

岱海的“中世纪暖期”^{*}

金章东^{1,2} 沈吉¹ 王苏民¹ 张恩楼¹

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室, 南京 210008;

2: 南京大学成矿作用国家重点实验室, 南京 210093)

提 要 内蒙古岱海沉积物近 2200a 来 Rb/Sr 比值、CaCO₃ 和有机碳含量的变化展现了包括中世纪暖期(MWP)及小冰期(LIA)等典型气候事件在内的环境演化过程, 总体表现为暖期的沉积物 Rb/Sr 比值低、冷期的则高; CaCO₃ 和有机碳含量则相反。这里, 以单一流域化学风化记录表明我国北方存在明显的中世纪暖期, 发生时间约 900—1200 aB. P., 主要环境特征表现为流域化学风化的显著增强(低 Rb/Sr 比值)、生物生产力逐步提高(高有机碳)、湖泊水位大幅度抬升的湖泊沉积记录, 其间经历的化学风化是近两千年内最强的, 并且其发生时间与全球其他地区基本一致。

关键词 湖泊沉积 化学风化 气候变迁 中世纪暖期 岱海

分类号 P512.32

近年来, PAGES 把过去 2ka 以来的全球气候环境变化作为极其重要的时段, 并已证实期间存在多次气候波动, 如中世纪暖期和近 500 年以来的小冰期就是其中最显著的气候事件^[1,2]。大量的证据说明地球上的很多地区在 A. D. 1000~1300 年之间存在一个气候温暖的时期, 起初称为“小气候最适宜期”, 目前则多采用“中世纪暖期”(Medieval Warm Period)这一名称^[3]。虽然世界各地不同环境记录均显示了中世纪暖期存在的证据, 并有了广泛的对比研究^[3~9], 但是关于我国“中世纪暖期”的起止时间目前尚缺少足够的证据, 特别是高分辨率的自然记录。除了近几年个别冰芯资料外^[10,11], 有关主要证据都来自于史料的物候记录^[12~14]。另外, “中世纪暖期”相对于目前的增温幅度如何? 是否具有全球同时性? 引发机制如何? 对现在及未来气候预测的借鉴作用如何? 仍然有待进一步探讨。

岱海(112°32'E, 40°28'N)位于内蒙古南部的凉城县内, 为一个内陆封闭型湖泊, 长期处于封闭水文状态, 其沉积序列能很好地记录流域环境演化历史, 它是研究古气候古环境变迁的理想场所。本区地处东亚季风的边缘区, 属中温带干旱—半干旱季风气候, 年平均气温 2~5℃, 降水量少(平均 424.9 mm/a), 年蒸发量大(1938 mm/a)。本文利用内陆封闭湖泊沉积物连续性强、分辨率高、对气候敏感等特点, 首次以单一流域化学风化记录恢复了岱海地区近两千年的环境演化过程, 并反演了“中世纪暖期”在我国北方的存在。

1 研究材料、方法

本研究的沉积岩芯 DH99—A 于 1999 年采自岱海水深 12.50 m 的湖心地带, 岩芯长 4.0 m, 岩性为深褐灰色至灰黑色粉砂质粘土。沉积物具有的纹理表明较少遭受生物或沉积

^{*} 国家自然科学基金(40003001)、国家重点基础研究专项经费(G1999043400)联合资助。收稿日期: 2001—11—13; 收到修改稿日期: 2002—01—13。金章东, 男, 1971 年生, 博士, 副研究员, E-mail: zhdjin@niglas.ac.cn。

后扰动. 根据 ^{210}Pb 及 AMS- ^{14}C 测年数据(表 1),表明岩芯记录了约 2200a 以来的沉积历史. 年代模式是根据 Bartlein 等^[16]线性内插法再转化为历年得到的.

以 2cm 间隔对沉积岩芯进行了 Rb、Sr、 CaCO_3 含量及 10cm 间隔的有机碳含量(C_{org} , %)的多指标分析. 利用 VP-320 型 X-荧光光谱仪分析了样品 Rb 和 Sr 含量,误差小于 1×10^{-6} . CaCO_3 含量采用库仑法,由 CSC-1 型碳酸盐含量自动分析仪测定得到(误差为 $\pm 0.2\%$). 利用 10% 的 HCl 去除沉积物中碳酸盐并在 50 ~ 60°C 条件下烘干后,在 CE-440 型[美国]元素分析仪上测定有机碳含量,每个样品重复测量两次,测量误差小于 0.2%.

表 1 内蒙古岱海沉积物测年数据

Tab. 1 Dating data from the Daihai lake sediments, Inner Mongolia

采样深度(m)	测年材料	年龄(aB. P.)	测年方法
0.14	表层沉积物	80±5	Pb
2.00~2.02	粘土中的碳屑	1560±70	AMS- ^{14}C
4.00	粘土中的碳屑	2280±120	AMS- ^{14}C

2 中世纪暖期的存在及其环境特征

2.1 岱海中世纪暖期的环境特征

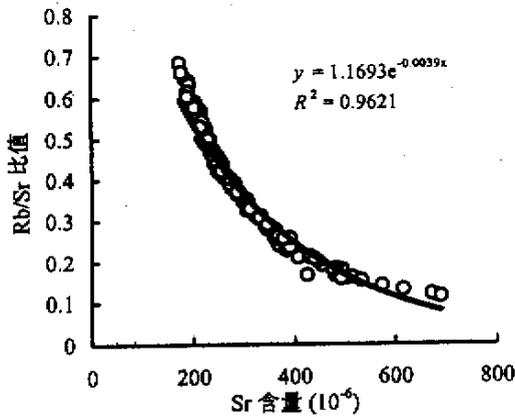


图 1 岱海沉积物的 Sr 含量与 Rb/Sr 的关系

Fig. 1 Negative correlation between Rb/Sr ratios and Sr contents in the Daihai Lake sediments

在表生地球化学过程中,Rb、Sr 常常发生分异,表现为风化壳残留部分的 Rb/Sr 比值随着化学风化程度的加强逐渐增高^[17,18]. 相应地,湖泊或河流沉积物中的 Rb/Sr 比值将因流域岩石化学风化率的增大而降低. 岱海近 2200a 以来沉积物中的 Rb 含量变化幅度很小($109 \times 10^{-6} \sim 127 \times 10^{-6}$),其 Rb/Sr 值的变化主要取决于 Sr 的活动性,表现为 Rb/Sr 值与 Sr 含量之间极好的负相关关系(图 1). 这是因为在雨水淋滤过程中 Rb 和 Sr 易发生分离、Rb(同 K)与粘土具有强亲和性而 Sr(同 Ca)易进入溶液的结果. 因此,湖泊沉积物的高 Rb/Sr 值与相应时段流域低化学风化率相对应;反之,则反映流域经历的强化学风化过程^[19].

图 2 显示了岱海沉积物近 2200a 以来 Rb/Sr 值、有机碳和碳酸盐含量的变化曲线. 从图 2 可以看出,Rb/Sr 值表现有几个高值区和低值区,变化幅度为 0.35. 同时,图 2 显示了 Rb/Sr 值和有机碳、碳酸盐含量之间具有显著的负相关性. 小冰期的古环境演化特征我们已有专文进行过讨论^[19],这里以“中世纪暖期”为重点,详述其发生的时间、区域、环境特征,并与其他地区环境记录进行对比.

在过去近 2200a 时间内,1870~1940a B. P.、1230~900a B. P. 和 490~670a B. P. 间湖泊沉积物中的 Rb/Sr 值相对较低,记录了流域内经历的较强的化学风化作用,它代表了该地区近 2200a 中化学风化较强的 3 个较温暖时期. 特别是 1230~900a B. P. 期间,其 Rb/Sr

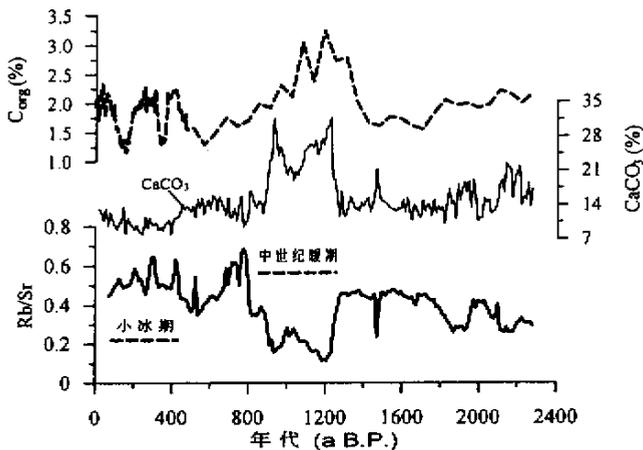


图 2 岱海沉积物的 Rb/Sr 比值、 CaCO_3 、有机碳含量(C_{org})显示的中世纪暖期(MWP)和小冰期(LIA)

Fig. 2 Reconstructed MWP and LIA in the Daihai area based on variations

of Rb/Sr ratios, CaCO_3 contents and organic carbon concentrations record in the lake sediments

值显著降低(0.11~0.28),应是近 2200a 内最温暖时期,这与全球众多地区(图 3)记录的“中世纪暖期”发生时段相一致^[5~9,20~31].其主要环境特征表现为流域化学风化的显著增强(低 Rb/Sr 比值)、生物生产力逐步提高(高有机碳)、湖泊水位大幅度抬升的湖泊沉积记录.同时表明,岱海地区近两千年以来的环境并不是一个单一稳定演化的过程,连“中世纪暖期”内部也还有次级环境波动.

从图 2 可知,近 2200a 来岱海沉积物中 CaCO_3 含量呈高频波动,中世纪暖期沉积物的 CaCO_3 含量最高,为 20%~30%.岱海沉积物中的碳酸盐矿物以方解石、白云石为主,底部含少量文石.由于 CaCO_3 的溶解度(k_{sp})是随温度的升高而降低的,那么中世纪暖期沉积物的高 CaCO_3 含量似乎又与前已论述暖期岱海流域的气候条件、湖泊水位提升等相矛盾,因为高 CaCO_3 含量常常被作为暖干气候的环境判断指标.这里还有两个因素需要考虑:一是化学风化的增强,二是生物的繁盛.

因为出露于岱海流域内的第三纪玄武岩和太古代变质侵入岩中的 Ca 和 Sr 以类质同像形式主要赋存于斜长石内,而斜长石要比其它主矿物更容易被风化,因此在强化学风化过程中将造成大量 Ca^{2+} 、 Sr^{2+} 的淋溶进入溶液被带入湖盆内.中世纪暖期期间,岱海沉积物中 Sr 含量比现代的要高出 3~4 倍,因此也应有等比值的 Ca^{2+} 带入湖盆.虽然岱海湖泊面积比现代的大,但沉积物中 CaCO_3 含量只比现代的要高一倍(图 2),与强化学风化造成的大量带入湖盆的 Ca^{2+} 相比,这在正常 CaCO_3 沉淀量上也是合理的.同时,由于中世纪暖期期间化学风化的明显增强,大量的 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、……等离子带入湖中,使水体的 pH 值升高.因为湖水中 CO_3^{2-} 的离子浓度是水体中可溶性无机碳(DIC)、湖水 pH 值和碱度的函数.因此,由于强化学风化增强而形成的弱碱性的湖水环境将有助于 CaCO_3 沉淀.

虽然目前是否有生物成因 CaCO_3 的存在尚未能得到最后的证实,但是作者认为中世纪暖期岱海沉积物的高 CaCO_3 沉淀与生物繁盛的环境有一定的内在联系.首先,暖期时生物的繁盛将通过生物呼吸作用增加水体中的 CO_2 ,促使 CaCO_3 沉淀;其次,生物量大量增加也

将增加湖水的 pH 值而促进 CaCO_3 的沉淀^[32]; 第三, 一些浮游生物也可能作为晶体核或在细胞周围造成 CO_3^{2-} 过饱和的微环境而形成生物成因 CaCO_3 ^[33,34]. 另外, 有机碳和 CaCO_3 的同步波动亦表明岱海湖泊沉积物中的部分碳酸盐可能是生物成因的.

相应地, 在温暖期之间为相对气温低的寒冷期, 具体表现为: 岱海流域基岩只经历较弱的风化淋滤, 沉积物具有较高的 Rb/Sr 比值(图 2). 同时, 湖泊沉积物中有机碳、碳酸盐含量也不同程度地降低. 其中, 800~850 a B. P. 的冷期与欧洲小冰期开始时间相一致^[7]. 而十七世纪后(约 400 a B. P.) 沉积物的三个 Rb/Sr 比高峰值正与该地区历史记载的相对明显的寒冷期相对应(图 2): 前者为小冰期最盛期, 后者为小冰期后两次冷波动^[19].

2.2 我国的中世纪暖期

关于我国是否存在“中世纪暖期”及其发生的时间、增温幅度的认识, 是随着历史气候研究的不断深入而逐渐明确的. 早在 1973 年, 竺可桢先生里程碑性地以梅树、荔枝种植北界及太湖冰冻等历史物候记载为依据, 发现近两千年内存在一个气候温暖期, 其发生时间为 A. D. 589~907 年(隋、唐朝)^[12]. 近年来, 张德二^[13]根据历史文献中有关唐代、宋代和元代喜暖的亚热带作物芋麻(*Citrus tree*), 柑桔(*Boehmeria nivea* (Ramie)) 种植地点记录认为 13 世纪中叶的中国处于典型的气候温暖期. 并且通过与现代作物种植区划资料对比, 推断出 13 世纪中叶我国中部地区年平均气温高于现代 0.9~1.0℃, 1 月平均气温高于现代 0.6℃ 以上, 极端最低气温的多年平均值高于现代 3.5℃. 进一步地, 满志敏^[14]也是用八个物候方面的证据明确提出中国存在中世纪暖期, 且与世界各地的发生时间基本吻合^[8], 集中于 10 世纪初到十三世纪末, 其所举的物候资料包括冬麦、水稻、甘蔗、茶树、柑橘、苕麻等六种作物的种植北界以及杭州的物候和洛阳的冬暖.

以上的物候温度记录基于温度敏感生物群及一些气候现象的时空分布变化观测, 具有十分重要的研究价值, 但所有证据均取自于广泛的中国历史资料集. 目前只有少量的自然记录显示了“中世纪暖期”在中国的存在, 如姚檀栋等^[11]根据古里雅冰芯近 2ka 以来 $\delta^{18}\text{O}$ 、Ca、Mg 等地球化学指标变化表明 A. D. 900~1100 年的青藏地区为暖期. 这里, 作者以单一流域化学风化记录表明我国东部地区存在明显的中世纪暖期, 发生时间为约 900~1200a B. P. (图 2). 与王绍武重建的中国东部近 1200 年的气温序列^[35]相对应, 由于气温在“中世纪暖期”期间在升高, 单一流域中沉积物的 Sr、 CaCO_3 含量同步增高(图 3), 反映了流域有利于化学风化及植物生长的温暖气候环境.

3 区域性对比

其实, 世界各地人们对中世纪暖期的发生与记录已有较为广泛、深刻的认识. 最初, 对中世纪暖期的存在也是以历史记载和物候为证据的, 例如, 适合酿酒的葡萄在英格兰的生长^[28]及斯堪的纳维亚的高海拔树线^[36]; Lamb^[5,23]根据历史文献资料建立了英格兰中部近 1000a 的平均气温演化趋势, 其中 A. D. 1150~1300 年间欧洲大部分地区经历了近千来的最温暖气候, 并以干旱为主. 图 4 显示了近几年有关中世纪暖期的自然记录报道, 它们主要集中在北半球, 包括冰芯、海洋、树轮、孢粉、大陆钻孔等.

通过对古里特冰芯近 1.4ka 的 $\delta^{18}\text{O}$ 与冰岛、格陵兰古温度曲线的对比, Dasgaard 等^[26]发现格陵兰地区存在中世纪暖期, 随后在 GISP2 和 GRIP 冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中也得到证实^[7,27,37]. 大西洋 Sargasso Sea 西部沉积物的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列也反映了该时段的变暖^[2]. 更多的资

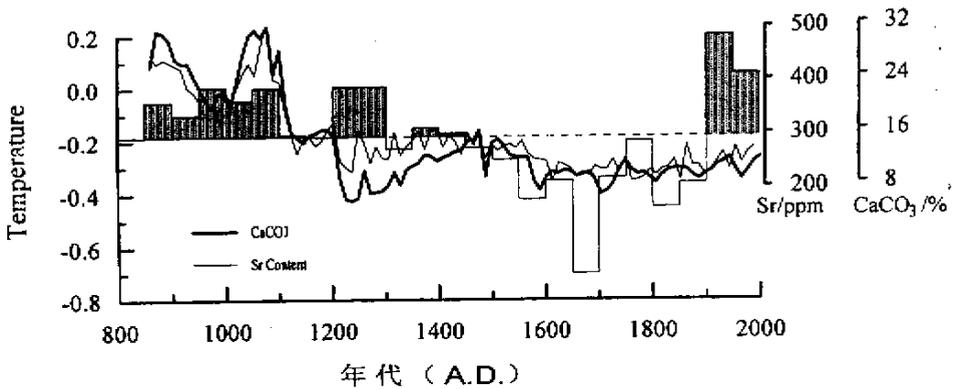


图 3 中世纪暖期以来岱海湖泊沉积物中 Sr、CaCO₃含量变化与我国东部气温变化趋势。

其中,气温变化据王绍武重建的近 1200a 中国东部 50 年平均气温序列^[35]

Fig. 3 Variations of 50-year air temperature in East China by Wang Shaowu and of strontium and carbonate contents in the Daihai Lake sediments since the Medieval Warm Period

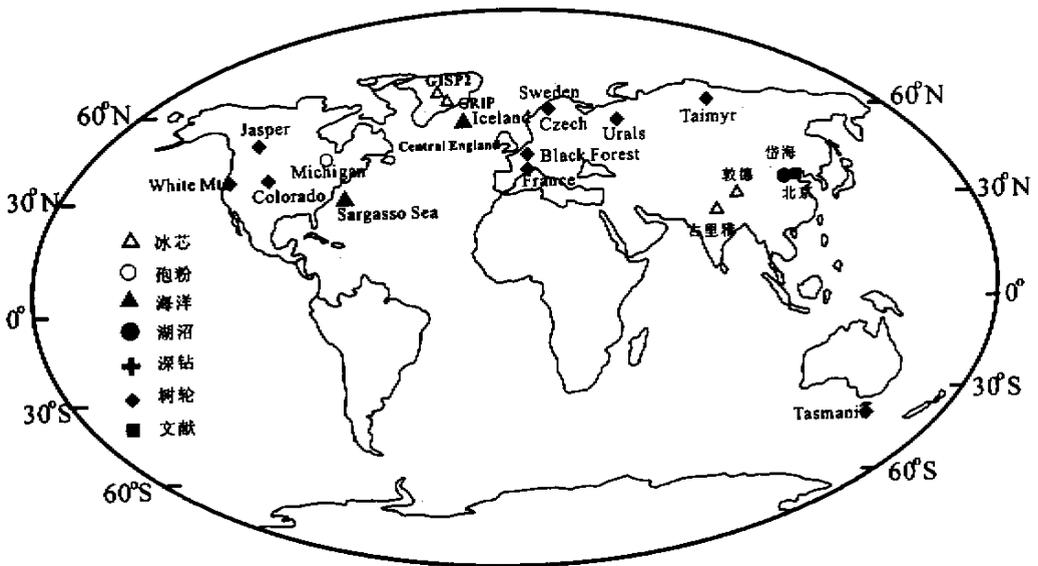


图 4 “中世纪暖期”在岱海及全球各种自然环境、文献记录地点地理位置分布示意图。

其中,我国历史物候地点以北京为标志。

Fig. 4 Globally geographical records of the Medieval Warm Period

料来自树木年轮. 美国怀特山树轮宽度资料显示了 A. D. 1000~1300 年的中世纪暖期^[21]. 俄罗斯 Taimyr 地区乌拉尔山脉的树轮记录了 A. D. 800~1200 年的中世纪暖期^[20,22]. 塔斯玛尼亚地区、加拿大艾伯塔省 Jasper 国家公园^[30]和美国加利福尼亚地区^[3]的树轮资料也都证实了中世纪暖期的存在. 欧洲西部四个长达千年以上的树轮宽度序列均揭示了持续约 250a (A. D. 950~1200 年)的暖期,包括英格兰中部的温尔卑斯山脉的树轮^[22]、德国 Black

Forest 树轮^[38]、瑞典和法国的树轮^[22]等。另外,中世纪暖期的气候变化还反映于美国密歇根州中部的花粉记录中^[31]。Bodri 和 Cermak 则从深钻孔反演的温度变化指示了中世纪暖期在捷克的存在^[24,25]。

进一步分析可以发现,上述的自然记录无论在信息载体、指示类型,还是在时间分辨率及其与温度的相关方面都具有多样性。如英格兰中部的树轮记录是年平均温度的估计值^[22];与瑞典和乌拉尔山树轮显著相关的是夏季温度^[20,22];德国 Black Forest 树轮的记录则是基于 $\delta^{13}\text{C}$ 的测定^[39];而密歇根州中部的花粉记录则是生长季节温度的估算值^[31]。在时间分辨率上,从 1a 到 10a 尺度再到 50a 抽样平均不等^[8]。自然记录的如此多样性及可重复分析为全球范围内存在中世纪变暖的稳固程度提供了无可辩驳的证据。

4 讨论与结论

那么,所有这些变化都是同时出现的吗?其增温幅度如何?目前有两种主要的观点^[40]:一种认为 20 世纪末到目前阶段出现的增暖与中世纪暖期相近,两者均是自然气候演化的结果,而不是温室气体排放所致的强迫气候变化的象征^[36,41,42];另一种观点则认为中世纪的温暖情况要比 20 世纪 90 年代的 10 年平均值还低 0.3C ^[8,29,40]。虽然如此,但有一点共识却是明显的,即中世纪在不同区域的增暖时间有明显的相位偏移^[5,6,12]。从图 2 却可以发现,与中世纪暖期相比,本区在现代增暖气候条件下的化学风化强度并没有达到中世纪暖期的程度,表明气温不是流域岩石化学风化作用的唯一制约因素,它还与区域降水、植被覆盖、地形以及人类活动等环境要素的制约^[43,44]。

至于中世纪增暖气候事件的成因机制,目前还不清楚。有人将其归因于北大西洋温盐环流,但是近几年的资料反驳了这一设想,如格陵兰中部和冰岛的中世纪峰值增温发生在温盐冷间歇期^[6]。不论其成因机制如何,该增暖事件对陆地、海洋乃至冰川表生过程及生态系统的影响是明显的,如冰川的退缩、土壤淋溶的增强、流域生物量的增加。大量的自然记录暗示着该气候事件应是由大区域性海洋—大气系统引起的陆地气候变化的伴随产物,并且类似的气候颤动事件必将在我们生活的时代继续。

致谢 李福春博士参加了野外工作,刘兴起博士在绘图方面给予了协助;沉积岩芯的²¹⁰Pb 和 AMS-¹⁴C 测年分别是在中国科学院湖泊沉积与环境重点实验室和东京大学 AMS 测年实验室完成的,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 PAGES/PANASH. Paleoclimates of the Northern and Southern Hemispheres. Bern: Pages Press, 1995: 1—92
- 2 Keigwin L D. The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 1996, **274**: 1504—1508
- 3 Hughes M K, Diaz H F. Was there a Medieval Warm Period, and if so, where and when? *Climatic change*, 1994, **26**: 109—142
- 4 Davis O K. The correlation of summer precipitation in the southwestern USA with isotopic records of solar activity during the Medieval Warm Period. *Climatic Change*, 1994, **26**: 271—287
- 5 Lamb H H. The early Medieval Warm Epoch and its sequel. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoeco*, 1965, **1**: 13—37
- 6 Dansgaard W, Johnsen S J, Reeh N, et al. Climatic changes, Norsemen, and modern man. *Nature*, 1975, **255**: 24—28
- 7 Grove J M, Switsur V R. Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. *Climatic Change*, 1994, **26**: 143

-169

- 8 Crowley T J, Lowery T S. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio*, 2000, **29** : 51-54
- 9 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, *et al.* High-resolution paleoclimatic records for the last millennium. *The Holocene*, 1998, **8** : 467-483
- 10 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M, *et al.* "recent warming": Ice core evidence from tropical ice core with emphasis on central Asia. *Global Planet Change*, 1993, **7** : 145-156
- 11 姚檀栋, 杨志红, 黄翠兰等. 近 2ka 以来高分辨率的连续气候环境变化记录—古里雅冰芯近 2ka 记录初步研究. *科学通报*, 1996, **41** : 1103-1106
- 12 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, **2** : 168-189
- 13 张德二. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断. *第四纪研究*, 1993, **13** : 7-15
- 14 满志敏. 关于唐代气候冷暖的讨论. *第四纪研究*, 1998, **18** : 20-30
- 15 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: 1-191
- 16 Bartlein P J, Edwards M E, Schafer S L, *et al.* Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary Research*, 1995, **44** : 417-424
- 17 Chen J, An Z, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quaternary Research*, 1999, **51** : 215-219
- 18 Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochim Cosmochim Acta*, 1969, **33** : 1521-1552
- 19 金章东, 王苏民, 沈吉等. 小冰期弱化学风化的湖泊沉积记录. *中国科学(D 辑)*, 2001, **31** : 221-225
- 20 Briffa K R, Bartholin T S, Eckstein D, *et al.* A 1,400-year tree-ring record of summer temperatures in Fennoscandia. *Nature*, 1990, **346** : 434-439
- 21 LaMarche V C Jr. Paleoclimatic references from long tree-ring records. *Science*, 1974, **183** : 1043-1048
- 22 Briffa K R, Osborn T J. Seeing the wood from the trees. *Science*, 1999, **284** : 926-927
- 23 Lamb H H. Climate present, past and future Vol. 2: Climatic history and the future. London: Methuen, 1977: 1-57
- 24 Bodri L, Cermak V. Climate change of the last millennium inferred from borehole temperatures: Regional patterns of climatic changes in the Czech Republic. *Global Planetary Change*, 1999, **21** : 225-235
- 25 Brazdil R. Reconstructions of past climate from historical sources in the Czech Lands. In: Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years. Berlin: Springer-Verlag, 1996: 409-431
- 26 Dansgaard W. Ice core evidence of abrupt climatic changes. In: Berger W J, Labeyrie L D, eds. Abrupt climatic change: Evidence and implications. Dordrecht, The Netherlands: Reidel, 1987: 223-233
- 27 Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, *et al.* Past temperature directly from the Greenland ice sheet. *Science*, 1998, **282** : 268-271
- 28 Le Roy Ladurie E. Times of feast, times of famine. New York: Farrar, Strauss and Giroux, 1971: 438
- 29 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys Res Lett*, 1999, **26** : 759-762
- 30 Luckman B H, Briffa K R, Jones P D, *et al.* Summer temperatures at the Columbia Icefield, Alberta, Canada. *The Holocene*, 1997, **7** : 375-389
- 31 Bernabo J C. Quantitative estimates of temperature changes over the last 2700 years in Michigan based on pollen data. *Quaternary Research*, 1981, **15** : 143-159
- 32 Schelske C L, Hodell D A. Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. *Limnol Oceanogr*, 1991, **36** : 961-975
- 33 Thompson J B, Ferris F G. Cyanobacterial precipitation of gypsum calcite, and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology*, 1990, **18** : 995-998
- 34 Robbins L L, Blackwelder P L. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whittings: A biological induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, 1992, **20** : 464-468

- 35 王绍武主编. 现代气候学研究进展. 北京: 气象出版社, 2001: 117—140
- 36 Karlen W. Climatic variations and the enhanced greenhouse effect. *Ambio*, 1998, **27**: 270—274
- 37 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, **44**: 341—354
- 38 Lipp J, Trimborn P, Fritz P, *et al.* Stable isotopes in tree ring cellulose and climatic change. *Tellus*, 1991, **43 B**: 322—330
- 39 Backman J, Karlen W, Kallen E, *et al.* Man-made versus natural climatic change. *Ambio*, 1999, **28**: 376—377
- 40 Janes P D, Wigley T M L, Wright P B. Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, 1986, **322**: 430—434
- 41 Hulme M, Barrow E M, Arnell N W, *et al.* Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature*, 1999, **397**: 688—691
- 42 Kump L R. What drives climate? *Nature*, 2000, **408**: 651—652
- 43 Berner R A, Berner E K. Silicate weathering and climate. In: Ruddiman W F. Tectonic uplift and climate change. New York: Plenum Press, 1997: 353—365.
- 44 Gislason S R, Arnorsson S, Armannsson H. Chemical weathering of basalt in southwest Iceland: effects of runoff, type of rocks and vegetative/glacial cover. *American Journal of Sciences*, 1996, **296**: 837—907.

The Medieval Warm Period in the Daihai Area

JIN Zhangdong^{1, 2} SHEN Ji¹ WANG Sumin¹ ZHANG Enlou¹

(1: Key Laboratory of Lake Sedimentation and Environment,

Nanjing Institute of Geography & Limnology, CAS, Nanjing 210008, P. R. China;

2: State Key Laboratory for Research of Mineral Deposits, Nanjing University, Nanjing 210093, P. R. China)

Abstract

Based on the rubidium to strontium (Rb/Sr) ratio, carbonate (CaCO_3) content and organic carbon concentration (C_{org}) record in lake sediments from the Daihai Lake, Inner Mongolia, dated by AMS- ^{14}C and Pb, the climatic and environmental change process was reconstructed since the last 2,200 years, including two important climate events, i. e. the Medieval Warm Period and Little Ice Age. An increase Rb/Sr ratio but a decrease both CaCO_3 and C_{org} correspond to a cold period, and vice versa. In this paper, we first suggest that there existed the Medieval Warm Period in the northern China during 900—1200a B. P. by a high-resolution lake record characterized according to lower Rb/Sr ratios and higher CaCO_3 and C_{org} concentrations in the sediments from a single watershed, which a warm and humid environment was demonstrated by significant increase of chemical weathering and by a progressive increase of biologic productivity, and by a high lake level. The Medieval Warm Period has not only an inner climatic fluctuant, but also the strongest chemical weathering during the last 2,200 years, which are indicated by a high-resolution natural record in northern China. Furthermore, the Medieval Warm Period in northern China is contemporaneous with the worldwide event identified in the lakes, oceans, land mollusk sequences, polar ice cores, pollens and historical documents.

Keywords: Daihai Lake; chemical weathering; climate change; Medieval Warm Period