N/C-H/C 及 H/C- $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相关图

Fig. 3 Relations between H/C and N/C, H/C and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in Meishan Section D
图例同图 2 中。

($\Delta_1 = \delta^{13}C_{carb} - \delta^{13}C_m$) 和次生的生物化学或地球化学作用引起原生有机质碳同位素的偏差 Δ_0 ($\Delta_0 = \delta^{13}C_{org} - \delta^{13}C_p$) 接近零时, $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{13}C_{org}$ 可分别代表与溶解无机碳 [$CO_{2(aq)}$] 平衡的固态碳酸盐岩同位素 ($\delta^{13}C_m$), 以及原生有机质碳同位素 ($\delta^{13}C_p$) 的组成。

3.2 碳循环和古环境

根据碳循环理论, 海相碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 在地质时期的变化主要受两种机制影响: (1) 有机碳库中光合作用产生的有机碳 (C_{org}) 贮存量减少, 或老的有机碳氧化作用加强, 富 ^{12}C 的碳转移到无机碳库中, 使碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值变小^[21, 33-38]; (2) 洋面浮游植物通过光合作用固定碳, 然后向深海沉降并在海底氧化, 形成浅海与深海之间溶解态 $\delta^{13}C_{carb}$ 的梯度 (所谓海洋“生物泵”作用), 直接与海洋表面初始生产率有关^[21, 34, 35, 38]。

控制海洋有机质同位素组成的主要因素是: (1) 作为光合作用基础的无机碳同位素组成; (2) 海水中 $CO_{2(aq)}$ 的浓度; (3) 光合作用对碳的需求量 (与初始

生产率直接相关)。在排除陆源有机质以及老地层中有机质剥蚀输入的可能性后, 当 $\delta^{13}C_{carb}$ 变化时 $\Delta^{13}C$ 保持不变, 即 $\delta^{13}C_{carb}$ 与 $\delta^{13}C_{org}$ 同步变化, 可以代表地质时期表面海水 $\delta^{13}C$ 全球性的变化; 如果 $\delta^{13}C_{carb}$ 变化时 $\Delta^{13}C$ 值出现波动, $\Delta^{13}C$ 的变化可能归因于与光合作用同位素分馏 (ϵ_p) 有关的环境变化^[20]。

煤山地区长兴组碳酸盐岩 $\delta^{13}C_{carb}$ 值普遍为正值, 大部分在 0‰~4‰ 范围内, 总体上呈上升趋势。Veizer *et al.* 的资料表明, 显生宙期间二叠纪海相碳酸盐岩富含 ^{13}C , 可能反映的是全球海洋碳酸盐库 $\delta^{13}C$ 的相应变化^[39]。因此, 煤山地区长兴组碳酸盐岩 $\delta^{13}C_{carb}$ 值与全球海洋 $\delta^{13}C$ 基本一致, 其形成原因可能与晚古生代大量有机碳的聚集有关。煤山地区长兴组有机质同位素 $\delta^{13}C_{org}$ 值在 -31‰~-26‰ 范围内, 总体上呈缓慢下降趋势, $\Delta^{13}C$ 值也出现相应变化, 说明长兴组海洋碳同位素发生过分馏。长兴组 $\delta^{13}C_{carb}$ 值和 $\delta^{13}C_{org}$ 值的相关分析表明 (图 4a 和图 4b), 从上二叠统龙潭组顶部到长兴组底部 (1~4 层), 二者呈显著的负相关关系 ($r^2 = -0.9813$,

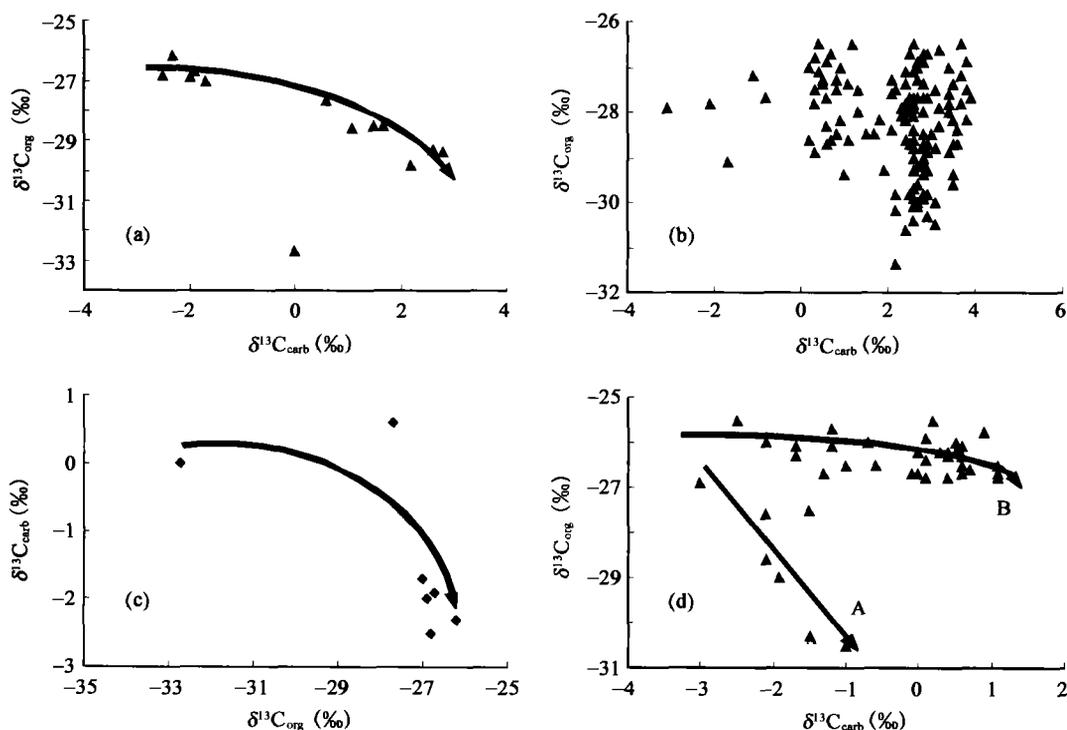


图 4 煤山 D 剖面长兴组、过渡层和殷坑组 $\delta^{13}C_{carb}$ 和 $\delta^{13}C_{org}$ 相关图

Fig. 4 Relations between $\delta^{13}C_{carb}$ and $\delta^{13}C_{org}$ in Changxing Formation, transitional bed and Yinkeng Formation
 a. 长兴组底部 (1~4 层); b. 长兴组中上部 (5~24 层); c. 过渡层 (25~27 层); d. 殷坑组 (28~37 层).
 a. lower part of Changxing Formation (Bed 1~4); b. middle and upper parts of Changxing Formation (Bed 5~24); c. transitional bed (Bed 25~27); d. Yinkeng Formation (Bed 28~37).

$n = 8, \alpha = 0.01$)。从第 5 层到煤山组顶部(24e 层), 二者具有微弱的负相关关系 ($r^2 = -0.1732, n = 135, \alpha = 0.05$)。按照碳循环模式, 生产率越高, 光合作用导致海水碳同位素分馏就越强烈, 碳酸盐岩就更富集 ^{13}C 。根据质量平衡原理, 当海水中 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 的浓度为常数时, 碳同位素分馏使较多的 ^{12}C 进入有机碳库, 无机碳库相对富集 ^{13}C , 应该出现碳酸盐岩和有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 之间的负相关关系。然而, 国外学者研究表明, 如果浮游植物光合作用的碳固定率超过 CO_2 的补给率, 植物细胞内外碳同位素的分馏作用将减弱, 产生的净效应是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值增高^[20], 即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 同步增长。因此, 出现 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负相关应该具备以下两个条件: (1) 海水中 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 的浓度基本不变, 即碳循环在相对封闭的体系中进行; (2) 浮游植物光合作用的碳固定率不超过 CO_2 的补给率, 即海水表面生产率增长速度和幅度不应该太快、太大。岩相古地理研究表明, 晚二叠世扬子地台是古特提斯洋东部被深海包围的海底高地, 四周有一系列古陆和水下隆起, 具有局限海的特征^[40]。此外, 长兴组有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与形成于由层状浅水 (< 200 m) 覆盖的局限盆地的 I- 无定形干酪根同位素组成相同 ($-35\text{‰} \sim -26\text{‰}$)^[41]。说明煤山地区长兴期海水碳同位素分馏是在相对封闭的环境中进行的, 生产率的增长比较缓慢和平稳, 可能与扬子地台在全球性海平面下降的背景下发生海进作用有关。

煤山地区长兴组 $\Delta^{13}\text{C}$ 值总体上呈上升趋势(图 1)。藻青段以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值上升、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化平稳为特征; 煤山段则以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值变化平稳、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值下降为特征。说明藻青段和煤山段海水碳同位素分馏的机制不完全相同。在吴家坪期到长兴期海进作用的影响下, 海洋初始生产率持续升高, 海水 ^{12}C 不断亏损, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值持续上升, 这可能是引起藻青段碳同位素分馏的主要原因。前人的实验和野外观察说明, 海水中溶解的 CO_2 分子 [$\text{CO}_2(\text{aq})$] 的浓度与海洋浮游生物有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 呈负相关关系^[31]。海水 [$\text{CO}_2(\text{aq})$] 浓度越大, 有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值就越小。煤山段底部(17 层) 为具有海绵骨针的浅灰黄色含粉砂质伊利石-蒙托石粘土, 很可能是火山沉积物。火山去气作用使海水 $\text{CO}_2(\text{aq})$ 浓度增加, 以及二叠纪末期全球性海平面下降, 使老地层暴露、剥蚀、氧化, 引起大气和海洋 CO_2 浓度增加, 可能是煤山段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值变化平稳并在上部缓慢下降、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值下降并出现两个低值区的主要原因。

P/T 过渡层由第 25~27 层组成。其中长兴组顶

部的“白粘土层”(第 25 层)和“黑粘土层”(第 26 层)为“下过渡层”, 第 27 层为“上过渡层”^[42]。P-T 界线确定在 27c 层之底部^[23]。碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在过渡层都出现幅度较大的负漂移。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 从 24d 层开始下降逐渐跨过 P-T 界线, 到 27d 层(即下三叠统底部)急剧下降到 -2.5‰ , 下降幅度达 5.3‰ , 与前人的研究结果相似^[8], 但下降幅度没有达到 8‰ 。虽然该层 $\delta^{18}\text{O}$ 值比相邻层略高些, 但均大于 -10‰ , 而且岩石产出条件与相邻层位相同, 没有明显风化的迹象^[26]。因此该层出现的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 负漂移应该是原生的。有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在 25 层为 -27.7‰ , 到第 26 层突然降至 -32.7‰ , 出现 5‰ 的负漂移, 在 27 层迅速回升到 -26.7‰ 。 $\Delta^{13}\text{C}$ 值从第 25 层到第 26 层由 28.3‰ 升至 32.7‰ , 增幅达 4.4‰ , 在 27 层突然降低, 变化幅度达 7.9‰ , 在 $\Delta^{13}\text{C}$ 曲线上形成突然的转折。按照 Jin *et al.*^[43] 给出的过渡层沉积速率 (0.03 cm/ka) 推算, 26 cm 厚的过渡层代表大约 0.8 Ma 时间。在这个期间 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分别发生 5.3‰ 和 5‰ 的负漂移。24 层至 27 层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的相关系数 $r^2 = -0.6206$, 置信度 $\alpha = 0.05$ 时, 相关性显著(图 4c)。显示了过渡层的碳同位素分馏具有幅度大、速度快、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化不同步的特点, 反映了生物灾变时期碳循环变化的特点。出现这种现象有以下两种可能: (1) 生物灾变导致海水表面初始生产率大幅度下降^[13]; (2) 火山活动或气体水合物释放使大量 ^{12}C 输入海洋^[44]。古生物研究结果表明, P/T 过渡层之下大约 161 个生物种绝灭, 24 层之下长兴组的任一个层位生物绝灭率都没有超过 33%, 剩余的生物种大部分在 P-T 界线附近很窄的范围内消失, 25 层底部绝灭率高达 94%^[43]。说明长兴早期生物绝灭就已经开始, 到 25 层底部突然加剧, 即二叠纪末的生物绝灭经历了由渐变到突变的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 24d 层就开始持续下降, 以及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值都在生态系统崩溃之后才达到最低值, 证明二叠纪末期全球性海平面下降以及火山去气作用增加 ^{12}C 的输入是引起过渡层碳同位素变轻的主要原因。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的负相关关系, 暗示过渡层可能形成于相对封闭的局限海环境。我们同意海平面下降和火山作用是严重影响晚二叠世海洋生态环境的观点^[45]。因为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 24d 层开始下降, 表明晚二叠世末海洋生态环境已逐渐变化。与火山活动有密切关系的“白粘土层”(第 25 层)^[23, 45] 的出现, 标志着大规模火山作用使海洋在较短的期间进一步酸化、毒化和缺氧, 导致晚古

生代末海洋生态体系彻底崩溃,生物绝灭率突然升高。因此,P-T界线附近的生物绝灭事件与全球海平面下降和火山作用等因素引起的全球生态环境变化有关,经历了由渐变到突变的过程。

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在海洋生态环境恶劣的第25层内并无显著变化,而在生物大量绝灭后才突然出现大幅度负漂移,可能因为营光合作用的浮游植物不一定因海洋缺氧以及其他生物的绝灭而停止生长,正如当代在缺氧的水体中藻类仍可以生长繁茂一样。当海水酸度超过浮游生物忍耐限度时,浮游生物大量死亡并迅速堆积形成“黑粘土层”。据 Deines^[15] 的资料,海洋浮游生物比其他海相植物更富集 ^{12}C ,导致沉积有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 出现强烈的负漂移,造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 负漂移滞后于生物绝灭事件的结果。由于营光合作用的海洋浮游植物大量减少,碳酸盐岩进一步富集 ^{12}C ,引起第27d层 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 的强烈负漂移。

在下三叠统殷坑组29层底部 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 出现第二次低值(-3‰)。29层到34层绝大部分为负值,从34层顶部开始由负变正。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在29~34层波动很大(-25.5‰~-30.5‰),35~37层变化平稳(-25.8‰~-26.8‰)。图4d显示殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 之间沿着A和B两个不同方向变化:A区反映了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 低值(<-27‰)随 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 增长而下降的趋势;B区反映了 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 高值(>-27‰)随 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 增长基本不变的趋势。相应地,A区 $\Delta^{13}\text{C}$ 值比B区大,而B区 $\Delta^{13}\text{C}$ 值变化相对稳定。Lewan的研究^[41]表明,海水中h-无定形干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍较高(-24‰~-20‰),它们形成于被循环良好的深水(>500m)大面积覆盖的基底盆地,透光带碳的来源主要是大气 CO_2 。l-无定形干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 在-35‰~-26‰范围,形成于由分层的浅水(<200m)覆盖的局限盆地,透光带碳的来源主要是有机质的 CO_2 。殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的高值虽然不在h-无定形干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围内,但比长兴组普遍要高,部分样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近-25‰。因此,推测殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 高值可能形成于海水循环较好的广海沉积环境,而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 低值可能形成于海水循环较差的局限海沉积环境。殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化趋势暗示,在早三叠世海平面上升的过程中,本区由局限和开阔两种沉积环境交替出现,渐变为海水循环良好的广海沉积环境。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 呈上升趋势,说明经历过P-T生物大绝灭后,海洋生产率逐渐升高,生物开始复苏。

4 结论

(1) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相关关系表明,煤山地区上二叠统长兴组和P/T过渡层属于相对封闭的局限海沉积环境;下三叠统殷坑组由局限和开阔两种沉积环境交替出现,渐变为海水循环良好的广海沉积环境。

(2) 长兴组藻青段以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值上升、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化平稳为特征,煤山段则以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值变化平稳、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值下降为特征。长兴期的海进作用使海洋初始生产率持续升高,可能是引起藻青段碳同位素分馏的主要原因;海洋 CO_2 浓度增加可能是煤山段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 出现负漂移的原因。

(3) 二叠纪末期全球性海平面下降以及火山作用可能是导致生态系统崩溃、引起P-T界线附近生物绝灭的外部原因,也是增加海洋 ^{12}C 输入量引起过渡层碳同位素变轻的主要原因。二叠纪晚期生物绝灭经历了由渐变到突变的过程。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在生物绝灭后才出现大幅度负漂移,可能是由于营光合作用的浮游植物不一定因海洋缺氧以及其他生物的绝灭而停止生长,当海水酸度超过浮游生物忍耐限度时,才导致浮游生物大量死亡。

(4) 殷坑组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 呈上升趋势,说明经历过P/T生物大绝灭后,海洋生产率逐渐升高,生物开始复苏。

中国科学院南京地质古生物研究所金玉珩院士提供了煤山地区二叠-三叠纪的有关资料;耿良玉研究员在查询文献资料方面给予了大力协助,在此一并致谢。

参考文献(References):

- [1] Baud A, Magaritz M, Holser W T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies[J]. *Geol Rundsch*, 1989, 78: 649~677.
- [2] Chen Jinshi, Chu Xueling, Shao Maorong, et al. Carbon isotope study of the Permian-Triassic boundary sequences in China[J]. *Chem Geol Isotope Geosci Sec*, 1991, 86: 239~251 (in Chinese).
- [3] Holser W T, Schonlaub H P, Aetrep M Jr, et al. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary[J]. *Nature*, 1989, 337: 39~44.
- [4] Holser W T, Magaritz M. Cretaceous/Tertiary and Permian/Triassic boundary events compared[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 3297~3309.
- [5] Magaritz M, Bar R, Baud A, et al. The carbon-isotope shift at

- the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual [J]. *Nature*, 1988, 331(6154): 337 ~ 339.
- [6] Malkowski K, Gruszczynski M, Hoffman A, *et al.* Oceanic stable isotopic composition and a scenario for the Permo-Triassic crisis [J]. *Hist Biol*, 1989, 2: 289 ~ 309.
- [7] 陈锦石, 邵茂茸, 霍卫国, 等. 浙江长兴二叠系和三叠系界限地层的碳同位素[J]. *地质科学*, 1984, 19(1): 88 ~ 93.
Chen Jin-shi, Shao Mao-rong, Huo Wei-guo, *et al.* Carbon isotope of carbonate strata at Permian-Triassic boundary in Changxing, Zhejiang[J]. *Sci Geol Sinica*, 1984, 19(1): 89 ~ 93 (in Chinese with English abstract).
- [8] 严正, 徐道一, 叶莲芳. 浙江长兴煤山二叠 - 三叠系界线剖面的碳同位素异常 [A]. 中国科学院南京古生物研究所开放实验室年报 (1989 ~ 1990) [C]. 南京: 南京大学出版社, 1991. 113 ~ 119.
Yan Zheng, Xu Dao-yi, Ye Lian-fang. Carbon isotopic anomaly of Permian-Triassic boundary section in Meishan, Changxing, Zhejiang[A]. *Annual Report of the Open Laboratory, Nanjiang Institute of Paleontology and Geology, Chinese Academy of Sciences (1989 - 1990)* [C]. Nanjing: Nanjing University Press, 1991. 113 ~ 119 (in Chinese).
- [9] 李玉成. 中国南方二叠 - 三叠纪过渡时期的碳同位素旋回地层与突变事件[J]. *地球化学*, 1999, 28(4): 351 ~ 358.
Li Yu-cheng. Gradual and abrupt shifts in carbon isotope of limestones during Permian-Triassic transitional period in South China[J]. *Geochimica*, 1999, 28(4): 351 ~ 358 (in Chinese with English abstract).
- [10] 南君亚, 吴明清, 周德全. 贵州二叠纪和三叠纪古环境变化的地球化学证据 [A]. 北京大学地质学系. 北京大学国际地质科学学术研讨会论文集 [C]. 北京: 地震出版社, 1998. 792 ~ 803.
Nan Jun-ya, Wu Ming-qing, Zhou De-quan. Geochemical evidences on Permian-Triassic paleoenvironmental changes in Guizhou, China[A]. *Department of Geology, Peking University. Collected Works of International Symposium on Geological Science Held at Peking University, Beijing, China*[C]. Beijing: Seismological Press, 1998. 792 ~ 803 (in Chinese with English abstract).
- [11] 黄思静. 上扬子二叠系—三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与生物绝灭事件 [J]. *地球化学*, 1994, 23(1): 60 ~ 68.
Huang Si-jing. Carbon isotopes of Permian and Permian-Triassic boundary in upper Yangtze platform and the mass extinction[J]. *Geochimica*, 1994, 23(1): 60 ~ 68 (in Chinese with English abstract).
- [12] 邵龙义, 窦建伟, 张鹏飞. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义[J]. *地球化学*, 1996, 25(6): 575 ~ 581.
Shao Long-yi, Dou Jian-wei, Zhang Peng-fei. Paleogeographic significances of carbon and oxygen isotopes in Late Permian rocks of southwest China[J]. *Geochimica*, 1996, 25(6): 575 ~ 581 (in Chinese with English abstract).
- [13] Wang K, Geldsetzer H H J, Krouse H R. Permian-Triassic extinction: Organic $\delta^{13}\text{C}$ evidence from British Columbia, Canada [J]. *Geology*, 1994, 22: 580 ~ 584.
- [14] Arthur M A, Dean W E, Claypool G E. Anomalous $\delta^{13}\text{C}$ enrichment in modern marine organic carbon[J]. *Nature*, 1985, 315: 216 ~ 218.
- [15] Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon [A]. Fritz P, Fontes J C. *Handbook of Environmental Isotopic Geochemistry*[C]. Amsterdam: Elsevier, 1980. 329 ~ 406.
- [16] Hollander, D J, McKenzie J A. CO_2 control on carbon-isotope fractionation during aqueous photosynthesis: A paleo- p_{CO_2} barometer[J]. *Geology*, 1991, 19: 929 ~ 932.
- [17] Popp B N, Takigiku R, Hayes J M, *et al.* The post-Paleozoic chronology and mechanism of $\delta^{13}\text{C}$ depletion in primary marine organic matter[J]. *Am J Sci*, 1989, 289: 436 ~ 454.
- [18] Popp B N, Parekh P, Tilbrook B, *et al.* Organic carbon $\delta^{13}\text{C}$ variations in sedimentary rocks as chemostratigraphic and paleoenvironmental tools[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1997, 132: 119 ~ 132.
- [19] Rau G H, Takahashi T, Des Marais D J, *et al.* The relationship between $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter and $[\text{CO}_2(\text{atm})]$ in ocean surface water: Data from a JGOFS site in the northeast Atlantic Ocean and a model[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56(3): 1 413 ~ 1 419.
- [20] Shemesh A, Macko S A, Charles C D, *et al.* Isotopic evidence for reduced productivity in the glacial Southern Ocean[J]. *Science*, 1993, 262: 407 ~ 410.
- [21] Magaritz M, Krishnamurthy R V, Holser W T. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian/Triassic boundary[J]. *Am J Sci*, 1992, 292: 727 ~ 739.
- [22] Rau G H, Froelich P N, Takahashi T. Does sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ record variations in Quaternary ocean $[\text{CO}_2(\text{atm})]$? [J]. *Paleoceanography*, 1991, 6: 335 ~ 347.
- [23] Yin Hongfu, Zhang Kexin, Tong Jinnan, *et al.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary [J]. *Episodes*, 2001, 24(2): 102 ~ 114.
- [24] 杨遵仪, 吴顺宝, 殷鸿福, 等. 华南二叠 - 三叠纪过渡期地质事件[M]. 北京: 地质出版社, 1991. 25 ~ 29.
Yang Zun-yi, Wu Shun-bao, Yin Hong-fu, *et al.* Geological Events on the Permian-Triassic Transition in South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991. 25 ~ 29 (in Chinese).
- [25] 罗璋, 陈学时. 浙江长兴藻青下三叠统岩石特征及沉积环境分析 [A]. 冯增昭. 下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究[C]. 昆明: 云南科技出版社, 1988. 153 ~ 161.
Luo Zhang, Chen Xue-shi. Rock feature and sedimentary environmental analysis of Lower Triassic strata in Baoqing, Changxing, Zhejiang [A]. Feng Zeng-zhao. *Lithofacies and Paleogeography of Middle-Lower Triassic Qinglong Group, Lower Yangtze Area*[C]. Kunming: Yunnan Science and Technology Press, 1988. 153 ~ 161 (in Chinese).
- [26] 曹长群, 王伟, 金玉环. 浙江煤山二叠 - 三叠系界线附近碳同位素变化[J]. *科学通报*, 2002, 47(4): 302 ~ 306.
Cao Chang-qun, Wang Wei, Jin Yu-gan. Carbon isotopic change on Permian-Triassic boundary in Meishan, Zhejiang [J]. *Chinese Sci Bull*, 2002, 47(4): 302 ~ 306 (in Chinese).

- [27] 刘育燕, 朱艳明, 田五红. 浙江长兴煤山剖面磁性地层学新研究 [J]. 地球科学——中国地质大学学报, 1999, 24(2): 151 ~ 154.
Liu Yu-yan, Zhu Yan-ming, Tian Wu-hong. New megnetostratigraphic results from Meishan section, Changxing County, Zhejiang Province[J]. Earth Sci — J China Univ Geosci, 1999, 24(2): 151 ~ 154 (in Chinese with English abstract).
- [28] 傅家谟, 秦匡宗. 干酪根地球化学[M]. 广州: 广东科技出版社, 1995. 31 ~ 33.
Fu Jia-mo, Qin Kuang-zong. Kerogen Geochemistry [M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1995. 31 ~ 33 (in Chinese).
- [29] Hayes J M, Popp B N, Takigiku R, *et al.* An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53(11): 2 961 ~ 2 972.
- [30] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications[J]. Precamb Res, 1995, 73(1-4): 27 ~ 49.
- [31] Strauss H, Des Marais D J, Hayes J H, *et al.* Concentration of organic carbon and maturities and elemental compositions of kerogens[A]. Schopf J W, Klein C. The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study[C]. New York: Cambridge University Press, 1992. 95 ~ 100.
- [32] Hayes J M. Geochemical evidence bearing on the origin of aerobic biosis: A speculative hypothesis[A]. Schopf J W. Earth's Earliest Biosphere: Its Origin and Evolution[C]. Princeton: Princeton University Press, 1983. 291 ~ 301.
- [33] Broecker W S, Peng T-H. The climate-chemistry connection[A]. Hansen J E, Takahashi T. Climate Processes and Climate Sensitivity[C]. Washington D C: American Geophysical Union, 1984. 327 ~ 336.
- [34] Berger W H, Vincent E. Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal[J]. Geol Rundsch, 1986, 75: 249 ~ 269.
- [35] Kump L R. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans[J]. Geology, 1991, 19: 299 ~ 302.
- [36] Garrels R M, Lerman A. Coupling of the sedimentary sulfur and carbon cycles: An improved model[J]. Am J Sci, 1984, 284: 989 ~ 1 007.
- [37] Holser W T, Magaritz M, Wright J. Chemical and isotopic variations in the world ocean during Phanerozoic time[A]. Walliser O. Global Biological Events in Earth History[C]. Berlin: Springer-Verlag, 1986. 63 ~ 74.
- [38] Berner R A. Models for carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen: Application to Paleozoic geologic history[J]. Am J Sci, 1987, 287: 177 ~ 196.
- [39] Veizer J, Holser W T, Wilgus C K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1980, 44(4): 579 ~ 587.
- [40] 王立亭, 陆彦邦, 赵时久, 等. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 7 ~ 12.
Wang Li-ting, Lu Yan-bang, Zhao Shi-jiu. Permian Lithofacies, Paleogeography and Mineralation in South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994. 7 ~ 12 (in Chinese).
- [41] Lewan M D. Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1986, 50(8): 1 583 ~ 1 591.
- [42] Yin Hongfu. On the transitional bed and the Permian-Triassic boundary in South China[J]. Newlet Stratigr, 1985, 15(1): 13 ~ 27.
- [43] Jin Y G, Wang Y, Wang W, *et al.* Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China[J]. Science, 2000, 289: 432 ~ 436.
- [44] Twitchett R J, Looy C V, Morante R, *et al.* Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis[J]. Geology, 2001, 29(4): 351 ~ 354.
- [45] Wignall P B, Twitchett R J. Ocean anoxia and the end-Permian mass extinction[J]. Science, 1996, 272: 1 155 ~ 1 158.
- [46] 芮琳, 何景文, 陈楚震, 等. 浙江长兴煤山地区二叠 - 三叠系界线底粘土中动物化石的发现及其意义 [J]. 地层学杂志, 1988, 12(1): 48 ~ 52.
Rui Lin, He Jing-wen, Chen Chu-zheng, *et al.* Zoolith discovery and its significance in Permian-Triassic boundary clay band in Meishan, Changxing, Zhejiang [J]. J Stratigr, 1988, 12(1): 48 ~ 52 (in Chinese with English abstract).

Organic and inorganic carbon-isotope shift and paleoenvironment at the P-T boundary section in Meishan, Zhejiang Province

NAN Jun-ya¹, LIU Yu-yan²

(1. State Key Laboratory of Environment Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geology, Wuhan 430074, China)

Abstract: The variations of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of 196 carbonate samples from Meishan section D, Zhejiang Province, show that the depositional environments might change from restricted sea during Late Permian and P-T transitional period, through an alternate restricted and open sea, to the open sea in Early Triassic. The carbon isotopic fractionation in Baoqing Member of Changxing Formation is probably caused by the increase of primary productivity owing to the transgression. However, the higher concentration of dissolved CO_2 in surface-water might cause in the negative excursion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in Meishan Member of Changxing Formation. The mass extinctions at the P-T boundary were resulted from the global sea level drop and volcanic activity in Late Permian, of which the changes might be from gradual to sudden. The maximum negative excursion of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ occurred after the mass extinction indicates that the photosynthesis planktons continued to grow up not due to the anoxia of ocean and/or the death of other organisms. The planktons would die only at that time when they were driven beyond the forbearance to the acidity of seawater. The rising of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ in Yinkeng Formation implies that the primary productivity in surface water increased and the organisms started to be recovery after the P-T mass extinction.

Key words: P-T boundary section; carbon isotope; carbon cycle; paleoenvironment; mass extinction; Meishan; Zhejiang Province

CLC number: P597; P531

Document code: A