

文章编号: 1000-4734(2002)04-0329-06

早震旦世大塘坡期锰矿成因新认识

杨瑞东^{1,2} 欧阳自远^{1,2} 朱立军² 王世杰¹
姜立君² 张位华² 高 慧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. 贵州工业大学, 贵州 贵阳 550003)

摘要:中国南方早震旦世大塘坡期锰矿的形成一直存在热水成因、生物成因或化学成因的争议。通过对贵州松桃早震旦世大塘坡期锰矿的碳、硫同位素和藻类化石的研究,认为早震旦世大塘坡期锰矿是在 700 ~ 695 Ma 全球性 Sturtian 冰期后形成,由于大气中含有很高的 CO₂ 与海洋中的 Ca²⁺、Mn²⁺ 反应,造成大量 CaCO₃ 和 MnCO₃ 快速沉淀,形成“碳酸盐岩帽”(碳酸锰)所致。对大塘坡组藻类化石研究还表明,在含锰矿的层位,藻类化石很少,而锰矿层上下,微体藻类化石都很丰富,这说明锰矿成矿与藻类关系并不那么密切。

关键词:藻类化石;碳、硫同位素;锰矿成因;早震旦世;贵州

中图分类号: P611; P618.32 **文献标识码:** A

作者简介:杨瑞东,男,1963年生,博士后,教授,从事地层古生物学和沉积地球化学教学和科研工作。

1 引言

中国南方早震旦世大塘坡期是重要的锰矿成矿期,湘、黔、川、鄂、桂、赣、浙等省(区)的大塘坡组或相当层都含有锰矿,其中湖南西部和贵州东部地区形成了大型锰矿。

王砚耕等^[1,2]和刘巽锋等^[3]系统研究了贵州早震旦世大塘坡期的地层系统、沉积相、古地理以及成矿环境等。王砚耕等^[2]认为锰矿成因与深大断裂引起的水热沉积有关。刘巽锋等^[3]则认为锰矿 Si、Ba、Fe、Sr 含量较低,而 Ti、Al 含量较高,这与热水沉积特征相矛盾,认为锰矿主要分布在浅水低凹地区,与潮坪沉积(藻坪)关系密切,属于藻类生物成矿。也有研究认为锰矿是洋流上升引起的化学成因^[4],但与锰矿具有很低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值和很高的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 值相矛盾。

作者对大塘坡组藻类化石的研究表明,微体藻类与锰矿之间没有明显的关系,富锰层位微体藻类很少,与以前认为锰矿属于生物成矿特征不符;锰矿具有很低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值^[3]也与生物成矿理论相矛盾。本文根据大塘坡组位于含砾砂岩、砾岩层(长安冰碛岩)之上,砾岩与锰矿之间突变关

系和南沱冰碛岩与其上陡山沱组白云岩帽很相似,而且锰矿(碳酸锰)具有很低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值和很高的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 值,显示了典型的冰后碳酸盐岩的沉积特征^[3],提出大塘坡期锰矿是冰期后碳酸盐岩快速沉积成矿的新观点。

2 锰矿与微体藻类关系

对贵州松桃地区早震旦世大塘坡组进行系统采样。在中国科学院南京古生物研究所孢粉分析实验室采用 HCl-HF-HCl 分离处理技术,重液分离和富集,然后,系统鉴定和统计微体藻类化石丰度。在中国科学院地球化学研究所 ICP 等离子光谱仪上进行微量稀土元素和 MnO 含量分析。将 MnO 含量与微体藻类数量分布关系编制成表 1 和图 1。

从图 1 可以看出, MnO 含量是控制微体藻类繁盛的重要因素。在 MnO 及黄铁矿含量高 $\omega(\text{MnO}) > 0.5\%$ 时,微体藻类几乎绝迹,只有一些黄铁矿菌藻 *Carysphaeroides minutus*; 当 $\omega(\text{MnO}) > 1\%$,微体藻类绝迹; $\omega(\text{MnO})$ 为 0.04% ~ 0.02%,微体藻类丰富,但分异度低; $\omega(\text{MnO})$ 为 0.02% ~ 0.01%,微体藻类丰富,分异度高(表 1)。同时, MnO 含量还控制着微体藻类个体大小。MnO 含量对微体藻类的控制作用可以通过实验得到证实,蛋白核球藻(*Chlorella pyrenoidosa*) 在 MnO 的质量浓度为 17.0 mg/L 时死亡^[4]。

收稿日期: 2002-05-07

基金项目: 贵州省青年优秀科技人才基金; 省长基金; 贵州工业大学博士启动基金

表1 贵州松桃早震旦世大塘坡组中微体藻类化石数量

Table 1. The distribution of microalgal fossils in the Early Sinian Datangpo Formation from Songtao, Guizhou

| 样品 | D-0 | D-1 | D-2 | D-3 | D-4 | D-5 | D-6 | D-7 | D-8 | D-9 | D-10 | D-11 | D-14 | D-16 |
|--------------------------------------|------|------|------------|------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|--------|
| <i>Bautilinella</i> sp. | 2 | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Carysphaeroides minutus</i> | 147 | 3 | | 1 | 21 | | | 25 | | | 1 | 1 | | |
| <i>Celonophycus inaequimagnus</i> | 25 | 20 | | | | | | | | | 2 | 1 | | |
| <i>Eodermocarpus minor</i> | 2 | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Eozygion gigantean</i> | 10 | | | | | | | | | 2 | 6 | | 108 | 4? |
| <i>Globophycus microsphaericus</i> | 12 | | | 1 | | | | | | 350 | 17? | 19 | 295 | 110 |
| <i>Globophycus annularis</i> | 2 | | | | | | | | | | | | | 10? |
| <i>Leiosphaerides</i> sp. | 1 | | | | | | | | | | 2? | 10 | 8 | |
| <i>Lophosphaeridium</i> sp. | | | | | | | | | | | 5 | | | |
| <i>Microhytridium</i> sp. | 15 | | | | | | | 2 | | | 6? | 6 | | |
| <i>Myxococcoides minor</i> | 42 | | | | | | | | | 12 | | 13 | 219 | 66 |
| <i>Nucellosphaeridium marginatum</i> | 3 | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Palaeotubulus</i> sp. | | | | | | | | | | | | 2 | | |
| <i>Phanerosphaeridium minutus</i> | 12 | | | | | | | | | | 3 | 1 | 42 | 4? |
| <i>Proorhabdoporella sinensis</i> | | | | | | | | | | | 3 | | | |
| <i>Radiophycus setulifer</i> | | | | | | | | | | | | 4 | | |
| <i>Shuiyousphaeridium</i> sp. | | | | | | | | | | | 1 | | | |
| <i>Trachyhystrichosphaera aimika</i> | 2 | 1 | | | | | | | | | | | | |
| <i>Trachysphaeridium rude</i> | | | | | | | | | | | 3 | 1 | | |
| <i>Turuchania ovalia</i> | | | | | | | | | | | 8 | | | |
| 藻丝体 <i>Siphonophycus</i> | 30 | 30 | | 2 | 21 | 0 | 0 | 27 | 0 | 364 | 123 | 142 | 17 | 7 |
| 微体藻类化石总数 | 305 | 54 | 0 | 0.05 | 0.19 | 26.37 | 29.03 | 0.175 | 28.47 | 0.03 | 204 | 201 | 690 | 201 |
| $\omega(\text{MnO})/\%$ | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.19 | 26.37 | 29.03 | 0.175 | 28.47 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| 岩性 | 硅质岩 | 碳质页岩 | 含大量黄铁矿锰质页岩 | 菱锰矿 | 菱锰矿 | 菱锰矿 | 菱锰矿 | 菱锰矿 | 菱锰矿 | 碳质页岩 | 灰白泥岩 | 深色泥岩 | 粉沙岩 | 深灰色粉沙岩 |

注: MnO 数据在中国科学院地球化学矿床重点实验室采用 ICP 等离子光谱分析方法测试。

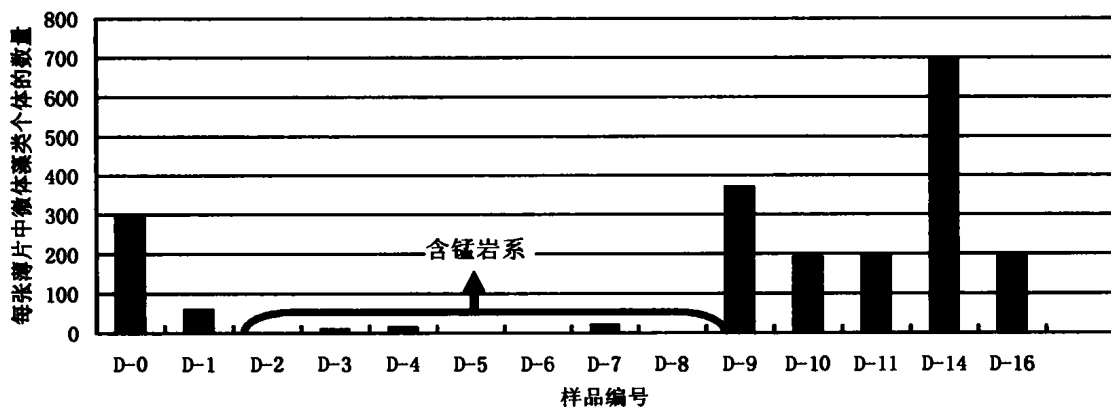


图1 贵州松桃大塘坡组各层中微体藻类相对数量分布图

Fig. 1. Distribution of microalgal fossils in the Datangpo Formation, Songtao, Guizhou Province.

以前认为大塘坡组锰矿是由于蓝藻吸取了海水中的锰,并形成了含锰有机化合物,然后在成岩早期阶段,这种含锰有机化合物转化为无机碳酸锰矿物^[5];也有人认为碳酸锰完全可以在腐泥-藻席坪环境中作为无机泥晶沉淀于藻类生物细胞体腔、空隙系统中形成^[3]。但有研究者通过对碳酸锰矿石进行详细的显微结构研究,认为锰矿与生物生长没有直接关系,锰矿中大量的大球粒(10~20 μm)中可以看到一些小球形单细胞构成的锰核核心,而在许多小颗粒(4~6 μm)的碳酸锰微粒中,可以看到一些有机质微粒构成的核心^[6],碳酸锰围绕这些微小的有机质沉淀,结果形成锰结核。

在我们这次对大塘坡组锰矿进行的 HCl-HF-HCl 分析处理中,碳酸锰矿石中几乎没有发现微体藻类化石,与王福星^[6]的研究结果一致。因为锰矿中只有微体藻类的碎片,它们不应是刘巽锋等^[3]认为的藻席,而是微体藻类碎片沉积到海底时被富含锰质交代,形成结核。这样,藻类对锰矿的形成可能只是起到间接的作用。

3 锰矿的地球化学特征

对贵州松桃大塘坡组富含碳酸锰(菱锰矿)和黄铁矿的第一段进行碳、硫同位素研究,结果显示,菱锰矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为 -8.016‰ ~ -10.698‰,黄铁

矿的 $\delta^{13}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 为 30.0‰ ~ 52.0‰(表 2), 与世界其他地区 Sturtian 冰期后沉积的“碳酸盐岩帽”碳同位素特征一致^[7-15]。

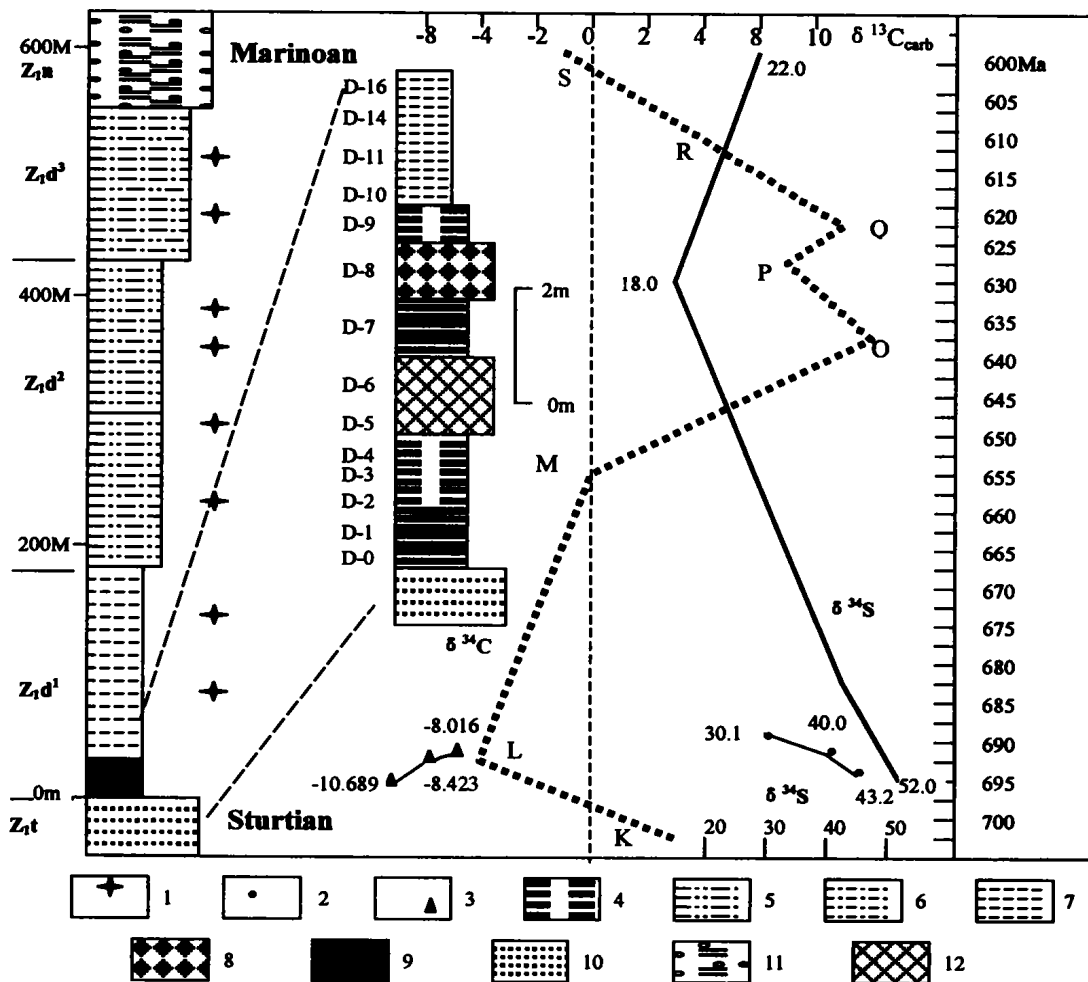
表 2 大塘坡组菱锰矿 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 和黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 组成

Table 2. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of manganese carbonate deposits and $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ of pyrite from the Datangpo Fm.

| 样品编号 | 采样地点 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}/\text{‰}$ | $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}/\text{‰}$ |
|------|---------|--|---|
| D-2 | 贵州松桃大塘坡 | -10.698 | 52.0 |
| D-5 | 贵州松桃大塘坡 | -8.423 | 40.0 |
| D-8 | 贵州松桃大塘坡 | -8.016 | 30.1 |

注:中国科学院地球化学研究所 MTA-251 质谱仪测定。

大塘坡组锰矿碳酸锰(菱锰矿) $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值很低, 比全球 Sturtian 冰期和 Marinoan 冰期后沉积的“碳酸盐岩帽”碳同位素平均值(约为 -6‰)^[7-15] 还低。黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 相对高, 这样高的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 组成只有在 Sturtian 冰期后沉积岩中出现^[14], Marinoan 冰期后 $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ 组成一般为 20.0‰ ~ 25.0‰^[14, 15]。因此, 从碳、硫同位素组成比较分析, 大塘坡组含锰沉积岩系很可能是在 690 ~ 700 Ma 期间的沉积。也就是说, “长安冰期”铁丝坳组含砾砂岩相当于 Sturtian 冰期沉积, 而南沱冰碛岩就相当于 Marinoan 冰期沉积(图 2)。



- 1. 藻类化石 2. $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}/\text{‰}$ 3. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}/\text{‰}$ 4. 黑色页岩 5. 泥质粉砂岩 6. 泥质细砂岩 7. 泥岩
- 8. 条带状菱锰矿 9. 菱锰矿碳质页岩 10. 砂岩 11. 冰碛砾岩 12. 层状菱锰矿

图 2 贵州松桃大塘坡地区早震旦世 Sturtian 冰期与全球碳、硫同位素曲线对应关系
 Fig. 2. The map showing the correlation between the Early Sinian Datangpo Fm., Songtao, Guizhou Province and $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ global reference curve.

图中碳、硫同位素参考曲线引用文献[9, 12 ~ 15]; Sturtian 和 Marinoan (Varanger) 分别代表两个新元古代大冰期; K、L、M、O、P、Q、R、S 表示碳同位素突变点; Z_{1t} 为早震旦世铁丝坳组, Z_{1d^1} 为早震旦世大塘坡组第一段, Z_{1d^2} 为早震旦世大塘坡组第二段, Z_{1d^3} 为早震旦世大塘坡组第三段, Z_{1n} 为早震旦世南沱组; D-0 至 D-16 为含锰矿层采样位置和编号。

4 锰矿成因探讨

新元古代 700 ~ 800 Ma 间,全球发生了两次大的冰期,即 695 ~ 700 Ma 的 Sturtian 冰期和 590 ~ 600 Ma 的 Marinoan 冰期。在冰期,海洋表面被厚厚的冰层覆盖,而陆地上大量的火山喷发,大大增加了大气圈中 CO_2 浓度,结果引起温室效应使地球变暖,冰川消融,大气圈中过饱和的 CO_2 转移到海洋水体中,导致温暖表层水体中 CaCO_3 快速沉淀,形成全球都有分布的“碳酸盐岩帽”。Sturtian 冰期后和 Marinoan 冰期后全球各地区都发育这个“碳酸盐岩帽”^[9-16]。

在华南地区,Marinoan 冰期后“碳酸盐岩帽”很明显,可与世界各地典型的“碳酸盐岩帽”对比,它具有典型的快速沉积形式的栉壳状、玛瑙状构造白云岩,含有透镜状沥青结核体,横向厚度变化大等特征。相比而言,Sturtian 冰期后的“碳酸盐岩帽”不明显,往往是以碳酸锰的形式出现,但碳酸锰矿层也表现出强烈的揉皱现象,含有透镜状沥青结核体,横向厚度变化大等特征。地球化学特征表明,大塘坡组碳酸锰矿层更具有 Sturtian 冰期后的“碳酸盐岩帽”沉积特征, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为 $-10.698\text{‰} \sim -8.016\text{‰}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sulfate}}$ 为 $30.1\text{‰} \sim 52.0\text{‰}$ 。因此,我们认为,早震旦世大塘坡期锰矿是由于冰期时大量的冰层覆盖在海洋表面,而陆地上又有大量的火山喷发,大气圈中 CO_2 溶于海水中,与 Ca^{2+} 、 Mn^{2+} 快速反应,使大量的碳酸锰沉淀,形成菱锰矿矿层。至于为什么冰期后没有形成世界分布的菱锰矿矿层,很可能是富锰环境分布有限,只有局部地区由于深大断裂和热水提供了大量的 Mn^{2+} ,才有碳酸锰沉积。

对于元古代 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常的原因,有各种各样的解释。Kimura 等^[17]认为南沱冰期之后,全球气候变暖,南沱冰期时滞留和分层的海洋(表层水体为含氧水体,深层水体为富营养和缺氧),由于海

平面上升,富营养和缺氧的深层水团上升至海洋表面,引起光合作用浮游植物大量死亡, $\delta^{13}\text{C}$ 呈的异常。Kaufman^[18]则认为引起全球性新元古代冰期的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常可能是与海洋水体的分层性遭受破坏,具有低 $\delta^{13}\text{C}$ 的深海水体与表层水体混合所致。另外,构造抬升引起强烈的陆地侵蚀或低水位期富含有机碳的岩石暴露侵蚀,造成有机碳埋藏速率减少,引起 $\delta^{13}\text{C}$ 的负异常^[18, 19]。

$\delta^{13}\text{C}$ 的负异常很可能与海洋生物生产力有关。Hsu 等^[20]研究了白垩纪/第三纪界线上也有明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常。另外,在二叠纪/三叠纪界线^[21],中泥盆世 Frasnian/Famennia 界线^[22],泥盆纪/石炭纪界线附近^[23]都有生物大灭绝事件,它们都有明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常。引起这些大的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移的原因可能是:①轻的碳同位素组分输入到大气圈和海洋水圈中;②“死劫海”的形成;③具有轻碳同位素的深水团与较重碳同位素的表层水体混合。现代海洋底储存了以甲烷水合物形式保存的碳有 $15 \times 10^{18} \text{ g}$, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -60‰ ^[24]。Kennedy 等^[25]研究认为,深层水体中甲烷的释放造成了全球活跃的短期的碳同位素变化,而大规模的火山喷发是引起古代 $\delta^{13}\text{C}$ 异常事件的触发器。因此,晚元古代的火山作用引起晚元古代甲烷气的释放。Hsu 等^[20]认为前寒武纪—寒武纪的强烈 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常反映原始生产力突变,并伴随有短期的海洋表层水体 $\delta^{13}\text{C}$ 下降到深水 $\delta^{13}\text{C}$ 水平。

综合早震旦世大塘坡期锰矿沉积和地球化学特征,本文认为早震旦世大塘坡期锰矿成因类似 Sturtian 和 Marinoan 冰期后的“碳酸盐岩帽”沉积。

致谢:研究过程中得到贵州省地矿局王砚耕教授,中国地质科学院地质研究所尹崇玉,中国科学院地质研究所陈孟莪研究员,南京地质古生物研究所尹磊明研究员、黄凤宝工程师,中国科学院地球化学研究所董丽敏老师等的指导和帮助,在此致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 王砚耕,王兴来,朱顺才. 贵州东部大塘坡组地层沉积环境和成锰作用[M]. 贵阳:贵州人民出版社, 1985. 1~32.
- [2] 王砚耕. 一个浅海裂谷盆地的古老热水沉积锰矿[J]. 岩相古地理, 1990, 10(1):38~45.
- [3] 刘巽锋,王庆生,高兴基. 贵州锰矿地质[M]. 贵阳:贵州人民出版社, 1989. 1~191.
- [4] 阎海,王杏君,林毅雄,温官. 铜、锌和锰抑制蛋白核小球藻生长的毒性效果[J]. 环境科学, 2001, 22(1):23~27.
- [5] 季金法,杨悌君. 湖南早震旦世沉积碳酸锰矿床中藻类化石的发现与成矿作用意义的研究[J]. 湖南冶金地质, 1980, (2):1~12.
- [6] 王福星,陈乔,赵震,等. 中国西南前寒武纪藻类化石及其它地质意义[M]. 重庆:重庆出版社, 1988. 1~127.
- [7] Kirschvink J L. Late Proterozoic low latitude glaciations: The snowball earth[A]. Schopf J W, Klein C. *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 51~52.
- [8] Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, Schrag D P. A. Neoproterozoic snowball earth[J]. *Science*, 1998, 281: 1342~1346.
- [9] Kennedy M J, Runnegar B, Prave A, Hofman K H, Arthur M A. Two or four Neoproterozoic glaciation? [J]. *Geology*, 1998, 26(12):1056~1063.
- [10] Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P. Comings and going of global glaciation on a Neoproterozoic tropical platform in Namibia[J]. *GSA Today*, 1998, 8(5):1~9.
- [11] Prave A R. Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: the Neoproterozoic Kingstons Peak Formation, Death Valley, California[J]. *Geology*, 1999, 27(4):339~342.
- [12] Corsetti F A, Awramik S M, Pierce D, Kaufman A J. Using chemostratigraphy to correlate and calibrate unconformities in Neoproterozoic strata from the Southern Great Basin of the United States[J]. *International Geology Review*, 2000, 42:516~533.
- [13] Brasier M D, Shields G. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaig glaciation Dalradian Supergroup of Scotland[J]. *Journal of the Geological Society, London*, 2000, 157:909~914.
- [14] Walter M R, Veevers J J, Calver C R, Gorjan P and Hill A C. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models[J]. *Precambrian Research*, 2000, 100:371~433.
- [15] Strauss H. The isotopic composition of sedimentary sulfur through time[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997, 132: 97~118.
- [16] Evans D A. Stratigraphic, geochronological, and palaeomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox[J]. *American Journal of Science*, 2000, 300:347~433.
- [17] Kimura H, Matsumoto R, Kakuwa Y, Hamdi B, Zibasesercht H. The Vendian-Cambrian ^{13}C record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian explosion[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 147: E1~E7.
- [18] Kaufman A J, Hayes J M, Knoll A H, Germs G J B. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism[J]. *Precambrian Research*, 1991, 49:301~327.
- [19] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic, evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, 56: 1317~1329.
- [20] Hsu K J. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences[J]. *Science*, 1982, 216: 249~256.
- [21] Magaritz M, Bar R, Baud A, Holser W T. The carbon-isotope shift at the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps is gradual[J]. *Nature*, 1988, 331:337~339.
- [22] Murphy A E, Sageman B B, and Hollander D J. Eutrophication by decoupling of the marine biogeochemical cycles of C, N, and P: A mechanism for the Late Devonian mass extinction[J]. *Geology*, 2000, 28: 427~430.
- [23] Xu D Y, Yan Z, Zhang Q W, Shen Z D, Sun Y Y, and Ye L F. Significance of a $\delta^{13}\text{C}$ anomaly near the Devonian/Carboniferous boundary at the Muhua section, South China[J]. *Nature*, 1986, 321: 854~855.
- [24] Kvenvolden K A. A primer on the geological occurrence of gas hydrate[A]. Henriot J P, and Mienert J. *Gas Hydrates: Relevance To World Margin Stability And Climate Change*[C]. Geological Society Special Publication, 137, 1998. 9~30.
- [25] Kennedy M J, Christie-Blick N, and Sohl L E. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? [J]. *Geology*, 2001, 29: 443~446.

A NEW UNDERSTANDING OF MANGANESE CARBONATE DEPOSITS IN EARLY SINIAN DATANGPO STAGE

Yang Ruidong^{1,2} Ouyang Ziyuan^{1,2} Zhu Lijun² Wang Shijie¹
Jiang Lijun² Zhang Weihua² Gao Hui²

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002*

2. *Guizhou University of Technology, Guiyang 550003*)

Abstract: There has been a long-standing controversy about the origin of manganese carbonate deposits in the Early Sinian Datangpo Stage in South China. Some researchers considered that manganese carbonate deposits were formed by biogenization, and others suggested that they were associated with hydrothermal systems. On the basis of the study of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ of manganese carbonate deposits and $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$ of pyrite, we found microflora from the Datangpo Formation, especially microalgal fossils, are rare in manganese carbonate deposits, but microalgal fossils are abundant in black shales or silty nudstones under and above manganese carbonate deposits. Therefore, we suggest that the origin of manganese carbonate deposits in the Early Sinian Datangpo Formation is of no relation to microflora. This mechanism of formation of manganese carbonate deposits suggested that at 700 Ma the amount of atmospheric carbon dioxide was about 350 times its modern level, and the transfer of atmospheric carbon dioxide to the ocean would result in the rapid precipitation of calcium (manganese) carbonate in warm surface waters, producing the cap carbonate rocks, including CaCO_3 and MnCO_3 . Additionally, manganese carbonate deposits in the Early Sinian Datangpo Stage can be correlated with the post-Sturtian cap carbonate rocks observed globally.

Key words: microflora; $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ and $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$; origin of manganese; Early Sinian Datangpo Stage; Guizhou Province