

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

早元古代碳同位素突变的发现

钟 华

(中国科学院地质研究所, 北京)

马 永 生

(石油勘探开发科学研究院地质研究所, 北京)



文中较详细较系统地研究了早元古代碳酸盐岩的碳同位素组成。样品采自山西五台县滹沱群建安村组、大关洞组和槐荫村组。平均采样间距 6.9 m, 分析样品总数 209 个。所分析的样品全部为泥晶白云岩。碳同位素分析结果, 清楚地显示了建安村组—大关洞组界线处以及大关洞组—槐荫村组界线附近碳同位素突变的存在。这次在前寒武系中发现的碳同位素突变, 与白垩系—第三系、二叠系—三叠系、寒武系—前寒武系等界层碳同位素突变类似。早元古代碳同位素突变的发现, 对于研究当时生物的演化, 早元古代大区域甚至全球地层对比, 以及研究碳的地球化学循环有一定意义。

关键词 碳同位素突变 早元古代 碳酸盐岩地层

自白垩纪—第三纪界线地层碳酸盐岩碳同位素突变发现以后, 二叠纪—三叠纪、寒武纪—前寒武纪等界层中碳同位素突变亦相继发现^[1-3]。地层剖面中碳酸盐岩碳同位素突变, 为研究地质事件提供了有力证据, 也为地层划分对比提供了新的途径。

早元古代是一段很重要的地质时期, 大气圈、生物圈、水圈等发生了一系列重要的变化。长期以来, 中外地质学家对它进行了大量的研究, 但缺乏详细的碳同位素采样分析。笔者较详细地研究了山西五台早元古代建安村组、大关洞组和槐荫村组碳酸盐岩的碳同位素组成, 发现了碳同位素突变。

工作区位于山西省五台县建安村、槐荫村一带。这里早元古代滹沱群的建安村组、大关洞组及槐荫村组均为连续沉积, 地层连续出露, 岩性均为泥晶白云岩 (除极少量的泥质岩外), 岩石仅遭受低级变质 (为绿片岩相), 其结构构造保留完好, 是研究早元古代碳酸盐岩碳同位素演化的理想地点。同位素采样沿剖面逐层进行, 平均采样间距为 6.9 m, 共采集样品 209 个, 其中建安村组 30 个, 大关洞组 120 个, 槐荫村组 59 个。这些样品均进行了碳同位素分析: 平衡温度 25℃, 平衡时间 72 h, 然后在 MAT-251 质谱计上测试, 精度优于 $\pm 0.1\%$ 。碳同位素分析结果列于表 1, 并绘成图 1。

注: 本文为国家自然科学基金 (批准号: 49000035) 和北京中关村联合分析测试中心资助项目。
本文 1993 年 12 月收到, 1994 年 9 月改回, 萧品芳编辑。

表 1 早元古代白云岩碳同位素分析数据

Table 1 Carbon isotope data of Early Proterozoic dolomites

样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$
槐荫树组		WT-258	-2.6	WT-215	1.3	WT-170	-0.6
WT-301	-0.8	WT-257	-3.4	WT-214	0.5	WT-169	-0.4
WT-300	-2.0	WT-256	-2.1	WT-213	0.2	WT-168	-0.6
WT-299	-1.9	WT-255	-2.8	WT-212	0.1	WT-167	-1.5
WT-298	-1.1	WT-254	-2.7	WT-211	0.2	WT-166	-2.0
WT-297	-1.7	WT-253	-3.0	WT-210	1.3	WT-165	-0.7
WT-296	-1.9	WT-252	-3.0	WT-209	1.9	WT-164	-0.4
WT-295	-2.0	WT-251	-3.0	WT-208	1.5	WT-163	-1.1
WT-294	-2.0	WT-250	-2.7	WT-207	0.8	WT-162	-0.4
WT-293	-2.6	WT-249	-2.9	WT-206	0.4	WT-161	-0.8
WT-292	-2.3	WT-248	-3.0	WT-205	1.5	WT-160	-0.2
WT-291	-2.1	WT-247	-3.0	WT-204	1.6	WT-159	-0.8
WT-290	-2.2	WT-246	-3.2	WT-202	0.2	WT-158	0.3
WT-289	-3.0	WT-245	-3.5	WT-201	0.7	WT-157	0.2
WT-288	-2.4	WT-244	-3.1	WT-200	1.1	WT-156	-0.2
WT-287	-2.7	WT-243	-1.8	WT-199	1.1	WT-155	-0.1
WT-286	-2.1	大关洞组		WT-198	0.4	WT-154	0.2
WT-285	-3.2	WT-242	-3.7	WT-197	1.6	WT-153	0.2
WT-284	-2.2	WT-241	-3.1	WT-196	1.7	WT-152	0.1
WT-283	-2.2	WT-240	-2.9	WT-195	1.7	WT-151	-0.2
WT-282	-3.1	WT-239	-2.5	WT-194	1.4	WT-150	-0.3
WT-281	-2.2	WT-238	-0.3	WT-193	1.5	WT-149	-0.4
WT-280	-2.2	WT-237	-0.8	WT-192	1.3	WT-148	-0.3
WT-279	-3.0	WT-236	0.7	WT-191	1.4	WT-147	-0.1
WT-278	-2.3	WT-235	-0.1	WT-190	1.4	WT-146	-0.0
WT-277	-3.1	WT-234	0.2	WT-189	0.4	WT-145	-1.5
WT-276	-3.1	WT-233	-0.5	WT-188	0.0	WT-144	-0.8
WT-275	-2.8	WT-232	-1.0	WT-187	0.3	WT-143	-0.8
WT-274	-2.0	WT-231	0.0	WT-186	-0.1	WT-142	-0.5
WT-273	-2.9	WT-230	-0.0	WT-185	0.3	WT-141	-0.5
WT-272	-2.3	WT-229	-0.2	WT-184	0.4	WT-140	-0.2
WT-271	-2.8	WT-228	-0.1	WT-183	-0.6	WT-139	-0.9
WT-270	-2.3	WT-227	0.0	WT-182	-0.4	WT-138	-1.2
WT-269	-2.0	WT-226	0.2	WT-181	0.1	WT-137	-1.1
WT-268	-2.3	WT-225	-0.6	WT-180	0.6	WT-136	0.1
WT-267	-2.4	WT-224	-0.4	WT-179	0.1	WT-135	-0.1
WT-266	-3.1	WT-223	0.1	WT-178	-0.0	WT-134	0.1
WT-265	-2.4	WT-222	0.1	WT-177	-0.7	WT-133	1.2
WT-264	-2.9	WT-221	-1.2	WT-176	-0.8	WT-132	1.0
WT-263	-3.2	WT-220	0.1	WT-175	-1.0	WT-131	1.1
WT-262	-3.0	WT-219	1.1	WT-174	-0.2	WT-130	0.6
WT-261	-2.5	WT-218	1.1	WT-173	-0.2	WT-128	0.4
WT-260	-2.5	WT-217	1.2	WT-172	-0.1	WT-127	0.9
WT-259	-2.4	WT-216	0.0	WT-171	-0.3	WT-126	0.5

续表 1

样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PD}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	样品号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$
WT-125	0.6	WT-117	-1.1	WT-108	-0.7	WT-99	-0.8
WT-124	0.6	WT-116	-1.3	WT-107	-0.9	WT-98	-0.3
WT-123	0.2	WT-115	-0.7	WT-106	-0.5	WT-97	-1.0
WT-122	0.6	WT-114	-0.8	WT-105	-0.5	WT-96	-0.9
WT-121	0.5	WT-113	-0.7	WT-104	-0.4	WT-95	-1.1
建安村组		WT-112	-0.7	WT-103	-0.8	WT-94	-1.0
WT-120	-1.8	WT-111	-0.8	WT-102	-0.8	WT-93	-1.6
WT-119	-1.4	WT-110	-0.8	WT-101	-0.8	WT-92	-0.7
WT-118	-0.9	WT-109	-0.7	WT-100	-0.7	WT-91	0.2

注: 所分析的样品新鲜, 样品内无方解石脉; 所有数据均按地层层序由新至老的顺序排列。

从表 1 和图 1 中可以看出, 碳同位素组成有如下特征: 第 1, 建安村组、大关洞组及槐荫村组的碳同位素组成相对稳定, 而各组之间 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显不同, 建安村组上部 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 -1.0‰ — -0.5‰ ; 大关洞组底部 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 $+0.5\text{‰}$ 中部 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要分布于 -1.0‰ — 0‰ , 上部 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要分布于 $+0.5\text{‰}$ — $+1.5\text{‰}$, 顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 值多在 -0.5‰ — 0‰ , 往上 $\delta^{13}\text{C}$ 值向更负的方向演变; 槐荫村组 $\delta^{13}\text{C}$ 值一直稳定在 -3.0‰ — -2.0‰ 。第 2, 出现两个明显的碳同位素突变: 一个在建安村组与大关洞组的界线处, $\delta^{13}\text{C}$ 值由建安村组最顶部 (WT-120) 的 -1.8‰ 变化成大关洞组最底部 (WT-121) 的 0.5‰ , $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度为 2.3‰ , 两样品的间距仅为 3 m; 另一个出现在大关洞组顶部, 由 0.7‰ (WT-236) 向上依次变为 -0.8‰ (WT-237), -2.5‰ (WT-239), -2.9‰ (WT-240), -3.1‰ (WT-241), 至大关洞组最顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -3.7‰ (WT-242), 达到整个剖面碳同位素组成的最低值, 再往上 $\delta^{13}\text{C}$ 值一直稳定在 -3.0‰ — -2.0‰ 。从样品 WT-236 至 WT-242, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化幅度为 4.4‰ , 而地层厚度仅为 25 m。

海相碳酸盐岩稳定同位素与成岩作用的关系, 已进行过大量的研究。相对氧同位素来说, 碳酸盐岩中碳同位素受成岩作用的影响较少。碳酸盐岩中由海水直接沉淀颗粒的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与成岩作用中形成胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相差不大, 在很多情况下, 它们之间并无明显的区别^[4-6]。前寒武纪白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值(全岩)比其原始的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(岩石厚片中在阴极发光下不发光部分, 通常被认为是没有经过成岩蚀变的改造, 保持了原始的同位素组成)仅平均低 0.3‰ ^[7]。因此, 成岩作用不是造成本文中碳同位素突变的原因。第 2, 对白云岩的成因普遍认为它经历了白云岩化作用, 但在白云岩化过程中, 只有 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的交换, 而没有碳的交换, 由此可以排除白云岩化作用对 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。第 3, 从本文所研究的剖面来看, $\delta^{13}\text{C}$ 值在突变前和突变后均保持非常稳定。碳同位素组成如此有规律的变化, 是无法用成岩作用或白云岩化作用来解释。笔者认为, 建安村组-大关洞组界线和大关洞组-槐荫村组界线附近碳同位素突变的出现不是随机的, 而是与白垩系-第三系等界线处 $\delta^{13}\text{C}$ 值突变相类似, 是早元古代海水中溶解态碳 (HCO_3^- 、 CO_3^{2-}) 碳同位素组成快速变化的反映。

制约海水碳同位素组成的因素是有机碳埋藏速率^[8]。因为地球上碳存在两大储库:

无机碳储库和有机碳储库。由于生物光合作用优先吸收 ^{12}C , 大气、海洋中 ^{13}C 的含量会

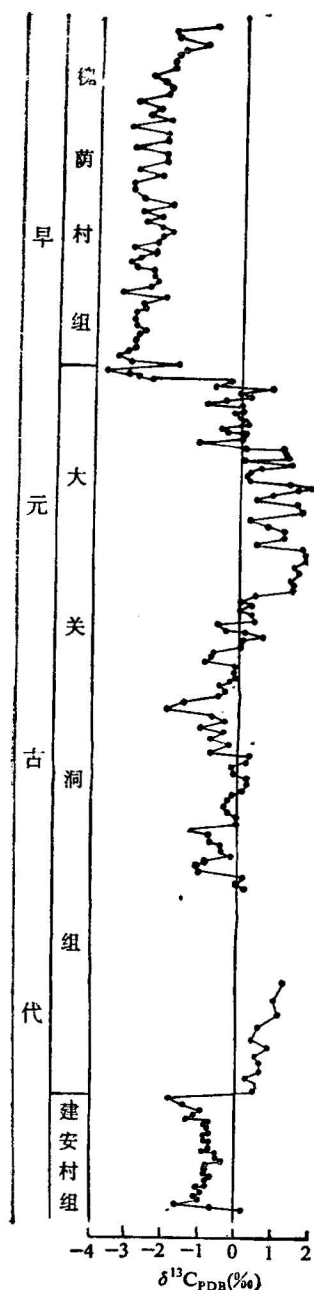


图1 山西五台早元古代溇沱群白云岩碳同位素组成

Fig.1 Carbon isotopic composition of dolomites of the Early Proterozoic Hutuo Group in the Wutai Mountain area, Shanxi Province

随着光合作用带走的 ^{12}C 的多少而变化。有机碳埋藏速率越大,意味着在一定的时期内大气、海洋中被光合作用转移、储存下来的 ^{12}C 的量就越多,这使得海洋中溶解态无机碳 ^{13}C 的含量越高,进而沉积碳酸盐碳同位素组成越重(即 ^{13}C 含量较高)。相反,有机碳埋藏速率越小,意味着一定时期内大气、海洋中被光合作用转移、储存下来的 ^{12}C 的量就越少,海洋中溶解态无机碳 ^{13}C 的含量也就越低,沉积碳酸盐碳同位素组成越轻(即 ^{13}C 含量较低)。由此可见,碳酸盐(岩)碳同位素组成与有机碳埋藏速率有密切的关系,较重的碳同位素组成可用来反映较高的有机碳埋藏速率,而较轻的碳同位素组成可反映较低的有机碳埋藏速率。这种理论模式在显生宙研究中得到了初步验证。例如:石炭纪一二叠纪是地质时期中全球最主要的成煤期(应该说有较高的有机碳埋藏速率),这与当时沉积的海相碳酸盐有较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对应^[9];中白垩世全球分布的黑色页岩层位与碳酸盐岩较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对应^[10],等等。正因为碳同位素与有机碳埋藏速率之间的关系,地质学家用它来研究一些地质界线上生物的绝灭,这在白垩系—第三系、二叠系—三叠系以及寒武系—前寒武系等界线的研究中已取得了许多重要的成果^[11,12]。鉴于早元古代大气氧含量很低,有人认为直至晚元古代末期,大气氧的含量仅为现代大气氧含量的1%^[13]或6%—8%,在这种情况下,生物死亡之后,遭受氧分解的可能性小,能基本上被埋藏起来成为有机碳,使得早元古代一定时期内的生物量与有机碳埋藏量(即单位时间内的有机碳埋藏速率)接近。因此,早元古代碳酸盐岩较重的碳同位素组成,与生物的繁盛期相对应,而较轻的碳同位素组成,与生物的衰退期相对应。建安村组碳同位素组成较轻,说明此时生物经历了一个衰退期;由建安村组至大关洞组,碳同位素由轻突然变重,反映生物由衰变快速走向了繁盛。大关洞组碳同

位素组成有些变化,说明当时生物量亦是有些变化,但总的来说,生物处于一个相对的繁盛时期;大关洞组末期,碳同位素组成突然变轻,说明当时生物经历了一个由繁盛走向衰退的突变,这种衰退一直在槐荫村组时期内持续。相对建安村组时期来说,槐荫村组时期有更低的生物量。叠层石的研究结果支持上述解释。研究表明,五台地区大关洞组富含大量的叠层石,而槐荫村组几乎不含叠层石^[4]。大关洞组和槐荫村组叠层石含量的悬殊差别,与两组 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显不同相吻合: 大关洞组叠层石丰富,白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦相对较重;而槐荫村组叠层石贫乏,白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦相对较轻。

早元古代碳同位素突变的发现,对前寒武纪地质学研究有重要意义。(1) 地质时期中,生物量的演化很难从化石保存情况中得到较为精确的信息,因为化石的保存具有不完整性。早元古代碳同位素突变的存在,说明当时生物量的演化存在快速的变化,或由繁盛突然变为衰退(大关洞组—槐荫村组界线附近),或由衰退突然变为繁盛(建安村组—大关洞组界线)。生物量的这种突变,往往孕育着生物演化史上的大变革。例如: 前寒武纪末期生物的突然绝灭,带来了生物演化史上的大革命——壳体生物的出现。二叠纪末期生物的突然绝灭,却使得双壳类、腹足类、菊石类等以及爬行动物、裸子植物在中生代大为发展。白垩纪末期生物的突然绝灭,导致哺乳动物的兴起和被子植物的繁盛。由此可见,早元古代碳同位素突变的发现,对于研究早前寒武纪生物演化提供了宝贵的资料;(2) 早元古代地层缺乏壳体生物化石,而叠层石演化速度慢,且特征又不很明显,使得地层较精细的对比,尤其是大区域、全球性的地层对比难以实现。碳同位素突变具有标志作用,可望为解决早元古代碳酸盐岩地层大区域,甚至全球性对比上的争端问题,提供新的途径;(3) 有机碳和无机碳之间的相互转换,是碳的地球化学循环的主要途径之一^[5],而海相碳酸盐岩碳同位素组成,在一定程度上反映了有机碳储库和无机碳储库的相对大小。因此,碳同位素突变将为研究早元古代碳的地球化学循环提供重要依据。

在工作中,得到了陈锦石研究员的帮助和支持,笔者表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 陈锦石,邵茂荃,霍卫国,姚御元. 浙江长兴二叠系和三叠系界限地层的碳同位素. 地质科学,1984,(1): 88—93.
- 2 Chen J S, Chu X L, Shao M R, Zhong H., Carbon isotope stratigraphy at Permian-Triassic boundary in South China. Chemical Geology, 1991, 86: 239—251.
- 3 陈锦石,钟 华,储雪蕾. 中国前寒武系—寒武系界线的碳同位素地层学研究. 科学通报,1992,37(6):540—542.
- 4 Savard M and Bourque P A. Diagenetic evolution of a Late Silurian reef platform, Gaspé Basin, Quebec, based on cathodoluminescence petrography. Can. J. Earth Sci., 1989, 26: 791—806.
- 5 Scotchman I C. Diagenesis of the Kimmeridge clay Formation, onshore UK. J. Geol. Society, London, 1989, 146: 285—303.
- 6 Ahr Wayne M. Early diagenetic microporosity in the Cotton Valley Limestone of East Texas. Sediment Geology, 1989, 63: 275—292.
- 7 Kaufman A J, Hayes J M, Knoll A H and 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. Precambrian Res., 1991, 49: 301—327.
- 8 钟华,陈锦石. 距今14亿年低生物量的碳同位素证据. 地质科学,1992,(2): 160—168.
- 9 Brand U. Biogeochemistry of Late Paleozoic North American brachiopods and secular variation of seawater composition. Biogeochemistry, 1989, 7: 159—193.
- 10 Schlanger S O, Arthur M A, Jenkyns H C and Scholte P A. The Cenomanian—Turonian oceanic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Brooks J and Fleet A J eds. Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Special Publication

No. 26, 1987. 371—399.

- 11 Magaritz M. ^{13}C minima follow extinction events: A clue to faunal radiation. *Geology*, 1989, 17: 337—340.
- 12 Kump L R. Interpreting carbon-isotope excursions: strangelove oceans. *Geology*, 1991, 19: 299—302.
- 13 肖普夫 T J M. 古海洋学. 仇祥华, 朱西岭译. 北京: 海洋出版社, 1984. 183—243页.
- 14 白 瑾. 五台山早前寒武纪地质. 天津: 天津科学技术出版社, 1986. 32—105页.
- 15 Berner R A and Lasaga A C. Modeling the geochemical carbon cycle. *Scientific American*, 1989, (3): 54—61.

DISCOVERY OF EARLY PROTEROZOIC CARBON ISOTOPE SHIFTS

Zhong Hua

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences. Beijing*)

Ma Yongsheng

(*Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing*)

Abstract

The carbon isotopic composition of Early Proterozoic carbonate rocks has been studied systematically. Samples of micritic dolomites were taken from the Jian'ancun, Daguandong and Huaiyincun Formations of the Hutuo Group, Wutai Mountain, Shanxi Province. A total of 209 samples were analysed for carbon isotopes, and the mean sampling interval is 6.9 m. Carbon isotope analysis indicates the following: (1) $\delta^{13}\text{C}$ values are relatively constant in each of the formations, but the various formations have different $\delta^{13}\text{C}$ values; (2) there are two distinct carbon isotope shifts: one appears on the Jian'ancun Formation-Daguandong Formation boundary, with $\delta^{13}\text{C}$ varying from -1.8‰ in the uppermost part of the Jian'ancun Formation to 0.5‰ in the lowermost part of the Daguandong Formation (a $\delta^{13}\text{C}$ variation range of 2.3‰) at a sample interval of only 3 m; the other shift exists at the top of the Daguandong Formation with $\delta^{13}\text{C}$ decreasing in ascending order from 0.7‰ to -0.8‰ , -2.5‰ , -2.9‰ , -3.1‰ and -3.7‰ successively (a $\delta^{13}\text{C}$ variation range of 4.4‰) while the thickness of the strata is only 25 m. The above-mentioned carbon isotope characteristics are considered as a manifestation of the variation of carbon isotopic composition in total dissolved inorganic carbon in Early Proterozoic seawater. The discovery of the Early Proterozoic carbon isotope shifts has important significance for studying Early Paleozoic biotic evolution, regional stratigraphic correlation and carbon geochemical cycle.

Key words: carbon isotope shift, Early Proterozoic, carbon strata

作 者 简 介

钟 华, 1963 年生, 1984 年毕业于中国地质大学(武汉)地质系地质学专业, 1987 年获中国科学院地质研究所同位素地球化学专业硕士学位。主要从事稳定同位素地质学研究。现为中国科学院地质研究所在职博士研究生, 任该所助理研究员。通讯处: 北京市德胜门外祁家豁子中国科学院地质研究所, 邮编: 100029。

《海洋与湖沼》学报 1995 年增刊征订启事

为减少稿件积压, 缩短出版周期, 《海洋与湖沼》学报编辑部于 1995 年 5 期同时出版增刊一期, 定于 1995 年 9 月出版。望各订阅单位、读者以及其他需要者, 同青岛市南海路 7 号(邮政编码: 266071) 本刊编辑部联系, 联系人: 王淼。请写明订阅数目、订阅者单位、姓名、详细地址(包括邮政编码)。

《海洋与湖沼》学报

编 辑 部

1995 年 3 月