

河东煤田晚古生代层序地层的碳氧同位素特征

李贵东 温显端 (中国地质大学 北京 100083)

摘要 系统分析了河东煤田上石炭统(C_2)—下二叠统下部(P_1) 45个碳酸盐岩样品的碳氧同位素在层序中的分布特征,探讨了碳氧同位素应用于层序划分及对比、相对海平面变化研究及晚古生代地层沉积相研究的可能性。研究表明,碳氧同位素在 C_2 及 P_1 的三级层序中的分布特征是不相同的,从TST到HST,在 C_2 的三级层序中, $\delta^{13}C$ 及 $\delta^{18}O$ 不断变重;在 P_1 的三级层序中, $\delta^{13}C$ 不断变轻,而 $\delta^{18}O$ 不断变重。这种规律在 P_1 每个三级层序中均相似,垂向上显示出韵律性。横向上, $\delta^{13}C$ 及 Z 值总体具有由北向南升高的趋势。碳氧同位素在层序中的分布是受聚煤作用、陆源物质的注入、古气候、沉积环境及时间等控制的。

关键词 碳同位素 氧同位素 层序地层学 晚古生代 河东煤田

中国图书资料分类法分类号 P597.2 P536

作者简介 李贵东 男 28岁 博士研究生 沉积学

1 引言

碳氧同位素的研究工作很早就开展了,在成矿、成岩的物质来源、矿床成因和成矿温度等方面已得到广泛应用^[1],并且日益受到人们的重视。近几年来,关于碳氧同位素与层序地层关系的文章^[2,3]不断出现,初步揭示了碳氧同位素在层序内部的分布特征,使层序地层研究又多了一个新手段。

通过河东煤田晚古生代碳酸盐岩中碳氧同位素的研究发现,其分布规律与三级层序关系密切,可用于指示相对海平面的变化;配合古生物及岩石学的标志,还可以用于判别海相和陆相环境。

2 研究区及其地质背景

研究区主要为山西省河东煤田,向北延至内蒙古准格尔旗,含煤地层为石炭二叠系的一套海陆过渡相沉积,物源主要来自北部,上石炭统发育2个三级层序组,包括7个三级层序 Sq^1-Sq^7 ^[4];下二叠统共划分出4个三级层序组,本文只涉及第一个三级层序组 P_1 ,即 Sq^8-Sq^{12} 共5个三级层序^[4]。 P_1 发育5套灰岩,自下而上分别为 L_0 、 L_1 、 L_2 、 L_3 、 L_4 ,灰岩总厚度占该段地层总厚度的三分之一以上,因此

碳酸盐岩样品较多。

3 样品

采样剖面分别为北区扒楼沟、中区招贤、南区西坡三个剖面,它们代表了不同的沉积面貌。对不同层位的45个样品进行了 $\delta^{13}C$ 及 $\delta^{18}O$ 测定,测定结果均采用PDB标准。多数样品是含有正常海化石组合的灰岩,或从岩样中分离出来的上述生物化石或碎片,部分样品的 Z 值用下式^[5]计算得出:

$$Z = 2.048(\delta^{13}C + 50) + 0.498(\delta^{18}O + 50)。$$

4 碳氧同位素分析结果

4.1 碳氧同位素在 C_2 中的分布特征

所测的11个样品中有两个泥质含量过高,产气量小,无法测出数值。其他9个样品的 $\delta^{13}C$ 及 $\delta^{18}O$ 均为负值, Z 值均小于120, $\delta^{13}C$ 普遍偏轻(表1)。在 Sq^6 中, $\delta^{13}C$ 在TST(海侵体系域)中明显轻于HST(高位体系域),但至HST顶部, $\delta^{13}C$ 变轻。(图1b)

4.2 碳氧同位素在 P_1 中的分布特征

$\delta^{13}C$ 在 P_1 的各个三级层序中具有相似的分布特征,即 $\delta^{13}C$ 在TST中一般重于HST,更确切地说,从TST到HST, $\delta^{13}C$ 是在不断变轻的,垂向上

表 1 河东煤田晚石炭世—早二叠世早期部分碳、氧同位素分析结果表 10⁻³

| | | | | 扒楼沟 | | | 招贤 | | | 西坡 | | | 岩性 |
|----------------|---------|-----|----------------|---------------------------|---------------------------|--------|---------------------------|---------------------------|--------|---------------------------|---------------------------|--------|-------------|
| 三级层序组 | 三级层序 Sq | 体系域 | 灰岩编号 | δ ³ C (PDB) | δ ³ O (PDB) | Z | δ ³ C (PDB) | δ ³ O (PDB) | Z | δ ³ C (PDB) | δ ³ O (PDB) | Z | |
| | 12 | HST | L ₄ | −4.258 | −12.97 | 112.12 | | | | | | | 泥质灰岩 |
| | | | | | | | 2.447 | −7.731 | 128.46 | −1.140 | −12.00 | 118.98 | 泥灰岩(西坡) |
| | | TST | | −1.638 | −13.12 | 117.41 | −1.295 | −10.15 | 114.50 | −0.928 | −12.50 | 119.16 | 腕足壳(招贤) |
| | 11 | HST | L ₃ | | | | −2.866 | −11.91 | 115.50 | −9.447 | −11.75 | 102.10 | 生屑泥晶灰岩 |
| | | | | −4.987 | −13.18 | 110.52 | | | | | | | 泥质灰岩 |
| | | | | | | | −0.196 | −13.13 | 120.36 | −1.509 | −13.61 | 117.43 | 泥质生屑灰岩 |
| | | TST | | | | | 3.892 | −11.40 | 129.59 | | | | 混晶生屑灰岩 |
| | | | | | | | | | | | | | 泥晶生屑灰岩 |
| P ₁ | 10 | HST | L ₂ | 0.094 | −7.862 | 123.58 | −3.095 | −11.44 | 115.26 | | | | 钙质泥岩(招贤) |
| | | | | | | | −0.417 | −15.15 | 118.90 | −0.966 | −11.58 | 119.56 | 泥晶生屑灰岩(西坡) |
| | | | | | | | 0.313 | −12.82 | 121.56 | −0.357 | −8.593 | 122.28 | 泥晶生屑灰岩 |
| | | | | | | | 1.278 | −11.44 | 124.22 | | | | 腕足壳 |
| | | | | | | | −0.414 | −12.94 | 120.01 | | | | 腕足壳 |
| | | | | | | | −3.615 | −11.26 | 114.28 | | | | 泥质生屑灰岩 |
| | | | | | | | | | | −7.316 | −12.12 | 106.29 | 泥质灰岩(招贤) |
| | | | | | | | 0.337 | −10.44 | 122.78 | | | | 生屑灰岩(西坡、水道) |
| | | | | | | | | | | −6.232 | −12.96 | 108.07 | 泥质生屑灰岩(招贤) |
| | | | | | | | −3.766 | −14.77 | 112.23 | | | | 生屑灰岩(西坡、水道) |
| | 9 | HST | L ₁ | | | | −1.141 | −12.97 | 118.50 | −5.956 | −14.12 | 108.07 | 泥质灰岩(招贤) |
| | | | | | | | | | | | | | 生屑灰岩(招贤) |
| | | TST | L ₀ | | | | 0.522 | −13.11 | 121.84 | −5.722 | −14.63 | 108.29 | 生屑灰岩(西坡、水道) |
| | 8 | | | | | | | | | | | | 生屑灰岩 |
| C ₂ | 7 | HST | L _β | 含泥高 气量小 | | | | | | | | | 泥质灰岩 |
| | | | | −4.374 | −14.20 | 111.27 | | | | | | | 泥晶生屑灰岩 |
| | | TST | | −4.00 | −13.96 | 112.16 | | | | | | | 生屑泥晶灰岩 |
| | 6 | HST | L _β | 含泥高 气量小 | | | | | | | | | 生屑泥质灰岩 |
| | | | | −1.006 | −12.20 | 119.16 | | | | | | | 生屑泥质灰岩 |
| | | | | −4.652 | −14.45 | 110.58 | | | | | | | 生屑泥质灰岩 |
| | | TST | | −5.560 | −14.62 | 108.63 | | | | | | | 生屑泥质灰岩 |
| | 5 | | | | | | | | | | | | |
| | 4 | | L _α | | | | −4.058 | −10.43 | 113.79 | | | | 生屑泥晶灰岩 |
| C ₂ | 3 | | L _b | | | | −4.78 | −13.10 | 110.79 | | | | 生屑泥晶灰岩 |
| | 2 | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | | | | | | | | | | | | |

具有明显的韵律性。(图 1, 2)

TST 中, 从下到上, δ³O 不断变轻; 从 TST 到 HST, δ³O 不断变重, 与 δ³C 在三级层序中的变化相反, 垂向上也具有明显的韵律性。(图 1, 2)

4.3 碳氧同位素在横向上的分布特征

δ³C 及 Z 值在横向上的变化也是有规律的。总体上具有由北向南 δ³C 不断变重、Z 值不断升高的趋势。这一点在 Sq¹² 中的表现最明显。(表 1) 中值

得注意的是 Sq¹⁰, 在西坡下部三个样品中 δ³C 明显偏轻, 可能是受水道影响所致。

4.4 碳氧同位素异常值的分布

δ³C 异常值分别是招贤的 −3.766 和 −3.615 (Sq¹⁰)、西坡的 −9.447 (Sq¹¹)、Sq¹⁰ 下部的三个样 (−7.316, −6.232, −5.956) 及 −5.722 (Sq⁹), 它们与上述三个 δ³C 的分布特征很不协调。根据野外及室内观察研究, 它们或者是泥质含量高的样品, 或

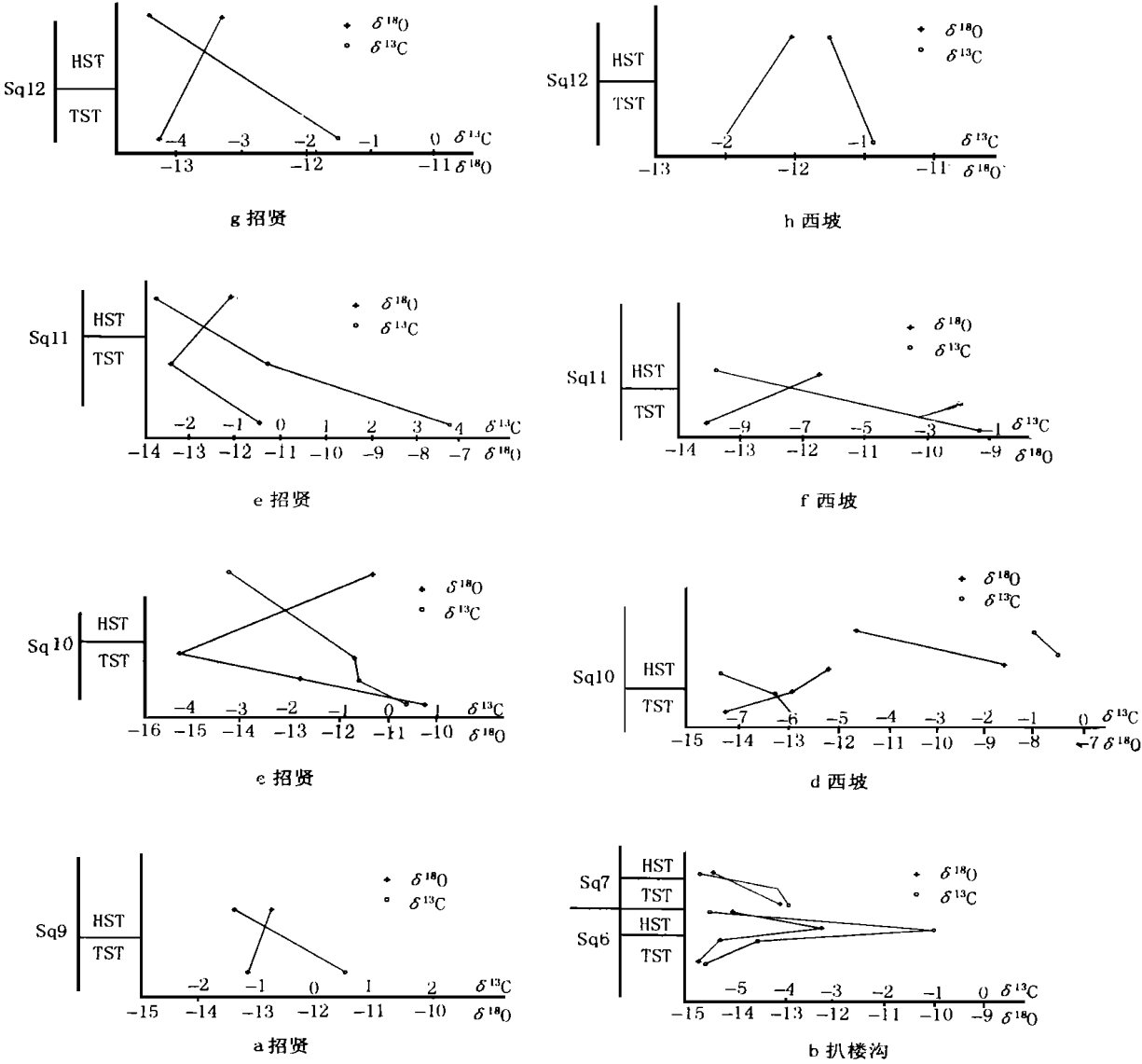


图 1 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 在三级层序中的变化

者是受水道影响的样品,均反映了陆源物质的大量注入对 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响。

$\delta^{18}\text{O}$ 异常值分别是桥头的 -7.862 (Sq10)、招贤的 -7.731 (Sq12) 及西坡的 -8.539 (Sq10),它们明显地高于 P_1 的 $\delta^{18}\text{O}$ 的背景值,这些样品均为形成于特殊环境的异化腕足化石。

5 碳氧同位素分布特征的解释

5.1 碳氧同位素变化的影响因素

一般认为,影响碳氧同位素的因素主要为生物、气候、沉积环境、时间及与其有关的成岩作用等^[1]。植物通过光合作用大量吸收 $\delta^{12}\text{C}$,导致大气中 $\delta^{12}\text{C}$

相对贫乏, $\delta^{13}\text{C}$ 相对富集,大气与海水的相互作用又导致海水中 $\delta^{13}\text{C}$ 含量相对升高,此时形成的碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 必定偏重。因此植物越繁盛,光合作用越强,大气中 $\delta^{13}\text{C}$ 含量越高,海水中的 $\delta^{13}\text{C}$ 也相应地随之升高,碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 必定越偏重。植物对 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响在本区主要表现为聚煤作用。一般而言,植物不繁盛,聚煤作用就弱;聚煤作用弱,一般也反映了当时植物不太繁盛(聚煤作用还受其它因素的控制)。如前所述,植物的繁盛程度很大程度上决定了碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 数值,植物越繁盛,聚煤作用越强烈,碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 越重。

气候主要影响氧同位素的分馏,气候越干燥,

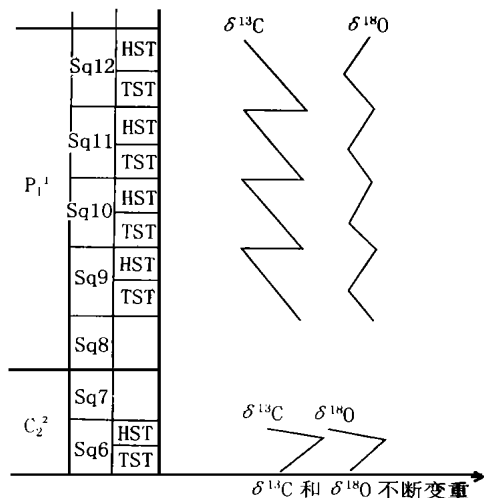


图 2 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 在三级层序中的韵律性变化
氧同位素的分馏作用越强烈,海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 越偏重。

成岩作用一般使 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻,而成岩作用一般也随时间加长而加深,因此时代越古老, $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 一般也越偏轻。

沉积环境对碳氧同位素的影响很大,一般来说,陆相环境 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 轻于海相。因此受陆源物质影响越大, $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 越轻。

5.2 碳氧同位素分布特征的解释

C_2 比 P_1^1 的 $\delta^{13}\text{C}$ 普遍偏轻,这可能与两个因素有关:其一是时间及与其相关的成岩作用;其二是聚煤作用。本区 C_2 的时限为 308~295 Ma,跨度为 13 Ma,这么长的时间无疑会影响到灰岩的成岩作用,使 C_2 灰岩的成岩作用强于 P_1^1 ,从而导致 C_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 普遍偏轻。本区 C_2 煤层一般厚度均很小,说明聚煤作用弱于 P_1^1 ,这也使得 C_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 轻于 P_1^1 。

Sq^6 的 $\delta^{13}\text{C}$ 从 TST 到 HST 不断变重这一特征可能是受该时期的聚煤作用控制的。该时期的聚煤作用主要发生于 HST,由 TST 到 HST 聚煤作用是不断增强的,从而导致 $\delta^{13}\text{C}$ 不断变重。至 HST 顶部,岩样均为泥质含量高的泥质灰岩,说明有大量的陆源物质混入,导致 $\delta^{13}\text{C}$ 大幅度变轻。

$\delta^{13}\text{C}$ 在 P_1^1 的各个三级层序中普遍具有从 TST 到 HST 不断变轻的特征 这与 P_1^1 的聚煤作用规律有着直接的联系。李宝芳等^[4]根据多年来对华北晚古生代煤系的研究,认为华北大部分地区 P_1^1 的煤层

是在海侵过程中形成的,而高水位阶段煤层不太发育。因此从 TST 到 HST 聚煤作用强度不断降低,导致 $\delta^{13}\text{C}$ 随之不断变轻。

$\delta^{18}\text{O}$ 在 P_1^1 三级层序中的变化可能主要与气候有关。如前文所述,从 TST 到 HST 聚煤作用强度不断降低,说明当时的气候可能变得干燥,海水蒸发量大,氧同位素分馏作用强,从而使得海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 含量升高,所形成的碳酸盐也就具有了较重的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

$\delta^{13}\text{C}$ 及 Z 值在横向上的变化特征是与陆源物质的混入有关的。沉积环境分析的结果表明,本区北部为主要陆源区,中部为相对深水区,南部可能某些时期提供少量陆源物质。陆源物质的注入很大程度上降低了 $\delta^{13}\text{C}$,从而也降低了 Z 值。因而北区的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 Z 值一般小于中区及南区。西坡的 Sq^{10} 下部的几个样品由于受水道的影响, $\delta^{13}\text{C}$ 明显偏轻,这也说明了陆源物质对 $\delta^{13}\text{C}$ 及 Z 值的影响是很大的。

如前所述, $\delta^{13}\text{C}$ 的几个异常值是与样品中泥质含量高有关的,这再次说明陆源物质的大量混入是 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻的重要因素之一。

$\delta^{18}\text{O}$ 的几个异常值与样品形成于特殊环境有关,它们可能形成于较闭塞的环境中,与广海流通不畅,持续的蒸发作用必然导致 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重。

6 讨论

6.1 碳氧同位素的层序地层学意义

河东煤田的碳氧同位素在 $\text{C}_2 - \text{P}_1^1$ 各个三级层序中均显示出一定的规律性变化,这种规律性变化在垂向上表现为韵律性,与三级层序保持一致。碳氧同位素的韵律性变化主要受聚煤作用、气候、陆源物质的混入及时间等因素的控制,而这些因素又都与相对海平面变化密切相关。因而碳氧同位素对于层序地层学及相对海平面变化的研究有着特殊的作用。例如本文所总结出的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 在 C_2 及 P_1^1 的各个三级层序中的分布特征,尤其是在 P_1^1 中的韵律性变化,充分说明碳氧同位素可用于层序划分及对比,探讨相对海平面变化,甚至可以探讨聚煤作用规律。

6.2 古生代碳氧同位素的指相意义

通过碳氧同位素计算出的 Z 值可用于指示海相和陆相环境,一般认为 $Z > 120$ 为海相, $Z < 120$ 为

陆相, 这只适用于中生代及其以后的地层, 而不适用于中生代以前的地层^[6]。

从表 1 可知, 河东煤田 C_2-P_1 大部分 $Z < 120$, 部分 $Z > 120$ 。 $Z > 120$ 的样品一般为较纯的灰岩及腕足化石, $Z < 120$ 的样品泥质含量一般较高。另外西坡的 Sq^9 及 Sq^{10} 由于受水道影响, Z 值明显偏低。这些情况说明, Z 值受陆源物质影响很大, 越近陆源方向, Z 值越小。因此在古生代是可以利用 Z 值来判断沉积环境或沉积相的。但是陆相与海相分界值是多少还不能像中生代及其以后的地层那么确定, 似乎分界值应更小些。

7 结论

a. 影响本区 C_2-P_1 的碳氧同位素分布的主要因素为聚煤作用及陆源物质的注入。聚煤作用强, 则 δ^3C 偏重; 陆源物质注入多, 则 δ^3C 及 δ^8O 偏轻。

b. δ^3C 在 C_2 与在 P_1 三级层序中的分布特征是不同的。在 C_2 的 Sq^6 中, 由 TST 到 HST δ^3C 不断变重, 至 HST 顶部 δ^3C 大幅度变轻。 δ^3C 的变重是与该时期聚煤作用不断增强相联系的, 而 δ^3C 在 HST 顶部的突然变轻, 则是陆源快速进积所造成的。在 P_1 各个三级层序中, 均具有由 TST 到 HST δ^3C 不断变轻的特征, 韵律性十分明显。这是由该时期的聚煤作用主要发生于海侵时期决定的。

c. δ^8O 在 P_1 各个三级层序中具有相似的变化, 从 TST 到 HST 不断变重, 这与当时的气候变化有关。

d. 陆源物质的注入影响了 δ^3C 及 Z 值在横向上的分布: 北区靠近陆地, 陆源物质影响大, δ^3C

及 Z 值偏低, 而中区远离陆地, 受陆源物质影响较小, δ^3C 及 Z 值稍高。

e. δ^3C 及 δ^8O 垂向上的韵律性变化与三级层序关系密切, 可用于层序划分及相对海平面变化的研究。

f. 碳氧同位素可以用于判断古生代海陆相环境, 但划分海相、陆相界线的 Z 值未确定, 可能小于 120。

本文是国家科委基础研究重大项目“中国古大陆及其边缘层序地层与海平面变化研究”中的子课题“华北石炭二叠纪煤系层序地层、海平面变化和聚煤规律研究”的部分研究成果, 研究过程中, 方念乔教授及课题负责人李宝芳教授给予了许多指点, 在此表示感谢。

参考文献

1 武汉地质学院地球化学教研室编·地球化学·北京:地质出版社,1979
2 李儒峰, 刘本培·碳氧同位素演化与碳酸盐岩层序地层学关系研究——以黔南马平组为例·地球科学, 1996; 21(3): 261~266
3 Mrtchell S F, Paul C R C, Gale A S·Carbon Isotopes and Sequence Stratigraphy·In: Howell J A, Aitken J F eds. High Resohition Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Geological Society Special Publication The Geological Society Publishing House, 1996; 104: 11~24
4 Li Baofang, Wen Xianduan, Kang Xidong, Li Guidong·The Applications of High Resolution Sequence Stratigraphy to Paralic and Terrestrial Coal-Bearing Strata; Two Case Studies from the Western North China Paleozoic Basin and the Tulu-fan-Hami Jurassic Basin·In: Proc 30th Int'l Geol. Congr., 1997; 18: Part B 1~19
5 曾允孚, 夏文杰·沉积岩石学·北京:地质出版社, 1985
(收稿日期 1998-12-08)

CARBON AND OXYGEN ISOTOPES IN SEQUENCE STRATIGRAPHY OF LATE PALEOZOIC STRATA IN HEDONG COAL FIELD

Li Guidong Wen Xianduan (China University of Geosciences)

Abstract Through testing ⁴⁵ carbonate samples collected from Permo-Carboniferous coal measures of the Hedong coalfield, the distributions characteristics of carbon and oxygen isotopes in sequences are analyzed, whose feasibilities for sequence subdivision and correlation, as well as for study of relative sea level variations and late Paleozoic facies are also discussed. It is shown that the distributions of carbon and oxygen isotopes in sequences (third order) are different between C_2 and P_1 . In sequences of C_2 the values of δ^3C and δ^8O varied gradually heavier from TST to HST; in sequences of P_1 , however, the values of δ^3C varied lighter from TST to HST, but the values of δ^8O heavier, both of which presented rhythmicity vertically. Laterally the values of δ^3C and Z generally present an increasing trend southwards. The distribution of carbon and oxygen isotopes in sequences are controlled by many factors, such as coal accumulation, terrigenous supply, paleoclimate, depositional environment and geologic time.

Keywords carbon isotopes; oxygen isotopes; sequence stratigraphy; late Paleozoic; Hedong coalfield