

文章编号: 1001-8166(2001)01-0065-07

## 古海洋溶解氧研究方法综述<sup>\*</sup>

胡修棉, 王成善

(成都理工学院沉积地质研究所, 四川 成都 610059)

**摘要:**介绍了国内外在古海洋溶解氧研究领域内的主要方法和动态,并分别对沉积构造法、沉积硫法、同位素法、微量元素法、稀土元素法、有机地球化学法及古生态法等研究方法进行了全面的分析和评论,指出,古海洋溶解氧含量重建对于理解大洋循环、古气候、生物绝灭、地质事件以及有机质演化具有十分重要的科学意义,它有赖于溶解氧含量的替代性指标的建立、富氧问题的进一步深入以及综合分析气圈、水圈、沉积圈、生物圈等各子系统内部及它们之间氧的物质输送和转化。

**关键词:**古海洋学;溶解氧;缺氧事件;研究方法

**中图分类号:**P734.4<sup>+</sup>3 **文献标识码:**A

古海洋溶解氧研究起源于对黑色页岩及缺氧事件的研究。白垩纪全球大洋广泛分布富有机质的黑色页岩,因其重要的学术价值和潜在的经济价值而倍受地学界青睐。目前多数学者倾向于接受“大洋缺氧事件”模式<sup>[1]</sup>,用于解释黑色页岩的成因。以此为动力,缺氧环境研究成为近20年来地学界极为关注的一个热点,古海洋溶解氧研究也由此成为古海洋学中极富生命力的一个新兴生长点。

近10年来,国际上对缺氧事件的研究已从侏罗纪—白垩纪逐渐拓展到整个显生宙,如二叠纪末<sup>[2-3]</sup>、晚泥盆纪弗拉斯—法门(Frasnian-Famennian)界线<sup>[4]</sup>、白垩纪—第三纪界线<sup>[5]</sup>、古新世—始新世界线<sup>[6]</sup>等等。但是,令人遗憾的是,以往研究过多地集中在对缺氧事件的证实及其对沉积物本身特征研究方面,而未能更具体地恢复溶解氧含量的绝对变化,这主要是由于方法和手段的落后,限制了定量研究的发展。然而,古海洋溶解氧含量的定量化研究是极有意义的。对于海洋生物来讲,溶解氧含量与生物的生长、绝灭和复苏休戚相关,是揭示海洋生物演化极其重要的因子<sup>[7]</sup>。据统计,森诺曼—土仑(Cenomanian-Turonian)缺氧事件发生期间,全球大洋生物绝灭率达75%~85%<sup>[8]</sup>,在西藏南部此事件期

间,浮游有孔虫绝灭率达50%~70%,底栖有孔虫绝灭率高达90%以上<sup>[9]</sup>。

目前,研究地质历史中古海洋中的溶解氧的方法主要有以下几种:沉积构造、沉积硫、同位素、微量元素、稀土元素、有机地球化学及古生态学。下面分别介绍并评述之。

### 1 沉积构造—生物扰动

沉积地层中生物扰动情况可以定性地反映底层水的含氧量状况。早在1970年,Rhoads等<sup>[10]</sup>就曾根据沉积构造、生物群特征与溶解氧含量之间的关系提出:富氧条件(溶解氧含量>1.0 mL/L)下,沉积构造因强烈的生物扰动而无法保存;缺氧条件(溶解氧含量<0.1 mL/L)沉积物中水平层理保存完好;贫氧条件(溶解氧含量为0.1~1.0 mL/L)沉积构造受到不同程度的扰动。但是,这一简单的溶解氧判别方法仅仅是相对的,它同时也受沉积环境、生物种类的影响。

### 2 沉积硫

一般地讲,沉积硫/有机碳(S/C)比率小于0.36为氧化环境,大于0.36为贫氧环境<sup>[11]</sup>。但是,这一

收稿日期:2000-02-28;修回日期:2000-07-05。

\* 基金项目:国家杰出青年科学基金“特提斯—喜马拉雅中生代古海洋与生环境”(编号:49625203)资助。

作者简介:胡修棉(1974),男,江西新建人,博士研究生,从事沉积学和古海洋学研究。E-mail: wcs@dinosaur.cdic.edu.cn

简单判别标准有其局限性<sup>[12]</sup>,因为铁的可利用与否会大大影响还原硫在沉积物中的含量<sup>[12-13]</sup>。许多黑色页岩缺乏能使硫化铁析出的反应铁,尤其是当黑色页岩中含有较高的有机碳、碳酸钙或生物成因的硅时会使硫化环境沉积物中的还原硫含量下降;同样地,在富含反应铁和缺乏有机碳的氧化环境中的沉积物会有一个高的 S/C 比值。

DOP 指数指沉积岩黄铁矿化程度,它是表征底层水氧化还原环境的良好指标。具体表述为硫化物中的铁与总活性铁之比。总活性铁不仅包括硫化物中的铁,还包括可与浓盐酸充分反应的铁。Raisewell 等<sup>[14]</sup>提出以下标准: DOP < 0.45, 底层水为氧化环境; 0.45 < DOP < 0.75 为贫氧环境; DOP > 0.75 为缺氧环境。在综合考虑 S、C 和 Fe 的地球化学特征基础上,经过理论计算和现代不同环境海洋沉积物的对比研究,Dean<sup>[15]</sup>提出了一个 S-C-Fe 三元图解(如图 1 所示),可对底层水氧化/缺氧/硫化环境进行判定。

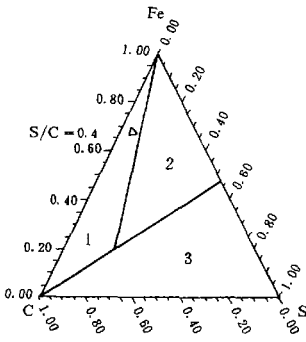


图 1 底层水氧化/缺氧/硫化环境判定的 Fe-S-C 三元图解<sup>[15]</sup>

Fig. 1 Iron-sulfur-carbon ternary diagrams<sup>[15]</sup>

各区域大致对应于: 1 缺氧环境; 2 氧化环境; 3 硫化环境, 过量的硫以有机硫形式存在

Indicating the environment of deep water. 1. euxinic setting; 2. oxic setting; 3 setting with excess sulfur, possible organic sulfur

### 3 同位素

硫同位素近年来被用来判别氧化还原环境<sup>[16]</sup>。缺氧沉积环境中,海水硫酸盐在细菌(如 *Desulfovibrio spp.*)作用下被还原成硫化物,发生(25 ±

10)‰动力同位素分馏,<sup>32</sup>S 优先进入硫化物中,沉积硫化物相对于海水硫酸盐富<sup>32</sup>S。在现代正常海洋环境下,沉积硫化物被喜氧的硫氧化细菌(如 *Thioballus spp.*)或其它氧化剂(如溶解氧)重新氧化,再一次发生动力同位素分馏<sup>[16]</sup>。因此,硫同位素在缺氧环境中只发生一次动力分馏,而在正常海洋环境中发生两次分馏,缺氧环境下全岩硫化物<sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S 比偏高。

另外,碳同位素也可以间接地判别氧化还原条件的改变。研究表明古海洋溶解氧变化突出表现在碳同位素偏移上<sup>[17]</sup>。例如,白垩纪森诺曼—土仑界线缺氧事件发生期间,全球海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值正偏 1.5‰<sup>[18]</sup>。海相碳酸盐岩碳同位素与大气圈—水圈—生物圈中的碳循环密切相关,主要受生物的生命效应控制,物理因素如温度、盐度等占相当次要的地位<sup>[19]</sup>。海洋溶解氧含量与生物生长密切相关,溶解氧含量低的缺氧时期,生物死亡后的躯体得以保存,有机质(富<sup>12</sup>C)大规模埋藏势必造成海水中相对富<sup>12</sup>C,由于海相碳酸盐岩与海水保持同位素平衡,同期海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$  将发生正偏。溶解氧含量偏高时期,情况恰好相反,富<sup>12</sup>C 的生物有机体得以充分氧化,相对而言海水更富<sup>12</sup>C,同期海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值降低。因而,碳同位素可以定性地反映古海洋溶解氧含量的相对变化。

### 4 微量元素

此处所指的微量元素系指除去稀土元素之外的沉积物中的微量元素(主要为金属元素)。微量元素的主要来源有陆源组分和海洋组分。一般来讲,陆源碎屑反映了物源区性质,海水来源的组分反映了沉积条件。应该区分开主要以类质同相形式存在于陆源岩屑中的元素和由于受底层水氧化还原条件影响而进入沉积物的元素,即用一种表示陆源碎屑成分的指数(一般用氧化铝,假设其仅以陆源的铝硅酸盐形式存在)对其他元素进行标准化,从而去除陆源成分的影响,所得到的一套新数据可以认为是完全反映了沉积时的环境<sup>[20]</sup>。

微量元素中的许多元素对沉积环境中氧化/还原条件的改变非常敏感,有的本身就是变价元素,如 Mn(氧化条件下形成高度难溶的氧化物)、I(在有氧的条件下被有机质强烈吸附)、Cr、Mo、Re、U 和 V(在氧化条件下以高度可溶的阴离子存在,在还原条件下则产生沉淀);还有的虽然自身是非变价元素,但可与另外的元素反应而间接地反映沉积环境的变化,如 Cd、Cu、Ni、Zn 等元素只是在有 H<sub>2</sub>S 存

在的硫化条件下才形成高度难溶的硫化物。

现代一些缺氧盆地的硫化环境下缺乏 Mn 的富集,而在氧化的深海环境中以水合物和滨海沉积环境的混碳酸盐相 $[(Ca-Mn)CO_3]$ 的形式富集,表明 Mn 可以作为底层水氧化还原条件的非常灵敏的指示剂<sup>[21]</sup>。但情况并非总是如此,如原认为含菱锰矿的黑色页岩(含锰页岩)中二价锰的存在表明了当时为缺氧的沉积环境。现在研究却表明,缺氧条件下溶解锰的浓度不足以达到产生菱锰矿的水平,而必须是在氧化环境下经过了锰的抽吸/再富集过程方能有菱锰矿的出现<sup>[21]</sup>。

现代沉积物中 I 的地球化学行为研究同样证明了该元素的富集/亏损可作为底层水氧化还原条件的指示剂,但由于 I 在沉积物的埋藏和成岩过程中会有丢失<sup>[22]</sup>,因此需要进一步的工作才能明了在何种环境下,该元素适用于对古沉积记录的标记。

通过 Cd、Cu、Ni、Zn、Cr、V、Re 和 U 的现代海洋沉积物的地球化学研究表明,它们可以用来指示缺氧条件。但是,这里应该强调指出的是,这些元素不仅仅在缺氧条件下析出;而且可以在富氧的条件下由扩散作用进入沉积物内部的缺氧环境而沉淀,故在有机物快速累积的大陆边缘海的沉积物是这些元素的重要集中场所。由于真正的缺氧环境和由于有机物快速埋藏的富氧条件下的“假缺氧”可以共同造成上述元素的富集。因此,仅仅根据这些元素的富集并不能作为缺氧环境的判别依据。相反地,若这组元素均表现为亏损,那么一般来说就可以推断沉积是发生在氧化环境之中。进一步的工作需要确定边缘海与真正的缺氧环境所产生的这些元素的富集程度的差异。

研究表明,V/Cr、Ni/Co、U/Th 对沉积环境的判别效果较好;V/Cr、Ni/Co 和 U/Th 在缺氧环境下分别大于 4.25、7 和 1.25。在氧化环境下分别小于 2.5 和 0.75,而在贫氧环境下分别居于 2~4.25、5~7 和 0.75~1.25 之间(Jones, 1994,转引自文献[23])。U/Th 比值对含 Th 的粘土矿物的输入和硫化环境下 U 含量的相对变化非常敏感。在硫化环境下,U 的氧化态被还原并以三价氧化物的形式沉淀下来,促使底层水中的 U 向孔隙水扩散,因此在富碳沉积物中 U 得到了富集<sup>[18]</sup>。但是,即使是在硫化环境中,较高的沉积速率也会引起较高的 Th/U 比值。因此,只有在相对较低的沉积速率下,U/Th 比值才会是硫化环境较为灵敏的指示剂。与在缺氧环境中以硫化物形式沉淀的 Ni 相比,V 能更有效的以

有机络合物的形式被沉淀下来。特别是当底层水中硫的浓度升高和低的沉积速率时,V 的富集尤其得到了加强。因此,优先于 Ni 的 V 的富集可以指示硫化环境,并且 V/(V+Ni)比值也可以表明水柱中氧化作用的强度。但是,在沉积速率变大和缺乏良好保存的、具备卟啉(V 的有机络合物)的有机物时,该参数的这种指示作用将大打折扣<sup>[18]</sup>。Hatch 等<sup>[24]</sup>在研究晚宾夕法尼亚纪 Stark 页岩时提出,较高含量的 Mo、U、V、Zn 金属元素和 0.75~0.88 的 DOP 值、 $0.84 < V/(V+Ni) < 0.89$  表明在高度分层的水体中有溶解 H<sub>2</sub>S 的存在;中等含量的金属、 $0.75 < DOP < 0.88$  和  $0.54 < V/(V+Ni) < 0.82$  表示了水柱分层程度稍差的缺氧环境;低含量的金属、 $0.67 < DOP < 0.75$  和  $0.46 < V/(V+Ni) < 0.60$  表示了弱分层贫氧环境。

## 5 稀土元素

自从 Minami<sup>[25]</sup>开创性地开展不同沉积环境中的稀土元素(REE)研究以来,对于各沉积环境(尤其是海洋环境)下的稀土元素地球化学性质的认识不断提高<sup>[26]</sup>。自然界中,稀土元素一般以三价形式存在,但有两个元素例外。一是元素铈(Ce),在氧化条件下,三价铈易氧化成四价而被铁锰等氧化物胶体吸附,从而造成海水中的铈亏损;在还原条件下,随着铁锰等氧化物的溶解,四价铈被还原成三价释放;另一个是元素钕,在强还原环境下,Eu<sup>3+</sup>被还原成 Eu<sup>2+</sup>。前人运用深海碳酸盐岩铈异常成功地识别出晚白垩世南大西洋缺氧事件<sup>[27]</sup>。吴明清等<sup>[28]</sup>从介壳化石稀土元素铈异常出发,指出塔里木盆地晚白垩世一早第三纪古海洋氧化还原条件经历了两次波动变化。伊海生等<sup>[29]</sup>在系统分析扬子东南大陆边缘晚前寒武纪硅质岩稀土元素基础上,发现铈异常发生明显变化,指出古海洋底层水由缺氧向氧化条件逐渐转化。因此,稀土元素的铈和钕异常已被广泛地用以判别沉积环境的氧化还原条件的变化<sup>[30-31]</sup>。

## 6 有机地球化学

运用生物标记化合物判别沉积环境是有机地球化学家和沉积学家长期以来探求的目标。迄今为止,国内外已有不少研究成果<sup>[32]</sup>。近年来研究表明,沉积环境中溶解氧含量的变化反映在特征生物标志物上。例如,缺氧环境具有特定的生物标志物如 28,30-二降藿烷<sup>[33]</sup>、25,28,30-三降藿烷<sup>[34]</sup>、17a,21β\C<sub>35</sub>-藿烷<sup>[35]</sup>等。

姥鲛烷(Pr)/植烷(Ph)比常用来表示母源沉积的氧化还原电位。强烈的植烷优势有两种来源,一是植醇在强烈的还原环境下产生植烷;二是嗜盐菌等参加到沉积物有机质中并在成岩过程中被降解,释放出大量的植烷<sup>[36]</sup>。但是,近年来工作表明,Pr/Ph用于判别沉积环境氧化还原条件值得怀疑<sup>[37]</sup>。

$\beta$ -胡萝卜素的存在主要归因于缺氧的、含盐湖沉积的藻类有机质输入<sup>[37]</sup>。最近,胡修棉等<sup>[38]</sup>在研究特提斯喜马拉雅地区侏罗纪—白垩纪海相页岩时发现,对应于世界范围内的侏罗纪—白垩纪三次明显的缺氧事件的时限内<sup>[1, 39]</sup>,在本区对应出现的黑色页岩中均普遍对应出现高含量的 $\beta$ -胡萝卜素。由此认为胡萝卜素含量是反映特提斯喜马拉雅藏南地区沉积环境的氧化还原条件变化的敏感特征标志物。还原条件下缺氧事件层内,胡萝卜素含量特别高,而氧化环境下,胡萝卜素含量相对偏低。

## 7 古生态

溶解氧含量的变化直接影响到生物的形态特征和生存组合。通过生物的特征及其生存组合可以划分出不同含氧量的生物类别,在统计不同类别的生物数量的基础上,可以定性—半定量地反演古海洋的溶解氧含量。对溶解氧含量变化极其敏感的生物莫过于底栖有孔虫<sup>[40]</sup>。Berhard<sup>[41]</sup>研究发现,富氧沉积环境下底栖有孔虫具高百分比的球型的、平凹的、透镜状的形态;贫氧条件下底栖有孔虫表现为长形

一扁平状、锥形、圆锥形为主的形态,且有孔虫个体小、无壳饰、孔隙率高、壁壳薄;水下 1 000 m 缺氧层底栖有孔虫主要为长形—扁平的属种(如 *Bolivina*)和无壳饰、长型—圆锥形属种(如 *Bulimina*, *Sug-granada* 和 *Buliminella*)。

Kaiho<sup>[42]</sup>在研究现代大洋底栖有孔虫形态与溶解氧含量之间的关系基础上,把底栖有孔虫分成五类,富氧类:个体大于或等于 350  $\mu\text{m}$ 、厚壁壳、富氧( $>2 \text{ mL/L}$ )底层水中的表栖动物群;次富氧类 A:同富氧类,但小于 350  $\mu\text{m}$ ;次富氧类 B 和次富氧类 C:薄壁壳、次富氧类和贫氧类的中间类型;贫氧类:薄壁壳、长条形、扁平、富氧( $>2 \text{ mL/L}$ )底层水中的潜栖动物群。当富氧类的数量( $O$ )大于零时,溶解氧指数( $OI = 100 \times [O/(O+D)]$ ), $D$  为富氧类数量。当  $O$  为零且  $D+I > 0$  时( $I$  为次富氧类 A 和 B 的数量和),氧指数变为  $50 \times [1/(1+D) - 1]$ 。由此,溶解氧指数把溶解氧含量分为 5 种:缺氧状态( $OI$  小于  $-50$ ,  $0 \sim 0.1 \text{ mL/L}$ )、贫氧状态( $OI$  为  $-50 \sim -40$ ,  $0.1 \sim 0.3 \text{ mL/L}$ )、次富氧状态( $OI$  为  $-40 \sim 0$ ,  $0.3 \sim 1.5 \text{ mL/L}$ )、低富氧状态( $OI$  为  $0 \sim 50$ ,  $1.5 \sim 3 \text{ mL/L}$ )和高富氧( $OI$  为  $50 \sim 100$ ,  $3 \sim 6 \text{ mL/L}$ )状态。

溶解氧含量是控制底栖有孔虫形态、类型和数量的主要因素,溶解氧含量的降低将直接导致底栖有孔虫的死亡和绝灭。Kaiho<sup>[42]</sup>采用溶解氧指数法,

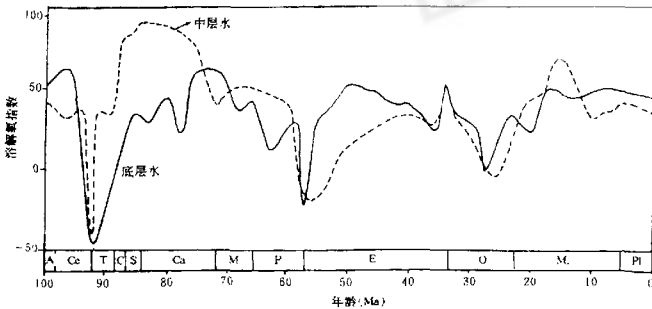


图 2 100 Ma 以来全球大洋中层水和底层水溶解氧指数变化<sup>[43]</sup>

Fig. 2 Fluctuations in dissolved oxygen index in ocean deposits for last 100 Ma<sup>[43]</sup>.

A, 阿尔比期; Ce, 塞诺曼期; T, 土伦期; C, 康尼阿克期; S, 二冬期; Ca, 坎潘期; M, 马斯特里赫特期; P, 古新世; E, 始新世; O, 渐新世; Mi, 中新世; Pl, 上新世

A, Albian; Ce, Cenomanian; T, Turonian; C, Coniacian; S, Santonian; Ca, Campanian; M, Maastriichtian; P, Paleocene; E, Eocene; O, Oligocene; Mi, Miocene; Pl, Pliocene.

获得了全球 100 Ma 以来中上层水(500~1 600 m)和底层水(1 600~4 000 m)溶解氧的平均含量(图 2)。结果显示 100 Ma 以来全球大洋明显存在三次低氧时期和三次高氧时期。森诺曼-土仑事件期间是全球大洋溶解氧含量最低的时期;另一低氧期对应着古新世-始新世界线事件;晚渐新世末大洋贫氧不甚明显,但这种低度贫氧条件却一直持续到早中新世。全球高氧时期主要有坎潘期-古新世、中始新世-早渐新世和中中新世-全新世。

日本北海道东北部森诺曼-土仑缺氧事件表现为两次生物绝灭对应着两次缺氧环境,一次发生在森诺曼-土仑界线前 0.15~0.1 Ma(持续约 5 万年),另一次发生于森诺曼-土仑界线前 0.03 Ma 至森诺曼-土仑界线后 0.15 Ma,持续约 18 万年<sup>[44]</sup>。在白垩纪-第三纪界线底栖有孔虫表现为低绝灭事件,低氧条件开始于界线前 20 万年,结束于界线前 1 万年<sup>[45]</sup>。新西兰 Tawanui 地区晚古新世底栖有孔虫出现一次绝灭事件,中层水溶解氧含量在绝灭事件之前的 6 万年开始持续下降,从强烈的低富氧条件(1.5~6.0 mL/L)变成弱富氧条件(1.5~3 mL/L)。在大规模绝灭期间,溶解氧含量降至次富氧条件。绝灭后 3 万年溶解氧含量才恢复到低富氧状态<sup>[46]</sup>。

## 8 研究展望

对古海洋溶解氧含量的具体刻画是研究者们孜孜以求的目标,也是对研究方法的未来要求,这有赖于溶解氧含量的精确性的替代指标的建立。客观地讲, Kaiho<sup>[42]</sup>提出的溶解氧指数古生态法虽然第一次重塑了 100 Ma 以来溶解氧含量变化情况,但是离溶解氧的精确标定还很远。显然,由于不同时代和地区的沉积条件各异,底层水的化学性质常随季节、年度的变化而变化,从古代沉积物所获得的信息实际上是古海洋地质历史上千百年来沉积条件的平均值,一个样品至少包含了成百上千年的地球化学条件的演变信息,这就决定了我们现在的地球化学指标在很大程度上仍然只是一种平均化的演化值。

在古海洋演化史中,溶解氧含量是非线性波动变化的。它既有全球溶解氧含量偏低时期(缺氧条件),也有全球溶解氧含量偏高时期(富氧条件)<sup>[47]</sup>。地质界对缺氧事件及缺氧条件下形成的黑色页岩已有较为深入的研究,而对于正异常的富氧条件及其引发的富氧问题至今无人问津。究其原因有二:一是现代海洋环境下不存在溶解氧含量特别高的大面积

区域;二是富氧条件下的沉积特征各异,尚未从理论和实验的角度系统地阐述其沉积特征<sup>[47]</sup>。因此,探寻富氧问题将极大地丰富古海洋溶解氧的研究,这也是古海洋溶解氧研究亟待开拓的研究领域之一。

古海洋与现代海洋一样,是一个地质、物理、化学和生物作用相互制约的统一体系,是地球系统科学的一个子系统。在古海洋学中,任何一个事件的产生都不是孤立的,它是气圈、水圈、沉积圈、生物圈等子系统的各个因素综合作用的结果。因此,我们对于古海洋溶解氧的研究,绝不能仅停留在古海洋体系内。从地球系统科学的观点出发,综合分析各个子系统内部及它们之间氧的物质输送和转化,重塑地质历史中气圈、水圈、沉积圈、生物圈等子系统的氧循环,是人类对该问题研究的最终目标。

致谢:微量元素方面承蒙黄永健博士提供部分资料,特此致谢!

## 参考文献(References):

- [1] Schiinger S O, Jenkyns H C. Cretaceous oceanic anoxic events: cause and consequence[J]. *Geol Mijnbowa*, 1976, 55: 179~184.
- [2] Wignall P B, Twitchett R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction[J]. *Science*, 1996, 272: 1155~1158.
- [3] Isozaki Y. Permian-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea[J]. *Science*, 1997, 276: 235~238.
- [4] Bratton J F, Berry W B N, Morrow J R. Anoxia pre-dates Frasnian-Famennian boundary mass extinction horizon in the Great Basin, USA [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 154: 275~292.
- [5] Kaiho K, Kajiwara Y, Kaiho K, et al. Oceanic primary productivity and dissolved oxygen levels at the Cretaceous/Tertiary boundary: their decrease, subsequent warming, and recovery[J]. *Palaeoceanography*, 1999, 14: 511~524.
- [6] Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1992, 83: 65~85.
- [7] Harries P J, Kauffman E G, Hansen T A. Models for biotic survival following mass extinction[A]. In: Hart M B, ed. *Biotic recovery from mass extinction events*[C]. Geological Society Special Publication No. 102, 1996, 41~60.
- [8] Raup D M, Sepkoski J J Jr. Mass extinctions in the marine fossil record[J]. *Science*, 1982, 215: 1501~1503.
- [9] 王成普,胡修棉,万晓樵,等. 西藏南部中白垩世 Cenomanian-Turonian 缺氧事件研究[J]. *自然杂志*, 1999, (4): 244~245.
- [10] Rhoads D C, Morse J W. Evolutionary and ecological significance of oxygen-deficient marine basins[J]. *Lethaia*, 1971, 4: 413~428.

- [11] Berner R A, Raiswell R. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks [J]. *Geology*, 1984, 12: 365~368.
- [12] Calvert S E, Karlin R E. Relationships between sulfur, organic carbon and iron in the modern sediments of the Black Sea [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 2 483~2 490.
- [13] Raiswell R, Berner R A. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments [J]. *Amer J Sci*, 1985, 285: 710~724.
- [14] Raiswell R, Buckley F, Berner R A, *et al*. Degree of pyritization of iron as a palaeoenvironmental indicator of bottom water oxygenation [J]. *J Sediment Petrol*, 1988, 58: 812~819.
- [15] Dean W E, Arthur M A. Iron-sulfur-carbon relationships in organic-carbon-rich sequence 1, Cretaceous Western Interior Seaway [J]. *Amer J Sci*, 1989, 289: 708~743.
- [16] Kajiwara Y, Kaiho K. Oceanic anoxic at the Cretaceous/tertiary boundary supported by the sulfur isotope record [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1992, 99: 151~162.
- [17] Arthur M A, Dean W, Pratt L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature*, 1988, 335: 714~717.
- [18] Arthur M A, Sageman B B. Marine black shales, depositional mechanisms and environments of ancient deposits [J]. *Annu Rev Earthplanet Sci*, 1994, 22: 499~551.
- [19] 同济大学海洋地质系. 古海洋学概论 [M]. 上海: 同济大学出版社, 1989.
- [20] 汪云亮. 深海沉积系元素成因的地球化学原理 [J]. 岩相古地理, 1990, (2): 46~56.
- [21] Calvert S E, Pedersen T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments; implication for the geological record [J]. *Chemical Geology*, 1993, 113: 67~88.
- [22] 程先豪. 海洋沉积物中碘的早期成岩再迁移 [J]. 海洋学报, 1993, 15(4): 56~63.
- [23] YAN Jia-xin, ZHANG Haiqing. Paleo-oxygenation facies: A new research field in sedimentology [J]. *Geological science and Technology Information*, 1996, 15(3): 7~13. [颜佳新, 张海清. 古氧相——一个新的沉积学研究领域 [J]. 地质科技情报, 1996, 15(3): 7~13.]
- [24] Hatch J R, Leventhal J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A. [J]. *Chemical Geology*, 1992, 99: 65~82.
- [25] Minami E. Gehalte seltener erden in europ? ischen und japanischen Tonschiefern [J]. *Nachr Ges Wiss Goett (Math Phys, Kl N)*, 1935, 1: 155~170.
- [26] Piper D Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary [J]. *Chemical Geology*, 1974, 285~304.
- [27] Wang Y L, Liu Y G, Schmitt R A. Rare earth elements geochemistry of south Atlantic deep sea sediments; Ce anomaly change at -54 Ma. [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50: 1 337~1 355.
- [28] Wu Mingqing, Ouyang Ziyuan, Song Yunhua, *et al*. Paleoocean redox change in western margin of Tarim Basin evidenced from REE anomaly of shelly fossils [J]. *Science in China (Series B)*, 1992, (2): 206~215. [吴明清, 欧阳自远, 宋云华, 等. 塔里木盆地西缘古海洋氧化还原条件的变化——介壳化石的稀土元素证据 [J]. 中国科学 (B 辑), 1992, 2: 206~215.]
- [29] YIN Hai-sheng, PENG Jun, XIA Wen-ju. The late Precambrian paleo-ocean evolution of the southeast Yangtze continental margin; REE record [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1995, 13(4): 131~137. [尹海生, 彭军, 夏文杰. 扬子东南大陆边缘晚前寒武纪古海洋演化的稀土元素记录 [J]. 沉积学报, 1995, 13(4): 131~137.]
- [30] Shimizu H, Masuda K. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation [J]. *Nature*, 1977, 266: 346~348.
- [31] Liu Y G, Miah M R U, Schmitt R A. Cerium: a chemical tracer for paleo oceanic redox conditions [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 1 361~1 371.
- [32] Fu Jianbo, Sheng Guoying, Xu Jiayou, *et al*. Application of biological markers in the assessment of paleoenvironments of Chinese non-marine sediments [J]. *Organic Geochemistry*, 1990, 16: 769~779.
- [33] Farrimond P, Eglinton G, Brassell S C, *et al*. The Cenomanian-Turonian anoxic event in Europe: an organic geochemical study [J]. *Mar Petrol Geol*, 1990, 7: 75~89.
- [34] Grantham P J, Posthuma J, DeGroot K. Variation and significance of the C<sub>27</sub> and C<sub>28</sub> triterpane content of a North Sea core and various North Sea crude oils [A]. In: Douglas A G, Maxwell J R, eds. *Advances in Organic Geochemistry 1979* [C]. New York: Pergamon Press, 1980, 29~38.
- [35] Peters K E, Moldowan J M. Effects of source, thermal maturity, and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum [J]. *Organic Geochemistry*, 1991, 17: 47~61.
- [36] ten Haven H L, de Leeuw J W, Rullkötter J, *et al*. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a paleoenvironmental indicator [J]. *Nature*, 1987, 330: 641~643.
- [37] Peters K E, Moldowan J M. *The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments* [M]. Prentice Hall Inc, 1995. [彼得斯 K E, 莫尔多万 J M. 生物标记化合物指南——占代沉积物和石油中的分子化石的解译 [M]. 姜乃焯, 等译. 北京: 石油工业出版社, 1995.]
- [38] HU Xiu-mian, WANG Cheng-shan, LI Xiang-hui, *et al*. Cenomanian-Turonian anoxic event in southern Tibet: A study of organic geochemistry [J]. *Geochimica*, 2000, 29(5): 417~424. [胡修棉, 王成善, 李祥辉, 等. 西藏南部 Cenomanian-Turonian 缺氧事件: 有机地球化学研究 [J]. 地球化学, 2000, 29(5): 417~424.]

- oceans[J]. *J Geol Soc London*, 1980, 137: 171~188.
- [40] Sjoerdsma P G. van der Zwaan G J. Simulating the effect of changing organic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera[J]. *Mar Micropaleontol.* 1992, 19: 163~180.
- [41] Berhard J M. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits; Jurassic through Holocene[J]. *J Foraminifer Res.* 1986, 16: 207~205.
- [42] Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean[J]. *Geology*, 1994, 22: 719~722.
- [43] Kaiho K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 Ma[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 1994, 111: 45~71.
- [44] Kaiho K. Hasegawa T. End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 1994, 111: 29~43.
- [45] Kaiho K. A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary[J]. *Mar Micropaleontol.* 1992, 18: 229~259.
- [46] Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 1991, 83: 65~85.
- [47] Wang Chengshan, Hu Xiumian, Li Xianghui. Dissolved Oxygen in Paleo-ocean: Anoxic events and high-oxic problems[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*. 1999, 19(3): 39~47. [王成善, 胡修棉, 李祥辉. 古海洋溶解氧与缺氧和富氧事件[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1999, 19(3): 39~47.]

## SUMMARIZATION ON THE STUDYING METHODS OF THE PALAEO-OCEAN DISSOLVED OXYGEN

HU Xiu-mian, WANG Cheng-shan

(*Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China*)

**Abstract:** Major studying methods and their new development related to palaeo-ocean dissolved oxygen are summarized and discussed. Studying methods discussed include bioturbation, sulfur/carbon ratio, degree of pyritization (DOP), sulfur and carbon isotopes, trace element, rare earth element (mainly cerium anomaly), organic geochemistry and palaeo-ecology (mainly dissolved oxygen index). It is proposed that reestablishment of the paleo-ocean dissolved oxygen will greatly benefit to understand paleo-ocean current, paleo-climate, bio-events, and organic evolution, which will largely be relied on establishment of substitute markers for dissolved oxygen, knowledge of oxic environment and oxygen cycle of Earth science system.

**Key words:** Paleooceanography; Dissolved oxygen; Oceanic anoxic events; Studying methods.