科 学 通 报
第42卷 第15期 Chinese Science Bulletin 1997年8月

【研究简报】

湖泊沉积研究中一种定量估算陆源有机碳的方法

钱君龙① 王苏民① 薛 滨① 陈如松② 柯善哲②
(①中国科学院南京地理与湖泊研究所,湖泊沉积与环境开放研究实验室,南京 210008; ②南京大学物理学系,南京 210008)

关键词 湖泊沉积 陆源有机碳 有机 C/N

湖泊沉积研究中常把总有机质含量(TOM)或总有机碳含量(TOC)作为判识湖泊环境的一个重要指标. 事实上,湖泊沉积物中的有机碳来源广泛,简单地可分出内源和陆源两部分.

出,1787站岩心沉积物放射虫氧同位素变化特征与浮游有孔虫氧同位素标准曲线中0～27 Ma段具有良好的相似性.

由此,图2(b)曲线显示出,27 Ma以来1787站岩心氧同位素变化经历了7次冷暖交替变化. 暖期对应的时间尺度分别为27～25, 16～15, 10～9, 7.5～6.5, 5.5～4.5, 4～3和0.5 Ma. 这些时间尺度范围与文献[5]的暖期对应范围大致相当.

4 结论

(1) 本次以太平洋超过5 000 m水深的岩心沉积物为试样,进行氧、硅稳定同位素测定和研究,是大洋中CCD以下缺乏钙质生物壳体而用放射虫壳体SiO_2进行测试的成功尝试. $\delta^{18}O_{SMOW}$分布在$(21.2\sim34.5)\times10^{-3}$之间,$\delta^{30}Si_{NBS\text{-}28}$在$(0.2\sim1.2)\times10^{-3}$之间变化,与大洋其他生物壳体的氧、硅同位素组成有一定的衔接和区别.

(2) $\delta^{18}O$-$\delta^{30}Si$值关系图,清楚地反映了1787站岩心数据分布呈现两组,基本以岩心沉积层的160 cm为分界. 两种同位素曲线也真实地记录了这一点,反映了界线上下大洋环境和地层层序上的演化差异.

(3) $\delta^{18}O$值的对比研究认为,1787站岩心反映了27 Ma以来大洋经历了7次明显的气候冷暖变化,随之而来的全球冰体积和海平面也频繁地发生变化.

参 考 文 献

1 Clayton R N. High temperature isotope effects in the early solar system. In: Reviews in Mineralogy, 1986. 129～139
2 丁悌平,万德芳,李金城,等. 硅同位素测量方法研究. 见:稳定同位素分析方法研究进展,北京:北京科学技术出版社,1992. 1～8
3 丁悌平,蒋少涌,万德芳,等著. 硅同位素地球化学. 北京:地质出版社,1994. 38～39
4 吴世迎. 马里亚纳海槽热液烟囱的显微构造及形成温度研究. 海洋学报,1994,16(2):78～85
5 Prentice M L, Matthews R K. Cenozoic ice-volume history: development of a composite oxygen isotope record. Geology, 1988, 16:963～966

(1996-11-18收稿,1997-02-19收修改稿)

内源有机碳主要是湖泊自身浮游生物的贡献,陆源有机碳是由湖泊四周河流搬运入湖,主要是流域范围内陆生植物的贡献. 后者直接受控于流域气候与环境状况,例如降水量大,地表径流发育,植被茂盛,则湖泊沉积有机质中陆源成分大. 因此,只有陆源有机碳比重的大小才是气候环境的更为有效的代用指标之一,可以用来间接反映降水量丰沛的程度,而陆源有机碳含量是无法直接测定的,如何定量估算沉积物总有机碳中陆源有机碳的含量已成为湖泊沉积研究中一个重要的课题.

1 方法

不同来源的有机质,其总有机碳氮比值(C/N)有显著差别. 已有研究表明,陆生高等植物的 C/N 为 14～23,甚至大于 30,而湖泊浮游生物的 C/N 为 6～7[1]. 基于这一研究,考虑到研究湖泊沉积柱状样中可以获得剖面沿程总有机碳(TOCC)和总有机氮(TON)的实测数据,我们考虑应用下面二元模型来定量估算两个来源的有机碳含量及其百分数.

设实测的钻孔 i 层深度沉积物 TOC, TON 含量分别为 $C(i)$, $N(i)$,若令其中来自陆生和内生的分别为 $C_l(i)$, $N_l(i)$; $C_s(i)$, $N_s(i)$,则有

$$\begin{aligned} &C(i) = C_l(i) + C_s(i),\ N(i) = N_l(i) + N_s(i),\\ &C_l(i)/N_l(i) = R_l(i),\ C_s(i)/N_s(i) = R_s(i). \end{aligned} \tag{1}$$

参数 $R_l(i)$和 $R_s(i)$是深度为 i 的沉积物中来自陆源和内源的碳氮比. 由(1)式可解得

$$\begin{aligned} N_l(i) &= [C(i) - R_s(i)N(i)]/[R_l(i) - R_s(i)],\\ N_s(i) &= [C(i) - R_l(i)N(i)]/[R_s(i) - R_l(i)],\\ C_l(i) &= R_l(i)[C(i) - R_s(i)N(i)]/[R_l(i) - R_s(i)],\\ C_s(i) &= R_s(i)[C(i) - R_l(i)N(i)]/[R_s(i) - R_l(i)]. \end{aligned} \tag{2}$$

因此参数 $R_l(i)$和 $R_s(i)$的取值直接影响(2)式的结果. 上面提及的报道结果为平均值,零级近似可取 $R_l(i) = R_l = 23$ 和 $R_s(i) = R_s = 6$,但这组参数值,可能导致(2)式的计算结果出现负值,考虑到 $C_l(i)$, $N_l(i)$; $C_s(i)$, $N_s(i)$均应非负的,故需要调整 R_l 和 R_s 的取值. 根据文献报道值,$R_l > R_s$,故要求

$$R_s \leqslant C(i)/N(i), \qquad R_l \geqslant C(i)/N(i).$$

可取零级近似值

$$\begin{aligned} R_l &= \max[C(i)/N(i)] + \Delta_l,\\ R_s &= \min[C(i)/N(i)] - \Delta_s, \end{aligned} \tag{3}$$

其中 Δ_l 和 Δ_s 是调节参数,可由(2)式的计算结果和其它有关结果作比较来确定.

2 实例分析

运用上述二元模型,对青藏高原东北部若尔盖盆地 RM 孔进行了陆源有机碳的分析研究. RM 孔位于盆地沉积中心,孔位 33°57′N, 102°21′E,地面高程 3 410 m a.s.l.,孔深 310.46 m. TOC 的测试采用重铬酸钾容量法(外加热法)[2];沉积物中的无机氮含量很低,故用沉积物总氮含量近似代替 TON,总氮的测试采用过硫酸盐-紫外分光光度法[3].

取 RM 孔深度 i 介于 4.3～31.71 m,共 115 个样品的 $C(i)$, $N(i)$,其 $C(i)/N(i)$的最大值和最小值分别为 22.264 和 3.569,取 $R_l = 22.264$, $R_s = 3.569$ 及 $R_l = 23.0$, $R = 3.0$,根据

(2)式得出结果分别为 $TOC_1(i)$, $TOC_1'(i)$(见图 1).对比分析可见,两者结果比较接近,数据较稳定,来自陆源的碳百分比由两组系数计算结果误差大都在 4%以内.

为了验证该方法的有效性,我们进行了 $TOC(i)/TN(i)$, $TOC_1(i)/TOC(i)$与 CD/TC 比值的比较(图 2). CD/TC 也即沉积物中叶绿素及其衍生物总量与类胡萝卜素总量的比值, CD/TC是衡量异地与内生有机质平衡的有效指标之一. CD/TC 值高,表明有丰富的陆源有机质,反之,陆源有机质含量低[4].

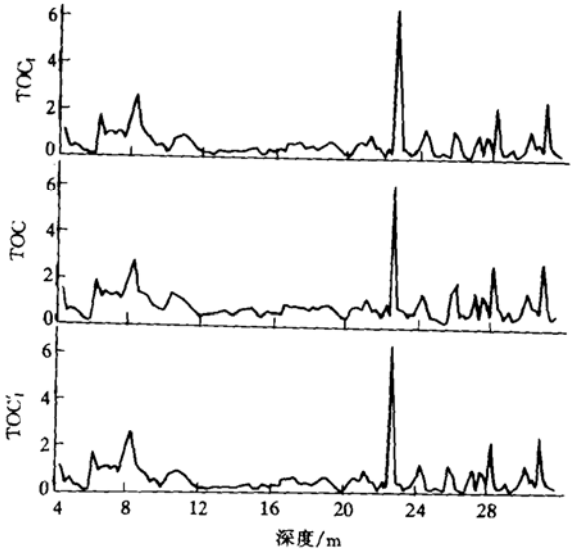

图 1　RM 孔沉积物 $TOC(i)$, $TOC_1(i)$, $TOC_1'(i)$值的分布

从图 1 可见, $TOC(i)$和 $TOC_1(i)$的变化曲线有非常好的正相关关系,说明模式计算出的陆源有机碳含量$TOC_1(i)$和沉积物中有机碳总量$TOC(i)$一样,均可作为判析湖泊环境的一种指标,同时也反映了若尔盖古湖长期处于基本稳定的湖泊环境,保存条件变化不大[5].

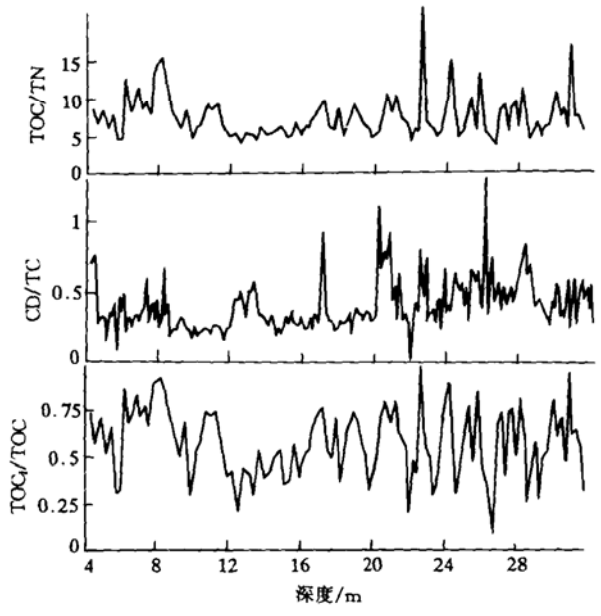

图 2　RM 孔沉积物 $TOC(i)/TN(i)$, $TOC_1(i)/TOC(i)$与 CD/TC 比值的分布

从图 2 可见, $TOC_1(i)/TOC(i)$与 CD/TC 比值也有较好的正相关关系,从另一个侧面证明了该模式的可行性.

3　结论

湖泊沉积蕴藏了湖泊自身以及区域范围的古气候与古环境演化的信息,这也相应地导致古湖泊研究中各项代用指标的复杂性与多解性. 如何纯化这些指标的古气候古环境指示意义,也成为湖泊沉积领域一个亟待解决的问题. 过去较多的指标研究也能定性地区分湖泊沉积物中陆源与内源有机质组分的多寡,如有机质 $\delta^{13}C$, CD/TC, 本文采用的二元模型成功地找到了一种定量估算陆源有机碳含量的方法,但如何确定调节参数 Δ_1 和 Δ_s,还需要今后进一步工作.

科 学 通 报
第 42 卷 第 15 期 Chinese Science Bulletin 1997 年 8 月

【研究简报】

与低^{18}O岩浆有关的矽卡岩型铅锌矿床

牟保磊 邵济安 王关玉 阎国翰 艾永富
(北京大学地质系,北京 100871)

关键词 低^{18}O岩浆 矽卡岩 交代流体

内蒙赤峰市以北约 360km 巴林左旗境内,大兴安岭山脉的白音诺矽卡岩型铅锌矿床中,矽卡岩矿物及与矽卡岩有关的火成岩极端贫^{18}O. 该地区其他同类铅锌矿床也有这种现象. 这很值得重视研究.

由花岗闪长岩、石英角闪二长斑岩、二长花岗岩及正长斑岩组成外环,以喷溢相流纹质晶屑熔结凝灰岩组成内环及核部的白音诺侵入-火山岩杂岩体,面积约 110km^2. 侵入岩之间为过渡关系. 火山岩由化学成分看从钾长流纹岩至英安岩,以前者为主. 侵入岩及火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄各为 171 和 160Ma[1)]. 在杂岩体的东北部,侵入岩以岩枝、岩舌,熔岩以岩舌侵入或突入下二叠统黄岗梁组的凝灰粉砂质板岩、厚层大理岩、结晶灰岩,在接触带上形成角岩及矽卡岩. 矽卡岩中赋存大型-超大型铅锌矿床.

由花岗闪长岩至大理岩其交代剖面是:长石化花岗闪长岩、长石绿帘石矽卡岩、辉石石榴石矽卡岩、石榴石辉石矽卡岩、辉石矽卡岩;从熔岩至大理岩的交代剖面是:长石化熔岩、辉石石榴石矽卡岩、石榴石辉石硅灰石矽卡岩. 矽卡岩矿物中量最多的是辉石、石榴石和硅灰石. 辉石为透辉石-钙铁辉石-锰钙辉石系列. 石榴石以钙铁榴石、钙铝榴石为主,锰铝榴石在东矿段丰富. 从时间上看矽卡岩形成之后又叠加由石英、长石、方解石、帘石、角闪石、符山石和少量黑柱石等矿物组成的含水矽卡岩. 第三阶段为石英-硫化物主要成矿期. 硫化物以闪锌矿为主,其次是方铅矿、黄铜矿、黄铁矿等. 与熔岩有关的矽卡岩中还有锡石、磁铁矿.

根据矿物相平衡计算和包裹体均一法确定早期矽卡岩形成温度为 650～500℃,晚期矽卡岩为 480～350℃,石英-硫化物阶段为 400～220℃.

致谢 纪圣谋同志在建模中给予帮助,潘红玺同志提供色素分析数据,在此一并表示感谢. 本工作为国家"攀登"计划(KJ85·07·02)资助项目.

参 考 文 献

1 王苏民,余源盛,吴瑞金,等. 岱海——湖泊环境与气候变化,合肥:中国科技大学出版社,1990. 142～147
2 于天仁,王振权. 土壤分析化学,北京:科学出版社,1980. 15～17
3 钱君龙,张连弟,乐美麟. 过硫酸盐消化法测定土壤全氮全磷. 土壤,1990,22(5):258～262
4 Swain E B. Measurement and interpretation of sedimentary pigment. Freshwater Biology, 1985, 15: 53～75
5 王云飞,王苏民,薛 滨,等. 黄河裴夺若尔盖古湖时代的沉积学依据. 科学通报,1995,40(8):723～725

(1996-07-24 收稿,1997-01-21 收修改稿)

1) 罗太阳,艾永富,牟保磊,等. 内蒙古自治区巴林左旗白音诺铅锌矿床成矿规律研究报告. 1991,19～20