

东海内陆架泥质沉积 Rb 和 Sr 的地球化学及其古气候意义

王顺华^{1,2}, 张国栋³, 张纪双², 吴亚良³

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 胜利石油管理局, 山东东营 257000

3. 三峡大学湖北省水电工程施工与管理重点实验室, 湖北宜昌 443002

[摘要] 通过对位于东海内陆架闽浙沿岸泥质沉积区北部的 DD2 孔进行 AMS ¹⁴C 年龄测试和 Rb, Sr 含量测定, 获得了近 2 ka 的 Rb/Sr 比值 ($R_{Rb/Sr}$) 变化的高分辨率曲线。该曲线揭示出 10 次 $R_{Rb/Sr}$ 低值时期, 它们与历史时期中国温度下降有很好的对应关系, 并印证了约 990 AD 的降温事件。根据 $R_{Rb/Sr}$ 的变化, 基本认同竺可桢所界定的隋唐温暖期, 并认为气候存在温暖-寒冷-温暖的波动, 且其中的相对寒冷期为 800-890 AD。研究认为小冰期时间段为 1480-1890 AD, 且由 3 个寒冷阶段构成, 小冰期的最冷峰为约 1520 AD, 1670 AD, 1780 AD 和 1850 AD。

[关键词] 东海内陆架; Rb/Sr; 古气候

[中图分类号] P532; P532

[文献标识码] A

[文章编号] 1000-7857(2007)03-0022-06

Geochemical Studies on Rb and Sr in the Mud on the Inner Shelf of the East China Sea and Their Palaeoclimate Significance

WANG Shunhua^{1,2}, ZHANG Guodong³, ZHANG Jishuang², WU Yaliang³

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Shengli Petroleum Administrative Bureau, Dongying 257000, Shandong Province, China

3. Hubei Key Laboratory of Construction and Management in Hydropower Engineering, China Three Gorges University, Yichang 443002, Hubei Province, China

Abstract: A high-resolution palaeoclimate record of recent 2 ka is obtained based on $R_{Rb/Sr}$ and AMS ¹⁴C dating of Core DD2, which is located at the north of the mud area on the inner shelf of the East China Sea (ECS). 10 periods of low $R_{Rb/Sr}$ are identified, which well agree with periods of lower temperature in China's history, and the lower temperature during about 990 AD is verified. According to the variation of $R_{Rb/Sr}$, the Sui-Tang dynasty Warming Period defined by Zhu Kezhen is confirmed on the whole, during which period a fluctuation of warm-cold-warm exists, and the cold period is during 800-890 AD. The Little Ice Age (LIA) extends from 1480 AD to 1890 AD, where 1520 AD, 1670 AD, 1780 AD and 1850 AD are cold.

Key Words: inner shelf of the East China Sea; Rb/Sr; palaeoclimate

CLC Numbers: P532; P532

Document Code: A

Article ID: 1000-7857(2007)03-0022-06

0 引言

近 2 ka 的气候与环境变化研究在古全球变化计划 (Past Global Changes, PAGES) 和全球气候研究计划 (World Climate Research Pro-

gramme, WCRP) 的气候变率和可预报性研究 (Climate Variability and Predictability, CLIVAR) 中均有特殊的重要性。10 多年来, 中国近 2 ka 气候与环境变化的研究受到广泛重视,

有些学者利用树轮^[1, 2]、冰心^[3]和历史文献记录^[4]对中国不同区域的气候变化进行了深入研究。近年来, 采用高分辨率的湖泊沉积^[5-7]和石笋^[8]分析过去 2 ka 气候变化愈来愈受到研究者

来稿日期: 2006-10-31

作者简介: 王顺华, 男, 山东省东营市胜利石油管理局油田开发中心, 高级工程师, 主要研究方向为石油地质学和沉积学等;

E-mail: lpwsh@slf.com

的重视,但目前尚无海洋沉积物记录的、高分辨率的中国古气候变化报道。历史上长江有约 0.468×10^9 t/a 的巨量沉积物输送入海^[9],导致沉积物在长江口及其周围特别是南侧快速地堆积。现代东海内陆架闽浙沿岸表层泥质沉积物,即所谓的东海内陆架泥质沉积物,主要是来自长江的悬浮体,由冬季沿岸流输送而沉积的^[10,11]。另外,长江流域在全新世以来并未经历大的构造运动,保持着相对稳定的物源供给背景。因此,依据保存良好的沉积序列中的 $R_{Rb/Sr}$ 的变化,就有可能推测流域岩石所经历的化学风化率及其影响风化的环境演化过程。本文尝试利用东海内陆架泥质沉积物 $R_{Rb/Sr}$ 的变化揭示过去 2 ka 中国古气候变化的历史。

1 材料和分析

本文研究所用重力柱状样品,是“金星二号”科学调查船于 2002 年 5 月 11 日在东海内陆架闽浙沿岸泥质沉积区获取的,长 2.98 m,站号 DD2,该孔远离河口 ($122^{\circ}37'92''E$, $29^{\circ}34'92''N$),水深 43.5 m。整个岩芯以灰色、深灰色粘土质粉砂和粉砂质砂为主,212 cm 以上的上段对应于沿岸流沉积,为粘土质粉砂,仅 203~203.5 cm 为粉砂质砂层,含大量小的碎介壳,是风暴沉积的产物;212 cm 以下的下段以砂质粉砂为主,为风暴沉积^[11]。本文仅讨论 212 cm 之上的上段。

在室内对岩芯进行每 2 cm 间隔的采样,样品在恒温 (60) 下烘干后,研磨至 250 目以下,送中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所分析。采用 XRF 分析方法,仪器型号 PW 2440,由荷兰飞利浦公司生产;检出限 5 $\mu\text{g/g}$,一级标准物质与重复样合格率为 100%。在美国 Woods Hole 海洋研究所 AMS 年代测试中心对采样品年代进行测试,年龄原始测年数据利用 CALIB 4.3 软件^[12]进行日历年龄校正,结果见表 1。AMS ^{14}C 测年(校正后的日历年龄)与

深度关系如图 1 所示,图中 DD2 孔时间-深度曲线的斜率变化很小,表明近 2 ka 以来 DD2 孔沉积速率基本稳定,约为 134 cm/ka。根据该剖面图,按平均沉积速率可以获得高分辨率年龄序列。本文取样间隔为 2 cm,212 cm 以上部分的平均分辨率约为 16 a。

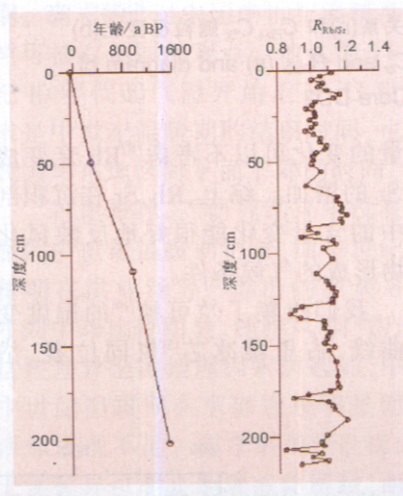


图 1 DD2 孔时间-深度和 $R_{Rb/Sr}$ 分布曲线

Fig. 1 Age-depth and $R_{Rb/Sr}$ of Core DD2

2 分析结果

DD2 孔样品 Rb 和 Sr 两元素及比值的含量变化情况见表 2。可以看出,Rb 和 Sr 含量 (C_{Rb} 和 C_S) 及变异系数变化都很小, $R_{Rb/Sr}$ 的变化范围在 0.84~1.21,变化幅度为 0.37。

图 2(b)显示了 DD2 孔上层沉积

物的 C_{Rb} , C_S 随粒径变化情况。可以看出,该层段沉积物中的 C_{Rb} , C_S 含量粒度之间的关系是复杂的,它们的含量与沉积物的粒度之间没有明显的相关性。尽管海洋沉积物中的自生碳酸盐含有不同程度的 Sr,但是由于本区纬度较高,自生碳酸盐的含量很低。在搜集测年用自生碳酸盐生物时,表 1 所列深度的样品几乎都被使用,且挑选了显微镜可见的几乎所有的样品,这可以说明自生碳酸盐的低含量。此外,由于沉积速率稳定,可以认为自生碳酸盐含量的变化幅度不大,即 DD2 孔 C_S 含量变化主要由碎屑组份引起。先前的研究表明^[10,11],该段沉积物中长江沉积物占绝对优势,而且持续稳定^[13],因此可以通过该孔上层沉积物中 $R_{Rb/Sr}$ 的变化反演古气候的变化。从图 2(a)可知, Sr 与 $R_{Rb/Sr}$ 之间具有较好的负相关关系,这是因为在雨水淋滤的过程中,Rb 与粘土具有强亲合性,从而使 Sr 更容易进入溶液^[14,15]。

利用 X-衍射进行粘土矿物分析的结果表明,该孔粘土矿物主要为伊利石、绿泥石、高岭石和蒙皂石。其中, $R_{Rb/Sr}$ 高的层段,高岭石的含量明显较高,反映了风化程度也较高。

3 讨论

近岸陆架沉积物主要是河流作用下入海的各种碎屑物、化学风化溶解的溶质。流域岩石风化强度是气候

表 1 DD2 孔 AMS ^{14}C 年代数据
Table 1 ^{14}C dating age of Core DD2

深度/cm	测试材料	^{14}C 年龄/a BP	日历年龄/a BP	样品实验室编号
46~52	双壳类	640 $\pm$ 40	282	OS-40613
106~112	混合种底栖有孔虫	1420 $\pm$ 30	951	OS-40553
202~204	混合种底栖有孔虫	1980 $\pm$ 25	1527	OS-40957

表 2 DD2 孔样品 Rb 和 Sr 含量变化表
Table 2 Variation of Rb and Sr in Core DD2

	最小值	最大值	平均	标准偏差	变异系数
C_S ($\mu\text{g/g}$)	121.9	151.3	136.01	4.99	0.04
C_{Rb} ($\mu\text{g/g}$)	124.18	157.4	144.13	7.31	0.05
$R_{Rb/Sr}$ ($\mu\text{g/g}$)	0.84	1.21	0.08	1.06	0.07

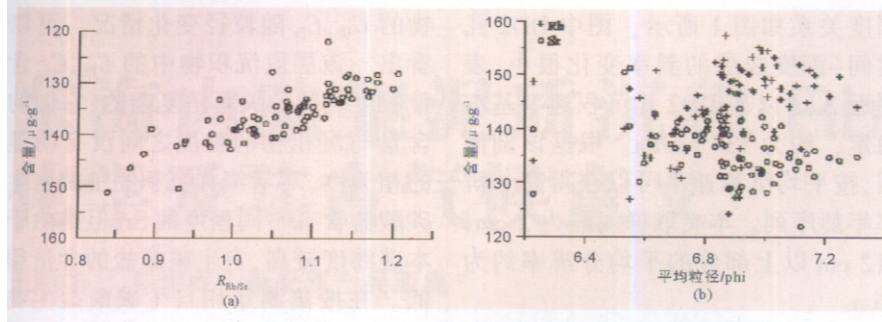


图2 DD2孔 C_{Sr} 含量与 $R_{Rb/Sr}$ 的负相关关系(a)和 C_{Rb} , C_{Sr} 随粒径变化(b)
Fig. 2 Negative correlation between C_{Sr} and $R_{Rb/Sr}$ (a) and diagram of C_{Rb} vs. C_{Sr} (b) of Core DD2

环境的函数,例如湿润而温暖的气候条件将有利于岩石化学风化的进行。由于元素地球化学性状和价态的明显差异,在岩石化学风化过程中各种元素常常发生分馏^[16-17],因此沉积剖面中 Rb , Sr 的分异可归因于两种元素表生地球化学行为的差异。 Rb 和 Sr 都是典型的分散元素,在自然界中主要以类质同像的形式分布于各类造岩矿物中,很少形成各自的独立矿物。由于 Rb 与 K , Sr 与 Ca 具有相近的粒子半径、电位等地球化学参数,因此在各类岩石中 Rb 主要分散在含 K 的矿物中,如黑云母、白云母、钾长石等;而 Sr 则以类质同像形式赋存于含 Ca 的矿物中,包括含 Ca 硅酸盐(斜长石、角闪石、辉石等)和碳酸盐。在风化过程中,含 K 的矿物稳定性相对较高,因此在风化成壤过程中 Rb 被吸附在钾长石、云母类风化而成的粘土矿物(如蒙脱石、伊利石等)中,地球化学行为稳定,主要保留在原地或沉积物中;而含 Ca 和 Sr 的碳酸盐风化后将发生分解,因此 Sr 将呈离子形态与 Ca^{2+} 一同进入溶液,从而造成了 Rb 和 Sr 的分离。 Rb 和 Sr 在表生地球化学过程中的分离导致了风化壳残留部分的 $R_{Rb/Sr}$ 逐渐增大,且与风化强度呈正比。进一步的研究发现^[18],在搬运-沉积以及与层间介质水长期接触过程,甚至包括整个低温成岩过程,沉积碎屑中的 Sr 不会发生改变,也不会与各类水体的 Sr 达到平衡。同时,由于 ^{87}Rb 的半衰期很长($4.88 \times 10^{10} a$),所以几千年来 Sr

含量的变化可以不考虑 ^{87}Rb 衰变成因 Sr 的增加。综上, Rb , Sr 在沉积剖面中的含量变化能很好地反映风化产物形成的气候条件。

我们收集了竺可桢^[19]的温度变化曲线、古里雅冰芯^[3]氧同位素、岱

海^[20] $R_{Rb/Sr}$ 数据,为方便比较,对 DD2 孔和岱海 $R_{Rb/Sr}$ 以距平形式作图,并将距平时间序列以阴影图表示(见图3)。通过分析 DD2 孔 $R_{Rb/Sr}$ 变化(图3),可以总结出近 2 ka 中国(主要是长江流域)古气候的变化特点。

3.1 气候冷暖频繁交替

近 2 ka 以来 DD2 孔的 $R_{Rb/Sr}$ 变化曲线(图 3(c))记录了近 2 ka 以来高频率的气候冷暖频繁交替;这一点与竺可桢的温度波动曲线(图 3 (a))、古里雅冰芯氧同位素曲线(图 3 (b))和岱海 $R_{Rb/Sr}$ 变化曲线(图 3 (d))同时期气候变化类似。

3.2 气候寒冷期

DD2 孔 $R_{Rb/Sr}$ 变化曲线(图 3(c))的低值期,即所指示的近 2 ka 年以来 10 次气候相对寒冷期,分别约为

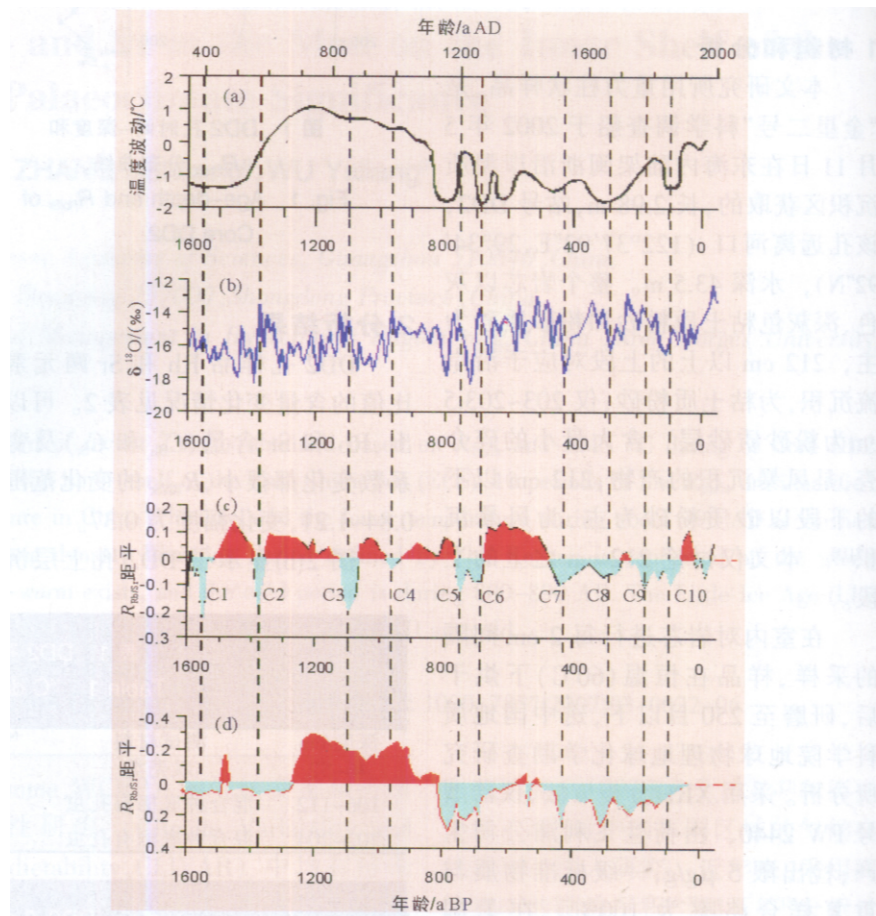


图3 中国温度波动(a)、古里雅冰心氧同位素(b)、DD2孔 $R_{Rb/Sr}$ (c)和岱海 $R_{Rb/Sr}$ (d)的对比

Fig. 3 Comparison between curves of the temperature fluctuation in China (a), oxygen isotope from Guliya ice core (b), $R_{Rb/Sr}$ of Core DD2 (c) and $R_{Rb/Sr}$ of Daihai sediment (d)

1550 (C1), 1380 (C2), 1100 (C3), 860 (C4), 750 (C5), 680 (C6), 430 (C7), 280 (C8), 170 (C9) 和 100 a BP (C10), 即分别相当于约 400 AD, 570 AD, 850 AD, 990 AD, 1200 AD, 1270 AD, 1520 AD, 1670 AD, 1780 AD 和 1850 AD。由 DD2 孔 $R_{\text{Rb/S}}$ 变化曲线所指示的这些相对寒冷期, 大都与竺可桢和(或)姚檀栋等的研究一致(考虑到几年的误差范围)。不同之处在于对 C3(约 850 AD) 的响应及其幅度, DD2 孔指示为近 2 ka 以来的气候最寒冷期之一, 而其他研究则表明该时期仅为小幅度的降温。对于 C4, 即约 990 AD, 根据北宋史籍记载, 当时关中地区异常气候, 全无“冬燠”、“夏热”等记载, 却有宋太宗淳化三年(992 AD)9 月关中中部京兆府“大雪杀苗稼”^[21]事件。产生上述差别的原因, 很可能在于不同的环境代用指标的灵敏程度存在差别, 不同地区的对不同缘由的气候变化响应可能存在不同步性, 以及不同大陆间气候控制根本差异等。

3.3 隋唐温暖期和中世纪温暖期

隋唐温暖期和中世纪温暖期(900-1300 AD)这两段时期为中国全新世气候研究者争论的焦点之一。竺可桢^[19]首次提出了隋唐温暖期概念, 并指出 600-1000 AD 期间为相对温暖的时期。吴宏岐等^[22]依据物候等相关资料将其重新界定为 550-1050 AD, 并认为存在由温暖-寒冷-温暖的气候波动, 对应时间分别为 550-800 AD, 800-950 AD 和 950-1050 AD。同样, 基于物候及历史文献记载等资料, 满志敏^[23]以 8 世纪中叶为界将其分为与现代相差不大的前期和气候明显转寒的后期两个大的阶段, 并认为其后期气候明显转寒, 寒冷顶峰时的程度可与明清小冰期相比较, 最冷的时期位于 9 世纪前期和 9 世纪末。朱士光等^[24]认为当时气候比现在约高 1℃, 但从施雅风等^[25]的古里雅冰芯中 10 年尺度的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录中, 却看不出明显的隋唐温暖期, 敦德^[24]的冰芯记录则表明这一

段时期为冷期。本文的 DD2 孔 $R_{\text{Rb/S}}$ 变化综合地反映了上述研究成果, 它表明隋唐温暖期, 风化作用较弱, 其时间段约为 600-980 AD, 但 800-890 AD 气温降低而表现为相对寒冷期。

竺可桢^[19]认为, 10-13 世纪之间无明显的暖期, 即不存在中世纪温暖期。满志敏^[26]对中国中世纪温暖期与竺可桢有不同的观点, 他认为 11 世纪 10 年代起气温开始上升, 13 世纪末是中世纪温暖期的结束时间, 也是我国华东地区海平面下降的时间。

古里雅冰芯^[9]研究结果中没有明显的中世纪温暖期记录, 而中世纪温暖期在洪业汤等^[27]得出的泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列中却比较明显。施雅风等^[28]指出, 这些差异是由地理因素引起的, 中国中世纪温暖期在东部表现明显而在西部表现不足。温孝胜等^[29]也指出, 上述差异可能是地理差异所致, 而这些差异在东西部表现得更加明显。除上述隋唐温暖期的时间段以外, 本文的 DD2 孔 $R_{\text{Rb/S}}$ 变化曲线还指示出, 1030-1180 AD 和 1280-1470 AD 均为温暖期。王绍武等^[30]综合大量史料, 分别分析了 800 AD 以来中国东部、西部和全国的平均气候, 认为中国东部地区中世纪温暖期明显, 而西部表现不足。

3.4 小冰期事件

小冰期一般泛指 16-19 世纪广泛发生的寒冷气候现象^[31], 那时北半球中纬度地区年平均气温的 30 年平均值, 约比 20 世纪中、后期的暖期低约 1.0℃, 北半球高纬度及南极地区可能低 1.5~2.0℃^[32]。几乎所有的学者都认为, 小冰期约在 1850 AD 前后结束, 但是对其何时开始却存有争议, 如分别有人认为小冰期开始于 1250 AD 和 1550 AD^[33], 而王绍武在对我国小冰期进行较为系统的研究后, 认为 1450 AD 为小冰期的开始时间^[32], 这与 DD2 孔得到的 1470 AD 基本一致。关于小冰期的寒冷期, 竺可桢的 1470-1520 AD, 1620-1720 AD 及 1840-1890 AD, 与张先恭等^[34]根据祁

连山圆柏年轮变化得出的 1428-1537 AD, 1622-1740 AD 及 1797-1870 AD 基本一致。施雅风等^[22]研究得出的小冰期中也包含了 3 个很明显的寒冷阶段。王绍武^[30]根据史料恢复的小冰期以来中国华北、华东及全国平均气温变化, 发现华东地区小冰期持续长, 且小冰期的 3 个寒冷阶段十分明显。施雅风等^[25]的古里雅冰芯记录到的小冰期约在 1510-1920 AD, 表明中国西部小冰期发生时间相对于东部较晚。从洪业汤等^[27]的泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列图中可得知, 中国东部大约从 1200 AD 开始波动降温并持续变冷, 约在 1550 AD, 1650 AD, 1750 AD 出现 3 个最冷峰, 大约 1830 年后气温开始回升。根据 DD2 孔 $R_{\text{Rb/S}}$ 变化曲线, 小冰期时间段为 1480-1890 AD, 且由 3 个寒冷阶段构成, 小冰期的最冷峰为约 1520 (C7), 1670 (C8), 1780 (C9) 和 1850 AD (C10)。

4 结论

本文通过研究东海内陆架 DD2 孔高分辨率的 $R_{\text{Rb/S}}$ 变化曲线, 揭示出近 2 ka 来 10 次低温事件, 它们与历史时期的中国温度下降有良好的对应关系, 印证了约 990 AD 的降温事件和竺可桢所界定的隋唐温暖期, 并认为隋唐温暖期气候存在温暖-寒冷-温暖的波动; 根据 DD2 孔 $R_{\text{Rb/S}}$, 确定小冰期时间段为 1480-1890 AD, 最冷峰为约 1520 AD, 1670 AD, 1780 AD 和 1850 AD。本文的实验分析表明, 利用海洋泥质沉积物 $R_{\text{Rb/S}}$ 研究陆地物源区古气候是一种行之有效的办法, 但是在使用过程中应注意去除海洋自生碳酸盐的影响。

致谢: 本文相关数据由三峡大学肖尚斌博士提供。

参考文献(References)

- [1] LIU X H, QIN D H, SHAO X M, et al. Temperature variations recovered from tree-rings in the middle Qilian Mountain over the last millennium[J]. Sci China, Ser. D, 2005, 48(4): 521-

- 529.
- [2] SHAO X M, HUANG L, LIU H B, et al. Reconstruction of precipitation variation from tree rings in recent 1000 years in Delingha, Qinghai [J]. *Sci China, Ser D*, 2005, 48(7): 939- 949.
- [3] 姚檀栋, 杨志红, 焦克勤, 等. 近 2000 年来气候环境变化的冰芯记录研究[J]. *地学前缘*, 1997, 4(1- 2): 95- 100. YAO Tandong, YANG Zhihong, JIAO Keqin, et al. A study of climate and environment in the past 2000 years based on ice cores [J]. *Earth Sci Front*, 1997, 4(1- 2): 95- 100.
- [4] 张丕远. 中国历史气候变化 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996: 283- 305. ZHANG Piyuan. *Historical climate changes of China* [M]. Jinan: Shandong Science and Technology Press, 1996: 283- 305.
- [5] 王苏民, 薛滨, 夏威夷. 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录[J]. *第四纪研究*, 1997(1): 62- 69. WANG Sumin, Xue Bin, Xia Weilan. Lake record of climate change in the past 2000 years of Ximen Cuo (lake) [J]. *Quat Sci*, 1997(1): 62- 69.
- [6] JIN Zhangdong, WANG Sumin, SHEN Ji, et al. Weak chemical weathering during the Little Ice Age recorded by lake sediments [J]. *Sci China, Ser. D*, 2001, 44(7): 652- 658.
- [7] 张振克, 吴瑞金, 沈吉, 等. 近 1800 年来云南洱河流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录 [J]. *湖泊科学*, 2000, 12(4): 297- 303. ZHANG Zhenke, WU Jinrui, SHEN Ji, et al. Lacustrine records of climatic change and human activities in the Catchment of Erhai Lake, Yunnan Province since the past 1800 years [J]. *J Lake Sci*, 2000, 12 (4): 297- 303.
- [8] 秦小光, 刘东生, 谭明, 等. 石笋微层的谱分析和北京地区 1 千年来的气候演变 [J]. *地理学报*, 1999, 54 (6): 543- 549. QIN Xiaoguang, LIU Tongsheng, TAN Ming, et al. The spectral analysis for a lamina thickness series of a stalagmite in Beijing and the climate variation in last 1 ka [J]. *Acta Geograph Sin*, 1999, 54(6): 543- 549.
- [9] 金元欢. 我国入海河口的基本特点[J]. *东海海洋*, 1988, 6(3): 1- 11. JIN Yuanhuan. The characteristics of estuarine in China [J]. *Donghai Marine Sci*, 1988, 6(3): 1- 11.
- [10] 孙效功, 方明, 黄伟. 黄东海陆架区悬浮体运输的时空变化规律 [J]. *海洋与湖沼*, 2000, 31(6): 581- 587. SUN Xiaogong, FANG Ming, HUANG Wei. Spatial and temporal variations in suspended particulate matter transport on the Yellow and East China Sea shelf [J]. *Oceanol Limnol Sin*, 2000, 31(6): 581- 587.
- [11] 肖尚斌, 李安春. 东海内陆架泥区沉积物的环境敏感粒度组分[J]. *沉积学报*, 2005, 23(1): 122- 129. XIAO Shangbin, LI Anchun. A study on environmentally sensitive grain-size population in inner shelf of the East China Sea [J]. *Acta Sedim Sin*, 2005, 23(1): 122- 129.
- [12] STUIVER M, REIMER P J, BARD E, et al. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 ~0 cal a BP [J]. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041- 1083.
- [13] 肖尚斌, 李安春, 蒋富清, 等. 近 2 ka 闽浙沿岸泥质沉积物物源分析 [J]. *沉积学报*, 2005, 23(2): 268- 274. XIAO Shangbin, LI Anchun, JIANG Fuqing, et al. Provenance analysis of mud along the Min - zhe coast since 2 ka BP [J]. *Acta Sediment Sin*, 2005, 23(2): 268- 274.
- [14] DASCH E J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep- sea sediments, and sedimentary rocks [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1969, 33: 1521- 1552.
- [15] 陈骏, 季峻峰, 仇刚, 等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. *中国科学 (D 辑)*, 1997, 27 (6): 531- 536. CHEN Jun, JI Junfeng, QIU Gang, et al. Geochemistry of chemical weathering degree of the Luochuan Loess, Shanxi province[J]. *Sci China, Ser D*, 1997, 27(6): 531- 536.
- [16] GLODSTEIN S L. Decoupled evolution of Nd and Sr isotopes in the continental crust and the mantle[J]. *Nature*, 1988, 336: 733- 738.
- [17] CHEN J, AN Z, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess - paleosol sequence of Central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology[J]. *Quat Res*, 1999, 51: 215- 219.
- [18] INGRAM B L, SLOAN D. Strontium isotopic composition of estuarine sediments as paleosalinity- paleoclimate indicator [J]. *Science*, 1992, 255: 68- 72.
- [19] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究 [J]. *中国科学 (B 辑)*, 1973 (2): 168- 189. ZHU Kezhen. A preliminary study on recent 5 ka climate variations of China[J]. *Sci China, Ser B*, 1973(2): 168- 189.
- [20] 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 全新世岱海流域化学风化及其对气候事件的响应[J]. *地球化学*, 2004, 33(1): 29- 36. JIN Zhangdong, WANG Sumin, SHEN Ji, et al. Watershed chemical weathering and its response to climate events in Daihai area during Holocene [J]. *Geochimica*, 2004, 33 (1): 29- 36.
- [21] 中国科学院黄土高原综合科学考察队. 黄土高原地区自然环境及其演变[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 98- 103. Loess exploratory search team of Chinese Academy of Sciences. *Natural environment of loess plateau and its evolution* [M]. Beijing: Science Press, 1991: 98- 103.
- [22] 吴宏岐, 党安荣. 隋唐时期气候冷暖特征与气候波动 [J]. *第四纪研究*, 1998 (1): 31~36. WU Hongqi, DANG Anrong. Fluctuation and characteristics of climate change in temperature of Sui- Tang times in China[J]. *Quat Sci*, 1998(1): 31- 36.
- [23] 满志敏. 关于唐代气候冷暖问题的讨论[J]. *第四纪研究*[J], 1998(1): 20- 30.
- [24] 朱士光, 王元林, 呼林贵. 历史时期关

- 中地区气候变化的初步研究 [J]. 第四纪研究, 1998(2): 1- 11.
- ZHU Shiguang, WANG Yuanlin, HU Lingui. Study on climate variations in the region of Guanzhong in the historical period[J]. Quat Sci, 1998 (2): 1- 11.
- [25] SHI Yafeng, YAO Tandong, YANG Bao. Decadal climatic variations recorded in Guliya ice core and comparison with the historical documentary data from East China during the last 2000 years[J]. Sci China, Ser D, 1999(S1): 93- 102.
- [26] 满志敏. 中世纪温暖期我国华东沿海海平面上升与气候变化的关系 [J]. 第四纪研究, 1999(1): 90.
- MAN Zhimin. Relationship between the sea - level rising of East China and climate changing during the Medieval Warm Period[J]. Quat Sci, 1999(1): 90.
- [27] 洪业汤, 姜洪波, 陶发祥, 等. 近 5 ka 温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(6): 525- 530.
- HONG Yetang, JIANG Hongbo, TAO Faxiang, et al. $\delta^{18}\text{O}$ records of temperature about 5 ka from peat in Jinchuan[J]. Sci China, Ser D, 1997, 27(6): 525- 530.
- [28] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件 [J]. 中国科学(B 辑), 1992(12): 1300- 1308.
- SHI Yafeng, KONG Zhaochen, WANG Sumin, et al. Climate fluctuation and important events of China in Holocene Megathermal [J]. Sci China, Ser B, 1992(12): 1300- 1308.
- [29] 温孝胜, 彭子成, 赵焕庭. 中国全新世气候演变研究的进展 [J]. 地球科学进展, 1999, 14(3): 292- 298.
- WEN Xiaosheng, PENG Zicheng, ZHAO Huanting. Advance in study on the holocene climate evolution in China [J]. Adv Earth Sci, 1999, 14 (3): 292- 298.
- [30] WANG S, GONG D. Climate in China during the four special periods in Holocene[J]. Prog Nat Sci, 2000, 10 (5): 379- 386.
- [31] LAMB H H. Climate, Present, Past and Future [M]. London: Methuen, 1977: 835.
- [32] 王绍武. 小冰期气候的研究. 第四纪研究[J], 1995(3): 202- 212.
- WANG Shaowu. Studies on climate of the Little Ice Age [J]. Quat Sci, 1995(3): 202- 212.
- [33] BRADLEY R S, JONES P D. When was the " Little Ice Age "? [C] // Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate, 1992, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, c1992: 1- 4.
- [34] 张先恭, 赵 湊, 徐瑞珍. 祁连山圆柏年轮与我国气候变化趋势[C] //中央气象局气象科学研究所天气气候研究所. 全国气候变化学术讨论会文集, 1978, 北京: 科学出版社, c1981: 26- 35.
- ZHANG Xiangong, ZHAO Qin, XU Ruizhen. Tree ring of Sabina przewalskii and the changing trend of Chinese climate, in Symposium of Countrywide Climate Change Colloquium[C] // Institute of Weather and Climate, Academy of Meteorology Science, China Meteorological Administration. China climate changes learning symposium collected works, 1978, Beijing: Science Press, c1981: 26- 35.

(责任编辑 赵 佳)

·封面文字说明·

日本科学家拍摄到被称为“海洋活化石”的皱鳃鲨

2007 年 1 月 21 日, 日本栗岛海洋公园的工作人员接到当地渔民报告, 称他们在海洋中发现了一只长相怪异、满嘴长满锋利牙齿、形状与鳗鱼相似海洋动物。工作人员后来发现, 这头长 1.6 m 奇异的海洋动物, 被初步确认为是有“海洋活化石”之称的皱鳃鲨。

皱鳃鲨目(Chlamydoselachiformes)属软骨鱼纲的一目, 现存仅 1 科 1 属 1 种, 因其鳃间隔延长而且褶皱互相覆盖, 故被称为皱鳃鲨。皱鳃鲨体长通常约 1.5 m, 最长的雌鱼为 1.96 m, 最长的雄鱼为 1.65 m。该海洋动物体鳗形, 有 6 对鳃孔, 口近端位, 上下颌同形; 每牙具 3 个长齿尖, 属枝牙型, 有基板似化石异棘类(Xenacanthus)的牙齿; 鼻孔在侧腹面; 眼无瞬膜, 具喷水孔; 侧线沟状; 脊索未收缩, 前 10 个脊椎有清楚的环状钙化物, 臀鳍以后的脊椎亦有环状钙化的迹象; 臀鳍长, 尾鳍中的脊椎稍向上翘, 形成不显著的歪型尾; 卵胎生, 发育在



母体内进行, 孵化期 1 年以上, 翌年夏季幼鱼才生出; 雄鱼有极发达的鳍脚, 春天受精, 卵囊一端突起。皱鳃鲨是一种罕见的鲨鱼, 现存数量非常少, 主要生活在挪威到南非的大西洋东部, 日本到澳大利亚的西太平洋, 以及从美国加州到智利南端的东太

平洋地区, 我国仅在台湾北部发现过。

日本栗岛海洋公园这次获得的皱鳃鲨为深海皱鳃鲨。这种鲨鱼平时生活在深达 600~1 000 m 的海水中, 数亿年来几乎没有发生大的物种变异, 故有“海洋活化石”之称; 从其外形看, 很像约在 4 亿年前出现的鲨的祖先——枝齿鲨。科学家认为, 自史前时期以来, 皱鳃鲨在外貌上的变化非常之少, 它优美的身体曲线和上颌暗示它是一种灭绝已久的物种; 它与现存的其他鲨鱼种类有很大的不同, 游动时看起来像条大鳗鱼; 它满口的三角牙证明它是凶猛的捕食者, 但科学家认为它并不会攻击人类。

栗岛海洋公园的工作人员称, 这头皱鳃鲨被发现时身体状况已很糟糕, 它随后被放进了公园专门的海水池中养护, 但不久即死亡。本期封面图片为日本栗岛海洋公园在海水池中专门为这头深海皱鳃鲨拍摄的优美泳姿, 由新华社供稿。

(本刊记者 朱 宇)