# 末次间冰期-末次冰期转换时期斋堂黄土记录中的气候回返事件

熊尚发　刘东生　丁仲礼
(中国科学院地质研究所, 北京 100029)

摘要　在末次间冰期-末次冰期转换时期全球范围内普遍出现了一次气候回返事件, 这次事件与 Younger Dryas 事件呈“镜象”式对应关系, 是全球气候系统从间冰期向冰期转换过程中的暖性反弹. 在北京斋堂黄土记录中, 这一回返事件有突出表现, 且对应于一条弱发育的古土壤条带, 因而具有古气候学和地层学的双重意义, 表明这一事件的发生与冬夏季风变化和大气粉尘、水汽波动有成因上的关联. 对于这一事件的深入研究, 将为揭示 Younger Dryas 事件及其他气候突变事件发生机制提供新的视角.

关键词　末次间冰期　末次冰期　黄土记录　气候回返事件

Younger Dryas 事件(简称 YD 事件)是发生在末次冰期向冰后期(11 000~ 10 000 a)过渡时的一次气候回返事件, 这次气候回返事件使得北大西洋地区气温[1]和海洋环流[2]均发生快速转换. 作为气候转暖过程中发生的气候突变, YD 事件一直受到异乎寻常的关注[3].

在相反的过程中, 就是从末次间冰期向末次冰期转换过程中, 在一些气候记录中也观察到气候回返波动, 即气候变冷过程中的快速转暖事件. 这次气候回返事件同 YD 事件一样, 是发生于转换时期的气候突变. 对此事件的深入研究将有助于对气候变化机制的进一步理解.

但是, 目前不清楚的是, 这次事件影响范围有多大? 在东亚地区是否有所表现? 其表现有什么区域性的特征?

针对上述问题, 对北京斋堂黄土记录进行研究, 并于 S1 上部 S1 与 L1 过渡段, 鉴别出一个弱发育的古土壤条带, 代表末次间冰期向末次冰期过渡段一次非常明确的转暖转湿的气候回返事件. 对黄土沉积中这一事件的研究, 为深入理解包括 YD 事件在内的发生于气候转换时期的突变事件过程与机制提供了新的视角.

## 1　末次间冰期-末次冰期转换时期气候回返事件证据

黄土-古土壤序列岩性变化以及黄土粒度、磁化率等指标的剖面变化被认为反映了古气候的波动, 尤其是古季风的变化[4, 5]. 斋堂剖面[6]下部是末次间冰期形成的古土壤(即 S1), 上部是著名的马兰黄土(即 L1). 从 S 1 顶部到其底部(共 195 cm)岩性(图 1)分别是:

0~ 20 cm　浅褐色弱发育古土壤条带, 粘土质粉砂, 块状结构, 偶见白色碳酸盐假菌丝体;
20~ 50 cm　浅黄色黄土, 粘土质粉砂, 块状结构, 见白色粉末状碳酸盐浸染;
50~ 80 cm　褐色古土壤, 粘土质, 弱发育团粒结构, 多虫孔根孔;
80~ 100 cm　浅褐色古土壤, 粘土质, 团块状结构, 白色碳酸盐假菌丝体发育;
100~ 145 cm　浅棕色古土壤, 粘土质, 团粒结构;
145~ 195 cm　棕红色古土壤, 粘土质, 团粒结构, 铁锰胶膜发育.

其中 0~ 20 cm 处的弱发育古土壤条带就是末次间冰期-末次冰期转换时期气候回返事件

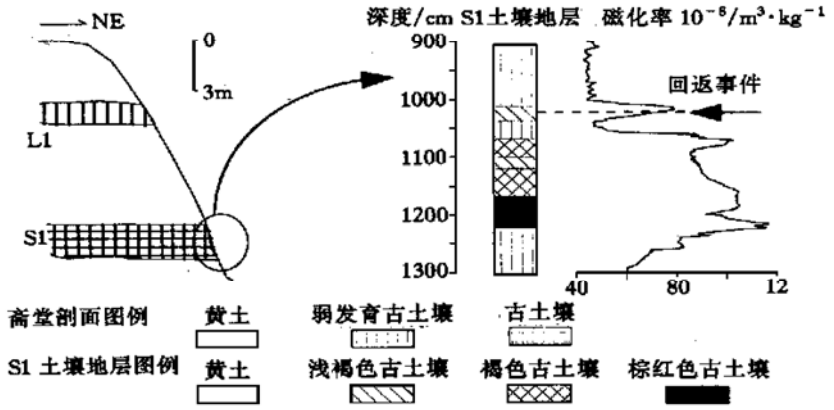



图 1 斋堂黄土剖面及 S1 土壤地层、磁化率

的反映, 它位于 S1 向 L1 过渡段, 在其下部是 30 cm 的黄土条带, 表明曾有一段气候从暖湿-干冷的反复变化过程. 对剖面进行高分辨率( 2 cm 间隔) 磁化率、粒度、化学组成测量[7], 结果表明, S1 与 L1 过渡段, 出现一个显著峰值( 图 2) , 对应于上述 S1 顶部 0~ 20 cm 弱发育古土壤条带( 图 1) . 这一峰值在磁化率曲线中表现很明显, 峰高小于 S1 中其余 3 个高峰( 分别对应于氧同位素阶段 5a, 5c, 5e) , 也小于 L1 中间弱发育古土壤的下部峰值( 3 阶段下部) . 在粒度曲线中, 此峰在顶部有一分岔, 似乎代表了 2 个单峰的叠合, 而它与 5a 峰过渡段的低谷却不象磁化率曲线那样明显. 由于黄土剖面粒度变化被认为代表冬季风强度的变化, 磁化率代表夏季

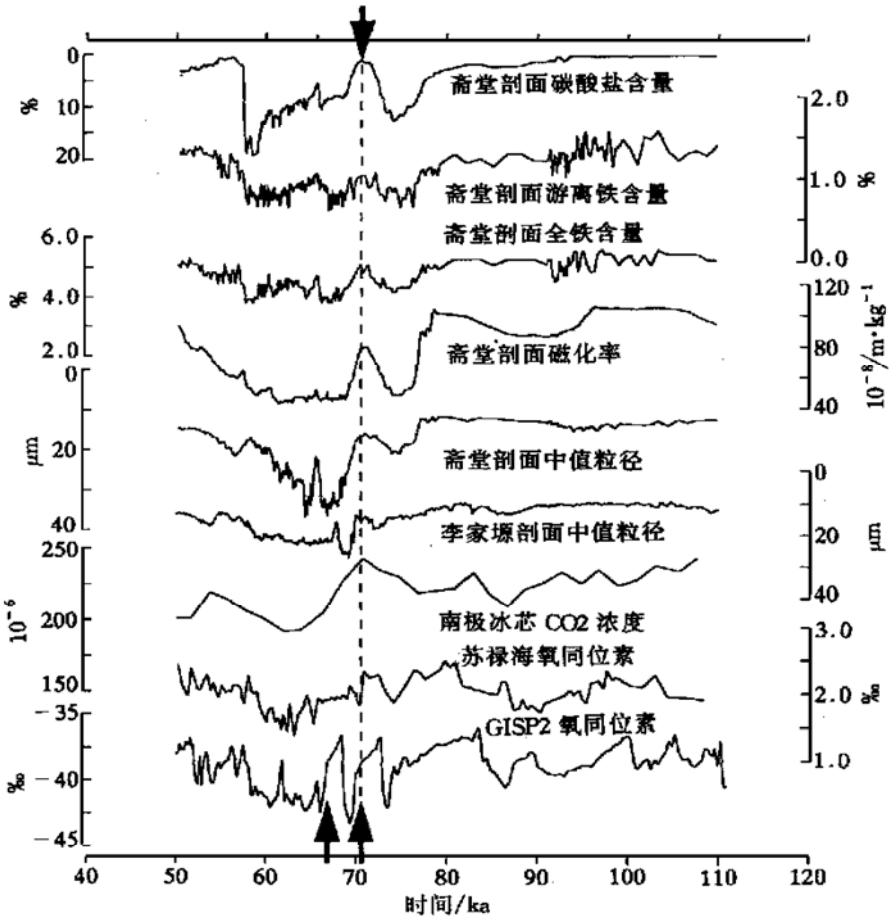



图 2 末次间冰期-末次冰期转换时期斋堂黄土与其他记录中的气候回返事件( 箭头所指) 对比

风强度的变化, 上述粒度、磁化率变化表明回返事件伴随着明显的冬、夏季风强度变化. 这一峰值在有机质、游离铁、全铁、及碳酸钙含量曲线中都非常显著(这些曲线也在一定程度上反映了夏季风的变化), 表明这是一次间冰期向冰期过渡期间出现的暖性回返事件. 从地层看, 这一事件所在层位 TL 年龄在> (66 ±7) ka 与< (84 ±9) ka 范围之内[8]. 据磁化率曲线与深海氧同位素曲线对比所得年龄数据[7], 这一事件的年代约在(75~ 68) ka 之间. 同时, 反观已经发表的末次间冰期以来其他黄土剖面气候替代性指标曲线, 发现这一事件在不少中国黄土剖面的磁化率、粒度记录中都有反映, 比如李家塬剖面粒度记录[9]、洛川剖面石英颗粒中值粒径记录[10], 当然, 这一事件在斋堂剖面的表现是最为突出并具明确地层意义的. 最近揭示的古里雅冰芯氧同位素记录[11]中, 这一回返事件对应的时段也可见到一个不太突出的峰形. 这一事件在多个中国黄土剖面及冰芯记录中的出现说明, 它不是一个偶见的现象而具有区域意义, 但其表现可能在不同地区会有所差异.

## 2 末次间冰期-末次冰期转换时期气候回返事件的全球对比与讨论

据目前的研究, YD 事件可能是一个具有全球意义的气候事件[3], 在不同地点不同记录中多有明确的反映. 与 YD 事件一样, 末次间冰期向末次冰期过渡期间的回返事件在以往发表的不少记录中都有表现[12~ 14]. 各记录中. 这一过程与 YD 事件有着类似“镜象”式的对称关系, 在时间上, 它们与斋堂黄土记录中的气候回返事件也是可以对比的(图 2). 与斋堂黄土记录中的回返事件不同的是, 南极冰芯[13]和格陵兰冰芯[14]同位素记录中, 这一事件包含 2 个明显的峰值, 其中在格陵兰冰芯(GRIP, GISP2) 氧同位素记录中, 分别是 interstadial number19, 20. 在南极 Vostock 冰芯记录[15]中, 与斋堂回返事件对应的时段, $CO_2$ 有一个非常显著的峰值, 此时 $CO_2$ 浓度显著高于 5a 阶段. 这表明, 大气圈 $CO_2$ 的变化与这次气候回返事件也存在某种关联. 在 Vema-23-81 钻孔中[12], 这一事件代表了寒冷性有孔虫(*N. Pachyderme (s.)*)从 5a 阶段低值增加到 4 阶段高值过程中的 2 次递减过程, 反映北大西洋海温的暖性回返. 北大西洋钻孔冰筏碎屑记录[16]中, 都可见这一事件的痕迹. 在欧洲孢粉记录中[17]也可见到这一事件的反映, 相当于 Ognon iv和 Ognon ㈢ 反映粉尘含量的格陵兰冰芯电导率[18]在这一时段也有 2 个峰值, 表明大气粉尘含量的剧减过程. 位于热带的苏禄海氧同位素记录中[19], 这一事件也有明确的反映.

上述对比说明, 末次间冰期-末次冰期转换时期回返事件是一次影响波及全球的气候事件. 回返事件在海洋沉积和冰芯记录中的出现表明这一事件与大洋环流及大气环流有关联[12, 16]. 这一事件在中国黄土记录中的显著表现. 尤其是在斋堂剖面粒度、磁化率上的表现则说明, 这一事件伴随着冬、夏季风的剧烈波动. 由于冬、夏季风与全球水汽及粉尘的密切关系, 这一波动也意味着大气圈水汽和粉尘的剧烈波动过程.

因此, 与 YD 事件一样, 末次间冰期-末次冰期转换时期的气候回返事件也伴随着北大西洋环流系统、大气粉尘[18]、大气环流等过程的相应变化, 同样, 由于这次事件同 YD 事件一样, 是全球性气候回返事件, 因此任何区域性的机制解释都无法真正说明其发生的原因. 从对比中也可发现, 各种记录在末次间冰期-末次冰期转换时期出现的气候回返事件的表现并不完全相同, 如格陵兰冰芯氧同位素记录中这一事件是 2 个峰值, 黄土记录中则是一个峰值, 而南极冰芯 $CO_2$ 记录中与这一事件对应的峰值则异常的高, 与其他记录明显不同, 这意味着这次事

件还有其区域差异性的一面. 目前,由于测年技术的限制,还无法精确比较各种可能相关的过程(如火山喷发事件[20]、洋流变化事件、水汽及粉尘事件等)的相位关系,因而难以对这些气候事件的因果关系做出明确的解释. 然而,气候转换时期突变性的回返事件及其原因的研究既是深入了解气候变化机制所必需,也是面对未来气候变化所无法回避的,因为目前所面临的全球变化很可能就是发生在同样的气候转换时期.

致谢 本工作为国家自然科学基金(批准号:49291100)重大资助项目.

## 参 考 文 献

1 Dansgaard W, White J W C, Johnsen S J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature, 1989, 339: 532~534
2 Boyle E A, Keigwin L D. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20 000 years linked to high-latitude surface temperature. Nature, 1987, 330: 35~40
3 Zahn R. Deep ocean circulation puzzle. Nature, 1992, 356: 744~746
4 安芷生, Porter S, Kukla G, 等. 最近13万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报, 1990, 35(7): 529~532
5 丁仲礼, 余志伟, 刘东生. 中国黄土研究新进展(三), 时间标尺. 第四纪研究, 1991(4): 336~348
6 安芷生, 卢演俦. 华北晚更新世马兰期气候地层划分. 科学通报, 1984, 29(4): 228~231
7 熊尚发, 刘东生, 丁仲礼. 东亚冬夏季风变化的相位差及热带太平洋在季风变化中的驱动作用. 第四纪研究, 1996(3): 202~210
8 Lu Y, Prescott J R, Robertson G B, et al. Thermolumine scence dating of the Malan Loess at Zhaitong, China. Geology, 1987, 15: 603~605
9 丁仲礼, 任剑璋, 刘东生, 等. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题. 中国科学, D辑, 1996, 26(5): 385~391
10 Xiao J, Porter S C, An Z, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 yr. Quaternary Research, 1995, 43: 22~29
11 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276: 1 821~1 825
12 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365: 143~147
13 Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years). Nature, 1987, 329: 403~408
14 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364: 218~220
15 Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S, et al. Vostok ice core provides 160 000-year record of atmospheric $CO_2$. Nature, 1987, 329: 408~414
16 McManus J F, Bond G C, Broecker W S, et al. High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. Nature, 1994, 371: 326~329
17 Woillard G M. Grand Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. Quaternary Research, 1978, 9: 1~21
18 Taylor K C, Hammer C U, Alley R B, et al. Electrical conductivity measurements from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 1993, 366: 549~552
19 Linsley B K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150 000 years. Nature, 1996, 380: 234~237

20 Chesner C A, Rose W I, Deino A, et al. Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. Geology, 1991, 19(2): 200~ 203

(1997_06_02 收稿, 1997_09_19 收修改稿)

# 卫星微波(SSM/I)遥感陆地降雨

李 莉* 朱元竞 赵柏林

(北京大学地球物理系, 北京 100871; 北京大学暴雨监测和预测国家重点实验室, 北京 100871.
* 联系人, 现地址: 上海师范大学理工信息学院, 上海 200234)

摘要 对卫星 SSM/I 测量数据, 用综合微波指数法反演中国陆地 96~ 127°E, 170~ 44°N 区域内的夏季降雨. 用同期的实际降雨资料检验表明, 雨强在 2~ 2.9 mm/h 的范围内, 反演雨强的均方根误差为 0.9 mm/h; 在 3~ 5 mm/h 的范围内, 均方根误差为 1.6 mm/h; 在 5.1~ 50 mm/h 的范围内, 均方根误差最大为 4.2 mm/h. 个例研究结果表明, 给出的降雨判别树及综合微波指数法对雨区的识别和雨强的反演是合理可信的.

关键词 **卫星微波遥感 陆面降雨反演**

直到 80 年代初, 卫星微波遥感应用的频率还限于 30 GHz 以下, 虽然频率低于 30 GHz 的微波辐射对云层, 雨的穿透性较强, 但由于受地表辐射的干扰使得微波遥感陆地降雨较难实现. SSM/I(Special sensor micorwave/Imager) 于 1987 年 7 月开始装载在美国 DMSP(Defense meteorological satellite project) 卫星上, 是目前世界上先进的微波探测仪器, 主要用于监测降雨及其他参数(如土壤湿度、云、水汽、雪盖、海冰等). 由于海洋表面的比辐射率变化简单, 国外利用 SSM/I 所做的研究大多是对海洋下垫面进行的, 陆地降雨反演的研究不多. 本文给出用 SSM/I 卫星遥感资料反演陆地降雨强度的方法和可能达到的精度, 并用 1991 年中国大陆 300 多个地面雨量站的小时降雨资料进行了检验. 该研究是首次用卫星微波遥感资料对实际中国大陆降雨进行反演, 对于卫星微波遥感降雨的实际应用和防洪减灾具有很大的现实意义.

## 1 综合微波指数法反演雨强

文献[1] 利用 SSM/I-19GHz 和 85GHz 频率通道的微波辐射亮温构成微波指数来计算雨强, 但其结果显示对陆面降雨反演不理想. 本文根据云雨微波辐射传输的理论模拟, 对SSM/I 的微波通道, 陆地下垫面的情况用 37 和 85 GHz 两个频率测量的组合, 海洋下垫面用 19 和 85 GHz 两个频率测量数据的组合, 构成随雨强的增加而单调增长的综合微波指数进行雨强反演, 可以更加充分地利用 SSM/I 仪器的互补优势. 反演结果和实际地面雨量站测量值的比较证实了这个推测. 综合微波指数(Composite microwave index, CMI)$f$ 定义如下:

$$f = (D/D_0 - 1) + 30\cdot(1 - \mathrm{PCT}/\mathrm{PCT}_0), \quad (1)$$

$$f = (1 - D/D_0) + 2\cdot(1 - \mathrm{PCT}/\mathrm{PCT}_0). \quad (2)$$

(1) 式用于陆地下垫面, (2) 式用于海洋下垫面. 其中 $D$ 是同频率通道的极化亮温差, 根据模拟计算, 对于陆地下垫面, 应取 $D = T_{b37v} - T_{b37h}$; 对于海洋下垫面, $D = T_{b19v} - T_{b19h}$; $D_0$ 是在降雨门限处相应的极化亮温差 $D$ 的数值. 参数下标中 v, h 分别表示垂直和水平极化.