中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 10 期: 1477 ~ 1486
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

宁金岗桑冰芯不溶性微粒的岩石磁学性质及其环境意义

段宗奇[①②③], 高星[④*], 刘青松[③], 徐柏青[①], 苏有亮[①]

① 中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100085;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
④ 中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室, 北京 100101
* 联系人, E-mail: gxing@igsnrr.ac.cn

收稿日期: 2011-01-05; 接受日期: 2011-06-01
国家自然科学基金项目(批准号: 40874033, 41074041, 41025013 和 40974036)资助

摘要 冰芯中所含不溶性微粒与大气粉尘沉降过程密切相关, 是重建气候环境变化的良好载体. 本文对宁金岗桑冰芯(56 m, 公元 1864~2007 年)样品中不溶性微粒进行了系统的岩石磁学研究. 结果表明, 不溶性微粒的载磁矿物以低矫顽力、准单畴颗粒的磁铁矿为主. 在过去的 144 年中, 磁性矿物的粒径无显著变化. 但是其含量(饱和等温剩磁指标)变化以~1980 年为界, 之前变化稳定, 之后显著增多. 这一现象与青藏高原及北半球的气温变化在大的趋势上具有良好的相似性. 我们认为磁性颗粒的增加与气候变暖有着一定的关系. 其可能的机制是: 在大的时间尺度上, 气候变暖导致的冰川退缩和局地气候不稳定使得冰芯中含有磁性矿物的大颗粒物质增多, 而与年降水变化相关的沙尘天气频率相关性较弱. 因此, 青藏高原冰芯不溶性微粒的饱和等温剩磁可能在趋势上反映了气候变暖, 为研究该区大气粉尘的沉降过程提供新参数.

关键词
冰芯不溶性微粒
宁金岗桑
岩石磁学
饱和等温剩磁
气候变暖

冰芯不仅记录着过去气候环境的变化, 而且也记录着人类活动对气候环境的影响, 在全球变化研究中具有重要的地位[1]. 不溶性微粒(insoluble microparticle)是冰芯的重要组成部分, 它是大气粉尘沉降到冰雪表面的不溶性的部分[2], 具有良好的环境学指示意义.

冰芯不溶性微粒的含量变化可用于划分年层, 比如, 达索普冰芯中的微粒有明显的周期性变化, 其上部微粒变化同 $\delta^{18}O$ 都有很好的年际变化[3]. 不溶性微粒中矿物的成分和粒径特征可用于源区研究, Thompson 等[4]认为可以根据粗细微粒数的比值来区分区域性不溶微粒(来自区域的陆地表面和火山喷发)和全球性不溶微粒(通过大气环流从远处搬运而来), 从而可以了解大气本底气溶胶. 前人利用带能谱的透射电镜对 Vostok 南极冰芯的不溶性微粒进行矿物学研究, 结果表明 Vostok 微粒来源于南美洲, 证实该区可能受与南极其他地点不同的气团影响[5]. 不溶性微粒同时还是揭示冰芯气候与环境变化的重要指

英文引用格式: Duan Z Q, Gao X, Liu Q S, et al. Magnetic characteristics of insoluble microparticles in ice core (Nojingkangsang) from the southern Tibetan Plateau and its environmental significance. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4271-5

标, Petit 等[6]和 Angelis 等[7]均发现, 末次盛冰期极地冰芯中不溶性微粒的含量达最大值. 研究发现中低纬高原冰芯(如敦德冰芯和古里雅冰芯)中记录的末次冰期微粒浓度变化幅度都没有极地冰芯记录强烈, 其原因可能是青藏高原末次冰期具有独特的气候环境[8,9]. 进一步的研究还发现微粒含量显著的峰值与已知火山事件在时间上具有很好的相关性[10]. 姚檀栋等[11]对敦德冰芯的研究发现微粒含量异常变化的年代与我国东部地区历史所记载的沙尘暴事件具有一致性. 邬光剑等[12]对慕士塔格冰芯的微粒进行粒度分析, 研究发现: 在数量上, 细颗粒占优势; 体积上, 粗颗粒有重要贡献. 这可能是高海拔近源区粉尘的沉积特点, 与远源沉积的极地冰芯不同.

前人的研究工作主要包括不溶性微粒的粒径分布、微粒浓度、地球化学指标、对特殊事件的记录及与可溶性离子的对比关系等[2,13~15], 这为探讨环境演化提供了重要的依据. 岩石磁学具有灵敏度高、测试方便及非破坏性等优势, 并成功地应用于黄土、湖泊及海洋沉积物的环境演化研究[16,17], 但利用岩石磁学对不溶性微粒开展的研究工作较少. Lanci 等[18]研究了低温下(77 K)冰体的等温剩磁(IRM)获得曲线特征. 随后, Lanci 等[19]利用低温下(77 K)的 IRM 与粉尘含量进行对比, 发现二者在末次冰期和全新世密切相关, 但是并不趋向原点, 初步认为这一背景值由宇宙尘埃来源的超顺磁颗粒(SP)造成[20]. 在南极 EPICA-Dome C 冰芯中, Lanci 等[21]发现冰芯中的磁性矿物含量和来源在冰期和间冰期存在较大的差别. 以上研究针对冰体进行实验测试, 缺乏对不溶性微粒进行直接的磁学研究. Sahota 等[22]曾对格陵兰和喜马拉雅地区的冰芯不溶性微粒进行过直接研究, 根据其结果推测青藏高原地区的冰芯因含有大量粉尘, 能够采取对不溶性微粒进行直接的磁学研究.

较其他冰芯相比, 宁金岗桑冰川降水量稀少, 存在明显的污化层(不溶性微粒含量较多), 具有精确的定年, 适宜于进行高精度的微粒研究. 且前人对其开展过黑碳和粒径方面的研究, 结果表明人类活动排放的黑碳可能是冰川加速退缩的第二大原因[23]; 不溶性微粒的粒径分布很广, 存在大颗粒的局地物质[24]. 这为开展其他研究奠定了基础. 本文即通过岩石磁学手段, 研究宁金岗桑(Nojingkangsang)冰芯中的不溶性微粒的磁学性质, 继而探讨其环境指示意义.

1 样品采集及实验方法

1.1 样品采集

宁金岗桑(拉轨岗日山主峰)地处喜马拉雅山北麓的雨影地带, 为高寒半干旱气候地区, 广泛发育寒冷半湿润高山草甸与温凉半干旱山地草场. 该区主要受西风带和西南季风影响, 年降水量约 300 mm.

宁金岗桑冰芯(29°2.1′N, 90°11.88′E, 海拔 5950 m)由中国科学院青藏高原研究所科学考察队于 2007 年冬季钻取(图 1). 该冰芯长 56 m, 将约 1/4 的冰芯样品(其余用作他用)以 1 m 间距取样, 共得冰芯样品 56 个并进行编号(每个样品长 1 m). 分样前, 所使用的工具和器皿均经过反复地清洗. 对于玻璃器皿所采用的处理方法是: 用超净水(Milli-Q, 18 MΩ)冲洗后没顶浸泡 4 h, 最后反复用超净水冲洗, 并在 100 级超净通风橱中晾干. 无磁铜刀和过滤装置先用自来水冲洗, 再用超净水(Milli-Q, 18 MΩ)反复冲洗后于 100 级超净通风橱中晾干(类似于对冰芯进行地球化学分析时的前处理). 为避免污染, 依次用无磁铜刀去除 56 个冰芯样品 5 mm 厚的表层, 将其装在已经前处理好的洁净塑料烧杯中并称取质量, 保鲜膜封于杯口后在超净室自然融化, 融化完毕后, 将其过滤(滤纸为 Whatman Nuclepor Track-Etched Membranes 牌滤膜, 直径 47 mm, 孔径 0.8 μm), 过滤所得物质即为不溶性微粒. 最后, 将得到的不溶性微粒固定于洁净的塑料薄膜上, 进行岩石磁学实验. 该冰芯污化层明显, 并有着很好的年际韵律, 结合离子浓度峰值的季节变化特征, 并以 1963 年全球规模的热核试验所形成的β活化度峰值(对应该冰芯深度约 23.5~23.9 m 处)作为标志层进行微调, 确定该冰芯的年代为公元 1864~2007 年[23], 跨越 144 年.

1.2 实验方法

首先获得样品的非磁滞剩磁(ARM), 交变磁场峰值为 100 mT, 相应的直流场为 50 μT. 随后用 2 G Enterprise 脉冲磁化仪获得等温剩磁(IRM). 本文将在 1 T 磁场下获得的 IRM 称为饱和等温剩磁(SIRM), 并为 SIRM 施加 300 mT 反向场($IRM_{-0.3\,T}$). 为了半定量研究样品中高矫顽力磁性矿物, 我们对 SIRM 进行 100 mT 的交变退磁, 并将剩磁定义为 $SIRM_{AF@100\,mT}$. 该剩磁可用于衡量高矫顽力磁性矿物含量的变化. 所有剩磁利用置于磁屏蔽空间(<10 nT)中的 2G-760

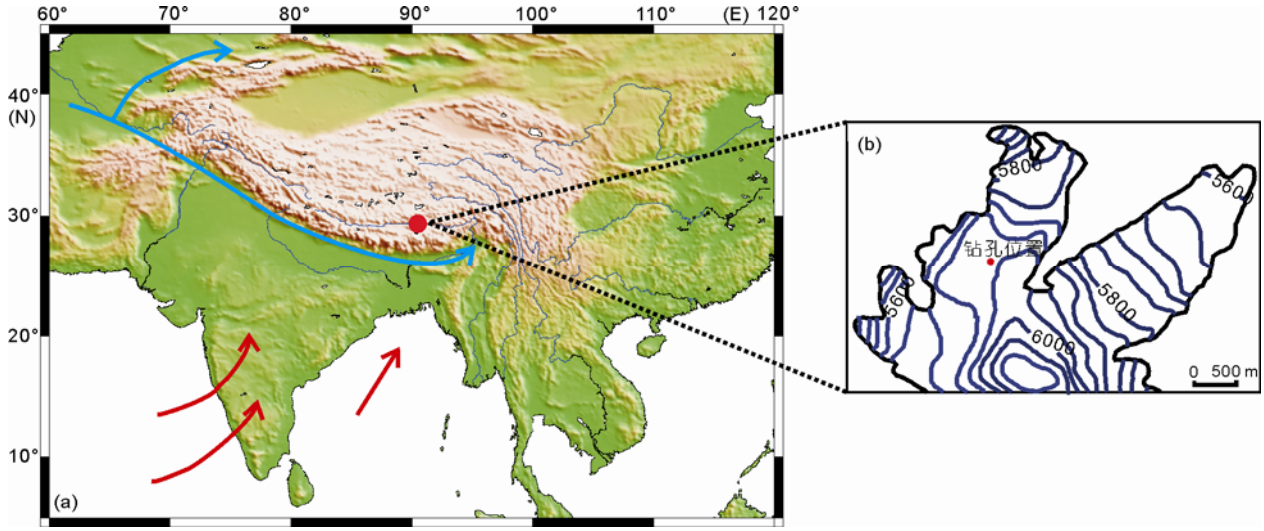


图 1　冰芯钻孔位置图及地形图

红点代表钻孔位置, 29°2.1′N, 90°11.88′E, 海拔 5950 m. (a) 蓝线代表西风, 红线代表印度季风; (b) 数字代表海拔高度

U-channel 岩石超导磁力仪测定.

样品的磁化强度随温度变化的特征(M_s-T 曲线), 可以有效判别样品中的磁性矿物以及在加热过程可能的矿物转变. M_s-T 曲线利用磁天平(VFTB)测得, 外场为 1 T. 所有样品的最高加热温度为 700℃, 温度梯度为 5℃, 加热速率为 30℃ min^{-1}. 为了防止样品在加热过程中氧化, 加热均在氩气环境中进行. 利用振动样品磁力仪(VSM)测量样品的磁滞参数, 得到饱和磁化强度(M_s)、饱和剩磁(M_{rs})、矫顽力(B_c), 以及剩磁矫顽力(B_{cr}). 并用 LEO1450VP 型扫描电子显微镜(SEM)和 INCAENERGY300 型能谱仪对典型样品分别进行了粒径观察和元素分析.

2　实验结果

2.1　不溶性微粒中磁性矿物粒度分析

将 20 个典型样品的磁滞参数投影到以剩余磁化强度与饱和磁化强度的比值(M_{rs}/M_s)为纵坐标、剩余矫顽力与矫顽力的比(B_{cr}/B_c)为横坐标的 Day 氏图[25]上, 样品大部分落在 Dunlop[26,27]修订过的准单畴(PSD)区域内(图 2), 个别落在 SD 和 MD 的磁性混合体区域, 表明样品中主要亚铁磁性矿物的平均粒度以准单畴为主, 并且比较趋近于多畴(MD)区域, 磁性颗粒粒径较大.

ARM/SIRM 是磁性颗粒粒径大小的指标, 一般

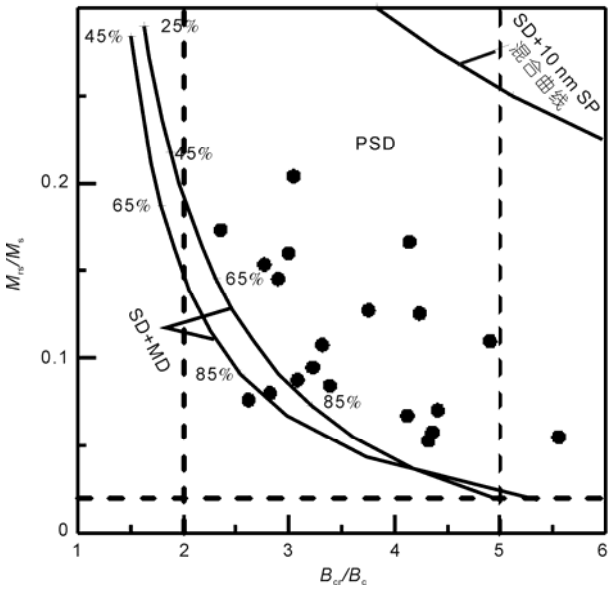


图 2　典型样品的 Day 氏投影图

PSD 为准单畴颗粒, SD+MD 为单畴颗粒-多畴颗粒磁性矿物混合区, 百分比代表分别代表 SP(或 MD)的相对含量

而言, 细颗粒磁性矿物的 ARM/SIRM 比值相对要高[28]. 实验结果(图 3(a))表明各个样品的 ARM/SIRM 的值较小, 且变化不明显, 表明磁性颗粒较粗, 且粒径均匀.

2.2　不溶性微粒中磁性矿物成分分析

S-ratio(即$-IRM_{-0.3\ T}$/SIRM)可以用于快速判断矿

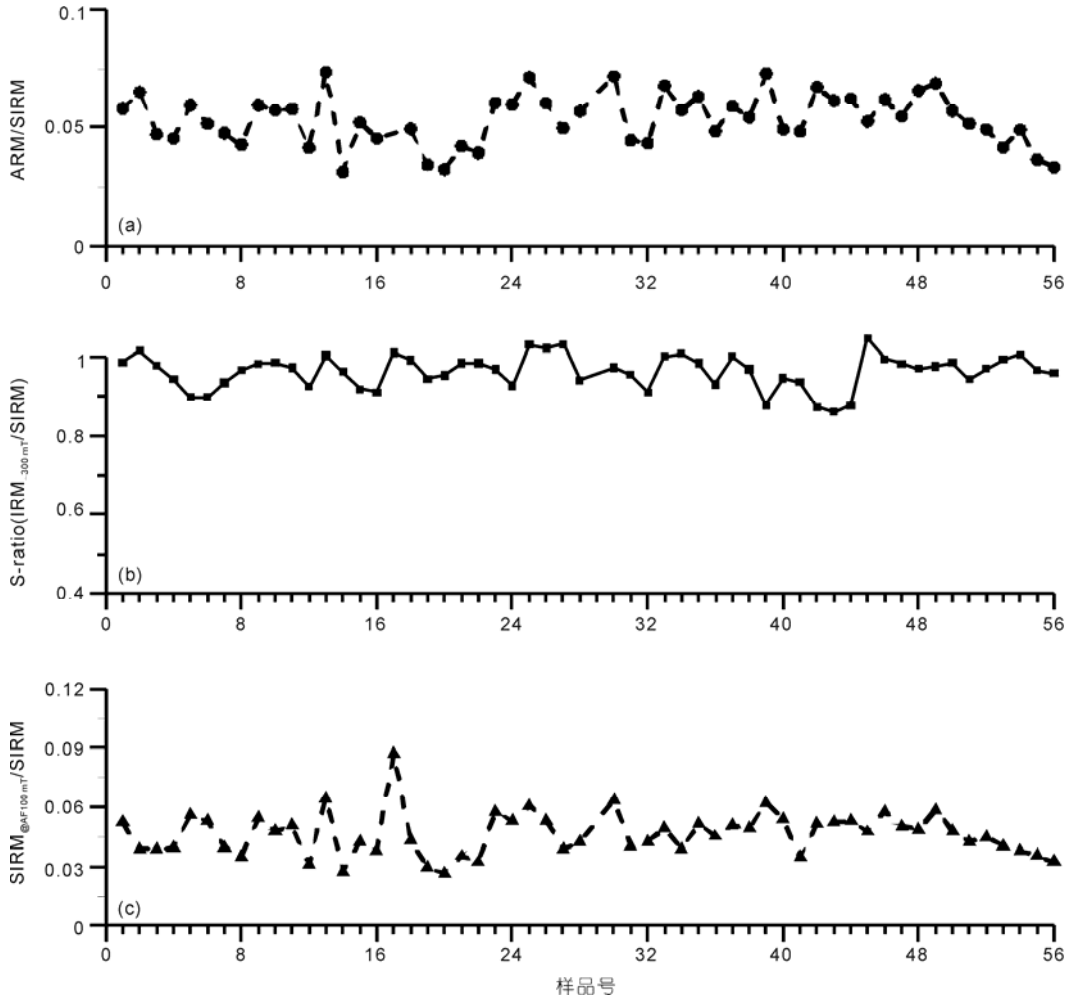


图 3　样品的粒径和矫顽力变化曲线

(a) 样品的 ARM/SIRM 曲线; (b) 样品的 S-ratio 曲线; (c) 样品的 $SIRM_{AF@100\ mT}$/SIRM

物中反铁磁性(如高矫顽力的赤铁矿)和亚铁磁性(如低矫顽力的磁铁矿)的相对含量[16,17]. S-ratio 趋近于 1 时表明低矫顽力的磁性矿物占主导, 其趋近于 0 时表明含有大量的高矫顽力矿物. 样品的 S-ratio 值均在 0.85~1 之间(图 3(b)), 表明不溶性微粒中的磁性颗粒以低矫顽力为主.

对 SIRM 进行高场交变退磁(本文为 100 mT)可以更加有效地衡量高矫顽力磁性矿物含量的变化. Deng 等[29]曾用 $SIRM_{AF@100\ mT}$/SIRM 作为黄土中赤铁矿含量的指标, 其值随样品中赤铁矿含量的增加而增加. 样品的 $SIRM_{AF@100\ mT}$/SIRM 值均在 0.03~0.09 之间(见图 3 (c)), 即冰芯不溶性微粒的中高矫顽力的磁性矿物所占的比重较小, 这与 S-ratio 的结果一致.

利用饱和磁化强度随温度变化的特征, 即 M_s-T 曲线, 可以有效地获得样品中磁性矿物的信息[30]. 磁性较强的样品 njgs2(图 4(a)), 加热过程中饱和磁化强度缓慢下降, 并于 580℃左右急剧降低, 指示了磁铁矿的居里温度点. 样品的饱和磁化强度在 600~700℃间仍有残余, 表明样品中含有一定量的赤铁矿. 而对于较弱磁性样品 njgs12(图 4(b))和 njgs24(图 4(c)), 其特征是在 300℃以下, 饱和磁化强度呈现升高的特点, 而后在 300~450℃之间, 随着温度的升高饱和磁化强度下降. 这可能是由于含铁水合物脱水转化为强磁性物质, 随着温度升高, 磁化强度下降. 450℃之后, 饱和磁化强度随温度的升高再次增加, 并在

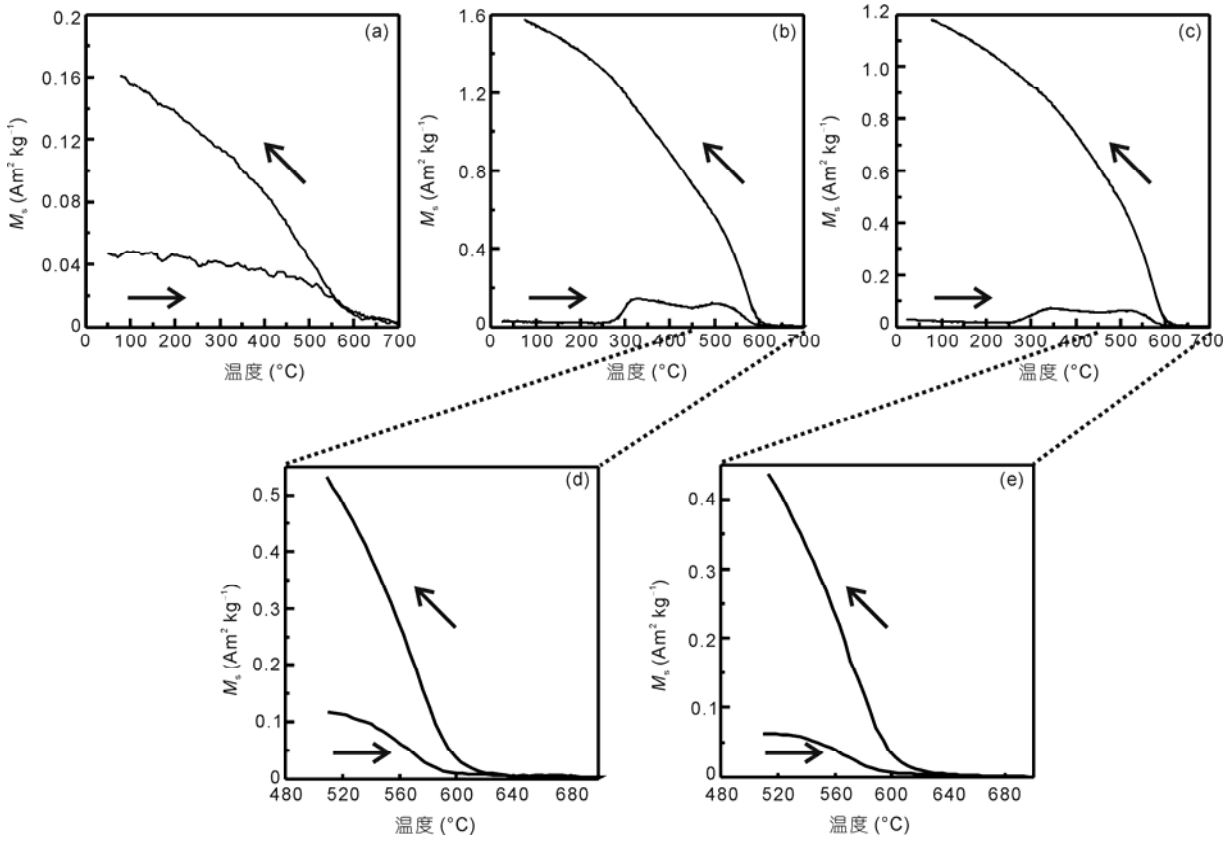


图 4　典型样品的饱和磁化强度随温度变化曲线

氩气环境. 箭头指示升温和降温过程. (a) njgs2; (b) njgs12; (c) njgs24; (d) njgs12(500~700℃); (e) njgs24(500~700℃)

510℃左右出现峰值. 加热过程中新生成的强磁性矿物可能是其升高的主要原因, 因为含铁硅酸盐或粘土矿物在高温下分解可形成磁铁矿[31]. 在 585℃饱和磁化强度降低到几乎为零, 指示了磁铁矿的存在. 加热到 700℃, 其值降低到零(图 4(d), (e)), 表明一定量的赤铁矿存在. 典型样品的升温曲线和降温曲线都不可逆(图 4), 且降温曲线明显高于升温曲线. M_s-T 曲线在冷却到磁铁矿的居里温度左右时急剧升高呈现出磁铁矿的冷却曲线的特征, 表明加热过程中新生成的强磁性矿物主要为磁铁矿. 结合样品的矫顽力状况, 不溶性微粒的载磁矿物主要以磁铁矿为主, 含有少量的赤铁矿.

2.3　不溶性微粒中磁性矿物含量年际变化分析

SIRM 主要受控于铁磁性矿物的含量和类型, 但也受矿物的晶粒影响[30]. 实验分析的结果表明整根冰芯中磁性颗粒的粒径及矫顽力变化微弱, 因此 SIRM 可作为磁性矿物含量的指标. 实验结果(冰体质量归一化后的饱和等温剩磁值, 图 5(a))表明近一百年以来, 饱和等温剩磁曲线(SIRM)逐渐增高, 即磁性颗粒含量呈上升趋势. 尤其是 20 世纪 70 年代中期以后, 磁性颗粒含量(SIRM 的 5 年滑动平均的结果)呈现大幅度的增多趋势.

3　讨论

热磁的结果表明样品中含有磁铁矿, 通过能谱仪(EDS)和扫描电镜对经过磁选后的样品进行分析, 结果并未显示单颗粒的磁性颗粒存在. 根据元素分析(图 6), 发现存在一些粘附在粒径达几十微米、磨圆度差的大碎屑颗粒表面上的小颗粒(粒径<5 μm), 颗粒形状不规则, 其中, Fe 元素含量占有最大的比重, 且含有些许的 Al, Si, Ca, Na 等元素(可能是颗粒粒径较小, 能谱分析受周围颗粒影响产生的背景信号).

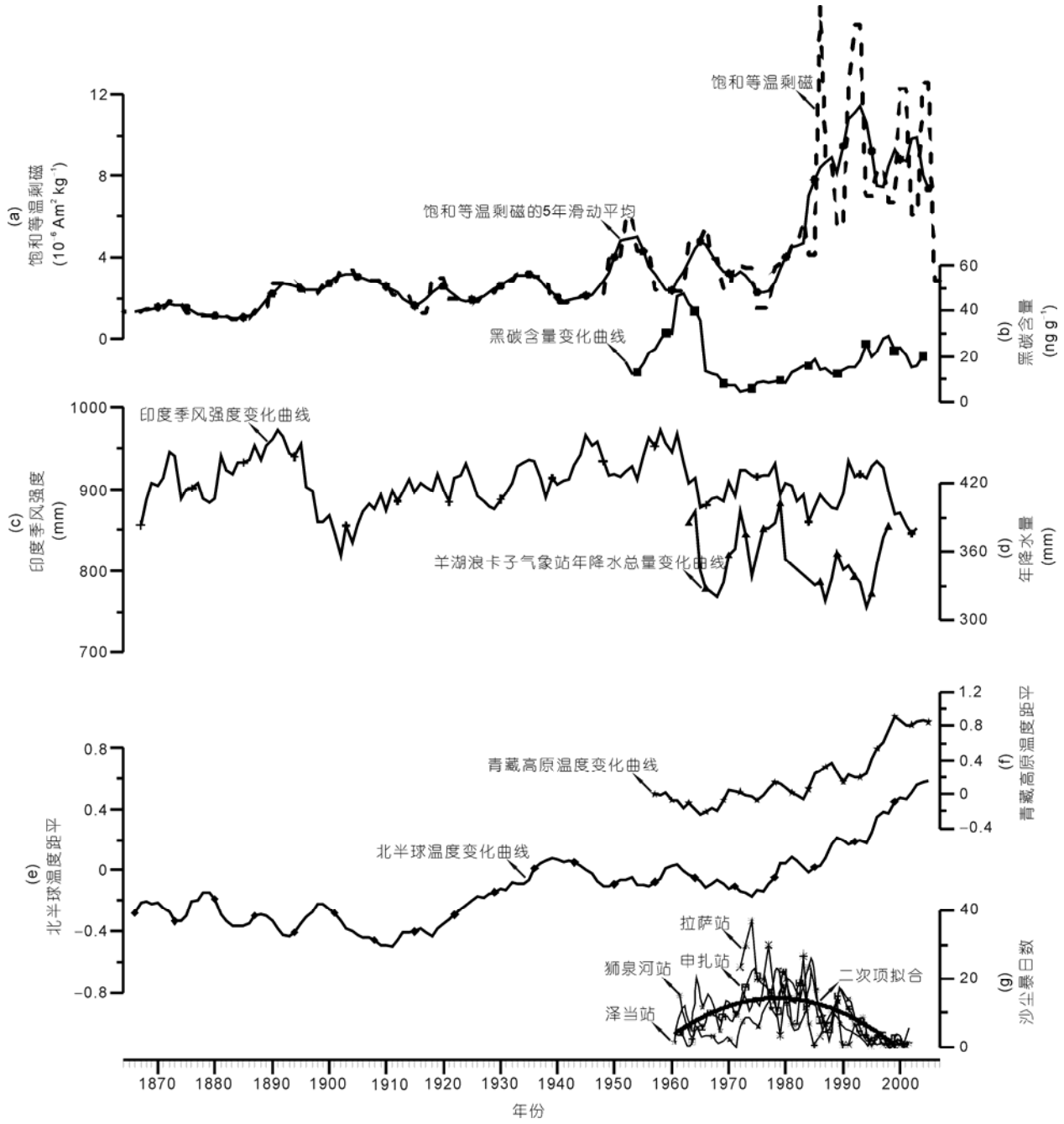


图 5　宁金岗桑冰芯不溶性微粒中磁性颗粒的含量及与其他气候环境记录的关系

(a) 不溶性微粒的磁性含量变化: 虚线为饱和等温剩磁曲线, 实线为其 5 年滑动平均的结果; (b) 不溶性微粒中黑碳含量变化曲线[23]; (c) 印度年降水量的 5 年滑动平均, 数据下载自 www.tropmet.res.in; (d) 羊湖气象站(1960~2000 年)年降水量的 5 年滑动平均[40]; (e) 北半球的温度变化曲线, 数据下载自 http://cdiac.ornl.gov; (f) 青藏高原地区(1952~2007 年)的温度变化曲线的五年滑动平均[23]; (g) 沙尘暴日数变化曲线(平均值归一化后的日数): 狮泉河站[42](31.9°N, 80.1°E), 申扎站[42](29.9°N, 85.6°E), 泽当站[42](27.3°N, 88.2°E), 拉萨站[43](29.6°N, 91.1°E)及根据四站点数据进行的二阶多项式拟合曲线(黑色粗线)

据此推断这些附着在大碎屑颗粒上的小颗粒为磁性矿物(磁铁矿等).

冰芯不溶性颗粒中的磁性颗粒来源于大气降尘, 一方面可能是自然源(风化碎屑物等); 另一方面可能

来自于人类工业污染. Xu 等[23]通过对该冰芯中黑碳的研究, 得出了该冰芯近 50 年来的污染状况(图 5(b)). 磁性颗粒含量变化(图 5(a))与其并无显著的相关关系, 表明该冰芯中的磁性颗粒与人类污染无明显关联; 且前人的研究结果表明人类污染产生的磁性颗粒多为粒径较大、形状规则的单颗粒磁铁矿[32~34], 本文扫描电镜和 M_s-T 分析的结果未显示这种颗粒的存在, 更加肯定了该冰芯中磁性颗粒来自风化碎屑物等自然源.

宁金岗桑地区主要受西风带和西南季风的影响, 这两种风系可能将中亚或印度等远源地区的粉尘搬运至冰川表面, 这类颗粒在长距离的搬运过程中, 粉尘的粒径将发生变化, 使得距离源区越远, 粉尘粒径越小, 且磨圆度越好; 也可能将局部源区的粗颗粒带至冰川表面, 由于搬运距离和时间较短, 其磨圆度一般较差. 利用近百年的印度季风的强度(数据下载自 www.tropmet.res.in)进行对比, 发现磁性颗粒的含量变化(图 5(a))与印度季风指数(图 5(c))并无关联. 20 世纪 80 年代后, 西风增强[35], 磁性颗粒的含量也相应的增多, 但整个时间序列中二者并无明显的相关关系. 扫描电镜的结果(图 6)显示可能含有磁性矿物的粉尘粒径较大(>63 μm), 从风成沉积学的角度分析, 这部分颗粒一般只能以近距离的跃移形式搬运; 兼之粉尘磨圆度较差, 这指示载磁矿物来自于近源物质. 这与李婧波[24]粒度结果一致, 即宁金岗桑冰芯中粒径较大、磨圆度较差的颗粒为近源物质. 因此, 不溶性微粒中的磁性颗粒主要来自于该冰川周围的大颗粒粉尘, 可能主要受局部环流及西风的辅助影响, 受印度季风影响较弱.

近百年来磁性颗粒呈现明显增多的趋势, 本文将作如下解释. 将饱和等温剩磁曲线(图 5(a))与北半球温度距平(图 5(e))和青藏高原温度距平[23](图 5(f))进行对比, 20 世纪 70 年代中期之前, 温度与饱和等温剩磁曲线的变化均较为平缓, 其后二者都呈上升趋势, 在大的趋势上二者是有一定的相似性. 因此本文认为冰芯中磁性颗粒的增多可能与气候变暖有着一定的关系. 可能的机制是: 近 30 年来全球气候变暖加剧, 增强了冰川消融后退趋势[36]. 气候变暖可能导致宁金岗桑冰川的退缩. Ye 等[37]利用地理信息系统和遥感数据分析了 1980~2000 年羊卓雍错流域内冰川变化量, 发现该区冰川在这 20 年中发生了退缩且没有发现冰川前进, 退缩最为严重的为该盆地西部的冰川, 宁金岗桑冰川亦在该区. 宁金岗桑冰芯中的磁性颗粒主要附着在粗颗粒物质上, 而冰川的退缩导致冰雪覆盖度的降低, 新裸露的地表在温度等的影响下发生风化可能产生更多附着有小颗粒磁性矿物的大颗粒物质, 兼之冰川的退缩缩短了局地粉尘源区的距离. 在高原沙尘暴多发的冬春季节[38], 宁金岗桑冰川附近的粗颗粒在强劲的风力作用下被吹起堆积在冰川表面, 从而使冰芯中粗颗粒粉尘增多, 即磁性矿物含量增加.

大颗粒的近程传输依靠跃迁和蠕移两种方式, 仅在大风沙尘天气作用下沉积在高海拔地区[38]. 而温度升高可能导致局部环流的不稳定性, 有利于强对流的发生和发展, 易触发沙尘暴等极端天气[39].

气象站的观测资料和根据其他气候参数进行外推都可以用来研究沙尘天气的变化. 首先, 从大区域上选取具有代表性的拉萨[40]、泽当[41]、申扎[41]和狮泉河[41]四站的沙尘天气数据(图 5(g), 进行了二阶多项式拟合). 结果显示在大区域内, 沙尘演化具有很好的一致性, 即 20 世纪 70~90 年代沙尘频发, 而在之前和之后则较低. 这一趋势与宁金岗桑地区同期饱和等温剩磁曲线具有镜像关系. 这暗示着在 10 年尺度上, 沙尘活动变化应该不是该孔磁性矿物增加的主要因素, 否则二者应呈正相关.

利用降水资料亦可推测沙尘天气的变化特征. 研究区域的浪卡子气象站观测资料[42]表明: 该区同青藏高原其他地区一致, 在 1960~2000 年间升温显著, 为触发局地的风沙天气提供可能. 但沙尘天气受多因素影响, Sun 等[43]对我国北方沙尘暴的研究发现: 沙尘暴的天数与年总降水量存在负相关关系. 白虎志等[41]对西藏 3 个代表站点的大风沙尘资料研究发现: 1960~1974 年为次多沙尘暴时期; 1975~1989 年为最多沙尘暴时期; 1990~2000 年为最少沙尘暴时期. 并且发现大风沙尘日数这种两头少、中间多的特征亦与年降水中间少、两头多的趋势有着很好的对应关系. 浪卡子气象站的降水资料(3 年滑动平均的结果, 图 5(d))表明, 20 世纪 60 年代经历了由多降水阶段转为少降水阶段, 推测此时沙尘天数较多, 而此时对应的 SIRM 曲线亦出现阶段性的升高; 70 年代中期以后的多降水阶段, 可能导致沙尘天气较少, 此时对应了 SIRM 曲线的降低; 而 80 年代的少降水期则对应了

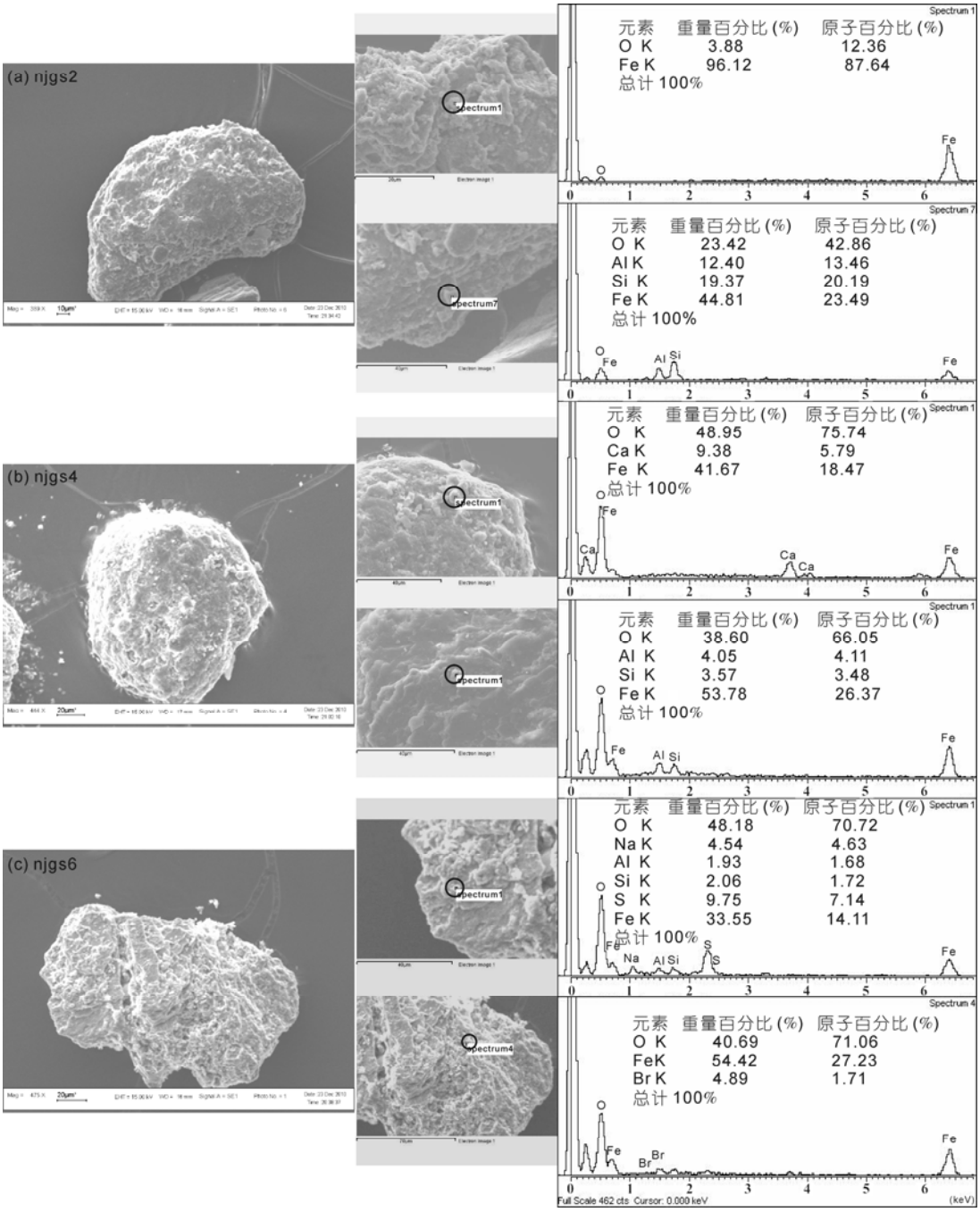


图 6　磁选样品扫描电镜的结果

左图为磁选样品在扫描电镜下的形态; 中图圆圈内所指为小颗粒的磁性矿物微粒; 右图为中图取样点对应的元素能谱分析

SIRM 曲线的迅速升高; 90 年代中期降水开始增多, 沙尘天数减少, 而对应的 SIRM 曲线的降低. 20 世纪 90 年代的 SIRM 曲线虽有下降, 却仍保留在较高的水平, 且时间上稍有滞后, 这应该是冰川退缩导致局地粉尘源区距离缩短造成的.

上述结果表明, 沙尘暴天数变化应不是磁性矿物的增多的主要因素, 但不能排除该区沙尘天气具有局地特点在小时间尺度上(年季)对磁性矿物的增

减产生影响的可能性. 因此, 我们认为, 冰川融化导致局地源区变化与冰芯所含磁性矿物的变化密切相关, 而沙尘天气频率在年季上可能对这种趋势起着微调节作用.

两极冰芯中, Lanci 等[18,21]用冰体质量归一化的粉尘 SIRM 值的范围在 10^{-8}~10^{-7} Am^2 kg^{-1}, 而宁金岗桑冰芯(山地冰芯)的 SIRM 值在 10^{-7}~10^{-6} Am^2 kg^{-1}, 比两极冰芯中 SIRM 值要高出 1~2 个数量级, 这可能与距离源区远近导致的粉尘含量差异造成的, 山地冰芯中的粉尘浓度要比极地高出 1 个数量级甚至更多[13], 而毗邻源区也会导致山地冰芯中粗颗粒的在数量浓度上比极地冰芯高, 进而磁性矿物相应增多, 亦能导致山地冰芯粉尘的 SIRM 在数量级上高于极地冰芯.

4 结论

本文利用岩石磁学的方法对宁金岗桑冰芯中不溶性微粒进行了详细的研究, 该冰芯不溶性微粒的主要磁性矿物以 PSD(准单畴)磁铁矿为主, 含有少量赤铁矿; 根据载磁矿物的粒径形态我们推断其主要来源于该冰川附近的局地区域; 不溶性微粒的磁性矿物含量随时间而变化, 20 世纪 70 年代后呈现明显增多的趋势, 这与该区域气候变暖存在着一定的关系, 我们对可能的机制进行了初步探讨, 认为气候变暖条件下, 冰川融化导致的局地源区距离缩短是冰芯中磁性矿物增多的主要因素; 沙尘天气是否具有调节作用仍需进一步的验证. 虽然如此, 我们获得了冰芯不溶性微粒的磁学性质, 为在该区域冰芯开展环境磁学方面的研究提供了基础.

致谢 印度季风的强度和北半球温度距平分别下载于 http://cdiac.ornl.gov 和 www.tropmet.res.in. 在写作过程中, 与靳春胜、赵翔宇和姜兆霞的多次探讨给了作者很多启发, 在此表示感谢. 感谢三位匿名审稿人, 他们的建设性意见使得本文的解释得以完善.

参考文献

1 姚檀栋, 王宁练. 冰芯研究的过去、现在和未来. 科学通报, 1997, 42: 225–230
2 徐建中, 侯书贵, 秦大河, 等. 珠穆朗玛峰东绒布冰芯微粒来源示踪. 科学通报, 2009, 54: 1756–1760
3 Thompson L G, Yao T, Thomposn M E. A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289: 1916–1920
4 Thompson L G, Hamilton W L, Bull C. Climatological implications of microparticle concentrations in the ice core from 'Byrd' station, Western Antarctica. J Glaciol, 1975, 14: 433–444
5 Gaudichet A, Angelis D M, Lefevre R, et al. Mineralogy of insoluble particles in the Vostok Antarctic ice core over the last climatic cycle (150 kyr). Geophys Res Lett, 1988, 15: 1471–1474
6 Petit J R, Briat M, Royer A. Ice age aerosol content from east Antarctic ice core samples and past wind strength. Nature, 1981, 293: 391–394
7 Angelis D M, Legrand M, Petit J R, et al. Soluble and insoluble impurities along the 950 m deep Vostok ice core(Antarctica)—Climatic implications. J Atmos Chem, 1983, 1: 215–219
8 姚檀栋, 邬光剑, 蒲剑辰, 等. 古里雅冰芯中钙离子与大气粉尘变化关系. 科学通报, 2004, 49: 888–892
9 施雅风, 于革. 40~30 ka BP 中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. 第四纪研究, 2003, 23: 1–11
10 Kyle P, Palais J, Delmas R. The volcanic record of Antarctic ice cores: Preliminary results and potential for future investigations. Ann Glaciol, 1982, 3: 172–177
11 姚檀栋, 焦克勤, 皇翠兰, 等. 冰芯所记录的环境变化及空间耦合特征. 第四纪研究, 1995, 15: 23–31
12 邬光剑, 姚檀栋, 徐柏青, 等. 慕士塔格冰芯中微粒的粒度分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 9–16
13 邬光剑, 姚檀栋. 冰芯中不溶微粒的研究进展. 冰川冻土, 2005, 27: 528–538
14 徐建中, 孙俊英, 任贾文, 等. 青藏高原冰雪不溶微粒研究进展. 地球科学进展, 2006, 21: 299–304
15 李久乐, 胡能高, 徐柏青, 等. 普若岗日冰芯中不溶微粒元素地球化学特征对气候环境的指示意义. 地球化学, 2009, 38: 361–368
16 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism. London: Allen and Unwin, 1986. 49–64
17 Dekkers M J. Environmental magnetism: An introduction. Geol Mjinb, 1997, 76: 163–182
18 Lanci L, Kent D V, Biscaye P E, et al. Isothermal remanent magnetization of Greenland ice: Preliminary results. Geophys Res Lett, 2001, 28: 1639–1642

19 Lanci L, Kent D V, Biscaye P E, et al. Magnetization of Greenland ice and its relationship with dust content. J Geophys Res, 2004, 109: D09104, doi: 10.1029/2003JD004433
20 Lanci L, Kent D V. Meteoric smoke fallout revealed by superparamagnetism in Greenland ice. Geophys Res Lett, 2006, 33: L13308, doi: 10.1029/2006GL026480
21 Lanci L, Delmonte B, Maggi V, et al. Ice magnetization in EPICA-Dome C ice core: Implication for dust sources during glacial and interglacial periods. J Geophys Res, 2008, 113: D14207, doi: 10.1029/2007JD009678
22 Sahota J T S, Mayewsky P A, Oldfield F, et al. Magnetic measurements of Greenland and Himalayan ice-core samples. Holocene, 1996, 6: 477–480
23 Xu B Q, Cao J J, Hansen J, et al. Black soot and the survival of Tibetan glaciers. Proc Natl Acad Sci U S A, 2009, 10: 1073–1077
24 李婧波. 宁金刚桑地区冰芯中浅层粉尘的初步研究. 硕士学位论文. 西安: 长安大学, 2009. 1–48
25 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260–267
26 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (*M*rs/*M*s versus *H*cr/*H*c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. J Geophys Res, 2002, 107, doi: 10.1029/2001JB000486
27 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (*M*rs/*M*s versus *H*cr/*H*c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. J Geophys Res, 2002, 107: 2057, doi: 10.1029/2001JB000487
28 Evans M E, Heller F. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. New York: Academic Press, 2003. 22
29 Deng C L, Shaw J, Liu Q S, et al. Mineral magnetic variation of the Jingbian loess/paleosol sequence in the northern Loess Plateau of China: Implications for Quaternary development of Asian aridification and cooling. Earth Planet Sci Lett, 2006, 241: 248–259
30 Dunlop D J, Özedemir Ö. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 342–345
31 邓成龙, 朱日祥, 袁宝印. 黄土高原全新世风成沉积的岩石磁学性质及其古气候意义. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22: 37–45
32 琚宜太, 王少怀, 张庆鹏, 等. 福建三明地区被污染土壤的磁学性质及其环境意义. 地球物理学报, 2004, 47: 282–288
33 Maher B A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: Paleoclimatic implications. Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol, 1998, 137: 25–54
34 张春霞, 黄宝春, 刘青松. 钢铁厂周围不同污染介质的磁学性质及环境意义. 地球物理学报, 2009, 52: 2827–2839
35 龚道溢, 王绍武. 冬季西风环流指数的变率及其与北半球温度变化的关系研究. 热带气象学报, 2002, 18: 104–110
36 施雅风, 刘时银, 上官冬辉, 等. 近 30 a 青藏高原气候与冰川变化中的两种特殊现象. 气候变化研究进展, 2006, 2: 1673–1719
37 Ye Q H, Zhu L P, Zheng H X, et al. Glacier and lake variations in the Yamzhog Yumco basin, southern Tibetan Plateau, from 1980 to 2000 using remote-sensing and GIS technologies. J Glaciol, 2007, 53, 183: 673–676
38 方小敏, 韩永翔, 马金辉, 等. 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积: 以 2003-03-04 拉萨沙尘天气过程为例. 科学通报, 2004, 49: 1084–1090
39 胡隐樵, 光田宁. 强沙尘暴微气象特征和局地触发机制. 大气科学, 1997, 21: 581–589
40 Xu J Z, Hou S G, Qin D H, et al. Dust storm activity over the Tibetan Plateau recorded by a shallow ice core from the north slope of Mt. Qomolangma (Everest), Tibet-Himal region. Geophys Res Letts, 2007, 34: L17504, doi: 10.1029/2007GL030853
41 白虎志, 马振锋, 董文杰, 等. 西藏高原沙尘暴气候特征及成因研究. 中国沙漠, 2006, 26: 249–253
42 王景华. 羊卓雍错流域冰川-湖泊时空格局变化及其对气候变化的影响. 硕士学位论文. 济南: 山东师范大学, 2006. 1–45
43 Sun J M, Zhang M Y, Liu T S. Spatial and temporal characteristics of dust storms in China and its surrounding regions, 1960–1999. J Geophys Res, 2001, 106: 10325–10333