

西藏纳木错全新世沉积物的环境磁学参数变化机理

苏有亮^{①③}, 高星^{②*}, 刘青松^③, 胡鹏翔^③, 段宗奇^③, 姜兆霞^③, 王君波^①, 朱立平^①,
DOBERSCHÜTZ Stefan^④, MÄUSBACHER Roland^④, DAUT Gerhard^④, HABERZETTL Torsten^④

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;

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 Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität, Jena D-07743, Germany

* 联系人, E-mail: gxing@igsrr.ac.cn

2012-04-18 收稿, 2012-05-21 接受

国家自然科学基金(40874033, 41074041 和 41130529)资助

摘要 青藏高原的高分辨环境记录对于理解全球气候与环境变化至关重要. 湖泊沉积物的磁学参数能够记录沉积环境和古气候信息. 纳木错是西南季风过渡区大湖的典型代表, 前人在该湖开展了大量地球化学、微体化石、沉积学和生物化学分析, 极大地推动了该区古气候环境的重建工作. 但迄今为止, 还缺乏对纳木错湖泊沉积物系统的环境磁学研究. 因此, 本文选取纳木错湖芯 NC 08/01 孔全新世以来(11.3 cal ka BP)的湖泊沉积物进行详细的岩石磁学与环境磁学研究, 结合地球化学指标, 在明确的气候背景下探讨该湖沉积物磁性参数的变化机制. 结果表明, 纳木错全新世沉积物的磁性参数受到陆源磁性矿物输入、还原溶解作用和磁细菌活动的共同影响. 根据各磁学参数系统的变化趋势, 可将该研究段样品分为3段: 第 I 段(236~199 cm, 11.3~7.8 cal ka BP)主要载磁矿物为粗颗粒磁铁矿, 粒度均一, 含量较高, 并与 Ti 含量呈正相关关系, 指示该段磁性矿物受后期溶解作用影响较小, 其含量主要反映物源输入信息; 第 II 段(198~102 cm, 7.8~2.1 cal ka BP), 磁性矿物颗粒变细, 含量明显降低. 在该段, 湖面下降, 水动力减小, 进而输入的磁性矿物粒径也减小, 容易受到后期溶解作用的影响; 第 III 段(101~0 cm, 2.1~0 cal ka BP), 磁性矿物以生物成因单畴磁铁矿和陆源碎屑成因磁铁矿为主, 磁性颗粒含量的变化与 Ti 含量不相关. 以上结果表明, 在弱还原环境中, 湖泊沉积物磁性矿物的保存状态及磁学性质与其初始粒径密切相关. 通过对磁性矿物信息的系统研究(包括粒径和含量变化等)并结合陆源输入指标(如 Ti 含量), 能够较为准确地反映湖泊环境氧化还原程度的变化. 以上结果为正确解读该湖沉积物的环境磁学指标提供了基础.

关键词

湖泊沉积
岩石磁学
纳木错
青藏高原
全新世

青藏高原被称为世界“第三极”, 受印度洋夏季风、东亚夏季风和西风带的共同影响, 对全球气候变化具有敏感响应和显著反馈^[1]. 同时, 青藏高原拥有地球上海拔最高、数量最多的高原湖群区. 湖泊沉积物储存了丰富的气候环境信息, 并以其连续性、敏感性和高分辨率等特点成为研究过去环境变化的良好材料^[2,3]. 全新世作为最年轻的地质时代, 对其气候

的详细解读关系到对未来气候预测的可靠性和人类社会的发展. 最新的研究显示, 全新世气候极不稳定, 存在百年、千年尺度上的变冷事件, 理解这些气候事件的形成原因对研究全球气候动力机制具有重要意义^[4]. 迄今为止, 已对青藏高原全新世湖泊沉积开展了大量地球化学、生物化学和沉积学的研究. 其中, 孢粉、有机碳、粒度和微量元素含量等作为重要的环

境指标,揭示出青藏高原全新世气候除存在从暖湿适宜期演变为冷干恶化期的基本过程外,其快速变化事件也呈现出一定的周期性^[2,3]。

在诸多的环境代用指标中,环境磁学参数以其快速、经济、非破坏性、灵敏度高的特点受到广泛青睐^[5]。另外,磁学参数因能反映磁性矿物种类、含量和粒径的综合信息,成为世界范围内湖泊沉积物高分辨率气候环境研究的重要手段^[6]。Thouveny 等人^[7]发现法国中央地块 140 ka 来玛珥湖沉积的磁化率曲线与格陵兰冰芯氧同位素曲线在千年尺度上有显著的对应关系,磁化率可以作为湖泊古气候可靠的代用指标。近些年来,磁学参数也开始应用于青藏高原湖泊沉积物的古气候研究。Zhu 等人^[8]通过环境磁学指标分析,揭示了 1400 年来沉错记录的冷暖干湿变化,与同期青藏高原其他的气候记录吻合良好。在 Mischke 和 Zhang^[9]对希门错的研究中,磁化率和频率磁化率作为物源输入量的指标,帮助识别了该湖所记录的 6 次全新世变冷事件。然而,湖泊沉积物的磁性信号对气候和环境的响应存在复杂性。一方面受到流域面积、地形、岩性及地表植被、湖泊面积、湖泊中的生物和化学条件等因素的影响,相同区域不同湖泊对气候和环境变化的响应机制可能不一致;另一方面影响湖泊沉积过程的多种因素,例如物源输入、氧化还原环境和生物作用的变化等,使得磁信号对环境响应的模式非常复杂^[10,11]。其中,还原成岩作用对磁信号改造最为明显,它会使沉积物中磁性颗粒发生溶解和自生的现象,包括铁氧化物还原和硫酸盐还原两个阶段。其进程在很大程度上取决于有机质的供给^[12]。有机质含量较低时成岩过程只包括铁氧化物还原阶段,此时,碎屑成因的铁氧化物(如磁铁矿)在缺氧条件下通过微生物作用部分或全部溶解;而在富含有机质的沉积物中,成岩过程能够进入硫酸盐还原阶段,常常伴随自生亚铁磁性铁硫化物特别是胶黄铁矿的生成^[12]。在众多的因素中,可利用的硫、铁含量和氧化还原条件强烈制约了还原成岩作用。富含有机质的沉积环境易形成还原环境从而有利于成岩作用的发生。Jelinowska 等人^[11]对布文多沃湖晚更新世以来的磁学研究表明,在湖泊形成初期,胶黄铁矿大量生成;在铁还原菌的作用下,小颗粒磁性矿物优先溶解,使得磁性矿物的粒径整体变粗。正是由于磁性参数对湖泊沉积后环境的敏感响应,使得磁性参数难以“简单”地应用于古气候

研究。Stockhausen 和 Thouveny^[13]研究了法国布谢湖及周边两个湖在伊米亚间冰期的沉积记录,发现由于局部的磁铁矿溶解或者非磁性矿物的稀释作用,3 个湖泊沉积物的磁化率曲线难以对应。因此,虽然湖泊沉积物中磁性矿物的性质与气候联系密切,但将磁学参数作为气候替代性指标时,首先须厘定其磁性变化机制。

纳木错是西南季风过渡区大湖的典型代表,是藏北高原东南部古大湖残余的一部分。近些年来,关于纳木错湖相沉积的变化、年代以及湖泊发育和演化等已经有了较详细的报道^[14]。目前,纳木错湖区长时间序列、连续的、分辨率较高的全新世古环境记录主要来自湖泊沉积物的多指标研究(图 1)。基于精确的年代标尺和地层分析,在纳木错开展了大量地球化学、微体化石、沉积学和生物化学分析,极大地推动了该区古气候环境的重建工作^[16,17]。研究表明,全新世以来,纳木错整体经历了从暖湿到冷干的转变^[18,19],湖面水位经历了多次的波动^[3,15]。以上成果都为纳木错全新世沉积物的环境磁学参数变化机理研究提供了良好的基础。然而,迄今为止,还缺乏对纳木错系统的环境磁学机制研究。因此,本文对纳木错全新世以来的湖泊沉积物进行了高分辨率的系统磁学研究,结合地球化学和生物指标,在明确的气候与环境演化背景下,深入探讨纳木错的磁学变化机制,为该区应用环境磁学方法研究长尺度湖相沉积物提供强有力的理论支撑。

1 研究区概况

纳木错(30.7°N, 90.7°E)位于青藏高原中南部,念青唐古拉山峰北麓,是西藏第一大湖,也是世界上海拔最高的咸水湖(图 1)。纳木错湖面海拔为 4718 m,东西长 78 km,南北宽 44 km,最大水深 98.9 m。纳木错是一个封闭湖盆^[20],主要由两部分组成:中部湖盆水深超过 90 m,底部较平坦;而东北部湖盆则相对较浅^[21]。湖岸沉积物主要是黏土质粉砂、粉砂和各种砂砾石。南岸分布大量石炭系-二叠系板岩,北部、南部和西部还分布大量白垩系砂岩、粉砂岩和砾岩^[22]。纳木错湖水主要补给来源为大气降水和冰川融水,河流主要分布在湖泊西部和南部,其中最大的几条补给河流发源于念青唐古拉山脉,从西南部注入湖泊^[20]。全新世以来纳木错湖面面积逐渐缩小,但是,过去 30 年以来又有所扩张,1979 年测得面积

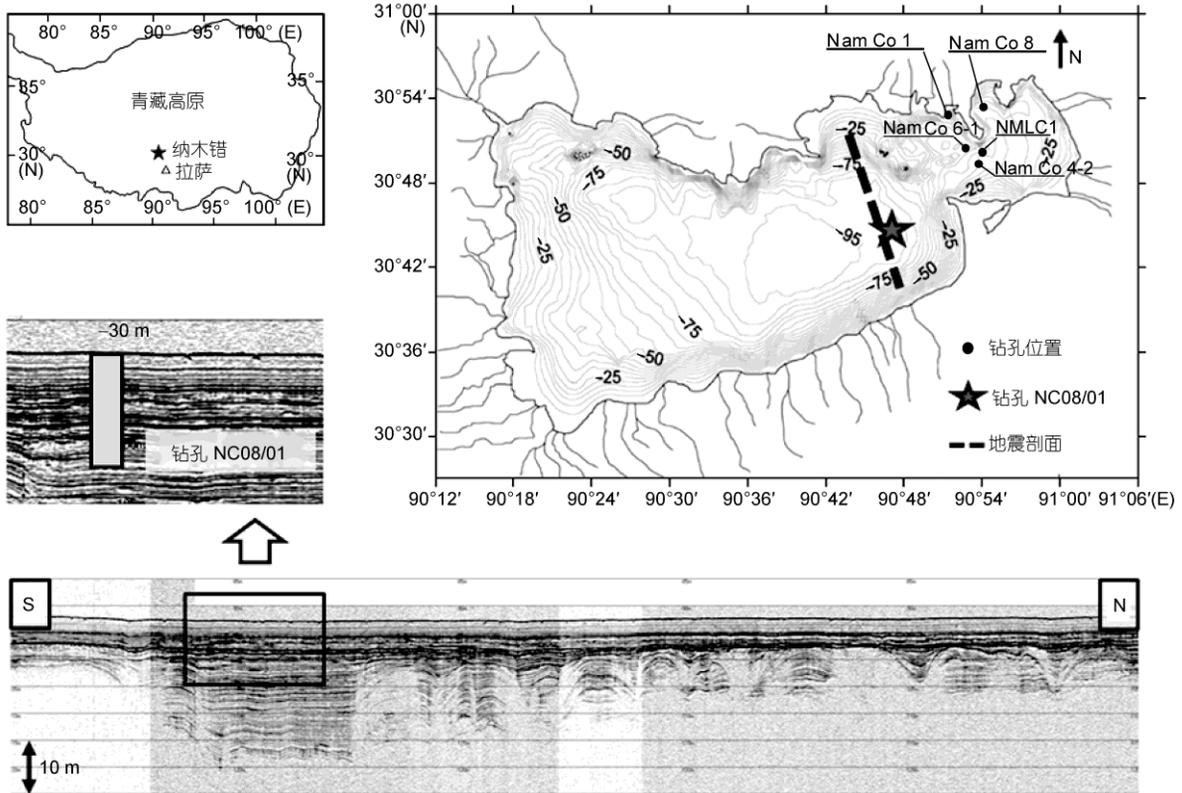


图1 西藏纳木错及本文涉及钻孔的地理位置
虚线表示地震剖面位置. 修改自文献[15]

为 1920 km², 现在约为 1980 km². 整个湖泊流域面积 达 10610 km², 补给系数为 5.53^[20,21]. 纳木错位于高原亚寒带季风半干旱气候区, 每年有 3~5 个月为冰雪覆盖, 该区域的温度范围和降水模式易导致湖盆流域成为永久冻土^[17].

2 样品采集与实验方法

(i) 湖芯沉积物采集. 2008 年中德研究小组综合地震剖面结果在纳木错中部湖盆钻取了全长 1042 cm 的 NC 08/01 孔湖芯(30.73°N, 90.78°E, 图 1), 水深 93 m. 该孔由 1 个平行重力钻和 1 个活塞钻拼接而成, 本文选取全新世以来(0~236 cm)的沉积物作为研究对象. 沉积物 236~126 cm(11.3~3.0 ka)为浅灰色黏土质粉砂, 间杂深灰色及黑色点; 126~104 cm (3.0~2.1 ka)为粉砂-黏土过渡带; 104~0 cm (2.1~0 ka)为浅灰色至黑色粉砂质黏土, 间杂浅灰色点. 分样间隔为 1 cm.

(ii) 年代测定及深度-年代曲线. 前人对 NC

08/01 孔(0~236 cm)测定了 15 个 AMS ¹⁴C 年龄数据, 利用表层沉积物沉积速率校正了碳库效应, 共得到 9 个可靠的年代数据控制点, 并据此建立了 NC 08/01 孔的深度-年代曲线(图 2(j), 据文献[15,23]修改).

(iii) 实验方法. 样品在实验室 38℃下烘干, 研磨均匀后装入 8 cm³ 的塑料方盒进行磁学参数测量: 样品的低频磁化率(χ_{lf} , 质量归一化)由捷克 AGICO 公司生产的卡帕桥多频磁化率仪(MFK1-FA)测量, 测量频率为 976 Hz (F1). 随后, 在磁屏蔽空间(<300 nT)中, 利用 2G-760 U-channel 岩石超导磁力仪对样品进行了非磁滞剩磁(ARM), 等温剩磁(IRM)和特征样品三轴热退磁的测量. 获得 ARM 的交变磁场峰值为 100 mT, 相应的直流场为 50 μ T. IRM 由 2G Enterprise 脉冲磁化仪获得, 本文将 1 T 磁场下获得的 IRM 定义为饱和等温剩磁(SIRM). 为了定量研究样品中的高矫顽力磁性矿物, 进一步对 SIRM 先后进行 100 和 300 mT 的反向场退磁, 相应剩磁定义为 IRM_{-100 mT} 和 IRM_{-300 mT}, 进而得到衡量高矫顽力磁性

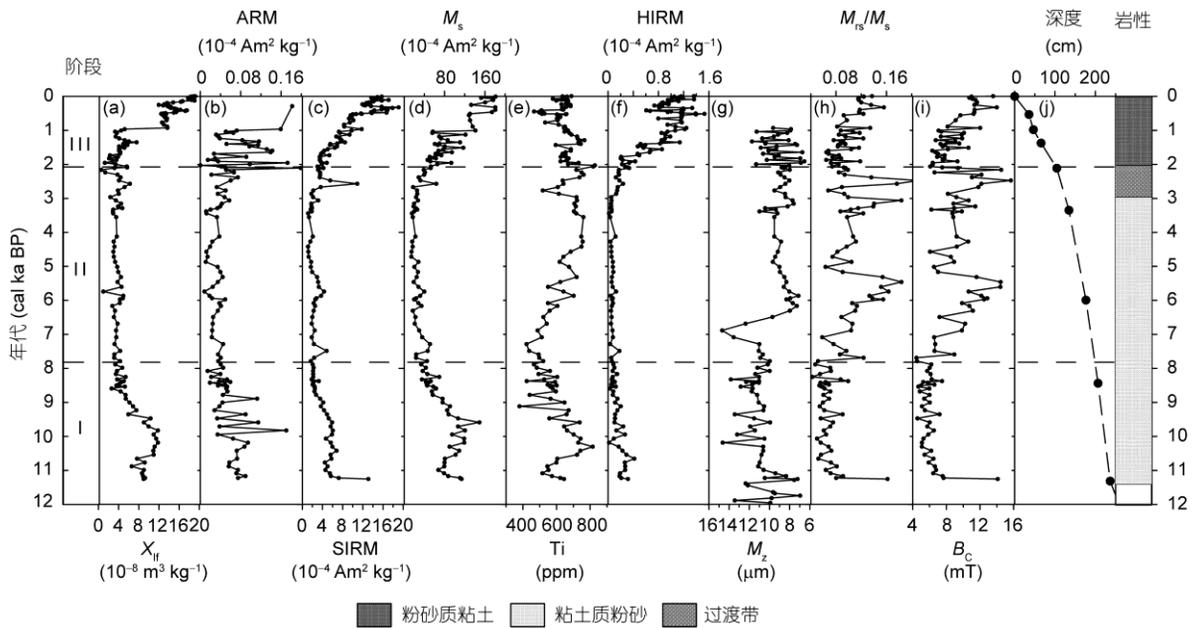


图 2 全新世以来西藏纳木错 NC 08/01 钻孔磁学参数、全样平均粒度 M_z 与 Ti 元素随年代的变化曲线, 及深度与年龄关系曲线 M_z , Ti 元素及年代数据来自文献[15]

矿物绝对含量的参数 $HIRM((SIRM+IRM_{300\text{ mT}})/2)^{[5]}$ 及其判定参数 $L\text{-ratio}(HIRM/((SIRM+IRM_{100\text{ mT}})/2))^{[24]}$.

为了更系统地研究该段沉积物磁性矿物的粒径及成分特征, 对特征样品进行了详细的岩石磁学测量. 利用振荡样品磁力仪(VSM 3900)对样品的磁滞回线, IRM 获得曲线以及反向场退磁曲线进行测量, 设定最大外场为 1 T, 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}). 样品的一阶反转曲线(FORC)可以有效提取磁畴和矫顽力谱的信息^[25]. 因此, 利用 VSM 3900 同时测量了典型样品的 FORC 曲线, 测量步长为 1.17 mT, 测量数据利用软件 FORCinel 1.18 进行处理^[26]. 磁化率随温度变化的特征(χ -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^[27]. 因此, 我们利用卡帕桥 MFK1-FA 及 CS-3 温度控制系统测得特征样品的 χ -T 曲线, 最高加热温度为 700℃, 升温梯度为 2℃/min. 为避免样品在加热过程中氧化, 测量均在氩气环境中进行. 低温磁性测量有利于判定样品中的磁性矿物成分. 本文中, 利用 MPMS XL-5 磁性测量系统进行了样品零场冷却曲线(ZFC)和有场冷却(FC)曲线的测量. 具体步骤为: 分别在零磁场和 2.5 T 磁场中降温到 10 K, 然后使样品在 2.5 T 的外场下获得剩磁后逐渐升温到 300 K, 测量低温下饱和等

温剩磁随温度的变化, 升温梯度为 5 K/min. 此外, 还在 0.4 mT 的弱场中测量了样品磁化率随温度的变化曲线, 测量频率为 1 和 1500 Hz. 最后, 为了判定不同矫顽力组分的载磁矿物, 对特征样品进行三轴等温剩磁逐步热退磁测量^[28]. 先对样品的 Z, Y, X 3 个正交方向分别施加 2.7, 0.5 以及 0.05 T 的脉冲直流场, 使样品在室温下获得等温剩磁. 随后对样品进行逐步加热, 温度间隔为 20~40℃, 最高温度为 690℃, 每一步加热后测得相应剩磁. 所有实验均在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与地质年代学实验室完成.

3 实验结果

3.1 磁学参数随年代变化特征

湖芯 NC 08/01 的磁性特征及 Ti 含量随年代变化曲线见图 2. χ_{lf} , SIRM 和 M_s 通常反映了样品中磁性矿物的含量, 相比 χ_{lf} 和 SIRM, M_s 不受粒径因素的影响^[5]. Ti 含量则主要受控于物源的输入^[15]. 根据以上 3 个参数的变化特征, 可以将湖芯由下至上分为 3 段(图 2).

第 I 段(236~199 cm, 11.3~7.8 cal ka BP): χ_{lf} , SIRM 和 M_s 的变化表明磁性矿物含量存在由底至顶

先升后降的趋势,与Ti元素的变化相一致. HIRM 在第 I 段整体较低,表明高矫顽力的磁性矿物含量较少. ARM 的大小主要反映细颗粒的亚铁磁性矿物的含量^[5],此阶段内,该参数波动较大. M_{rs}/M_s 是亚铁磁性矿物(如磁铁矿)磁畴状态的指标^[5],该值在 0.08 左右(<0.1),显示样品属于准单畴晶粒(PSD)范畴^[5]. B_c 的值较低,在 4~8 mT 之间且与 M_{rs}/M_s 变化趋势一致,进一步表明该段内磁性矿物的粒径较粗.

第 II 段(198~102 cm, 7.8~2.1 cal ka BP): 整体上, χ_{if} , SIRM 和 M_s 自底至顶存在递减的趋势,而 Ti 元素则呈现递增趋势. HIRM 曲线表明高矫顽力的磁性矿物含量在整个钻孔中最低. 此阶段内, ARM 的值较第 I 段有明显的下降,但其变化趋势与 χ_{if} , SIRM 和 M_s 基本一致. M_{rs}/M_s 和 B_c 的平均值较第 I 段具有上升趋势,且二者同步变化,表明该段内磁性矿物的粒径开始变细.

第 III 段(101~0 cm, 2.1~0 cal ka BP): χ_{if} , SIRM 和 M_s 变化较为一致,有递增的趋势, χ_{if} 波动较大. Ti 元素在约 625 ppm(1 ppm=1 $\mu\text{g/g}$,下同)附近波动,与磁学参数的相关关系不明显. HIRM 曲线呈现明显的上升趋势,表明沉积物中高矫顽力的磁性矿物含量增多. 此阶段内, ARM 的值较高,但波动较大,反映了细颗粒磁性矿物含量的剧烈变化. 相比较第 II 段, M_{rs}/M_s 和 B_c 的值较低,但高于第 I 段. 由于本段高矫顽力矿物显著增多,会对磁滞参数造成较大影响,因而不能根据 M_{rs}/M_s 和 B_c 的值判断磁性矿物的粒径介于第 I 段和第 II 段之间.

3.2 磁性矿物性质分析

依据各层位典型样品的 χ - T 、低温分析、磁滞回线、三轴热退磁曲线、Day 图及 FORC 图对 NC 08/01 沉积物 3 个层段的磁性矿物组分进行详细分析,结果如下:

第 I 段: 未进行顺磁校正的磁滞回线(图 3(k), 虚线)显示了明显的顺磁性特征,校正后(实线),曲线在 0.2 T 达到饱和,说明主要的载磁矿物为软磁性矿物^[5]. 典型样品 χ - T 加热曲线(图 3(n))显示,从室温至 300℃左右,磁化率呈缓慢衰减趋势,显示了顺磁性矿物的贡献^[5]. 从 300℃至 460℃,磁化率缓慢增加,这可能与其它矿物(如含铁硅酸盐、黏土矿物)加热转化成磁铁矿有关^[29];从 460℃加热至 550℃,磁化率缓慢下降;在 550~580℃之间磁化率快速下降,指示

了磁铁矿的居里温度^[5];其后磁化率直至 680℃时仍有部分残余,进一步表明含有顺磁性矿物. 降温曲线在 580℃左右突然升高,表明加热过程中产生了大量磁铁矿;另外,降温曲线在 200~250℃出现明显峰值,指示了铁硫化物的阻挡行为^[30]. 样品的低温磁化率曲线(图 3(m))在 120 K 左右存在 Verwey 转换,指示了磁铁矿的存在^[31].

第 II 段: 同第 I 段相似,磁滞回线同样指示样品主要的载磁矿物为软磁性矿物,顺磁性成分明显. 典型样品的 χ - T 加热曲线从室温至 180℃左右的缓慢衰减变化亦表明是受顺磁性矿物的影响. 从 180℃至 280℃,磁化率有些许增加,这可能与硫化物(如磁黄铁矿)加热转化成强磁性矿物有关^[32];其后磁化率缓慢下降;在 550~580℃之间磁化率快速下降,指示了磁铁矿的居里温度;磁化率直至 680℃时仍有下降趋势,表明含有少量的赤铁矿^[5]. 其降温曲线自约 580℃后突然升高,表明加热过程中产生了磁铁矿;另外,降温曲线在 200~250℃存在较宽的阻挡峰,表明存在一定量的硫化物^[30]. 但样品的低温曲线(图 3(g)和(h))在 120 K 左右未发现明显的 Verwey 转换. 由于此段粒径较第 I 段更细,较细的粒径和氧化作用的增强可能压抑了 Verwey 转换^[33]. 特征样品的三轴热退磁实验(图 3(j)和(o))表明,软磁成分和中等矫顽力组分对沉积物的剩磁占主导优势. 两者在 200~300℃的温度区间剩磁衰减的速率较快,可能是含钛磁铁矿或铁硫化物作用的结果^[28,32]. 软磁成分的剩磁强度在 580℃趋于零说明样品中主要软磁组分为磁铁矿. 高矫顽力及中等矫顽力组分的剩磁在 650℃趋于零证明赤铁矿是主要的高矫顽力载磁矿物.

第 III 段: 磁滞回线显示了与前两段相似的行为,顺磁性矿物的贡献相对减小. χ - T 曲线从室温至 400℃左右, χ 呈缓慢衰减趋势,与顺磁性矿物的贡献有关(图 3(d)). χ 从 400℃开始增加,至 500℃左右达到峰值,这可能是加热过程中新生成的强磁性矿物引起如含铁硅酸盐、黏土矿物等加热转化成磁铁矿^[29];其后, χ 急剧降低,在 580℃降低到零,说明磁铁矿为主要的载磁矿物;低温磁化率曲线(图 3(c))可以明显地识别出磁铁矿特有的 Verwey 转换^[31],但与第 I 阶段特征样品(图 3(m))不同的是,低温下不同频率的磁化率存在显著差异(图 3(c)),表明超顺磁颗粒对低温磁化率有较大贡献^[5]. 另外,FC-ZFC 曲线(图 3(b))中, δ_{FC}/δ_{ZFC} 值为 4.4(>2),这表明该样品中可能存在生物

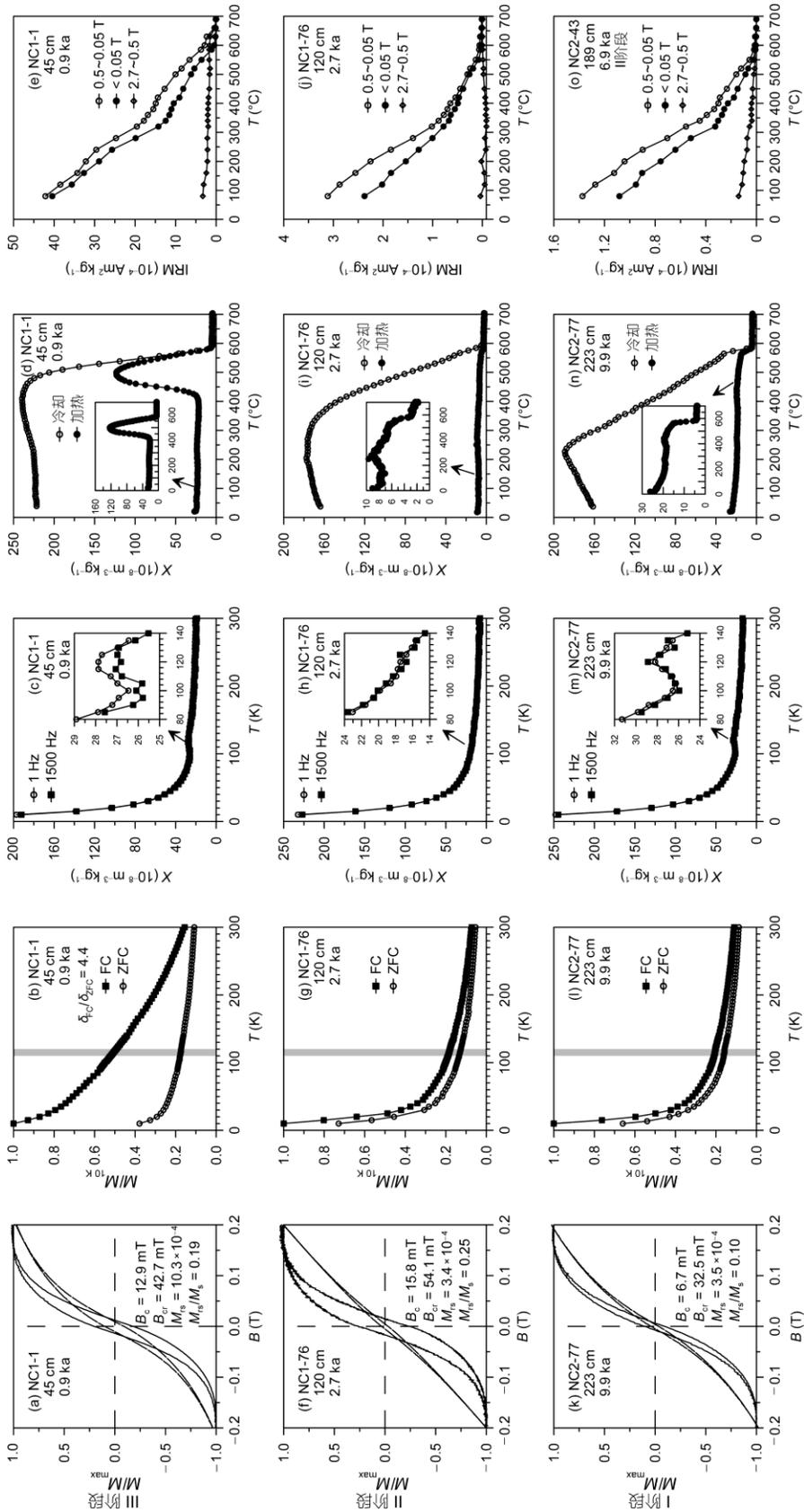


图 3 西藏纳木错 NC 08/01 钻孔各层位典型样品的磁滞回线(a), (k)和(m), M_{10} 单位为 $\Delta m^2 kg^{-1}$ 、低温退磁曲线(b), (g)和(i)、低温频率磁化率曲线(c), (h)和(m)、磁化率温度曲线(d), (i)和(n)和三轴热退磁曲线(e), (j)和(o)

成因的磁铁矿^[34]. 特征样品的三轴热退磁实验结果(图 3(e))同 $\chi-T$ 结果一致, 都表明含硫化物、磁铁矿和赤铁矿.

为清楚比较磁性矿物粒径的信息, 将各段样品的 M_{rs}/M_s 与 B_{cr}/B_c 值投影在 Day 图^[35]中(图 4(c)), 投点均落在准单畴区域(PSD). 第 I 段样品趋近于较粗的多畴区域, 其典型样品的 FORC 曲线(图 4(d))也呈现出多畴的信息^[25]. 第 II 段的样品投点在 Day 图中展布较宽, 较第 I 段位置偏上, 即颗粒分布偏细^[25], 且 FORC 曲线(图 4(b))中心矫顽力降低, 为 PSD 颗粒的信息^[25]. 第 III 段样品的部分点落在单畴(SD)和超顺磁(SP)混合区及 SD 和 MD 混合区. 该阶段典型样品 FORC 曲线也反映出 SD 与 SP 混合的粒径信息(图 4(a)), 且纵轴展布较窄, 显示了弱相互作用的特点.

3.3 磁性矿物特征小结

三轴热退磁曲线中低、中矫顽力组分在 300℃左

右均有明显下降(图 3(e), (j)和(o)), 指示了铁硫化物的存在(很可能为大颗粒黄铁矿包含少量的胶黄铁矿^[28,32]). 在还原环境中, 磁铁矿、赤铁矿和胶黄铁矿可以共存, 保存状态取决于其粒径大小, 粗颗粒容易保存, 细颗粒则比较容易溶解^[11]. 由图 5(a)看出, 第 I, II 段样品 L-ratio 与 HIRM 均呈一定的正相关关系, 说明沉积物都存在不同程度的溶解作用, 而第 III 段样品存在先线性变化后变平稳的趋势, 尤其是 L-ratio > 0.5 部分, L-ratio 与 HIRM 相关性不明显, 指示受溶解作用较弱^[24]. 第 I 段的磁性矿物粒度均一(图 2(h)和(i)), 以粗颗粒 PSD 磁铁矿为主. 第 II 段磁铁矿含量最低, 粒度变细, 赤铁矿含量极少. 第 III 段含有典型的弱相互作用 SD 磁铁矿, 可能为生物成因^[34]. 低温频率磁化率指示存在 SP 组分(图 3(c)), HIRM 增大指示高矫顽力组分(如赤铁矿)含量增多, 可能是湖泊沉积物表层的弱氧化环境利于赤铁矿等三价铁氧化物的保存.

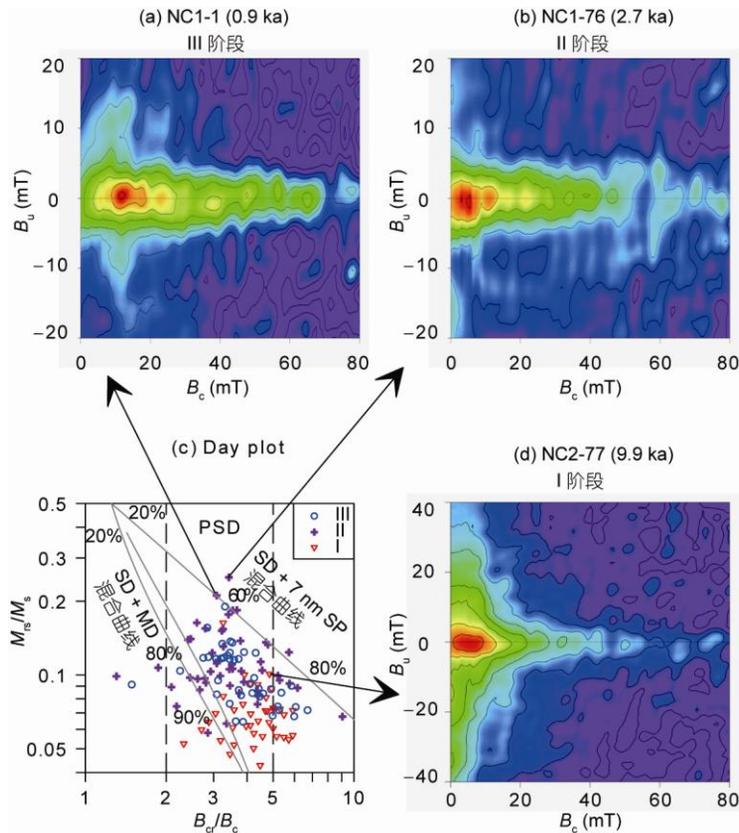


图 4 西藏纳木错 NC 08/01 钻孔各层位典型样品的 Day 图及 FORC 图 FORC 图平滑因子为 7^[26]

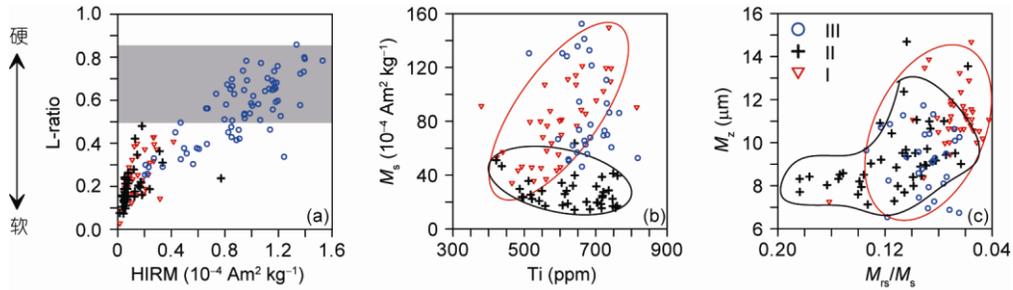


图5 西藏纳木错 NC 08/01 钻孔 HIRM 与 L-ratio (a), M_s 与 Ti (b), 全样平均粒度 M_z 与 M_r/M_s (c) 的相关关系图
阴影部分受溶解作用弱

4 讨论

4.1 纳木错古环境变化基础

Doberschütz 等人^[15]根据地球化学、沉积学及微体化石学的证据,认为由 Ca 含量及介形化石丰度指示的自生碳酸盐沉淀,及多种元素含量(Ti, K, Al, Rb)指示的陆源碎屑输入通量所反映的湖区古水文变化,与影响纳木错的印度洋夏季风的加强或减弱直接相关.在此基础上,将纳木错湖区气候变化简述如下^[15]: ~11.3 cal ka BP 季风较强; 11.3~10.8 cal ka BP 为气候冷干时期; 10.8~9.5 cal ka BP 的暖湿时期与青藏高原中部季风加强有关,使湖面水位显著增高; 9.5~6.6 cal ka BP 陆源输入减少指示季风带来的降水减少; 6.6~4.8 cal ka BP 为气候湿润时期; 4.8~2 cal ka BP 气候变干,指示季风强度减弱; 而 2.0 cal ka BP 后变得更干.

与其他湖相比,纳木错的特点在于,南岸边缘较陡(图 1),而纳木错补水主要来自南边的河流,因此湖面水位变化大时集水区离采样点距离变化不大,湖盆集水区物源输入路径变化也不大,而只是陆源输入颗粒粒径改变.因此,湖面水位与动力学条件密切相关,当水源充足时,湖面上升,动力学条件强,带入湖泊颗粒粒径较大;相反,水源减少时,湖面下降,动力学条件弱,带入湖泊颗粒粒径较小.

4.2 纳木错湖泊沉积物磁学参数对古环境的响应机制

Doberschütz 等人^[15]将 Ca 含量作为湖面升降的指标,而总有机碳(TOC)作为湖泊初级生产力的指标,而这两个指标都与湖泊的氧化还原状态密切相关^[15,36].本文将纳木错的 Ti 含量作为陆源输入的衡

量指标^[15], M_s 作为磁性矿物含量变化的指标, M_r/M_s 作为磁性矿物粒径变化的指标(图 6)来阐述磁学参数对古环境的响应机制.

磁化率在整个全新世纳木错湖芯中都较低($\chi_{lf} < 12 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$),主要原因有二:一方面,纳木错湖泊补水主要来自砂岩为主的南岸及西南岸,而砂岩中磁性矿物含量较少,整体磁性较弱;另一方面,三轴热退磁实验与 $\chi-T$ 曲线指示整个湖芯都含有铁硫化物(很可能为大颗粒黄铁矿包含少量的胶黄铁矿^[28,32,37]),指示磁性矿物处于还原环境,TOC 值较高(>1)也说明湖底为还原环境^[36].因此,还原溶解作用溶解了部分磁性矿物,使得整体磁性变低^[11].在湖泊沉积环境下,氧化还原过程由多种因素控制,包括湖面、沉积速率、沉积物有机质含量、可利用铁和硫^[38]及磁性矿物的粒径和成分等^[39,40].例如,湖面水位和湖水分层强烈影响湖泊环境进而影响磁性矿物的保存. Williamson 等人^[41]对马达加斯加的热带玛珥湖沉积物的研究认为,在气候干旱期,湖面水位降低,高矫顽力矿物(赤铁矿、针铁矿)优先保存;而在湖水分层的深水环境下,却优先溶解.本研究中由于纳木错全新世动力学条件的差异导致输入粒径大小不一样,对应的溶解程度不一样,造成了不同阶段磁性矿物性质的显著差异.因此,磁性矿物的还原溶解程度是影响纳木错全新世沉积物磁性特征及其对气候响应的主要因素.具体阐述如下:

第 I 段(11.3~7.8 cal ka BP) M_s 与 Ti 正相关(图 5(b)),磁性矿物为较粗的 PSD 磁铁矿(图 4(d)),表明此段磁性矿物以陆源输入为主, M_s 可以反映物源输入的信息.此阶段 TOC 最高(图 6),暗示湖底还原环境最强,但由于湖面水位较高,动力学条件较强,带入湖盆的陆源碎屑颗粒也较粗.而前人研究表明,还

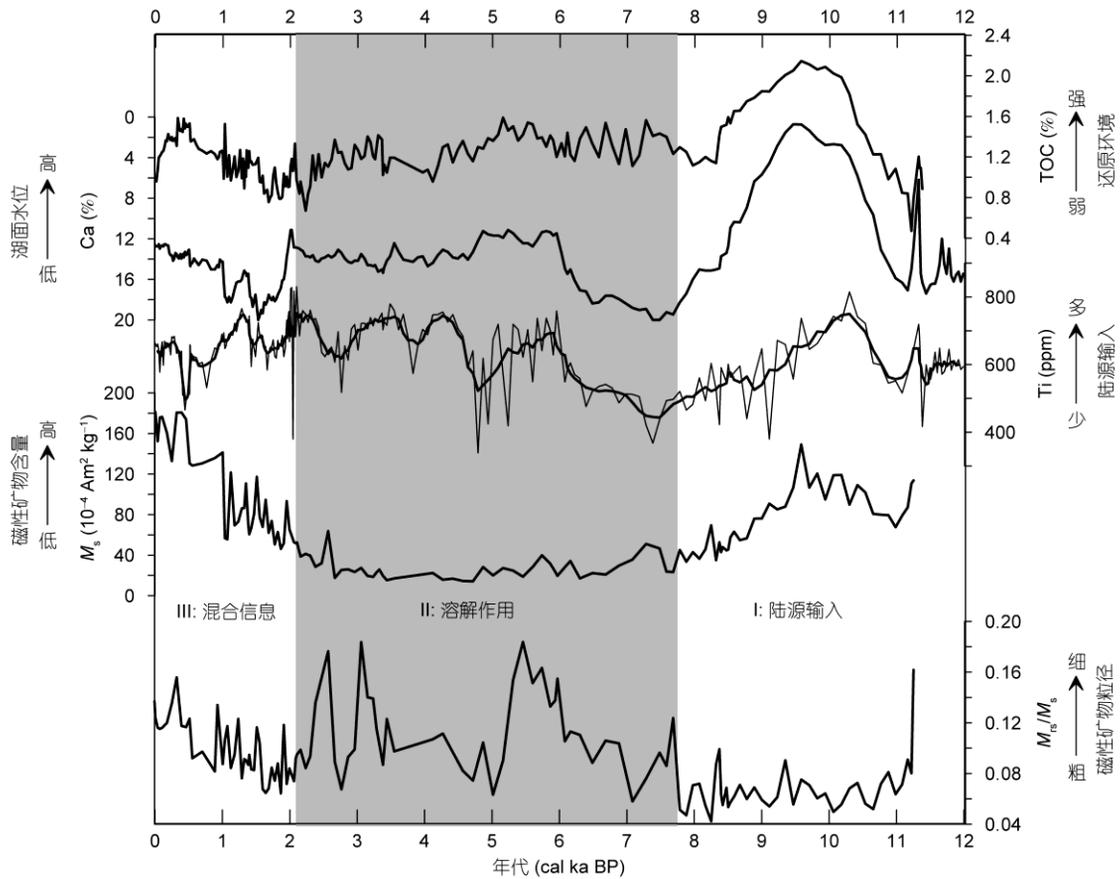


图6 西藏纳木错 NC 08/01 钻孔 TOC, Ca, Ti, M_s , M_r/M_s 全新世以来的变化
其中 Ti 元素曲线经 5 点滑动平均. TOC, Ca, Ti 数据来自文献[15]

原溶解速率受颗粒表面体积比的影响^[11], 粗颗粒磁铁矿溶解程度较低. 因此, 虽然本段沉积物处于强烈的还原环境下, 但磁性矿物由于粒径较粗得到良好的保存, 磁性参数主要反映了物源输入的信息.

第 II 段(7.8~2.1 cal ka BP)所含的磁铁矿粒度变细, M_s 值最低, Ti 整体含量较高, M_s 与 Ti 呈负相关关系(图 5(b)和 6), 并不代表物源输入的信息. Doberschütz 等人^[15]研究表明, ~8 cal ka BP, 纳木错湖区全新世大暖期结束, 季风带来的降水减少, 同时气温下降使冰融水减少, Ca 含量在 7.5 cal ka BP 开始升高也指示湖面下降(图 6), 暗示水动力条件减弱, 从而带入湖盆的颗粒变细. 同时 TOC 虽有所下降但仍较高(>1), 还原环境较强. 细颗粒磁铁矿在缺氧条件下易受还原溶解作用从而大部分溶解, 使磁性变弱, 造成 M_s 与 Ti 的负相关^[42]. 全样粒度与磁性矿物粒度相关图中(图 5(c))第 II 段岩芯大部分样品全样粒

度 M_z 值保持稳定(处于 7~10 μm 之间), 而反映磁性矿物粒度的 M_r/M_s 参数变化较大, 与该段样品中的磁性矿物明显受到后期溶解作用有关. 另外, Zhu 等人^[3]研究结果表明 6.9~2.9 cal ka BP, 该湖 Fe/Mn 值较高, 支持该阶段为较强的还原环境. 因此, 虽然在 11.3~2.1 cal ka BP 湖面有波动, 但由于湖水较深, 整体处于还原环境, 陆源磁性矿物大量溶解, 自生铁硫化物生成(图 3(i), (j)和(o)), 因此磁性参数主要指示了湖泊还原环境的程度.

第 III 段(2.1~0 cal ka BP) M_s 增强(图 6), 与 Ti 并无明显关系(图 5(b)), 表明磁性增强并不受陆源输入主导. 大量研究表明, 晚全新世, 纳木错湖区气候冷干化^[19,43], 2.4 cal ka BP 以来介形化石丰度很高并呈逐渐减少趋势, 指示湖面先变浅后变深, 湖底处于弱氧化环境, 溶解作用非常弱, 因而介形化石得以良好保存^[15]. 此阶段磁性增强的另一原因是由于生物成因

磁铁矿较多(图 3(b)和 4(a)). 生物成因磁铁矿在许多湖中已有报道^[44]. 一般只在表面约 50 cm 存在, 随着深度变深会慢慢溶解, 同时还受到氧化还原界面的影响. 由于该段处于弱氧化环境, 生物成因磁铁矿和赤铁矿能较好保存^[41]. 由三轴热退磁结果可以看出明显存在赤铁矿, 而 I, II 段由于溶解较强, 赤铁矿几乎被完全溶解. 因此, 本段磁性信息是生物成因的磁铁矿和物源磁性矿物输入的综合体现, 显示磁性增强的特征, 反映了氧化的沉积环境.

5 结论

湖泊沉积物受到的影响因素很多, 但通过详细的岩石磁学研究, 可以区分陆源输入、还原溶解作

用、以及后期磁细菌的活动. 本文的研究表明, 该湖磁性矿物的保存除了与还原环境相关, 还和初始粒径密切相关. 11.3~7.8 cal ka BP, 末次冰消期结束时积累了丰富的侵蚀物源, 大量的陆源磁性矿物冲入湖盆. 由于磁性矿物的粒径粗, 虽然该时段也为还原环境, 但是仍能很好地保存. 7.8~2.1 cal ka BP, 由于气候恶化, 水源减少, 带入湖泊的陆源颗粒变细, 受还原溶解作用影响严重, 不再保存物源输入信息. 2.1~0 cal ka BP, 湖泊环境变为氧化环境, 陆源输入磁性矿物保存良好并叠加了生物成因磁铁矿的信息. 综上, 纳木错的磁性参数变化对环境变化非常敏感, 能提供丰富的环境变化与还原溶解方面的信息. 该研究为该区湖泊沉积物的磁性变化提供了解释依据.

致谢 作者与中国科学院地质与地球物理研究所储国强、刘志锋和兰州大学刘建宝的讨论得益良多, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 Qiu J. The third pole. *Nature*, 2008, 454: 393–396
- 2 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742–745
- 3 Zhu L P, Wu Y H, Wang J B, et al. Environmental changes since 8.4 ka reflected in the lacustrine core sediments from Nam Co, central Tibetan Plateau, China. *Holocene*, 2008, 18: 831–839
- 4 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257–1266
- 5 Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Environmagnetics*. New York: Academic Press, 2003
- 6 Tudryn A, Tucholka P, Gibert E, et al. A late Pleistocene and Holocene mineral magnetic record from sediments of Lake Aibi, Dzungarian Basin, NW China. *J Paleolimn*, 2010, 44: 109–121
- 7 Thouveny N, Debeaulieu J L, Bonifay E, et al. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 1994, 371: 503–506
- 8 Zhu L P, Zhang P Z, Xia W L, et al. 1400-year cold/warm fluctuations reflected by environmental magnetism of a lake sediment core from the Chen Co, southern Tibet, China. *J Paleolimn*, 2003, 29: 391–401
- 9 Mischke S, Zhang C J. Holocene cold events on the Tibetan Plateau. *Global Planet Change*, 2010, 72: 155–163
- 10 Mann S, Sparks N H C, Frankel R B, et al. Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe_3S_4) and iron pyrite (FeS_2) in a magnetotactic bacterium. *Nature*, 1990, 343: 258–261
- 11 Jelinowska A, Tucholka P, Wieckowski K. Magnetic properties of sediments in a Polish lake: Evidence of a relation between the rock-magnetic record and environmental changes in Late Pleistocene and Holocene sediments. *Geophys J Int*, 1997, 129: 727–736
- 12 胡守云, 王苏民, Appel E, 等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28: 334–339
- 13 Stockhausen H, Thouveny N. Rock-magnetic properties of Eemian maar lake sediments from Massif Central, France: A climatic signature? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 299–313
- 14 王利强, 易朝路, Schütt B, 等. 青藏高原纳木错湖阶沉积的发生特征及环境指示意义. *沉积学报*, 2009, 3: 503–510
- 15 Doberschütz S, Frenzel P, Haberzettl T, et al. Monsoonal forcing of Holocene paleoenvironmental change on the Central Tibetan Plateau inferred from a lacustrine record of Lake Nam Co (Xizang, China). *J Paleolimn*, 2012
- 16 Frenzel P, Wroczynna C, Xie M P, et al. Palaeo-water depth estimation for a 600-year record from Nam Co (Tibet) using an ostracod-based transfer function. *Quat Int*, 2010, 218: 157–165

- 17 Keil A, Berking J, Mügler I, et al. Hydrological and geomorphological basin and catchment characteristics of Lake Nam Co, South-Central Tibet. *Quat Int*, 2010, 218: 118–130
- 18 林晓, 朱立平, 汪勇, 等. 西藏纳木错湖芯正构烷烃及其反映的 8.4 ka 以来的环境变化. *科学通报*, 2008, 53: 2352–2357
- 19 Zhu L P, Peng P, Xie M P, et al. Ostracod-based environmental reconstruction over the last 8400 years of Nam Co Lake on the Tibetan plateau. *Hydrobiologia*, 2010, 648: 157–174
- 20 关志华, 陈传友, 区裕雄, 等. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984. 176–182
- 21 Wang J B, Zhu L P, Daut G, et al. Investigation of bathymetry and water quality of Lake Nam Co, the largest lake on the central Tibetan Plateau, China. *Limnology*, 2009, 10: 149–158
- 22 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错地区第四纪环境演变. 北京: 地质出版社, 2004. 13–17
- 23 Kasper T, Haberzettl T, Doberschütz S, et al. Indian Ocean Summer Monsoon (IOSM)-dynamics within the past 4 ka recorded in the sediments of Lake Nam Co, central Tibetan Plateau (China). *Quat Sci Rev*, 2012, 39: 73–85
- 24 Liu Q S, Roberts A P, Torrent J, et al. What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism? *Geochem Geophys Geosys*, 2007, 8: Q09011, doi: 10.1029/2007GC001717
- 25 Roberts A P, Pike C R, Verosub K L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *J Geophys Res*, 2000, 105: 28461–28475
- 26 Harrison R J, Feinberg J M. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem Geophys Geosys*, 2008, 9: Q05016, doi: 10.1029/2008GC001987
- 27 Liu Q S, Deng C L, Yu Y J, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophys J Int*, 2005, 161: 102–112
- 28 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 159–162
- 29 Roberts A P, Pillans B J. Rock magnetism of lower/middle Pleistocene marine sediments, Wanganui Basin, New Zealand. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 839–842
- 30 Roberts A P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 134: 227–236
- 31 Verwey E J. Electronic conduction of magnetite (Fe₃O₄) and its transition point at low temperature. *Nature*, 1939, 144: 327–328
- 32 Roberts A P, Chang L, Rowan C J, et al. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Rev Geophys*, 2011, 49: RG1002, doi: 10.1029/2010RG000336
- 33 Özdemir Ö, Dunlop D J. Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles. *J Geophys Res*, 2010, 115: B02101
- 34 Li J H, Pan Y X, Chen G J, et al. Magnetite magnetosome and fragmental chain formation of *Magnetospirillum magneticum* AMB-1: transmission electron microscopy and magnetic observations. *Geophys J Int*, 2009, 177: 33–42
- 35 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
- 36 Nowaczek N R, Harwart S, Melles M. A rock magnetic record from Lama Lake, Taymyr Peninsula, northern Central Siberia. *J Paleolimn*, 2000, 23: 227–241
- 37 Nowaczyk N R. Dissolution of titanomagnetite and sulphidization in sediments from Lake Kinneret, Israel. *Geophys J Int*, 2011, 187: 34–44
- 38 Berner R A. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48: 605–615
- 39 Canfield D E, Raiswell R, Bottrell S. The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *Am J Sci*, 1992, 292: 659–683
- 40 Poulton S W, Krom M D, Raiswell R. A revised scheme for the reactivity of iron (oxyhydr)oxide minerals towards dissolved sulfide. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 3703–3715
- 41 Williamson D, Jelinowska A, Kissel C, et al. Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical maar-lake sediments (Lake Tritrivakely, Madagascar): Paleoenvironmental implications. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 155: 205–219
- 42 Berner R A. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*: Princeton University Press. 1980
- 43 Li Q, Lu H Y, Zhu L P, et al. Pollen-inferred climate changes and vertical shifts of alpine vegetation belts on the northern slope of the Nyainqentanglha Mountains (central Tibetan Plateau) since 8.4 kyr BP. *Holocene*, 2011, 21: 939–950
- 44 Egli R, Chen A P, Winklhofer M, et al. Detection of noninteracting single domain particles using first-order reversal curve diagrams. *Geochem Geophys Geosys*, 2010, 11: Q01Z11, doi: 10.1029/2009GC002916