

# 山西五台山地区早元古代白云岩 碳同位素演化及意义 \*

钟 华<sup>①</sup> 马永生<sup>②</sup> 霍卫国<sup>①</sup> 姚御元<sup>①</sup>

(<sup>①</sup> 中国科学院地质研究所, 北京 100029; <sup>②</sup> 石油勘探开发科学研究院地质研究所, 北京 100083)

## 摘 要

本文首次较系统地研究了早元古代白云岩的碳同位素组成。样品采自山西五台山地区滹沱群。平均采样间距 8m, 分析的样品总数 484 个。碳同位素结果表明: 早元古代白云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值随时间有明显的变化, 但又具有相对的稳定。与显生宙中白垩—第三系、二叠—三叠系等界线上碳酸盐岩碳同位素突变类似, 在早元古代中也有碳同位素的快速变化。

**关键词** 白云岩碳同位素演化、早元古代、有机碳埋藏速率、生物量、地层对比

在碳酸盐地层剖面上, 进行系统的碳同位素采样、分析, 已成为研究地质事件、碳的地球化学循环以及划分、对比地层的有力工具<sup>[1, 2]</sup>。这就是碳同位素地层学。最初, 碳同位素地层学的研究仅限于中、新生代海相碳酸盐地层, 后来发展到研究古生代、晚前寒武纪的碳酸盐地层。在这些研究中, 影响最大的莫过于白垩—第三系、二叠—三叠系和寒武—前寒武系界线的碳同位素研究。目前, 在早前寒武纪地层中, 还缺乏较系统的碳同位素采样、分析。我国山西五台山地区有世界上少有的早元古代连续沉积、仅遭受轻微变质的碳酸盐地层剖面, 这为较详细地研究早元古代碳酸盐岩碳同位素的演化提供了极为有利的条件。

## 1 地 质 简 介

五台山地区分布有我国早前寒武纪标准地层单元——五台群和滹沱群。下伏的五台群是一套以火山岩为主的中低级变质岩系, 在时代上属于晚太古代; 上覆的滹沱群是一套以沉积岩为主的低级变质(次绿片岩相)岩系, 在时代上属于早元古代。滹沱群与五台群以不整合接触, 大地构造学上称之为“五台运动 III”或“金洞梁运动”。

五台山地区滹沱群连续沉积, 厚度超过 10000m。它由三个亚群组成, 由下至上依次为豆村亚群、东冶亚群和郭家寨亚群(表 1)。豆村亚群由变质砾岩、石英岩、千枚岩和白云岩组成, 总厚度大于 4066m。在该亚群下部(南台组), 发育有灰红色石英岩和千枚岩, 被认为是我

1992-04-27 收稿, 1992-11-28 收修改稿。

\* 国家自然科学基金和北京中关村联合分析测试中心资助项目。

表 1 溱沱群地层

| 群           | 亚群            | 组                  | 厚度(m) |
|-------------|---------------|--------------------|-------|
| 长城系常州沟组     |               |                    |       |
| 溱<br>沱<br>群 | 郭亚<br>家<br>寨群 | 雕王山组               | >200  |
|             |               | 黑山背组               | 493   |
|             |               | 西河里组               | 239   |
|             | 东冶<br>亚群      | 天蓬脑组               | >971  |
|             |               | 北大兴组               | 1484  |
|             |               | 槐荫村组               | 469   |
|             |               | 大关洞组               | 975   |
|             |               | 建安村组               | 758   |
|             |               | 河边村组               | 653   |
|             |               | 纹山组                | 368   |
|             | 豆村<br>亚群      | 青石村组               | >994  |
|             |               | 大石岭组 <sup>a)</sup> | >1905 |
|             |               | 南台组                | 804   |
|             |               | 四集庄组               | 355   |
| 五台群凡高亚群     |               |                    |       |

a) 大石岭组由上至下分为南大贤段、神仙脑段、盘道岭段、谷泉山段。

国最古老的红层。在该亚群顶部,有玄武岩古风化壳<sup>[9]</sup>。东冶亚群以白云岩为主,其次有板岩、千枚岩,总厚度大于 5678m。郭家寨亚群主要由变质砾岩、千枚岩和石英岩组成,总厚度大于 932m。郭家寨亚群之上(即溱沱群之上)被中元古代长城系常州沟组所不整覆。

溱沱群中约有一半的地层是白云岩。这些白云岩经历了不同程度的重结晶作用,其原岩均为泥晶白云岩,野外呈薄—巨厚层状。白云岩中有机质极为丰富,多聚积成各种不同样式的叠层体、粒状体及弥散粒体,大小殊异,随层位不同作有规律的组合。溱沱群的同位素年龄为 2500—1900Ma<sup>[9]</sup>。

## 2 碳同位素采样及分析结果

作者沿溱沱群地层剖面逐层进行了较系统、较密集的同位素采样。平均采样间距 8m。野外采样路线如下:南大贤段样品采自五台县城西狼山剖面;纹山组、河边村组、建安村组以及大关洞组(不包括其顶部)采自定襄县和五台县交界附近的纹山—大关山剖面;大关洞组顶部和槐荫村组样品采自五台县城西南槐荫村北马鞍山剖面;北大兴组样品采自五台县城东南罗家塄剖面。所采样品均为白云岩。

白云岩的碳同位素分析采用正磷酸法:正磷酸的浓度为 100%,反应平衡温度为 25℃,平衡时间 72h。把白云岩转化为二氧化碳后,在 MAT-251 质谱计上进行碳同位素测定。实验室工作标准为周口店奥陶纪灰岩,其  $\delta^{13}\text{C}$  值相对 PDB 为 0.58‰。碳同位素的分析精度优于  $\pm 0.1\text{‰}$ 。碳同位素的分析结果如图 2。

## 3 讨 论

大量的研究表明,海相碳酸盐岩碳同位素受成岩作用的影响较小,能较好地保存其原始的碳同位素组成<sup>[4,5]</sup>。溱沱群白云岩经过轻微的变质作用后,仅出现重结晶作用,它是成岩作用中极为普遍的现象,基本上不影响白云岩的碳同位素组成。

### 3.1 早元古代白云岩碳同位素组成及演化

显生宙海相碳酸盐岩碳同位素的演化,尤其是白垩纪以来的海相碳酸盐岩碳同位素的演化,已有了比较清晰的轮廓<sup>[6-8]</sup>。目前,已有一些研究涉及到对早元古代碳酸盐岩的碳同位素研究<sup>[1,9,10]</sup>。由于缺乏较系统的采样、分析,使得数据零星,目前还很难形成早元古代碳酸盐岩碳同位素演化的清晰轮廓。这里,根据五台山地区早元古代轻微变质白云岩的碳同位素分析数据,探讨早元古代碳酸盐岩碳同位素组成和演化。

在这个厚近 6000m 的白云岩地层剖面上,不同层位的碳同位素显示出了明显的变化(图 1),这些变化不是随机的,而是有规律的。具体表现在:在地层的某一层位或某一地层单元里, $\delta^{13}\text{C}$  值是相对稳定的,或连续过渡,而不同的层位其  $\delta^{13}\text{C}$  值明显不一样。在南大贤段,除靠下部有一段地层(厚约 130m)的  $\delta^{13}\text{C}$  值稳定在 +2.5—+3.0‰ 外,其余的均稳定在 +1.5—+2.0‰;

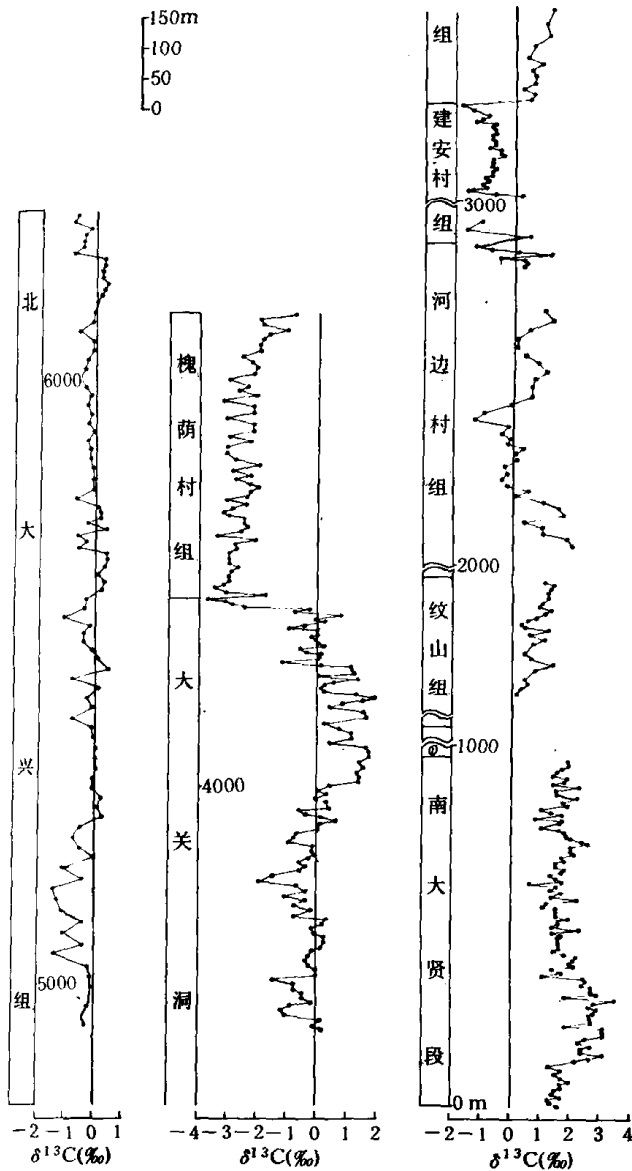
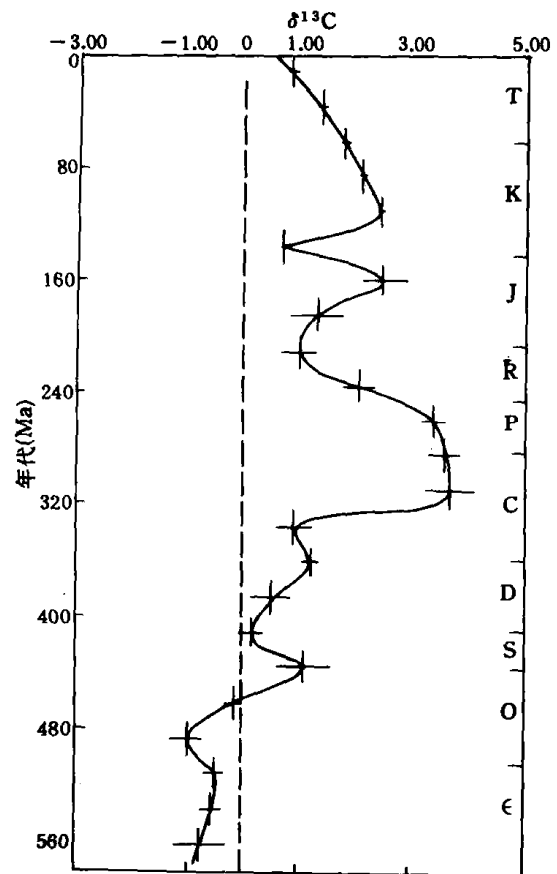


图1 五台山地区早元古代白云岩地层碳同位素组成

图2 显生宙碳酸盐碳同位素组成及演化<sup>[6]</sup>

纹山组上部(厚约160m)  $\delta^{13}\text{C}$  值在  $+0.3$ — $+1.3\text{‰}$ ; 河边村组  $\delta^{13}\text{C}$  由  $+2.0\text{‰}$  逐渐变为  $0\text{‰}$ , 然后又变为正值; 建安村组顶部(厚约140m)  $\delta^{13}\text{C}$  值稳定在  $-1.0$ — $-0.5\text{‰}$ ; 大关洞组碳同位素组成变化相对较大, 其底部(厚约120m)  $\delta^{13}\text{C}$  值稳定在  $+0.5\text{‰}$ , 中部(厚约360m)  $\delta^{13}\text{C}$  值主要分布于  $-1.0$ — $0\text{‰}$ ; 上部(厚约200m)  $\delta^{13}\text{C}$  值均落在正值区域,  $\delta^{13}\text{C}$  值主要分布于  $+0.5$ — $+1.5\text{‰}$ ; 顶部(厚约150m)  $\delta^{13}\text{C}$  值多在  $-0.5$ — $0\text{‰}$ , 往上  $\delta^{13}\text{C}$  值并逐渐向更负的方向演变; 槐荫村组(厚约480m)  $\delta^{13}\text{C}$  值稳定在  $-3.0$ — $-2.0\text{‰}$ ; 北大兴组(厚约1350m)  $\delta^{13}\text{C}$  值明显分布于零值附近。

总的来说, 该剖面下部的碳同位素组成相对较重, 上部的相对较轻。如果把该剖面的碳同位素组成与显生宙碳同位素组成进行比较的话, 可以明显地看出它们之间的差异(图2)。南大贤段、纹山组、河边村组下部和中上部、大关洞组底部和中上部的碳同位素组成均比寒武

纪、早—中奥陶世碳酸盐岩碳同位素组成重,其中南大贤段比寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、中三叠—早侏罗世的碳同位素组成均要重。槐荫村组碳同位素组成明显比显生宙的碳同位素组成要轻。另外,本文所研究的剖面,碳同位素组成除了在特定时期相对稳定外,还出现了碳同位素相对快速的变化。最为明显的有两个。第一个正好出现在建安组和大关洞组的界线上, $\delta^{13}\text{C}$ 值由建安村最顶部(WT-120)的 $-1.84\%$ 变化成大关洞组最底部(WT-121)的 $0.45\%$ , $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度为 $2.3\%$ ;第二个出现在大关洞组顶部(WT-236)的 $0.68\%$ ;往上依次变为 $-0.82\%$ (WT-237), $-2.53\%$ (WT-239), $-2.91\%$ (WT-240), $-3.07\%$ (WT-241),至大关洞组最顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 值(WT-242)为 $-3.67\%$ ,达到整个剖面上碳同位素组成的最低值。 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度为 $4.4\%$ ,而地层厚度只有25m。由于 $\delta^{13}\text{C}$ 值在快速变化前和快速变化后的地层中都相当稳定,如建安村组上部地层 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 $-1.0\sim -0.5\%$ 之间,而大关洞组下部 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 $+0.3\sim +1.0\%$ 之间;又如大关洞组顶部地层 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 $-0.5\sim +0.1\%$ 之间,而槐荫村组底部 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 $-3.0\%$ 附近,就整个槐荫村组而言, $\delta^{13}\text{C}$ 值一直稳定在 $-3.0\sim -2.0\%$ 之间(图2)。因此,该剖面上 $\delta^{13}\text{C}$ 值的快速变化不可能是偶然的,它是早元古代海水中碳同位素组成的快速变化的反映。

从目前来看,五台山地区早元古代白云岩碳同位素的采样、分析,远比从前所研究的早元古代碳酸盐岩碳同位素组成要详细、系统得多。除了异常重的碳同位素在本剖面上未发现外<sup>[1,9,11]</sup>,前人所分析的早元古代碳酸盐岩碳同位素结果,均在五台山剖面碳同位素变化的范围内,即 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布于 $-3.67\sim +3.52\%$ 。由于各大陆早元古代地层对比上的困难,以及从前的碳同位素的零星数据,五台山剖面碳同位素目前还无法与前人资料进一步对比。

现代开阔海洋中碳同位素组成是相当均一的。地质时期中,海相碳酸盐岩碳同位素也具有较好的均一性,有许多表现出全球性的一致,如海相白垩—第三纪界线上碳同位素突变,在世界上许多地区均有发现;又如深海钻探计划中,发现各大洋侏罗纪以来的碳酸盐地层的碳同位素,能进行精细的对比<sup>[12]</sup>。只要早元古代洋流发育,五台山早元古代白云岩碳同位素组成和演化,很可能具有全球性,至少在同一沉积盆地内是有代表性的。

### 3.2 早元古代白云岩碳同位素演化的意义

早元古代地层缺乏象显生宙那样的标准化石,使得地层的对比,尤其是大区域性的地层对比难以实现。五台山地区早元古代白云岩碳同位素组成与地层的良好关系,有可能为解决华北地区,甚至更大范围内早元古代地层对比上的争端问题,提供有力证据。

此外,早元古代地球表层发生了明显的变化(如红层的首次出现),这些变化均与古生物的演化密切相关,碳同位素在研究早元古代有机碳埋藏速率和生物量大小有重要意义。研究表明,较重的碳酸盐碳同位素反映较高的有机碳埋藏速率,较轻的碳酸盐碳同位素反映较低的有机碳埋藏速率。根据本文的碳同位素结果,南大贤段碳同位素组成最重,平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $1.7\%$ ,除中下部有一段地层外, $\delta^{13}\text{C}$ 值一直稳定在 $1.7\%$ 左右,它反映这个时期有较高的有机碳埋藏速率;槐荫村组碳同位素组成最轻,平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-2.6\%$ ,它反映了这个时期有较低的有机碳埋藏速率;其余的几个组,其有机碳埋藏速率位于槐荫村组与南大贤段之间。在前面的讨论中,提到五台山地区早元古代白云岩碳同位素组成和演化很可能具有全球性,这样,碳同位素能反映当时全球有机碳埋藏速率。根据计算<sup>[13]</sup>,南大贤段和槐荫村组的全球平均有机碳埋藏速率分别为每万年 $11.58 \times 10^{12}\text{t}$ 和 $5.38 \times 10^{12}\text{t}$ ,而现代全球有机碳埋藏速率为每万

年  $12 \times 10^{12} \text{t}^{[14]}$ , 由此可知, 南大贤段时期的全球有机碳埋藏速率十分接近现代的全球有机碳埋藏速率, 而槐荫村组时期的全球有机碳埋藏速率接近现代的一半。其它各个组的全球有机碳埋藏速率如图 3 所示。

根据图 3 的结果, 早元古代有较高的有机碳埋藏速率, 南大贤段、纹山组、河边村组、大关洞组及北大兴组时期的全球有机碳埋藏速率已接近现代。从早元古代的化石保存情况来看, 上述结果似乎难已令人相信, 因为早元古代地层中只有一些叠层石。目前已有一些事实说明早元古代有较高的有机碳埋藏速率。第一, 红层在早元古代首次出现, 这在各大陆上均有发现<sup>[15]</sup>。红层的出现, 意味大气由还原向氧化状态的转变, 而大气氧的增加, 离不开有机碳的大量埋藏。第二, 就五台山剖面而言, 一方面, 地层中叠层石的发育程度与碳同位素组成非常吻合。溇沱群中各组或段的叠层石的丰富程度, 可明显分为两类, 一是叠层石发育, 象南大贤段、纹山组、河边村组、建安村组、大关洞组和北大兴组, 二是叠层石贫乏, 象槐荫村组<sup>[3]</sup>。碳同位素结果表明, 较重的碳同位素与叠层石发育的组或段对应, 而较轻的碳同位素与叠层石贫乏的组对应; 另一方面, 该剖面上有被认为是国内最老的红层和古风化壳。在豆村亚群的南台组(南大贤段之下 1350m), 出现灰红色的板岩、千枚岩, 被认为是国内最古老的红层。在青石村组顶部, 出现了变风化玄武岩, 它构成了变玄武岩与上覆纹山组灰紫色砂岩、板岩间厚近数米的火山岩古风化壳。整个古风化壳, 自下而上, 分带清楚,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的含量逐渐增加, 而  $\text{FeO}$  的含量逐渐降低<sup>[3]</sup>。红层和古风化壳的首次出现, 说明五台山地区早元古代大气氧含量曾明显增加。而大气氧的增加, 是有机碳大量埋藏的结果。

根据有机碳埋藏速率, 可以推测生物量的大小。现代生物量与埋藏量的平均比约为 100:1, 即只有约 1% 的生物量被埋藏在沉积物中<sup>[14]</sup>。在早元古代, 虽然大气氧曾明显增加, 而与现代大气氧含量相比, 却是极其微小的。有人认为直至晚元古代末期, 大气氧的含量仅为现今大气氧含量的 1%<sup>[14]</sup> 或 6—10%。在早元古代大气氧含量很低的情况下, 生物死亡后, 其有机质遭受氧化分解的可能性甚小, 生物遗体能较好地埋藏在沉积物中。因而, 早元古代生物量与有机碳的埋藏量接近, 用有机碳的埋藏量可以近似地反映当时的生物量。根据前面有机碳

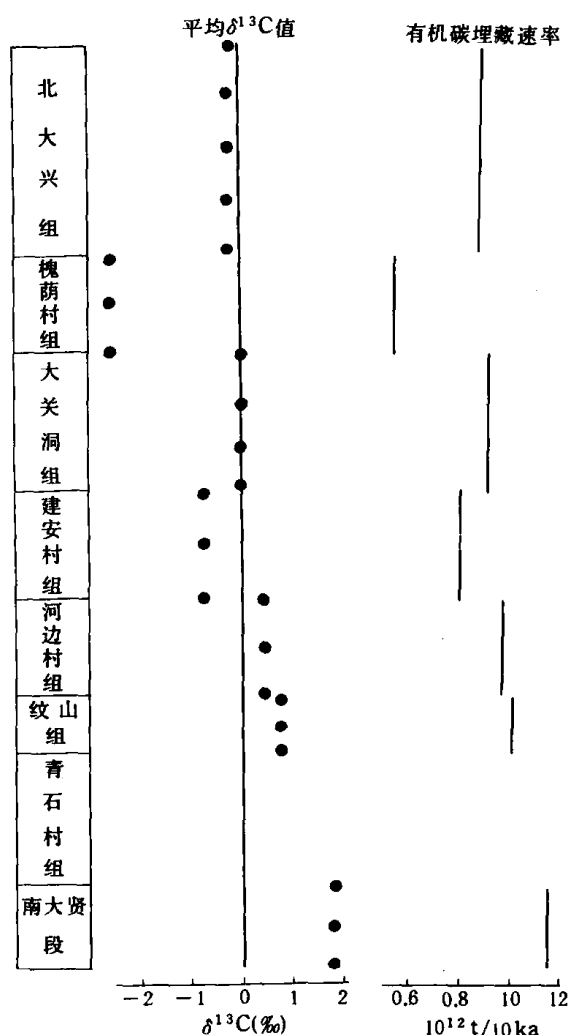


图 3 五台山地区溇沱群中组(段)平均碳同位素组成及相应的全球有机碳埋藏速率

全球有机碳埋藏速率( $T$ )由公式:  $T = 1.44 \times 10^{12} \times (\delta^{13}\text{C} - 2.0) + 12 \times 10^{12}$  计算得到<sup>[13]</sup>, 其中  $\delta^{13}\text{C}$  为白云岩碳同位素组成。由于早元古代生物死亡后, 因氧化而被分解的少, 因此, 有机碳埋藏速率可以近似地反映当时生物量的大小 ( $\text{t}/10 \text{ka}$ )

埋藏速率的计算结果,南大贤段和槐荫村组时期全球生物量分别近似为每万年  $11.58 \times 10^{12} \text{t}$  和  $5.38 \times 10^{12} \text{t}$ , 分别为现代全球生物量的 1% 和 0.5% (现代全球生物量每万年为  $12 \times 10^{14} \text{t}^{[14]}$ )。其余时期生物量的大小 ( $\text{t}/10 \text{ka}$ ) 请参看图 3 中有机碳埋藏速率。需要说明的是,用有机碳的埋藏量来推测生物量,前者只是后者的最低值。

### 参 考 文 献

- [1] Schidlowski, M. *et al.*, *Precambrian Research*, 1975, (2): 1—69.
- [2] 陈锦石, 地层学杂志, 1985, 9(2): 142—148.
- [3] 白 谨, 五台山早前寒武纪地质, 天津科学技术出版社, 天津, 32—105.
- [4] Fairchild, I. J., Spiro, B., *Sedimentology*, 1987, 34: 973—989.
- [5] Kaufman, A. J. *et al.*, *Precambrian Research*, 1991, 49: 301—327.
- [6] Shackleton, N. J., *Marine Petroleum Source Rocks*, Oxford University Press, London and New York, 1987.
- [7] Veizer, J., Hoefs, J., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, 40: 1387—1395.
- [8] Holser, W. T. *et al.*, *Chemical Cycles in the Evolution of the Earth*, Wiley, New York, 1988, 105—174.
- [9] Baker, A. J., Fallick, A. E., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53: 1111—1115.
- [10] Burdett, J. W. *et al.*, *Geology*, 1990, 18: 227—230.
- [11] Schidlowski, M. *et al.*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, 40: 449—455.
- [12] Williams, D. F. *et al.*, *Isotope Chronostratigraphy Theory and Methods*, Academic Press, California, 1988, 1—134.
- [13] 钟 华、陈锦石, 地质科学, 1992, (2): 160—168.
- [14] Schopf, T. J. M. (仇祥华、朱西岭译), 古海洋学, 海洋出版社, 北京, 1984, 183—243.
- [15] Condie, K. C., *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Pergamon Press, New York, 1982, 268—270.