

海进体系域碳氧同位素地球化学响应 ——以黔西南地区三叠系为例

李荣西¹, 魏家庸¹, 肖家飞², 王兴理², Lehrmann D J³

(1. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002; 3. 威斯康星大学奥什科什分校 地质系, 奥什科什, WI 54901, 美国)

摘要: 层序地层研究表明, 位于扬子地块西南缘的黔西南地区在中三叠世末期(相当于 Ladinian Carnian 期)出现了一次与全球同步的大规模海侵, 形成了一个向上变深的碳酸盐岩台地淹没沉积层序。垄头组顶部和竹竿坡组分别是海进体系域(TST)的下、上部分。碳、氧同位素研究表明, 垄头组顶部自下而上 $\delta^{18}\text{O}$ 持续增大, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 先逐渐增大, 后在顶部界面附近快速下降, 反映了垄头组顶部在暴露环境下氧化作用的结果。竹竿坡组 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上逐渐增大, $\delta^{18}\text{O}$ 总体呈现逐渐减小趋势, 反映了海平面变化特征。研究认为, 海进体系域的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 演化不但反映了海平面和沉积环境变化, 同时对密集段(CS)、层序界面和古暴露面等也有很好的识别作用, 在层序地层研究中具有重要的意义。

关键词: 碳同位素; 氧同位素; 层序地层; 三叠系; 黔西南

中图分类号: P588.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2007)01-0001-05

Response of Carbon and Oxygen Isotopic Geochemistry to Transgressive Systems Tract: An Example From Triassic Stratigraphy in Southwestern Guizhou Province

LI Rong xi¹, WEI Jia yong¹, XIAO Jia fei², WANG Xing li², Lehrmann D J³

(1. School of Earth Sciences and Resources Management, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3. Department of Geology, University of Wisconsin Oshkosh, Oshkosh WI 54901, USA)

Abstract There was a large regression of sea level in the Later Middle Triassic in Yangtze Block (the famous Ladinian large regression in China). But a large transgression of sea level took place synchronously with the global sea level changes in the southwest corner of Yangtze Block at the southwest region of Guizhou Province during the same period. The Yangtze carbonate platform was drawn and a transgressive sequence was formed during that time. The transgressive systems tract (TST) comprised the top section of Longtou Formation and Zhuganpo Formation. Studies to the variations of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the TST show that the $\delta^{18}\text{O}$ of Longtou Formation increased upward while the $\delta^{13}\text{C}$ increased in lower part but decreased abruptly at the top which reflects the diagenetic alteration to the top of Longtou Formation due to exposure under continental weathering environment. The $\delta^{13}\text{C}$ increasing significantly while the $\delta^{18}\text{O}$ decreasing gradually upward within Zhuganpo Formation indicates a major sea level rise. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of TST reflect sea level fluctuation and paleoenvironment changes. The condensed section (CS) and the strata boundary can be reflected with carbon and oxygen isotopic composition.

收稿日期: 2006 03 12

基金项目: 国家自然科学基金项目(40173005)

作者简介: 李荣西(1966), 男, 甘肃庆阳人, 副教授, 从事油气勘探与地球化学研究。E-mail: rongxi@chd.edu.cn

Key words: Carbon isotope; Oxygen isotope; transgressive systems tract (TST); Triassic Period; Southwest area of Guizhou Province

0 引言

层序地层学是研究全球海平面变化过程中沉积地层分布样式及其内部成因联系。海进体系域是在一个海平面变化周期内,由于海平面上升,出现的一系列向陆推进的退积准层序,其沉积作用缓慢,顶部以富含有机质海相泥岩沉积为特征,即所谓的“凝缩段”^[1-2]。

海相碳酸盐岩的碳、氧稳定同位素地球化学组成和变化特征与层序地层具有密切的联系,常被广泛用来研究全球海平面变化、古生态、古气候和古环境演化特征^[3-4]。黔西南地区在中三叠世末期(相当于 Ladinian Carnian 期)发生过三叠纪以来最大的一次全球性海侵事件,与之对应的沉积层序是一个总体向上变深的碳酸盐岩台地淹没沉积层序^[5-6]。笔者以此为例,通过碳、氧同位素分析,研究海进体系域碳、氧同位素地球化学演化特征及海平面变化的响应。

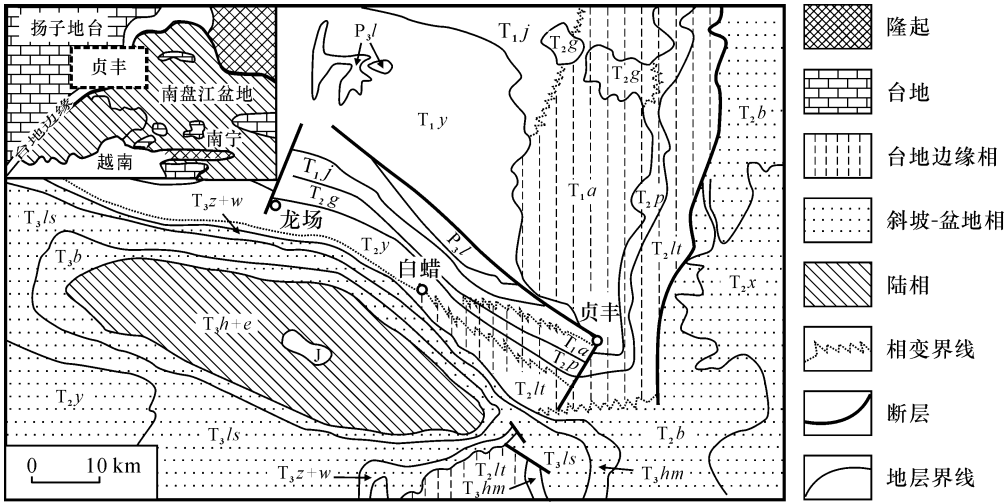
1 地质背景

研究区位于黔西南贞丰一带,处于扬子碳酸盐岩台地和南盘江沉积盆地过渡区。该区保存了二叠纪—三叠纪的连续沉积,三叠系地层发育齐全、

出露广泛。区内沉积相复杂多样,包括台地内部相、台地边缘相和盆地相(图 1),有关研究区沉积地层及沉积岩相特征见文献[7]。

扬子地块主体在中三叠世晚期(相当于 Ladinian Camian 期)出现了一次大规模的海退(即拉丁期大海退)^[8],但是位于扬子地块西南缘黔西南地区在同期却出现了一次与全球同步的大规模海侵,与之对应的沉积岩相也由杨柳井组为代表的浅水碳酸盐岩沉积变为以竹竿坡组为代表的一套富含大量的浮游生物和游泳生物的深水瘤状暗色灰泥岩和代表最大海泛面的瓦窑组黑色页岩、深海灰岩沉积,形成了一个总体向上变深的碳酸盐岩台地淹没沉积层序^[7]。研究区台地相区的杨柳井组顶部厚层灰岩(台地边缘为垄头组顶部)、竹竿坡组和瓦窑组就是该沉积层序的海进体系域(TST)-高水位体系域(HST),其底界在盆地内位于边阳组厚层陆源碎屑质浊流岩之下,为海底侵蚀不整合。在台地区其底界位于杨柳井组(台地内部)顶部,发育鸟眼、帐篷构造的渣状白云岩或垄头组(台地边缘)上部喀斯特暴露面之上,为地表暴露不整合,海进体系域与之为上超不整合关系(图 2)。

杨柳井组顶部厚层灰岩(台地边缘为垄头组顶部)和竹竿坡组暗色灰岩分别是台地相区海进体系



P₃l- 龙潭组; T₁y- 夜郎组; T₁j- 嘉陵江组; T₁a- 安顺组; T₂g- 关岭组; T₂y- 杨柳井组; T₂p- 坡段组; T₁lt- 垄头组; T₂x- 新苑组; T₂b- 边阳组; T₃z+w- 竹竿坡组+ 瓦窑组; T₃hm- 黑苗湾组; T₃ls- 赖士科组; T₃b- 把南组; T₃h+e- 火把冲组+ 二桥组; T₃x- 许满组; J- 侏罗系

图 1 黔西南地区地质简图

Fig. 1 Schematic Geologic Map of Southwest Guizhou Province

值为 $(-5 \sim +5) \times 10^{-3}$ (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $(-10 \sim -2) \times 10^{-3}$ (PDB)^[8], 这里分析的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 结果在正常海相碳酸盐岩范围之内, 因此, 其具有明显的环境指示意义。

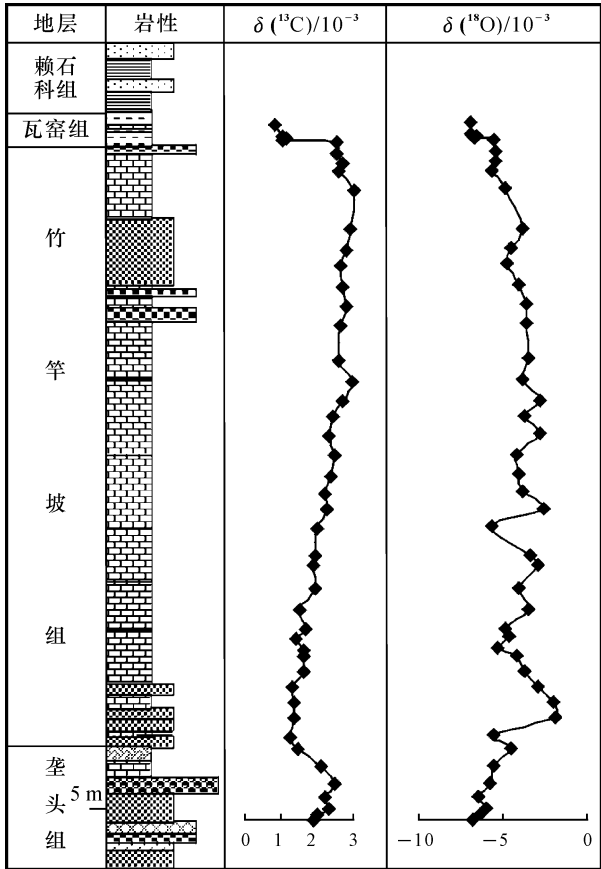


图 3 海进体系域的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线

Fig. 3 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Variation Curve of Transgressive Systems Tract (TST)

垡头组顶部和竹竿坡组分别是海进体系域的下、上部分。垡头组顶部主要由泥粒灰岩与泥粒白云岩互层组成, 鸟眼构造发育, 属潮间带到潮上带沉积环境, 是在低海平面期、间歇性暴露环境下沉积形成的。从图 3 可以看出, 垡头组 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上增大, 但在顶部界面附近快速下降, 到竹竿坡组时下降停止, 其下降幅度为 -1.3×10^{-3} (PDB)。垡头组 $\delta^{18}\text{O}$ 自下而上持续增大。垡头组 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上增大反映了海平面上升, 但是在垡头组顶部 $\delta^{13}\text{C}$ 明显下降, $\delta^{18}\text{O}$ 持续增大表明垡头组顶部在暴露环境下氧化作用的结果。因为在氧化条件下形成的碳酸盐岩贫 ^{13}C 而富 ^{12}C , 沉积岩后期重结晶作用、白云岩化作用和淡水淋滤作用对 $\delta^{16}\text{O}$ 有明显地影响^[8,9]。

与垡头组比较, 竹竿坡组作为海进体系域的上

部分, 随海水加深, $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上呈明显增大趋势, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线虽然呈许多小的旋回, 但总体上呈减小趋势。海进体系域反映了海平面上升、可容空间增大的过程, 有机质产率高, 沉降和埋藏速率大, 被氧化的机会减小, 形成的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 随海水加深相对增大。同时, 海平面上升, 由于淡水的注入使海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 相对亏损, 形成的碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 随海水加深相对减小。因此, 竹竿坡组海进体系域的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 演化规律与海进体系域海平面上升、海水加深过程一致。

瓦窑组底部密集段 (CS) 只有 4 个样, 与垡头组顶部到竹竿坡组海进体系域相比, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 出现明显负异常, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.5×10^{-3} , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -1.1×10^{-3} 。密集段与海进体系域均处于深水沉积环境中, 但密集段与最大海泛面对应, 此时可容纳空间增大, 速率达最大值。海水最深, 沉积速率最小, 单位地层厚度年代最长, 沉积有机质丰度最高, 有机碳保存条件最好。瓦窑组底部密集段 $\delta^{13}\text{C}$ 出现明显负异常与其高有机碳 (富集 ^{12}C) 有关。 $\delta^{18}\text{O}$ 负异常反映了海平面上升现象, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 明显负异常是密集段的一个重要地球化学特征^[10]。

$\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 在垡头组、竹竿坡组和瓦窑组界面上下均出现明显的异常, 反映沉积环境发生了明显变化。垡头组顶部泥粒灰岩与泥粒白云岩互层鸟眼构造发育, 属潮间带到潮上带沉积环境, 而竹竿坡组暗色灰岩为深水环境下沉积形成的, 二者间界面是一个清晰的海水突然加深的海泛面。竹竿坡组和瓦窑组界面是以瓦窑组底部密集段 (CS) 为标志, 代表了 Ladinian Carnian 期海侵层序的最大海泛面, 在该界面之上密集段的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 明显负异常反映了高有机碳含量的深水还原环境。

3.2 高频沉积旋回的 $\delta^{13}\text{C}$ 演化

白蜡剖面垡头组顶部米级沉积旋回特别清楚。典型的沉积旋回由下向上依次为灰色薄层粒泥灰岩—灰色薄层类球粒泥粒灰岩—浅灰色薄纹层状泥粒白云岩, 单层厚度 20 ~ 40 cm。下部粒泥灰岩见少量双壳类、腹足类生物屑, 中部类球粒泥粒灰岩含少量腹足类生物屑, 具垂直生物潜穴, 上部纹层状泥粒白云岩具鸟眼构造, 表现为海水由下向上逐渐变浅的沉积旋回。为了详细研究高频沉积旋回的碳氧同位素演化特征, 对垡头组顶部米级沉积旋回进行了碳氧同位素分析, 结果表明, $\delta^{16}\text{O}$ 变

化规律差, 但 $\delta^{13}\text{C}$ 的演化与米级沉积旋回几乎完全一致。 $\delta^{13}\text{C}$ 随着海水变深而增大, 随着海水变浅而减小(图 4)。由此可见, $\delta^{13}\text{C}$ 演化也可以反映高频海平面变化特征。

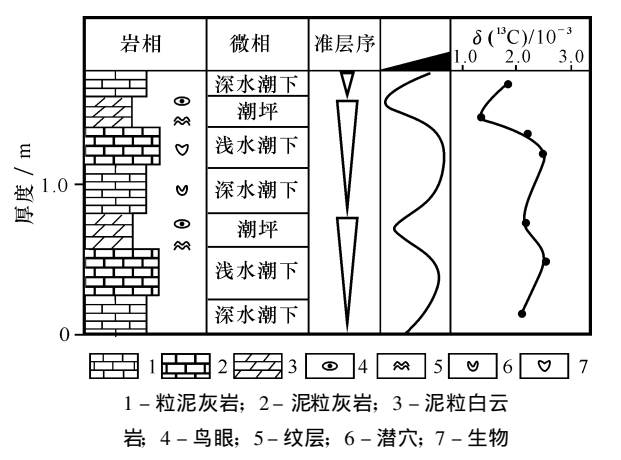


图 4 垄头组顶部米级沉积旋回 $\delta^{13}\text{C}$ 演化

Fig. 4 Variations of $\delta^{13}\text{C}$ with Exposed Meter Sediments Cycles of Longtou Formation in Baila Section Zhenfeng

4 结语

研究表明^[11], 海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化主要受沉积环境氧化-还原条件、海水深度和有机碳含量主要因素控制, 其中有机碳含量与有机质产率、有机质沉降和埋藏速率有关。海相沉积有机质是由海洋生物演化而来的, 海洋生物通过光合作用, 在生命活动过程中吸收海水大量的 ^{12}C 构成自身的组成部分, 这样的结果一方面使沉积有机质明显富集 ^{12}C , 另一方面使海水及其形成的碳酸盐岩相对富集 ^{13}C 。在海平面上升期间, 生物繁盛, 有机质产率增大, 随着沉积物向海岸方向不断推进, 有机质埋藏速率加大, 同时有机质被氧化的机会减小。这样, 海水中 ^{12}C 通过生物生命活动而沉积在水底, 从而使海水相对富集 $\delta^{13}\text{C}$, 形成的碳酸盐岩也就相对富集 ^{13}C 。反之, 在海平面下降期间, 有机质产率降低, 被氧化的机会也大, 海水形成的碳酸盐岩也就相对贫 ^{13}C 。

海水 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受古气候影响, 同时与海平面变化也密切联系。因为引起海水中氧同位素分馏作用的主要原因是海水的蒸发和淡水的注入。蒸发使海平面下降, 海水富含重氧同位素; 而淡水的注入使海平面上升, 淡水将 $\delta^{16}\text{O}$ 输入到海水中, 从而使海水 $\delta^{18}\text{O}$ 相对亏损。因此, 海水氧同位素组成变化与海平面变化呈负相关关系。

沉积岩成岩作用过程中同位素交换对 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响非常微弱, 一般认为, 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 基本反映了其形成环境中 $\delta^{13}\text{C}$ 特征。沉积岩后期重结晶作用、白云岩化作用和淡水淋滤作用对 $\delta^{16}\text{O}$ 有一定影响。对于文中分析的以灰泥岩和粒泥灰岩为主要成分的竹竿坡组和瓦窑组底部密集段 (CS) 深水碳酸盐岩 (暗色泥灰岩与钙质页岩) 新鲜样品, 没有明显地重结晶作用、白云岩化作用和淡水淋滤作用发生, 其 $\delta^{16}\text{O}$ 值也具有一定的环境意义。而垄头组由于白云岩化作用和其顶部喀斯特暴露面, 其 $\delta^{16}\text{O}$ 值应该反映了氧化作用的结果。

垄头组顶部泥粒灰岩与泥粒白云岩互层和竹竿坡组灰泥岩夹粒泥灰岩分别是黔西南三叠系 Ladinian Carnian 期海侵层序海进体系域 (TST) 的下、上部分。碳氧同位素研究表明, 垄头组顶部 $\delta^{18}\text{O}$ 自下而上持续增大, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上逐渐增大, 但在顶部界面附近快速下降, $\delta^{13}\text{C}$ 下降幅度为 -1.3×10^{-3} , $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值演化特征反映了垄头组顶部在暴露环境下氧化作用的结果。竹竿坡组 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上随海水加深逐渐增大, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 与之相反, 总体上自下而上呈现逐渐减小趋势, 竹竿坡组 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 演化规律与其海平面变化特征一致。

瓦窑组底部密集段 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值出现明显负异常, $\delta^{13}\text{C}$ 为 -1.5×10^{-3} , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -1.1×10^{-3} 。密集段 $\delta^{13}\text{C}$ 负异常与其高有机碳 (富集 $\delta^{12}\text{C}$) 含量有关, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 负异常反映了海平面上升现象, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 明显负异常是密集段的一个重要地球化学特征。

垄头组顶部米级沉积旋回特别清楚, $\delta^{16}\text{O}$ 变化规律差, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 随着海水变深而增大, 随着海水变浅而减小, 米级沉积旋回 $\delta^{13}\text{C}$ 演化反映了高频海平面变化特征。

海进体系域 (TST) 的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 演化规律不但有效地反映古海平面变化, 而且可以提供古沉积环境的重要信息, 同时对密集段、准层序界面、古暴露面等也有很好的识别作用, 在层序地层和全球海平面变化与对比研究中具有重要的意义。

参加野外工作的有美国堪萨斯大学 Paul Enos 教授、中国科学院地球化学研究所杨卫东和郭庆军研究员等, 谨此致谢。

(下转第 21 页)

[J] . 西北地质科学, 2000, 21(1): 27 36.

[6] 张复新. 陕西双王金矿成矿作用及金的赋存状态研究[J] . 西北地质, 1997, 18(2): 28 32.

[7] 方维萱, 黄转莹, 刘方杰. 八卦庙超大型金矿床构造-矿物-地球化学[J] . 矿物学报, 2000, 20(2): 121 127.

[8] 李文亢, 方永安, 石准立, 等. 秦岭东部微细金矿成矿条件[M] . 北京: 地质出版社, 1993.

[9] 王学明, 汪东波, 邵世才, 等. 陕西八卦庙金矿钠长石的成因[J] . 矿床地质, 2001, 20(3): 223 228.

[10] 吴烈善, 韦龙明. 八卦庙超大型金矿地球化学特征及物源[J] . 地质找矿论丛, 1999, 14(4): 62 68.

[11] 薛春纪. 秦岭泥盆纪热水沉积[M] . 西安: 西安地图出版社, 1997.

[12] 王 涛, 刘淑文, 隗合明, 等. 热水沉积矿床研究的现状与趋势[J] . 长安大学学报: 地球科学版, 2004, 26(4): 6 9.

[13] 刘方杰, 方维萱, 赫 英, 等. 秦岭造山带热水沉积矿石建造特征及意义[J] . 有色金属矿产与勘查, 1999, 8(6): 343 347.

[14] 张复新, 宗静婷, 马建秦. 秦岭卡林型金矿及相关问题探讨[J] . 矿床地质, 1998, 17(2): 172 184.

[15] 刘方杰, 孙 勇, 裴先治. 八卦庙金矿床脆-韧性剪切构造及其控矿特征[J] . 西北大学学报: 自然科学版, 1999, 29(6): 569 574.

[16] 韦龙明. 陕西八卦庙金矿床地质特征及其成因分析[C] //刘东升. 中国卡林型(微细浸染型)金矿. 南京: 南京大学出版社, 1994.

[17] 朱宏州, 郭 健, 安峥嵘. 陕西八卦庙金矿床硅同位素组成及地质意义[J] . 有色金属矿产与勘查, 1998, 7(6): 326 329.

[18] 丁悌平, 蒋少涌, 万德芳, 等. 硅同位素地球化学[M] . 北京: 地质出版社, 1994.

[19] 冯建忠, 汪东坡, 王学明 等. 陕西八卦庙金矿脆-韧性剪切带控矿特征及成矿构造动力学机制[J] . 中国地质, 2002, 29(1): 58 66.

[20] 邵世才, 汪东坡. 南秦岭三个典型金矿床的 Ar -Ar 年代及其地质意义[J] . 地质学报, 2001, 75(1): 106 110.

[21] 郑作平. 八卦庙金矿地质及稳定同位素研究[J] . 陕西地质, 1994, 12(2): 22 30.

[22] 祁思敬, 李 英. 秦岭热水沉积型铅锌(铜)矿床[M] . 北京: 地质出版社, 1993.

[23] 赵鹏大, 陈永清. 地质异常矿体定位的基本途径[J] . 地球科学——中国地质大学学报, 1998, 23(2): 111 114.

[24] Seward T M. 金的热液地球化学[J] . 地质地球化学, 1993, 21(1): 37 47.

[25] Shenberger D M, Bames H L. Solubility of Gold in Aqueous Sulfide Solutions from 150 to 350 °C[J] . Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53: 269 278.

[26] Gammons C H, Williams Jones A E. The Solubility of Au Ag alloy + AgCl in HCl/NaCl solution at 300 °C: New Data on the Stability of Au(I) Chloride Complexes in Hydrothermal fluids[J] . Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(17): 3 453 3 468.

[27] 吴厚泽, 苏惠嫻. 高温高压气液相中金迁移形式的实验研究[J] . 矿产与地质, 1997, 11(5): 330 335.

(上接第 5 页)

参考文献:

[1] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic[J] . Sciences, 1987, 235: 1 156 1 167.

[2] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change[J] . SEPM Special Publication, 1988, 42: 74 108.

[3] Bosilika G, Kenneth R W. Late Cambrian Positive Carbon Isotope Excursion in the Southern Appalachians: Relation to Biostratigraphy, Sequence Stratigraphy, Environments of Deposition and Diagenesis[J] . Journal of Sedimentary Research, 1998, 68(6): 1 212 1 222.

[4] William D F. Evidence for and against Sea Level Changes from the Stable Isotopic Record of the Cenozoic[J] . Soc Econ Palaeotol, Mineral Spec Publ, 1988, 42: 34 36.

[5] Wei Jiayong, Lao Nengmao, Yu Youyi. Triassic Transgressive Regressive Sequences in Guizhou, Guangxi Region, South China[J] . Journal of China University of Geosciences, 1996, 7(1): 112 121.

[6] 殷鸿福, 童金南, 丁梅华, 等. 扬子区晚二叠世—中三叠世海平面变化[J] . 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19(5): 628 632.

[7] 李荣西, 魏家庸, 肖家飞, 等. 黔西南地区早—中三叠世沉积岩相与 Ladinian Carnian 期大海侵[J] . 长安大学学报: 地球科学版, 2003, 25(3): 1 6.

[8] 殷鸿福, 童金南, 丁梅华, 等. 扬子区晚二叠世—中三叠世海平面变化[J] . 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19(5): 628 632.

[9] Karlis M. The Oxygen Isotopic Composition of the Oceans, Sediments and the Seafloor[J] . Chemical Geology, 1998, 145: 263 273.

[10] 于炳松. 密集段的地球化学标志[J] . 矿物学报, 1995, 15(2): 205 209.

[11] 陈锦石, 陈文正. 碳同位素地质学概论[M] . 北京: 地质出版社, 1983.