第二篇　环境演化

第五章　物理指标在环境重建中的应用

湖泊是相对独立的自然综合体，是岩石圈、大气圈、水圈和生物圈相互作用的连接点，这种特点使得湖泊沉积蕴涵着丰富的气候环境信息（王苏民等，1999）。对这些信息进行提取的指标体系，通常划分为生物、化学和物理三种类型的指标序列。使用最广泛并对古环境重建意义较大的物理指标主要有湖岸阶地（由构造运动或水位波动等物理因素产生的地貌形态）、粒度、环境磁学、色度等参数。由于受湖泊各环境要素的相互制约，对于这些物理指标的解释往往存在一定的多解性和复杂性。如粒度能够提供区域降水（Campbell，1998；张家武等, 2004；Peng et al.，2005）、湖泊水位波动（陈敬安等，1999；李志明等，2000；王君波等．2002；类延斌等，2006；Liu et al.，2008）、风尘活动（强明瑞等，2006；Xiao et al.，1997；Liu et al.，2009）、冰川进退（Matthews et al.，2005；Nesje et al.,1991a,b； Dahl et al., 1994）等古气候环境信息。就利用粒度重建湖泊水位方面而言，粗颗粒组分可以指示湖泊水位的降低（陈敬安等，1999；李志明等，2000；王君波等．2002；类延斌等，2006），也可以指示湖泊水位的增高（Liu et al.，2008）。 因此，对于这些指标的解释，一方面需要搞清不同湖泊本身的特点，如湖泊的大小、水深、沉积物的来源，另一方面，需要结合化学和生物指标进行验证和综合判识。本章将对湖岸阶地、粒度、环境磁学、色度等指标的指示意义及其在古气候环境重建中的应用进行探讨。

5.1　湖岸阶地

5.1.1　基本概念

因受内外营力的共同作用，湖泊地形和湖水水量平衡处于不断变化的过程中，这种变化对湖岸带的影响最大。在湖泊的发展演化过程中，构造运动和气候变化往往是引起湖泊地形和水位变化的主要动力因素，在其作用下湖岸带随湖泊的扩张和收缩而发生迁移，湖岸带湖水与其毗邻的陆地相互作用往往形成阶梯状地形称为湖岸阶地。经历振荡性的构造抬升或较长时段气候的干湿变化造成的若干次水位波动，就相应形成数级湖岸阶地，前者称为构造阶地，后者称为气候阶地。采用遥感技术、实测古湖岸阶地的高程、野外调查以及剖面采样和测年等手段和方法，对古湖岸阶地进行详细研究，可以反演湖泊历史时期曾经历过的构造运动或气候－水位波动，进而探讨和区分湖岸阶地源于构造运动还是因气候环境变化形成。一般认为，由于构造运动因素在较短的时段(如 1～2 万年内)对沿岸带的影响相对较小，故可忽略不计，气候要素被认为是湖岸阶地形成的主导因素。本文仅对气候阶地的环境意义作分析。

5.1.2　利用湖岸阶地研究湖面波动与气候变化

利用湖岸阶地恢复地质历史时期的湖面波动，是古气候研究中的一种有效和直观的手段之一。Zhang et al.（2004）对甘肃省民勤县白碱湖古湖岸阶地的研究，可作为利用湖岸阶地研究湖水水位的波动、高湖面期的确认以及进行气候变化研究的很好实例。白碱湖（39°09′N, 104°10′E）位于甘肃和内蒙古的交界处、腾格里沙漠西缘，面积46km^2。Zhang et al.（2004）发现在白碱湖发育有六级湖岸阶地（图5.1），其中最高的一级阶地T_1高出现代白碱湖30～31m；二级阶地T_2，由T_{21}、T_{22}、T_{23}三部分组成，其湖拔高度为22m，其中T_{21}部分被T_{22}形成时的湖水冲刷，表明形成T_{22}的湖水水位高于形成T_{21}的湖水水位。在二级阶地上普遍可见淡水种的软体动物壳体（如*Corbicula fluminea* 和 *Cubicula largillierti*) 和蜗牛(如*Gyraulus chinensis*)。T_3、T_4、T_5和T_6则分别高出现代白碱湖15.7m，14m，7～8m和4～4.5m。除一级阶地（T_1）未发现合适的测年材料外，其它各级阶地的沉积物内均保存有软体动物壳体、蜗牛壳体以及湖相碳酸盐，对其进行的^{14}C测年结果见图5.1。根据不同阶地的湖拔高度、测年数据，Zhang et al.（2004）恢复了白碱湖32000年以来的湖面波动情况（图5.2）。从图5.2中可以看出，白碱湖在32000～22000 aBP（^{14}C年龄）期间为一高湖面期。根据腾格里沙漠断头梁剖面沉积物的孢粉（马玉贞等，1998）、介形类（彭金兰等，1998）和地球化学（Zhang et al.，2002）记录，腾格里沙漠在32000～22000 aBP（^{14}C年龄）期间的气候较今湿润，当时湿润的气候条件可能是造成白碱湖出现高湖面的主要原因。这一时期的大湖面期在青藏高原内部也普遍存在（李炳元，2000；李炳元等，1991）。白碱湖在18000aBP（^{14}C年龄）左右，水位急剧下降，近于干涸，其它的地层证据也表明，腾格里沙漠在末次冰盛期期间，湖泊几近消失（Zhang et al.，2002）。随后在12000 aBP（^{14}C年龄）左右，白碱湖水位再次升高，并持续到全新世，但全新世期间其湖面高程未能超出32000～22000 aBP（^{14}C年龄）期间的高湖面。全新世期间，T3、T4、T5、T6阶地的存在，表明白碱湖在8500, 5400～5100, 3500和1860～1370 aBP（^{14}C年龄）左右曾出现高湖面。通过研究，Zhang et al.（2004）认为，亚洲季风阶段性的加强和减弱(Kutzbach, 1981; Gasse et al., 1991, 1996; Zhang et al., 2000) ，可能是造成全新世期间白碱湖湖面波动的主要因素（Zhang et al.，2004）。

图 5.1 甘肃省民勤县白碱湖湖岸阶地剖面及测年（Zhang et al.，2004）

图 5.2 根据白碱湖湖岸阶地进行的腾格里沙漠古湖水位的重建

（实线为根据阶地测量的水位；虚线为推测的水位波动）（Zhang et al.，2004）

古湖泊阶地往往是湖泊多次进退留下的产物, 后期湖水水位的升高往往可以淹没和破坏早期形成的湖岸阶地。如Boomer et al.（2000）在研究咸海古湖岸阶地时，认为最高的阶地I形成于全新世中期，阶地II、III、IV相继形成于晚全新世，而阶地V、VI、VII、VIII的形成期则老于阶地I（图5.3）。

图 5.3 利用咸海湖岸阶地重建的咸海水位波动(Boomer et al., 2000）

5.2 粒度

有关湖泊沉积物粒度的定义、分级、参数等基本概念见第3章。粒度作为湖泊沉积与古气候研究中的一个传统指标，能够提供区域降水、湖泊水位波动、风尘活动、冰川进退等古气候环境信息。沉积物粒度分析方法成熟，应用的历史较悠久，本节主要介绍湖泊沉积物粒度指标在古气候环境重建中的应用。

5.2.1 粒度与区域降水

粒度的粗细能够反映湖泊流域的区域降水状况。一般来说，区域降水的增多，一方面增强了流域的侵蚀强度，另一方面也增大了流域的径流量，这样有利于粗颗粒物质被搬运入湖。因此，湖泊中粗颗粒物质的增多，往往反映区域降水的增多，反之，粗颗粒物质的减少，反映区域降水的减少（Campbell，1998；张家武等, 2004；Peng et al.，2005）。

基于上述解释，Peng et al.（2005）重建了内蒙古岱海 10000 年以来的东亚季风强弱引起的降水变化（图 5.4）。岱海位于我国东亚季风带的边缘，流域降水主要依赖夏季风的水气输入，是气候变化敏感带的一个封闭湖泊。柱状沉积物的结果显示：7900 cal aBP 以前的早全新世（EH），沉积物的平均粒径相对较小，反映早全新世东亚季风较弱，区域降水较少；7900～3100 cal aBP 期间（MH），沉积物的粒度整体变粗，反映中全新世东亚季风增强和降水的增多；3100 cal aBP 以后的晚全新世（LH），沉积物的粒度又逐步变细，表明东亚季风减弱和降水减少。岱海粒度所揭示的 10000 年以来的降水变化，得到该钻孔孢粉记录的印证（Xiao et al.，2004），同时，在区域对比上与其它地区判识的东亚季风的变迁规律具有很好的一致性（施雅风等，1992；An et al.，2000）。

图 5.4 内蒙古岱海沉积物粒度变化及其判识的全新世东亚季风降水变化(Peng et al., 2005)

纵线“0”代表整个钻孔沉积物中值粒径的平均值，纵线“0”以右代表中值粒径大于平均中值粒径；纵线“0”以左代表中值粒径小于平均中值粒径

对于开放性湖泊情况较为复杂，但据 Campbell（1998）对加拿大艾伯塔南部 Pine 湖的研究认为，当湖泊流域的径流增加时，径流负载也增加，更多的粗颗粒物质随径流负载被带入湖泊。如果湖泊面积较小，具有相对短的湖水滞留时间，而且出水口具有足够的流速，那么细颗粒的黏土物质在沉淀之前就会被出流带走，而在湖泊中沉淀相对多的粗颗粒物质。这种情况下，湖泊沉积物中粗颗粒物质的增多同样反映了湖区的降水增多。1980 年、1960 年、1920～1930 年以及 1890 年这四个时间段，Pine 湖沉积物的粒度变细，反映气候干旱，这四个干旱的历史时期，被加拿大中部地区草原省份的历史干旱记录以及 Pine 湖区 1980 年和 1960 年降水偏少的气象观测资料所印证(图 5.5)。更早时期的湖泊沉积物粒度变化显示：大约在 300～350 cal aBP，中值粒径整体偏高，显示该地区小冰期气候相对较湿；1000 cal aBP 左右，中值粒径达到了整个剖面的最低值，表明中世纪暖期气候干旱；2000 cal aBP 左右，较高的中值粒径值反映气候偏湿；2000～4000 cal a BP 期间，气候总体偏干，中间有两次偏湿时期(图 5.5)。上述的干湿变化，在区域范围内与其它湖泊记录的气候波动具有很好的可

比性（Vance et al,，1992）

图 5.5　加拿大艾伯塔南部 Pine 湖反映的晚全新世干湿变化（Campbell，1998）

（图中曲线为标准化中值粒径（$x' = (x - \bar{x}) / \bar{x}$）曲线；右上角为历史时期标准化中值粒径变化曲线；LIA 为小冰期；MWP 为中世纪暖期）

5.2.2　粒度与湖泊水位波动

对美国密执安湖沉积物的平均粒径与水深之间的关系研究表明（Cahill, 1981）：较细颗粒主要赋存于连续堆积作用占优势的深水区，而在浅水区，由于在地形开阔地区以侵蚀作用和搬运作用为主，物质一般较粗。因此，诸多学者将粒度指标用于指示湖泊水位的变化，即粒度越粗，水位越低，反之，粒度越细，水位越高（陈敬安和万国江，1999；李志明等，2000；王君波和朱立平．2002；类延斌等，2006）。然而，沉积物粒度越粗，也可以指示湖泊水位越高。Liu et al. (2008) 通过对新疆乌伦古湖钻孔沉积物、湖区俘获的风成物质以及乌伦古湖南部准格尔盆地的古尔班通古特沙漠的风成砂粒度分布曲线的分析认为：乌伦古湖钻孔沉积物的大部分粒度分布特征与湖区俘获的风成物质以及古尔班通古特沙漠的风成砂粒度的分布特征具有明显的不同(图5.6)，表明乌伦古湖沉积物主要是通过径流搬运而非风成搬运而来的。因此，乌伦古湖沉积物的粒度能够反映与其沉积环境有关的水文状况。粗颗粒物质的增

图5.6 新疆乌伦古湖地区不同沉积物的粒度分布特征（Liu et al.，2008）

A、B、C为乌伦古湖WLG-2004孔沉积物；D为乌伦古湖湖区俘获的风成物质；E为乌伦古湖南部准噶尔盆地古尔班通古特沙漠的风成砂。WLG－2004孔沉积物的粒度特征大部分（91%）属于B种类型。

图 5.7 近 10000 年以来新疆乌伦古湖植被类型、粒度及水位波动（据 Liu et al.，2008 修改）

多指示湖区因降水增多、径流量增加，从而导致湖泊水位升高，反之，指示湖泊水位下降。结合孢粉指标，Liu et al.（2008）对新疆乌伦古湖近10000年以来的水位波动进行了重建（图5.7）。9550～6730 cal aBP期间，中值粒径整体较低，表明水位较低，孢粉资料也显示，此期间湖区周围生长着很多的适合于湿地生长的黑三棱（*Sparganium*）和禾本科（Poaceae），包括芦苇（*Phragmites*）（Liu et al.，2008），表明钻孔位置离岸边的距离较近，湖泊水位较低，湿度相对较低，植被类型为草原至“湿地”。自6730cal aBP开始，中值粒径有所增高，表明水位开始逐步升高，特别是4200 cal aBP左右，中值粒径急剧增高，并在4200－560 cal aBP期间保持着很高的中值粒径，显示自4200－560 cal aBP期间，水位处于高水位状态。孢粉资料显示，自6730 cal aBP开始，适合于湿地生长的黑三棱（*Sparganium*）和芦苇（*Phragmites*）几近消失，取而代之的是藜（Chenopodiaceae）和蒿(*Artemisia*) （Liu et al.，2008），表明钻孔位置离岸边的距离逐步增大，湖水水位升高；湖区的植被类型为草原-荒漠、

荒漠-草原或草原，区域降水较丰富。560 cal aBP以来，中值粒径变小，水位降低，孢粉资料显示，该期间的植被类型变为荒漠，湿度降低，降水稀少。

以上两个不同结果的实例表明，影响湖泊粒度分异的因素很多，除了降水量丰欠引起湖水位高低变化，湖泊大小、湖区地形、所处气候带和降水性质以及取样孔沉积相类型等，都影响粒度的平面分布和垂向变化，即往往有多解性，因此分析对象湖泊粒度分异的主导因素和规律，参照其它代用指标进行综合研究尤其重要。

5.2.3 粒度与风成活动

风成活动不仅可以指示与气候有关的干湿变化，而且被认为是全球气候变化的驱动要素之一（Yung et al.，1996）。对格陵兰冰芯(雪)沉积、北太平洋深海沉积等记录的研究表明（Biscaye et al.，1997；Bory et al.，2002；Pettke et al.，2000），我国西北干旱、半干旱地区被认为是全球大气粉尘的主要源区。位于干旱-半干旱地区的湖泊沉积，是大气降尘的天然收集器，其粒度组成可以用来重建历史时期的沙尘暴事件和风成活动历史。利用湖泊沉积物粒度组成研究风成活动，最关键的是如何区分沉积物颗粒的来源，即沉积物是来自于径流搬运的，还是来自于风力作用的搬运。

5.2.3.1 现代过程研究

通过现代过程研究，比较湖泊沉积物、径流搬运沉积物、风成颗粒等的粒度分布曲线特征，可确定其组分来源。

青藏高原由于其较高的尘暴发生频率，且粉尘容易被扬升到西风急流区，因此是主要的粉尘源地之一（方小敏等，2004）。强明瑞等（2006）对位于青藏高原东部的苏干湖现代冲沟沉积物（图5.8a）、风蚀-风积地表样品（图5.8b）、湖泊表层沉积物（图5.8c、d）以及大气降尘（图5.9）粒度分布特征的研究认为，苏干湖沉积物粗颗粒组分(>63μm)主要是由风力搬运入湖的，>63μm组分的含量可以用来指示研究区尘暴事件及其演化。据此，强明瑞等（2006）重建了青藏高原东部苏干湖1000年来尘暴的变化历史，在1210A．D．之前尘暴事件较弱，且变化幅度较小；1210A．D．以来则表现出高频率或者高强度，其中13世纪上半叶以及17世纪的高值段，与我国历史文献资料重建的降尘变化具有较好的一致性（图5.10）（张德二，1984)。

图5.8 苏干湖流域和表层样品粒度分布 (强明瑞等,2006)

(a) 冲沟样品; (b) 风蚀-风积地表样品; (c) 东西向湖泊表层样品; (d) 南北向湖泊表层样品

图5.9 冷期气象站季节降尘样品粒度分布(强明瑞等,2006)

图5.10 利用苏干湖恢复的近1000年以来的尘暴演化历史(a) (强明瑞等,2006)
及其与历史文献记载的降尘记录（b）（张德二，1984）

5.2.3.2 粒度EMMA端元组分模型计算法

通过粒度测量所获得的粒度频率分布曲线通常是多峰分布形式，这种具有多峰分布形式的沉积物往往是由多个不同搬运沉积形式形成的。粒度的端元组分分析EMMA（End-Member-Modeling Algorithm）能够将这些具有不同搬运沉积形式物质进行分离，进而表达成几个相互独立的单一搬运沉积形式。Weltje（1997）、Weltje et al.（2003，2007）对这种算法进行了详细的描述，并在海洋沉积（Weltje et al.，2003；Moreno et al.，2002；Stuut et al.，2002；Prins et al.，2002；万世明等，2007）和黄土堆积(Prins et al., 2006)中得到了很好的应用。

库赛湖（35°37′-35°50′ N, 93°38′-93°15′ E, 4475 m a.s.l.）位于青藏高原北部的可可西里自然保护区。现代气候资料表明，可可西里地区的年平均气温为－1.5 ℃，年平均降水量250 mm远小于年平均蒸发量（1600mm），常年盛行西北风，为我国沙尘暴频发地区之一。干旱的区域气候条件导致库赛湖目前为一咸水湖（28.54 g/l），面积254.4 km^2，水深最大可达50多米，平均水深12米左右；库赛湖流域面积约3700 km^2，湖水主要靠位于库赛湖西南部的库赛河补给。Liu et al. (2009) 利用青藏高原可可西里库赛湖沉积物，进行晚全新世青藏高原北部季风变化历史的研究时，采用了EMMA端元组分分析方法，得到了很好的效果。对库赛湖钻孔沉积物粒度的EMMA分析表明，四个粒度端元组分可以较好地表达整个钻孔的粒度数据序列(图5.11A,B,C)。其中端元组分EM2, EM3和EM4具有较好的单峰粒度分布模式，其峰值分别出现在6.6 μm (EM2), 45.8 μm (EM3) 和2.9 μm (EM4)左右(图5.11C)。而端元组分EM1则具有双峰粒度分布模式，两个峰值分别出现在5.0 μm和182 μm左右，具有这种特征的端元组分通常被认为是有冰川作用造成的(Weltje和Prins, 2007)。代表细颗粒物质的端元组分通常代表径流搬运作用的成分，库赛湖地区由于降水较少，径流不发育，所研究的钻孔位置位于湖泊的中部，弱的径流作用很难将粗颗粒物质带入湖泊的中部。因此，库赛湖沉积物粒度的EM4代表径流搬运组分。采自该湖冬季冰面沉积物（风成物）粒度的分析表明，风成物的粒度分布曲线具有双峰特征，两个峰值分别出现在10μm和40μm左右(图5.11D)，与端元组分EM2和EM3的粒度分布特征较为一致。因此，EM2和EM3可以代表风成搬运组分。由于EM1代表的冰川作用组分，在整个钻孔沉积物中所占的比例较低，平均只有8.5％，加之没有在库赛湖获得支持EM1代表冰川作用形成组分的证据。因此暂时可以不考虑EM1对库赛湖沉积物粒度的贡献。当湖区降水增多时，代表径流搬运组分的EM4所占的比例会增多，代表风成搬运组分的EM2和EM3则减少，反之亦然。因此，可以利用Log[EM4/(EM2+EM3)]作为湖区的湿度指数（HI），来反映亚洲季风的活动强度。高的HI反映夏季风增强，风成活动减弱；低的HI则反映冬季风增强，风成活动加强。利用湿度指数（HI）和总有机碳（TOC），重建了青藏高原北部亚洲季风的变迁，其与贵州董哥洞石笋的氧同位素(Wang et al., 2005)所反映的季风活动强度具有较好的可比性（图5.12）

图 5.11 青藏高原可可西里库赛湖钻孔沉积物粒度组成的端元组分分析(A,B,C)及冬季风成物粒度特征(D)

图5.12 青藏高原北部可可西里地区库赛湖沉积物湿度指数HI（A）和TOC（B）反演的近4000年以来的气候变化（Liu et al.,2009）及其与贵州董哥洞石笋$\delta^{18}O$记录（C）对比（Wang et al.., 2005）

5.2.3.3 利用化学方法提取风成石英颗粒

Xiao et al. (1997)在研究日本中部琵琶湖145000年以来东亚冬季风的变化时，就采用了这种方法。该方法称取风干的2g沉积物样品，用10 ml的30％双氧水（H_2O_2）除去有机质，然后用50ml 浓度6N的盐酸，在100℃的温度条件下加热除去碳酸盐和氧化铁。单矿物石英的提取采用焦硫酸钠熔融-氟硅酸浸泡法（Syers et al.,1968) ，并结合利用碳酸钠溶液除去硅藻硅的方法(Mortlock et al, 1989)。 具体做法：称取除去有机质、碳酸盐及氧化铁的样品1g，放入石英坩锅用焦硫酸钠高温熔融,除去黏土矿物、云母及层状硅酸盐矿物，然后,用20ml浓度为30％的氟硅酸溶液除去长石和无定形矿物，最后再在剩下的100mg样品中加入100ml浓度为 2M 的碳酸钠溶液，85℃条件下煮沸5小时除去硅藻类的硅。这种化学提取方法不会对石英颗粒的化学和物理特征(如粒度、形态、表面结构)产生本质影响。对提取的单矿物石英的粒度分布特征、氧同位素组成以及微形貌特征的研究表明，琵琶湖沉积物中粒径小于10μm的石英颗粒基本上是风成的，可指示东亚冬季风的变化。高的风成石英通量[EQF： $g\ cm^{-2}(10^3\ yr)^{-1}$]反映东亚冬季风（冰期，冰阶）的加强，而低的风成石英通量则反映东亚冬季风（间冰期，间冰阶）的减弱。如图5.13所示，145000～125000 aBP期间以及73000～13000 aBP期间，琵琶湖沉积物的EQF值很高，表明这两个阶段东亚冬季风强盛，而在125000～75000 aBP期间，以及在5500 aBP左右，EQF值较低，反映东亚冬季风减弱。琵琶湖的风成石英通量（EQF）记录可以和中国黄土的石英中值粒径记录以及深海沉积的SPECMAP $\delta^{18}O$记录进行很好的对比。EQF反映的东亚冬季风减弱的时期可与SPECMAP $\delta^{18}O$的5e, 5c, 5a亚阶段以及3阶段和1阶段对应，东亚冬季风增强的时期可与SPECMAP $\delta^{18}O$的2和4阶段对应。

图 5.13　145000 年以来日本琵琶湖风成石英通量[EQF，$g\ cm^{-2}(10^3\ yr)^{-1}$]记录（Xiao et al.，1997）及其与中国黄土石英中值粒径（Qmd）记录（Xiao et al.1995）和深海 SPECMAP $\delta^{18}O$（Martinson et al.，1987）记录的对比。

5.2.4 粒度与冰川进退

冰川地区湖泊沉积物的地层特征、烧失量、含水量、磁化率、体积密度、粒度等物理指标，常被用于反映冰川的活动状况（图5.14）（Matthews et al.，2005）。其中粒度中的粉砂含量为冰川活动的关键指标之一。冰川对于湿基底的磨蚀，能够形成较多的粉砂质堆积在冰湖沉积物中。冰河岸边泥潭沉积物中蓝灰色的砂质粉砂层通常被认为是冰进的重要标志层（Nesje and Dahl,1991a,b; Dahl and Nesje, 1994）。在冰川地区形成的冰湖沉积物中，粉砂含量的高低同样是冰川进退的良好指标。Lie et al. (2004)利用挪威中南部的Bukkehåmmårtjørna冰湖沉积钻孔中粉砂含量（>8μm）的高低直接判识Bukkehåmmårbreen冰川的进退，很好地重建了12 cal ka BP以来Bukkehåmmårbreen冰川的活动情况(图5.15)。对冰湖沉积物粉砂不同粒级的划分，则可以对冰川活动的信号做进一步的研究（Matthews et al.，2000；Nesje et al.，2001）。也有学者利用冰湖沉积的平均粒径或中值粒径的大小来反映冰川的活动（Leemann and Niessen，1994a，b；Souch，1994）。冰湖沉积物中粒度的大小受控于周围基岩的岩性、冰湖离冰川的距离、湖泊的大小等因素，研究认为，距离冰川较远的末梢冰湖沉积物中粗黏土、细粒粉砂、中粒粉砂更能较好地反映冰川的活动；而距冰川较近的冰湖沉积物的粗粒度的颗粒则对于冰川的活动更加敏感（Lie et al.，2004)。值得注意的是，冰川湖泊沉积物中的粗颗粒组分，也有可能是由洪水或崩塌作用形成的，与冰川作用形成的粗颗粒组分较难区分，

这时需要结合其它指标进行综合判断。

图5.14　一次简单的冰进退期冰河岸边泥潭沉积物指标变化示意图（Matthews et al.，2005）

.阴影部分表示冰川形成的显著地层特征时期

图5.15　利用挪威中南部Bukkehåmmårtj Ørna冰湖沉积钻孔（BHMR96-1和BHMR96-2孔）粉砂含量（>8μm）恢复的Bukkehåmmårbreen冰川活动状况(Lie et al.，2004)

5.3 环境磁学

环境磁学是利用磁学技术研究岩石和矿物中磁性颗粒在大气圈、水圈和岩石圈搬运、沉积和迁移过程中的环境问题（Verosub et al.，1995）。1980年汤普森等人在《Science》发表了“Environmental applications of magnetic measurements”一文（Thompson et al.，1980），文中列举了磁性测量方法在湖沼学、水文学、地貌学、地球物理学等领域有关环境问题研究中的应用，可谓对环境磁学的一种诠释。1986年《Environmental Magnetism》一书的出版（Thompson et al,1986），标志着环境磁学作为一个相对独立的分支学科正式建立。尽管环境磁学问世的历史不长，它的发展却异常迅速。迄今为止，环境磁学的研究对象涵盖了地球岩石圈、土壤圈、水圈和大气圈中的岩石、土壤、沉积物、悬浮泥沙、飘尘、降尘等物质，在样芯对比、物质来源鉴别、泥沙运移示踪、流域生态环境演替、古气候和古环境研究、土壤发生学、环境污染、油气勘探、古地磁学等领域均得到了广泛应用。

关于环境磁学的磁学参数物理意义等内容参见本书第3章。本节重点介绍湖泊沉积物内外源矿物的磁学特征、野外及室内样品的采集方法、测试方法、以及环境磁学在古气候环境重建中的应用。

5.3.1 湖泊沉积物内外源矿物的磁性特征

湖泊沉积物主要由来自流域外源的矿物和湖泊本身经生物作用或化学作用形成的内源矿物组成的。因此，湖泊沉积物磁性特征主要取决于外源和内源矿物的磁性特征。

5.3.1.1 湖泊沉积物外源矿物的磁性特征

早期的湖泊沉积物环境磁学研究表明，湖泊沉积物的矿物磁性特征一般都与特定的源区及其作用过程有关（Thompson et al.，1975）。这是因为：①湖泊沉积物磁化率的变化常常与外源物质输入量的变化呈正相关关系，高的磁化率值指示流域的侵蚀作用加强（Thompson & OldfieId, 1986）。②湖泊沉积物磁化率的大小与不同湖泊周围的基岩成分的变化是一致的(Thompson et al., 1986) （表5.1)。当基岩为基性或中性火山岩时，湖泊沉积物的磁化率相对较高；基岩为变质岩、石灰岩时，则湖泊沉积物的磁化率较低。③湖区人类活动的加剧，如

农田耕作和森林砍伐等，会造成的湖区侵蚀加强；其次人类活动影响湖盆积水区的基岩化学风化或成壤作用增强也会产生的新的磁性矿物（如磁铁矿、针铁矿等）；此外对湖泊磁性碎屑的输入等人为活动，均可以引起湖泊沉积物磁化率的增高。

表　5.1 具有不同基岩湖泊沉积物质量磁化率特征（Thompson et al,, 1986）

外源的铁磁性矿物主要有磁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿、针铁矿等，它们来源和搬运途径见表5.2。

表5.2　湖泊沉积物外源铁磁性矿物的类型及其来源（据Thompson et al., 1986）

外源的顺铁磁性矿物主要有蒙脱石、伊利石、绿泥石、绿皂石、角闪石、黑云母、辉石等，它们的质量磁化率见表5.3。

表5.3　常见的顺铁磁性矿物的质量磁化率（据Thompson et al., 1986）

外源的抗磁铁矿物主要有石英、长石、高岭石等（表5.4）

表5.4　湖泊沉积物中常见的内外源抗磁铁性矿物（据Hakanson et al.,1983）

5. 3. 1.2 *湖泊沉积物的内源磁性矿物*

内源磁性矿物的形成主要同湖水的化学成分、pH值、氧化还原条件以及生物活动性的变化有关。内源的铁磁性矿物主要有针铁矿、纤铁矿、赤铁矿、磁铁矿等。顺铁磁性矿物主要有菱铁矿、黄铁矿、绿泥石等（表5.3），还有一些不常见的矿物，如菱锰矿、钠锰矿、硬锰矿等。抗磁性矿物主要有蛋白石、方解石、文石等（表5.4）。

湖泊沉积物中内源磁性矿物的成因很复杂，其中包括磁细菌作用、沉积后还原条件下的磁性矿物的溶解作用、原地磁性矿物的自生或成岩作用等（胡守云等,2001）。

湖泊沉积物进入埋藏阶段时，其所处的物理化学条件会发生改变，其中氧化还原状态的改变可以引起一些变价元素，如锰和铁的价态改变，从而使得一些磁性矿物分解而转化为另一种磁性矿物。如赤铁矿、针铁矿向磁铁矿的转化。当生物作用较强，硫的浓度很高时，在这种很强的还原状态下，出现磁铁矿向黄铁矿或胶黄铁矿的转变（Hilton et al., 1985; Snowball et al., 1988; Hu, 1998; 朱日祥等, 2001）。

生物作用对湖泊沉积物的磁性特征同样具有很大的影响。Lowenstam（1981）鉴别出了两种生物矿化模型, 即由生物引起的和由生物控制的矿化作用，前者产生的磁铁矿位于细菌细胞的外部, 结晶细小且不好；后者产生的则位于细菌细胞内部, 且结晶良好的单畴磁铁矿

颗粒。在硫酸盐还原条件下湖泊沉积物中的碎屑磁性矿物溶解是一个普遍的现象。通常，在沉积物较深部位铁的还原带，许多细颗粒的磁铁矿和碎屑磁颗粒被溶解，并为新的磁性矿物的形成提供了条件（Hu, 1998; Flanders, 1994）。

5.3.2 样品的采集及测量

5.3.2.1 样品的采集及准备

进行湖泊沉积物环境磁学测定的研究岩芯，要尽可能地不要受到物理扰动。在运输岩芯的过程中，远离可产生较强磁场效应的发电机之类物体。岩芯在剖开分样之前，要密封并低温保存。长期存放易造成的氧化，对于那些在厌氧环境下形成的沉积物的磁学特征影响尤其大。岩芯在分样之前，建议先进行整个钻孔岩芯的磁化率扫描。岩芯被剖开后，将样品压入（2×2×2）cm^3的塑料样品盒中以备磁化率测定。当然，样品也可以根据所需分辨率的厚度，利用无磁性的样品分样刀进行分样，然后再将样品转移到（2×2×2）cm^3的塑料样品盒中。

为了解湖泊沉积物磁性矿物的可能来源，通常需要采集和测试流域内不同沉积物的磁性特征。在湖泊流域内，将采集到的围岩、露头剖面、土壤剖面、河流沉积物等样品保存在塑料样品袋或塑料样品盒内。运回室内后，将样品转移到标准的（2×2×2）cm^3塑料盒中，以供磁学特征分析。由于沉积物的磁学特征同沉积物的粒度大小有很大关系，因此对不同粒径的样品进行磁学特征的研究很有必要。这需要对采自流域的样品进行粒度分级（Walden et al.,1987，1992；Yu et al., 1993；Peters, 1995）。

标准样盒（2×2×2）cm^3 中的样品主要用于常规的磁性特征测定，如高频磁化率、低频磁化率、剩磁等参数。其它磁学参数的测定，如磁滞回线、热磁特征等测试，需要较少的样品，这时，从标准样品盒中分出的样品要均匀。用于热磁特征的样品，在高温情况下，可能因为氧化或有机质的燃烧，而改变原来磁性矿物的组成。这种情况下，需要将磁性矿物分离出来（Hounslow et al., 1999）。

5.3.2.2 .分析测试流程

有些样品在磁学测定时，会使其磁学特征发生不可逆的改变。因此，在进行样品磁学特征的测试时要遵守如图5.16所示的测试顺序（Sandgren et al.，2001）。

沉积岩芯在分样前，一般要进行该钻孔分段岩芯的磁化率扫描。根据其扫描结果，就可以进行岩芯的重叠或缺失校正。这种方法对全新世沉积岩芯的校正十分有效，因为全新世的沉积岩性通常缺乏明显标志层，且沉积物的颜色变化不大。同时，也可用于在同一湖盆的不同部位采集岩芯的地层对比和校正上（Sandgren et al.，1990）。

图5.16 湖泊沉积物磁学分析流程（据Sandgren et al.l，2001）

常规的磁学测定应该包括低频磁化率、高频磁化率，非滞后剩磁、等温饱和剩磁等几个项目的测试。

5.3.3 环境磁学在古湖泊研究中的应用

5.3.3.1 地层对比

湖泊柱状岩芯的地层对比是一项基础性工作，通过对整个岩芯样品进行的无破坏磁化率扫猫，是一种快速、简便的岩芯校正和地层对比的方法。

2008年9月，在新疆卡拉库里湖钻取获得两根平行的钻孔岩芯（KL1和KL2），但两个孔每钻之间重叠和深度均不相同（表5.5），其中KL1每一钻之间重叠约50cm，而KL2每一钻之间几乎没有重叠。面对出现的问题，在岩芯封存于PVC岩芯管中，运回实验室后，对KL1和KL2所有岩芯进行了磁化率扫描。根据每根岩芯的磁化率变化特征，有效扣除了KL1孔每根岩芯的重叠部分（图5.17），获得整个平行钻孔随深度的磁化率变化曲线（图5.17），从图5.17中可以看出，两根岩芯（KL1和KL2）的磁化率变化具有很好的一致性，这为下一步进行钻孔各指标的分析提供了很重要的岩芯对比依据。

图5.17　新疆卡拉库里湖KL1和KL2孔磁化率变化的对比

表5.5　新疆卡拉库里湖KL1、KL2钻孔每根岩芯的深度

无损磁化率扫描，同样可以用于同一湖区不同地点采集的岩芯作地层对比。Thompson et al.（1975）在研究北爱尔兰的Lough Neagh湖时，在该湖的Antrim湾和西部的Battery地点分别采集了7根岩芯，尽管两个地点的沉积速率有所不同，但磁化率特征具有很好的相应变化（图5.18）。

另外，无损扫描还可以应用于一个湖区的沉积物研究，Bloemendal et al.(1979)在评价北威尔士Llyn Goddionduon小湖的沉积物输入量时，采用综合网格系统取样方法，在湖泊内取了130多根沉积物岩芯，并对其进行磁化率扫描。利用扫描结果，通过对比，建立了全湖地层的对应关系。在此基础上，利用^{14}C、^{210}Pb、^{137}Cs的方法确定了关键地层的年代，绘制了不同时期的沉积物厚度等值线图，从而推算了各个时段湖泊的总沉积量以及不同部位的沉积速率。

图5.18　北爱尔兰LOUGH NEAGH湖14个沉积岩芯的采样位置（A）
及磁化率随深度的变化（B）(Thompson et al.1975）

5.3.3.2 环境磁学与气候变化

气候变化能够影响湖泊流域内的植被类型和生长状况、侵蚀和风化强度，从而改变湖泊沉积物的性质，引起磁性矿物组分的变化。因此，湖泊沉积物磁性特征能够很好地反映湖区的气候环境变化。Oldfield et al.（1983）通过对美国南华盛顿州Battleground湖的研究认为，柱状沉积物7m以下，磁化率很高，反映了流域大量含铁磁性矿物的玄武岩对湖泊的输入。井

图5.19　美国南华盛顿州Battleground湖钻孔地层、烧失量及体积磁化率(Oldfield et al.,1983）

图5.20　贝加尔湖BDP-98孔磁化率(Kravchinsky et al., 2003)、BDP-96-2孔生物硅(Willians et al., 1997)及磁化率(Krainov et al., 2001)及其与深海ODP-667孔氧同位素(Shackleton et al., 1990)的对比

深7m开始往上，烧失量快速增高，孢粉资料显示，植被从蒿-云杉-松迅速转变为黄衫-红桤木-冷杉，而磁化率表现为快速降低。磁化率在7m左右的改变，标识了晚冰期-全新世的界线，即表明该区进入全新世后流域植被覆盖良好，土壤发育，来自流域碎屑矿物输入量的减少。因此，磁化率高反映气候相对寒冷，而磁化率低则反映气候相对温暖。这种模式，后来也被来自贝加尔湖长时间尺度的磁化率记录所证实(Kravchinsky et al., 2003)（图5.20）。生物成因硅在温暖期要比寒冷期丰富，生物硅含量的增高冲淡了磁性矿物的浓度。因此，在贝加尔湖，生物成因硅含量同磁化率具有很好的负相关关系。贝加尔湖生物成因硅、磁化率记录所揭示的气候冷暖波动同海洋ODP677孔氧同位素记录也具有很好的可比性(图5.20)。

5.3.5.3 追踪沉积物来源和判别生态环境变化

Dearing et al.(1981)率先研究了湖泊沉积物孢粉谱图和磁化率之间的关系，并利用磁学参数来估算湖泊流域剥蚀量和碎屑物质的输入通量，建立了磁化率与侵蚀量之间的半定量关系，并由此来估计人类各种活动的影响。Dearing et al. (1982)通过对冰岛北部Lough Neagh湖一年中的降水和磁化率的关系分析（图5.21），揭示了磁化率峰值对应于每月的最大降雨期．他们认为这一湖泊沉积物的磁化率峰值是由水文条件控制，即降雨、森林砍伐和土地开垦过程使水土流失和河流排水量增加，结果导致湖泊内沉积物粒度变化和磁性矿物含量的增加。

图5.21 冰岛北部Lough Neagh湖Antrim Bay(AB)和Battery(BAT)点磁化率及其与降水量的关系.图中实线和曲线分别是根据内源矿物和外源输入基质计算得到的磁化率(Dearing et al. ,1982)

然而，Eriksson et al.（1999）通过对坦桑尼亚中部Haubi湖的环境磁学研究，比较了降水和磁学参数的关系，并没有获得两者之间具有显著的相关性。因此，Eriksson et al.（1999）认为，降水作用造成的磁学特征的改变可能从属于人类活动对其的影响，从而利用磁学研究解释了坦桑尼亚中部近百年的流域侵蚀和人类活动的历史(图5.22)。研究认为：

（I）1835～1902年，Haubi盆地为一季节性泛滥的沼泽。完全不同于其它时期磁学参数的组合特征，表明当时的沉积环境明显不同于湖泊环境。在沼泽环境中，反复的湿润和干化过程，形成富含蒙脱石组分的黏土矿物的潜育化土壤。高的S比($IRM_{-0.1}T/SIRM$)表明土壤侵蚀作用弱，亚铁性磁性矿物的缺乏，这可能是由于在潜育化环境条件下，碎屑亚铁磁性矿物易于被分解造成。相应沉积速率较低，为0.9～1.6cm/yr。

（II）1902～1907年，磁化率通量的增高，以及S比值的降低，表明土壤侵蚀强度加强，

图5.22 100年来坦桑尼亚中部Haubi湖的磁学参数及流域的土壤侵蚀特征、盆地环境、降水特征及人类活动

(Eriksson et al., 1999）

沉积速率增高到6cm/yr。盆地环境由季节性的沼泽转化为一个永久性的湖泊环境，这种转化可能是由不断增长的沙地三角洲堰塞了沼泽的出流引起。19世纪末期，坦桑尼亚地区发生了严重的家畜瘟疫（The Great Rinderpest），瘟疫的发生，伴随气候的相对干旱，迫使人们和家畜迁徙，后期降水的增多，可能造成了流域侵蚀强度的加强，使Haubi湖的沉积速率增高。

（III）1907～1927年，随着湖泊的逐步形成，沉积速率逐渐降低。这段时期，相对较低的磁化率通量反映相对较低的沉积速率。S比同前一时期相比，略有增加（－0.6左右），表明沉积物的被慢速埋藏，使得一些磁性矿物被分解。据报导，此期周围的地形相对裸露。

（IV）大约从1935开始，磁通量开始增加，特别是在1944～1950年间，具有很高的磁通量，表明流域的侵蚀速率加强。相应沉积速率也快速增加，阻止了磁性矿物的分解而得以保存，反应为χfd具有较高的值。为消灭舌蝇以及开辟新区用于定居，自1927年，开始了植被的砍伐。植被的砍伐以及人口的增长，增大了流域内的侵蚀强度。

（V）1950～1955年，磁通量降低，表明流域的土壤侵蚀强度降低。没有任何磁学证据，能够表明这段时期磁性矿物有被分解的现象。19世纪40年代末期，第二次世界大战的结束，英国政府开始在坦桑尼亚中部实施土地保护，颁布了一系列有关种植、放牧、焚烧等方面的规章。土地保护的实施，可能是该期流域侵蚀强度降低的主要原因。

（VI）1955～1972年期间，磁通量持续升高，表明流域的侵蚀强度加强，湖泊的沉积速率也升高，多在2.8～3.8cm/yr之间。磁通量的波动较大，可能说明不同年份的流域侵蚀强度不同。前期严厉的土地保护政策，遭到了民众的反对，50年代中期，民众的暴动迫使政府停止执行严厉的土地保护政策。1961年，取得独立以后，新政府不再将土地保护作为一个主要的问题。土地保护政策被取消，是该期土壤侵蚀强度加强的主要原因。

（VII）1972～1988年期间，20世纪70年代早期，磁通量相对较低，但在80年代却急剧增高。这期间磁通量的大幅波动，可能反映了年际间土壤侵蚀强度的变化，波动较大的沉积速率（2.0～ 5.1 cm/yr）同样也说明了这一点。该国第二个五年计划期间（1969～1974年），政府又实施了土地保护、禁牧封育等政策。然而，磁通量和沉积速率并没有降低，这可能说明，该区水土流失严重到了不可逆的阶段。

5.3.5.4 .环境磁学与污染历史研究

电站和重工业生产经常释放一些浓度很高的磁颗粒物质，这些磁颗粒物质富含不同比例的磁铁矿和赤铁矿（Hunt,1986；Hunt et al.，1984）。湖泊沉积物和泥炭中，磁学被用来重建因发电厂固体燃料的燃烧、钢铁工业和非金属冶炼等造成的大气颗粒沉降历史。研究表明，球形颗粒的磁性物质广泛来源于大气传输。一些地区的研究表明磁性矿物的沉降同工业史具

有很好的一致性，表明磁学记录是一个重金属污染、颗粒物质污染和湖水酸化历史的良好指标。

图 5.23　英国 Newton Mere 湖浅孔磁化率及重金属元素变化(Oldfield et al., 1983）

英国 Newton Mere 湖，是一个冰川作用形成的封闭小湖，位于 Lancashire 南部和内陆西部工业带之间。湖区没有径流，近期的湖泊沉积物为富含有机质的腐殖质黑泥。Oldfield et al.（1983）对该湖一系列浅钻沉积物磁学参数（χ，SIRM，SIRM/χ 以及 S 比）和重金属元素 Pb 和 Cu 的研究表明（图 5.23）：自井深 18cm 左右开始，χ 、SIRM、Cu 和 Pb 的浓度均增高。^{210}Pb 测年结果表明，18cm 处的年龄为距今 70 年，其变化和北欧距今 70 年的球形磁性颗粒通量的增加一致。距今 70 年以前，S 比相对较低，指示来自流域三叠纪碎屑物中的赤铁矿成分较高，而距今 70 年后，S 比的增高标志着现代大气沉降磁性颗粒输入的增多。黏性磁性颗粒一般由土壤或流域土壤来源的物质中较高，而在工业生产或源于家庭生活化石燃料燃烧产生的颗粒物中，则很少发现有黏性磁性颗粒。频率磁化率在距今 70 年以前很高，而距今 70 年以后逐步降低，表明近 70 年来，化石燃料燃烧产生的颗粒物质通过大气沉降到 Newton Mere 湖沉降量的增多。其后，Oldfield（1990）对美国纽约州 Adirondack 地区的 Big Moose 湖两根短岩芯沉积物磁学特征（ARM 和 IRM）的研究，区分了磁铁矿和赤铁矿对湖泊的输入(图 5.24, 图 5.25)。两个钻孔（CORE6 和 CORE8），其磁学参数 ARM、SIRM/ARM 和 S 的变化具有很好的一致性，其变化特征可被划为三个阶段（A、B、C、）。区域对比表明，SIRM、SIRM/ARM 在阶段 A/B 处的增高，同铅浓度的增高是一致的，说明人类活动产生的磁矿物对湖泊的影响(图 5.24)。然而，仅靠图 5.24 中的这些磁学参数，很难判断是什么磁性矿物造成了 SIRM 的增高。为此，Oldfield（1990）做了“硬”剩磁和“软”剩磁分析，分别用于区分赤铁矿和磁铁矿(图 5.25)。从图 5.25 中可以看出，两个孔中，由“软”剩磁代表的磁铁矿以及 SIRM 代表的整个磁性矿物的沉积速率，自 19 世纪后期开始大幅度增加。CORE8 孔，由 SIRM 代表的磁性矿物的沉积率在 1930 年左右达到了最高；而 CORE6，磁性矿物的沉积率在 1950～1970 年间达到了最高。1950 年以来，两个孔的磁性矿物的沉积速率具有一致的变化，而近期两个孔的磁性矿物沉积速率又呈现下降的趋势。然而，由“硬”剩磁代表的赤铁矿的沉积速率，在两个孔中却具有一致的变化，自 1930～1940 年间，开始增高，20 世纪 60 年代后进一步增高，到 70 年代末期达到了最高，随后又逐步降低。这表明，“硬”剩磁的变化与两个孔不同位置造成的沉积量不同无关，可能指示了大气沉降带来的磁性矿物成分，两个孔“硬”剩磁曲线的变化同其它地区揭示的人类活动造成的 Pb 和 V 污染具有很好的可比性（Charles et al., 1987; Norton et al., 1992）。因此，Oldfield（1990）认为，“软”剩磁以及 SIRM 的变化可能反映了流域输入量的变化，而“硬”剩磁则反映了人类活动的影响。

图 5.24 美国纽约州 Adirondack 地区的 Big Moose 湖孔 6 (A)和孔 8 (B)磁学参数变化(Oldfield, 1990）

图 5.25 美国纽约州 Adirondack 地区的 Big Moose 湖孔 6 和孔 8 磁参数堆积速率(Oldfield, 1990）

在我国，Hu et al.(2003)通过对云南阳宗海北部湖心的柱状沉积岩芯的环境磁学、介形类、硅藻和化学元素特征的研究表明(图5.26)：12 cm 以下,κ值和ARM均较高，元素的变化稳定，介形类丰富，反映了湖泊环境较稳定以及受人类活动的影响较小。12 cm往上，κ值和ARM急剧减小，介形类几乎消失，而适合在酸性环境下生长的硅藻（*Cyclotella stelligera*）十分丰富，特别在7cm左右处达到峰值，相应多种化学元素的浓度也降低（王云飞等，2005）。根据^{137}Cs和^{210}Pb的测年结果,各指标出现急剧变化的12cm处的年龄大约在1960年，恰好与文字记录的阳宗海大型火电厂投产以及20世纪70年代至90年代初区域大气污染最严重的时段一致。这说明阳宗海大型火电厂等大气污染企业的投产和产生的酸沉降，可能是造成了磁性矿物以及多种元素的部分溶解，引起阳宗海顶部12cm以上k、ARM以及多种化学元素浓度降低的主要原因。

图5.26 云南阳宗海磁学参数、生物和地球化学指标随深度及年代的变化(Hu et al.,2003)

5.4 色度

5.4.1 基本概念

颜色是人的大脑对物体的一种主观感觉，它涉及到物理学、生物学、心理学等多种学科。现在已经有很多有关颜色的理论、测量技术和颜色标准，但是到目前为止，似乎还没有一种人类感知颜色的理论被普遍接受。1931年9月国际照明委员会CIE [Commission Internationale de L'Eclairage（法文）或International Commission on Illumination（英文）]，在英国的剑桥市召开了具有历史意义的大会。CIE的颜色科学家们企图在RGB模型基础上，用数学的方法从真实的基色推导出理论的三基色，创建了一个新的颜色系统。其后，CIE的专家们对该系统做了许多改进，包括1964年根据10°视野的实验数据，添加了补充标准观察者(Supplementary Standard Observer)的定义。1976年，CIE又召开了一次具有历史意义的会议，为了解决颜色空间的感知一致性问题，专家们对CIE 1931 XYZ系统进行了非线性变换，制定了CIE 1976 L*a*b*颜色空间的规范，叫做CIE 1976 L*a*b*，或者CIELAB。其中，L*代表着明度，从明亮(此时L*=100)到黑暗(此时L*=0)之间变化。a*值表示颜色从绿色(-a*)到红色(+a*)之间变化，而b*值表示颜色从黄色(+b*)到蓝色(-b*)之间变化。使用该系统后，任意一种颜色都可在其图表上找到一个相对应的位置。

5.4.2 沉积物色度在环境重建中的应用

色度的变化主要取决于沉积物中矿物和有机质成分的改变。研究发现，沉积物的亮度主要受控于沉积物的碳酸盐和有机质含量变化(Balsam et al., 1999; Helmke et al., 2002; 吴艳宏和李世杰, 2004)，碳酸盐含量越高，则沉积物的亮度值就越大，而有机碳含量的增高则使沉

积物变暗。红度和黄度主要与赤铁矿和针铁矿的质量分量密切相关，赤铁矿的存在沉积物变红，而针铁矿或纤铁矿和沼铁矿使沉积物变黄或变绿(Helmke et al., 2002; 吴艳宏和李世杰, 2004)。沉积物中矿物种类的改变以及有机碳含量的多少，多由气候和环境的变化引起。因此，色度指标在应用于海洋沉积、土壤、黄土和湖泊沉积物反演古气候的研究具有很广泛的前景。下面主要介绍色度指标在湖泊沉积及其古气候环境研究中的应用。

5.4.2.1 沉积物颜色揭示的沉积旋回及其驱动机制

Aziz et al.（2004）利用L*和a*指标对西班牙东北部Teruel盆地沉积的一套晚中新世的冲积-湖积沉积地层（Cascante剖面）进行了研究。首先，他们对L*和a*随深度的变化进行了频谱分析，发现该剖面具有2.4m左右、4.2m和28.5m左右的振荡周期，其比例大概为1：2：5左右(图5.27)，与天文因素变化导致的地球轨道三要素的周期性变化的比例一致，即21ky的岁差周期、41ky的地轴倾斜度周期、100ky的偏心率周期。为了进一步证实这种关系，需要做L*和a*随时间序列变化的频谱分析。根据古地磁和哺乳动物化石组合，Cascante剖面存在三个正极性时期，分别为C5n.2n, C5n.1n 和C4Ar.2n。据此建立Cascante剖面的时间序列，但该剖面的沉积速率变化很大，同该剖面具有规律性的沉积旋回十分不协调。为此，他们建立了Cascante剖面的两种时间序列（acp_{max}和acp_{min}），其中，acp_{max}考虑了C4Ar.2n (o)和C5n.1n(y)，而acp_{min}未考虑C4Ar.2n (o)和C5n.1n(y)。L*和a*随这两种时间序列的频谱分析表明，只有L*和a*随acp_{min}时间序列的频谱具有和20ky、40ky和100ky的周期时，其比例关系为1：2：5，并同L*和a*随深度变化揭示的三个周期的比例关系一致(图5.28)。这说明L*和a*所揭示的Cascante剖面的沉积旋回是由天文因素所控制的。据此，他们对地磁年表(GPIS) 晚中新世时段(特别是C5n和C4r)进行了修正(Aziz et al., 2004）。

图 5.27 西班牙东北部 Teruel 盆地 Casacnte 剖面 L*和 a*随深度变化的频谱分析（BW 为带宽）(Aziz et al., 2004)

图 5.28 西班牙东北部 Teruel 盆地 Casacnte 剖面 L*和 a*随两种时间序列(acp_{max} 和 acp_{min})变化的频谱分析(Aziz et al., 2004)

5.4.2.2 .红度的变化与亚洲季风的演化

Ji et al.（2005）的研究发现，近 2 万年以来青海湖 QH-2000 孔沉积物中的红度(沉积物在红色光反射中所占的比例)变化，同该孔孢粉浓度、总有机碳（TOC）和总氮（TN）含量具有很好的可比性（Shen et al..，2005）。呈现红度百分比高的阶段对应暖湿的气候，如图 5.29 中的全新世大暖期和中世纪暖期；而红度百分比低的阶段则对应于冷干的气候，如晚冰期阶段的红度百分比全新世阶段明显要低；此外 Younger Dryas、8.2ky 以及小冰期 LIA 这些冷期，其红度百分比均很低。Ji et al. (2005)认为，降水较多的时期，可使流域的侵蚀速率加快，径流作用加强，由此带入湖泊的氧化铁矿物增高，从而引起沉积物红度百分比的增高。相反，则红度百分比降低。因此，红度百分比指标可以用来反映亚洲季风的变化。依据红度的变化，Ji et al.（2005）探讨了近 2 万年以来东亚季风的演化过程：晚冰期季风相对较弱；

全新世中早期，东亚季风加强；晚全新世的 4200～2300cal aBP 阶段，气候相对较干，表明

图 5.29　晚冰期以来青海湖沉积物红度指标的变化（Ji et al.，2005）

LIA 为小冰期；MWP 为中世纪暖期；YD 为 Younger Dryas 冷期；BA 为 Bölling-Allerröd 暖期；数字 1、5、7、8 分别为冰筏事件（Bond et al.,1997）

季风减弱，但其后季风活动有所加强。通过频谱分析和对比季风的变化同太阳辐射的变化表明，青海湖所反映的亚洲季风的演化同太阳活动有关。

参　考　文　献

陈敬安，万国江. 1999. 云南洱海沉积物粒度组成及其环境意义辨识. 矿物学报, 19(2): 175~182

方小敏，韩永翔，马金辉等. 2004. 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, 49(11): 1084~1090

胡守云，邓成龙, Appel E, Verosub K. 2001. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义. 科学通报, 46: 1491~1494

类延斌，张成君，尚华明等. 2006. 青藏高原东北部希门错湖岩芯粒度特征及其环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 26(3): 3l~39

李炳元，张青松，王富葆. 1991. 喀喇昆仑山—西昆仑山地区湖泊演化. 第四纪研究, 1: 64~71

李炳元. 2000. 青藏高原大湖期.地理学报, 55(2): 174~182

李志明，吕金福，冷雪天等. 2000. 大布苏湖全新世沉积岩芯的粒度特征与湖面波动. 东北师大学报(自然科学版), 32(2): 1l7~l22

马玉贞，张虎才，李吉均, Pachur H J. 1998. 腾格里沙漠晚更新世孢粉植物群与气候环境演变. 植物学报, 40 (9): 871~879

彭金兰，张虎才，马玉贞. 1998. 腾格里沙漠晚更新世湖相沉积介形类及其环境意义. 微体古生物学报, 15 (1): 22~30

强明瑞，陈发虎，周爱锋，肖舜，张家武，金明. 2006. 苏干湖沉积物粒度组成记录尘暴事件的初步研究水第四纪研究. 26(6): 915~922

施雅风，孔昭宸，王苏民，等. 1992. 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), 22(12): 1300~1308

万世明，李安春, Stuut J-B W，徐方建. 2007. 南海北部ODP1146站粒度揭示的近20Ma以来东亚季风演化. 中国科学(D辑), 37: 761~770

王君波，朱立平. 2002. 藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义. 地理科学进展, 21(5): 459~467

王苏民，张振克. 1999. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报，44(6)：579~587

王云飞，胡守云，朱育新，等. 2005. 煤烟型大气污染的湖泊沉积记录研究. 中国科学（D辑），35（8）：775~780

吴艳宏，李世杰. 2004. 湖泊沉积物色度在短尺度古气候研究中的应用. 地球科学进展, 19: 789~792

张德二. 1984. 中国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. 中国科学(B辑), 3: 278~288

张家武，金明，陈发虎等. 2004. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去800年以来的降水变化. 科学通报, 1: 10~14

朱日祥，石采东, Suchy V,等. 2001. 捷克黄土的磁学性质及古气候意义. 中国科学(D), 31: 146~154

An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, Wu X H, Wang S M, Liu X D, Li X Q, Zhou W J. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon, Quat. Sci. Rev, 19: 743~762

Aziz H A, van Dam J, Hilgen F J, Krijgsman W. 2004. Astronomical forcing in upper miocene continental sequences: implications for the geomagnetic polarity time scale. Earth and Planetary Science Letters, 222: 243~258

Balsam W L, Deaton B C, Damuth J E. (1999). Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology*, 161:141~153

Biscaye P E, Grousset F E, Revel M et a1. 1997. Asian provenance of glacial dust(stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. Summit, Greenland. Journal of Geophysical Research, 102: 26765~26781

Bloemendal J, Oldfie1d F, Thompson R. 1979. Magnetic measurements used to assess sediment influx at Llyn Goddionduon. Nature, 280:

50~53

Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, deMenocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani G. 1997 . A pervasive millennial -scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278: 1257~1266

Boomer I, Aladin N, Plotnikov I, Whatley R. 2000. The palaeolimnology of the Aral Sea: a review. Quaternary Science Reviews, 19: 1259~1278

Bory A J-M, Biscaye P E, Svensson A et a1. 2002. Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at North GRIP, Greenland. Earth and Planetary Science Letters, 196(3-4): 123~134

Cahill R A. 1981. Geochemistry of Recent Lake Michigan Sediments. Vol. Circular 517, Illinois State Geological Survey.

Campbell C. 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Albeaa，Canada. Quaternary Research, 49: 96~l01

Charles D F, Whitehead D R, Engstrom D R, Fry B D, Hites R A, Norton S A, Owen J S, Roll L A, Schindler S L, Smol J P, Uutala AJ, White J R & Wise R J. 1987. Paleolimnological evidence for recent acidification of Big Moose Lake, Adirondack Mountains, N.Y. (USA). Biogeochemistry, 3: 267~296

Dahl S O, Nesje A. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. The Holocene, 4: 269~277

Dearing J. Flower R J. 1982. The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland, and its erosional significance. Limnol. Oceanogr, 27(5): 969~975

Dearing J A, Elner J K & Happey-Wood C M (Mrs. Wood D G E). 1981. Recent sediment flux and erosional processes in a Welsh upland lake catchment based on magnetic susceptibility measurements. Quat. Res, 16: 356~372

Eriksson M G, Sandgren P. 1999. Mineral magnetic analyses of sediment cores recording recent soil erosion history in Central Tanzania. Palaeogeography, alaeoclimatology, Palaeoecology, 152: 365~383

Flanders P. 1994. Collection, measurement, and analysis of airborne magnetic particulates from pollution in the environment. J Appl Phys, 75: 5931~5936

Gasse F, Arnold M, Fontes J-Ch, Fort M, Huc A, Li B, Liu F, Melieres F, Van Campo E, Wang F, Zhang Q. 1991. A 13,000 year climate record from western Tibet. Nature, 353:742~745

Hakanson L, Jansson M. 1983. Principles of Lake Sedimentology. Berlin: Springer Press, 101~117

Helmke J P, Schulz M, Bauch H A. 2002. Sediment-Color Record from the Northeast Atlantic Reveals Patterns of Millennial-Scale Climate Variability during the Past 500,000 Years. Quaternary Research, 57: 49~57

Hilton J, Lishman J P.1985. The effect of redox change on the magnetic susceptibility of sediments from a seasonally anoxic lake. Limnology and Oceanography,30: 907~909

Hounslow M W, Maher B A. 1999. Laboratory procedures for quantitative extraction and analysis of magnetic minerals from sediments. In: Walden J, Oldfield F, Smith J P, eds. Environmental Magnetism: a practical guide, *Quaternary Research Association*, Cambridge, UK. Extraction and Analysis of Magnetic Minerals from Sediments, 139~184

Hu, S Y. 1998. A magnetic study on lake sediments from Zoige Basin, Eastern Tibetan Plateau, China. Ph D thesis, Universitaet Tuebingen Attempto Service GmbH, 79~83

Hu S, Wang Y, Appel E, Zhu,Y, Hoffmann V, Shi C, Yu Y. 2003. Magnetic responses to acidification in Lake Yangzonghai, SW China. Physics and Chemistry of the Earth, 28: 711~717

Hu S Y, Appel E, Hoffmann V et al. 1998. Gyromagnetic remanence acquired by greigite during static three-axis AF demagnetization. Geophys J Int, 134:831~842

Hunt A. 1986. The application of mineral magnetic methods to atmospheric aerosol discrimination. Phys. Earth Planet Int., 42: 10~21.

Hunt A, Jones J M & Oldfield F. 1984. Magnetic measurements and heavy metals in atmospheric particulates of anthropogenic origin. Sci. Tot. Env, 33: 129~139

Ji J F, Shen J, Balsam W et al. 2005. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai–Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. Earth and Planetary Science Letters, 233: 61~70

Krainov M A, Kravchinsky V A, Peck J A, Sakai H, King J W, Kuzmin M I. 2001. Paleoclimate record of the Lake Baikal sediments with magnetic susceptibility studying result (in Russian). Russ. Geol. Geophys, 42: 87~97

Kravchinsky V A, Krainov M A, Evans M E et al. 2003. Magnetic record of Lake Baikal sediments: chronological and paleoclimatic implication for the last 6.7 Myr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 195: 281~298

Kutzbach J E, 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. Science, 214: 59~61

Leemann A, Niessen F. 1994a. Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually laminated sediments against hydrological and meteorological data. The Holocene, 4: 1~8

Leemann A, Niessen F. 1994b. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. The Holocene, 4: 259~268

Lie Ø, Dahl S O, Nesje A, Matthews J, Sandvold S. 2004. Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. Quaternary Science Reviews, 23: 1925~1945

Liu X Q, Dong H L, Yang X D, Herzschuh U, Zhang E L, Wang Y B. 2009. The late-Holocene forcing of Asian winter and summer monsoon on the Northern Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters, 280: 276~284

Liu X Q, Herzschuh U, Shen J, Jiang J F, Xiao X Y. 2008.Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China. Quaternary Research, 70: 412~425

Lowenstam H A. 1981. Minerals formed by organisms. Science, 211: 1126~1131

Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, Imbrie J, Moore T C, Jr, Shackleton N J. 1987. Age dating and the orbital ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1~29.

Matthews J A, Berrisford M S, Quentin Dresser P, Nesje A, Dahl S O, Bjune A E, Bakke J, Birks H, Birks J B, Lie Ø, Dumayne-Peaty L, Barnett C. 2005. Holocene glacier history of Bjørnbreen and climatic reconstruction in central Jotunheimen, Norway, based on proximal glaciofluvial stream-bank mires. Quaternary Science Reviews, 24: 67~90.

Matthews J A, Dahl S O, Nesje A, Berrisford M S, Andersson C. 2000. Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. Quaternary Science Reviews, 19: 1625~1647.

Moreno A, Cacho I, Canals M, et al. 2002. Saharan dust transport and high latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record.Quat Res, 58: 318~328

Mortlock R A, Froelich P N. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research*, 36: 1415~1426.

Nesje A, Dahl S O. 1991a. Late Holocene glacier fluctuations in Bevringsdalen Jostedalsbreen region western Norway (ca 3200–1400 BP). The Holocene, 1: 1~7

Nesje A, Dahl S O. 1991b. Holocene glacier variations at Blåsen, Hardangerjøkulen, central southern Norway. Quaternary Research, 35: 25~40

Nesje A, Matthews J A, Dahl S O, Berrisford M S, Andersson C. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. The Holocene, 11: 267~280

Norton S A, Bienert R W, Jr, Binford M W, Kahl J S. 1992. Stratigraphy of total metals in PIRLA sediment cores. J. Paleolimnology, 7: 191~214

Oldfield F. 1990. Magnetic measurements of recent sediments from Big Moose Lake, Adirondack Mountains, N.Y., USA.Journal of paleolimnology, 4: 93~101

Oldfield F, Barnosky C, Leopold E B, Smith J P. 1983. Mineral magnetic studies of lake sediments. Hydrobiologia, 103: 37~44

Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, el a1. 2005. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain—size distribution ofcore sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north—central China. Each and Planetary Science Letters, 233: 467~479

Peters C. 1995. Unravelling magnetic mixtures in sediments, soils and rocks, Ph.D. Thesis, University of Edinburgh

Pettke T, Halliday A N, Hall C M, et a1. 2000. Dust production and deposition in Asia and the north Pacific Ocean over the past 12 Myr.

Earth and Planetary Science Letters, 178(3~4): 397~413

Prins M A, Bouwer L M, Beets C J, et al. 2002. Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: inferences from unmixing of sediment distributions. Geology, 30: 555~558

Prins M A, Vriend M, Nugteren G., Vandenberghe J, Lu H Y, Zheng H B, Weltje G. J. 2006. Late Quaternary aeolian dust input variability on the Chinese Loess Plateau: inferences from unmixing of loess grain-size records. Quaternary science reviews, 26: 230~242

Sandgren P, Snowball I. 2001. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. In, Last, W.M., and Smol, J.P., eds. Tracking environmental changes using lake sediments volume 2: physical and geochemical methods. Kluwer academic publishers, pp217~237

Sandgren P, Risberg J, Thompson R. 1990. Magnetic susceptibility in sediment records of Lake Ådran. Eastern Sweden, correlation among cores and interpretation. J Paleolimn, 3: 129~141

Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time- scale based on ODP Site 677. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci., 81: 251~261

Shen J, Liu X Q, Wang S M, Matsumoto R. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. Quaternary International, 136: 131~140

Snowball I F, Thompson R. 1988. The occurrence of greigite in sediments from Loch lomond. J Quaternary Sci., 3: 121~125

Souch C. 1994. A methodology to interpret downvalley lake sediments as records of Neoglacial, activity Coast Mountains, British Columbia Canada, Geografiska Annaler, 76(A): 169~185

Stuut J-B W, Prins M A, Schneider R R, et al. 2002. A 300-ka record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic.Mar Geol, 180: 221~233

Syers J K, Chapman S L, Jackson M L, Rex R W, Clayton R N. 1968. Quartz isolation from rocks, sediments and soils for determination of oxygen isotopes composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 1022~1025

Thompson R, Battarbee R W, O'Sullivan P E, Oldfield F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. Limnology and Oceanography, 20: 687~698

Thompson R, Bloemendal J, Deartng J A, Oldfield F, Rummery T A, Stober J C, Turner G M. 1980. Environmental applications of magnetic measurements. Science, 207: 481~486.

Thompson R, OldfieId F. 1986. Environmental Magnetism. London: Allen & Unwin

Vance R E, Mathewes R W, Clague J J. 1992. 7000 year record of lake-level change on the northern Great Plains: A high resolution proxy of past climate. *Geology*, 20: 879~882

Verosub K L, Roberts A P. 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. J. Geophys. Res., 100: 2175~2192.

Walden J, Smith J P, Dackombe D V. 1987. The use of mineral magnetic. analyses in the study of glacial diamicts: a pilot study. Journal of Quaternary Science, 2:73~80.

Walden J, Smith J P, Dackombe R V. 1992. Mineral magnetic analyses as a means of. lithostratigraphic correlation and provenance indication of glacial diamicts: intra- and inter-unit variation. J. Quat. Sci, 7: 257~270

Wang Y J, et al. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308: 854~857.

Weltje G J, Prins M A. 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. Sedimentary Geology, 202: 409~424

Weltje G J, Prins M A. 2003. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. Sediment Geol, 162: 39~62

Weltje G J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical–statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. Journal of Mathematical Geology, 29: 503~549

Williams D F, Peck J A, Karabanov E B, Prokopenko A A, Kravchinsky V A, King J W, Kuzmin M I. 1997.Lake Baikal Record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years. Science, 278: 1114~1117

Xiao J L, Inouchi Y, Kumai H, Yoshikawa S, Kondo Y, Liu T S, An Z S. 1997. Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. Quaternary Research, 48: 48~57

Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, Yang X L, Liang W D, Inouchi Y. 2004. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history, Quat. Sci. Rev., 23: 1669~1679

Yu L, Oldfield F. 1993. Quantitative sediment source ascription using magnetic measurements in a reservoir–catchment system near Nijar, S.E. Spain, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 441~454

Yung Y L, Lee T, Wang C H, et a1. 1996. Dust: A diagnostic of the hydrologic cycle during the Last Glacial Maximum. Science, 271: 962~963

Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, Chen G J, Feng Z D, Li B, Fan H F, Chang F Q, Lei G L, Wünnemann B. 2004. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 211: 45~58

Zhang H C, Ma Y Z, Wünnemann B, Pachur H J. 2000. A Holocene climatic record from arid Northwestern China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 162: 389~401

Zhang H C, Wünnemann B, Ma Y Z, Pachur H J, Li J J, Qi Y, Chen G J, Fang H B. 2002. Lake level and climate change between 40,000 and 18,000 ^{14}C years BP in Tengger Desert, NW China. Quaternary Research, 58: 62~72

Xiao J L, Porter S C, An Z S, Kumai H, Yoshikawa S.1995. 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, 43:22–29

本章图表，全为黑白（**作者注**）

表　5.1 具有不同基岩湖泊沉积物质量磁化率特征（Thompson et al., 1986）

湖名	地点	基岩岩性	质量磁化率(x)
Hawes Water	英格兰北部	灰岩	0.4
Loch Garten	苏格兰	片岩/花岗岩	0.4
High Furlong	英格兰	泥灰岩	0.5
Roos	英格兰	白垩	1.0
Mellynllyn	威尔士	板岩	1.2
Kiteenjarvi	芬兰东部	片岩	4.0
Kingshouse	苏格兰	花岗岩	6.7
Uuokonjarvi	苏格兰东部	花岗岩/片麻岩	9.0
Geirionydd	威尔士北部	板岩/流纹岩	20.0
Windermere	英格兰北部	板岩/安山岩	22.0
Loch Davan	苏格兰	片岩/花岗岩	50.0
Bjorkerods-Moss	瑞典南部	片麻岩/粒玄岩	100.0
Loch Lomond	苏格兰南部	片岩/玄武岩	130.0
Barrine	澳大利亚	玄武岩	200

表5.2　湖泊沉积物外源铁磁性矿物的类型及其来源（据Thompson et al., 1986）

来源	源区	搬运方式	矿物类型
基岩	湖泊集水区	河流、片流、边坡移动	磁铁矿、赤铁矿、磁黄铁矿
土壤	湖泊集水区或远离集水区	冲刷作用或风	不纯的磁铁矿、磁赤铁矿、针铁矿、赤铁矿
火山灰	远离集水区	风	磁铁矿
石油燃料	湖泊集水区	河流等	磁铁矿/赤铁矿

表5.3　常见的顺铁磁性矿物的质量磁化率（据Thompson et al., 1986）

矿物	质量磁化率(x)	矿物	质量磁化率(x)
角闪石	60－100	鲕绿泥石	～90
菱铁矿	～100	绿帘石	～30
辉石	5－100	黄铁矿	～30
黑云母	5－95	蒙脱石	～5
绿皂石	～90	伊利石	～15

表5.4　湖泊沉积物中常见的内外源抗磁铁性矿物（据Hakanson et al.,1983）

矿物	外源	内源	矿物	外源	内源
石英	X		文石	x	X
长石	X		镁方解石		X
高岭石	X		一水方解石		X
蛋白石		X	磷灰石	X	x
方解石	X	X	萤石		X
白云石	X	?			

X：主要来源；x：次要来源；？：可能来源

表5.5　新疆卡拉库里湖KL1、KL2钻孔每根岩芯的深度

KL1	深度（cm）	Kl2	深度（cm）
KL1－1	0～144	KL2－1	0～102
KL1－2	128～310	KL2－2	102～288
KL1－3	288～454	KL2－3	288～476
KL1－4	414～592	KL2－4	474～652
KL1－5	534～706	KL2－5	650～826
KL1－6	650～822	KL2－6	824～880
KL1－7	812～880		

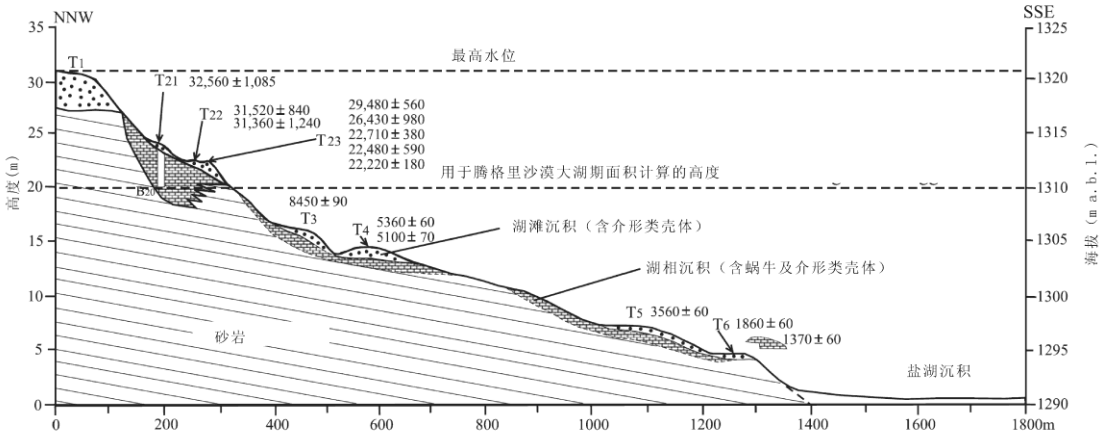


图 5.1 甘肃省民勤县白碱湖湖岸阶地剖面及测年（Zhang 等，2004）

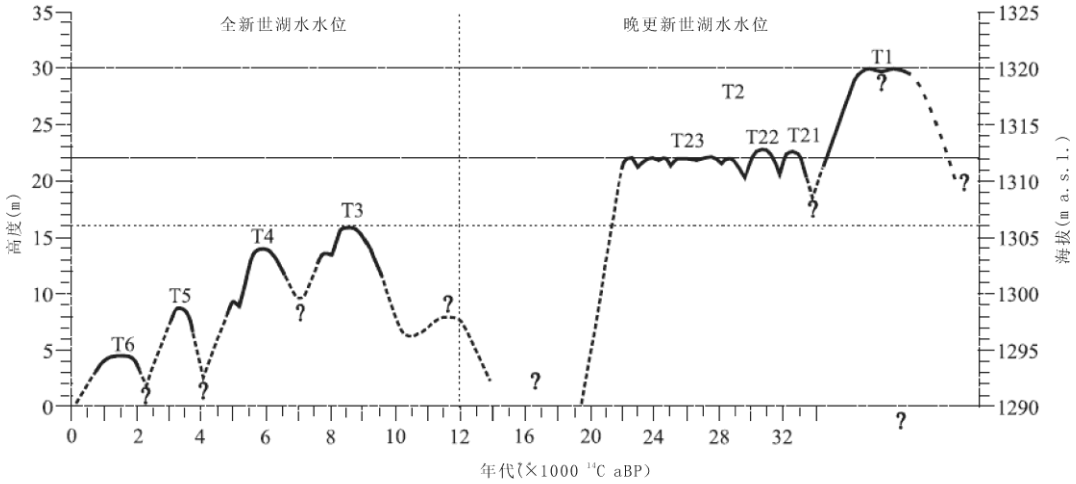


图 5.2 根据白碱湖湖岸阶地进行的腾格里沙漠古湖水位的重建

（实线为根据阶地测量的水位；虚线为推测的水位波动）（Zhang 等，2004）

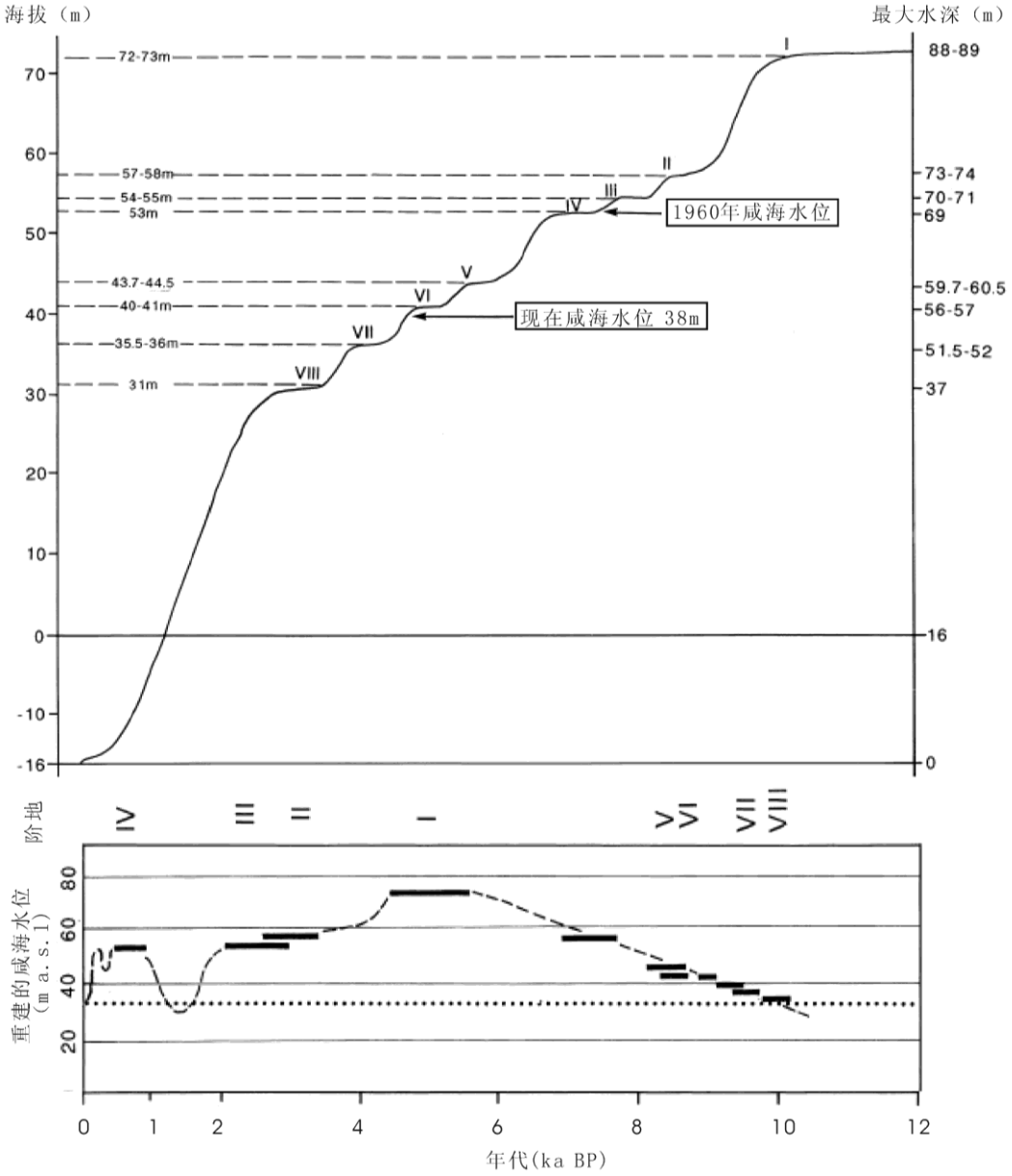


图 5.3 利用咸海湖岸阶地重建的咸海水位波动 (Boomer 等, 2000）

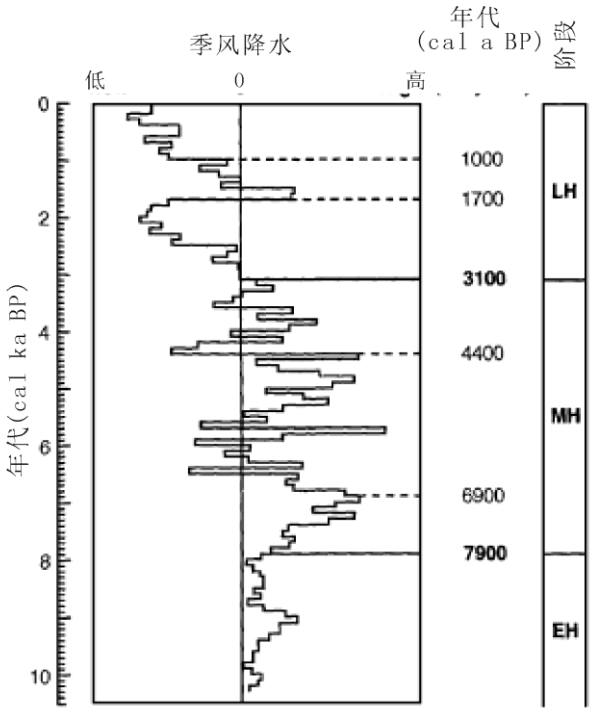


图 5.4　内蒙古岱海沉积物粒度变化及其判识的全新世东亚季风和降水变化

纵线“0”代表整个钻孔沉积物中值粒径的平均值，纵线“0”以右代表中值粒径大于平均中值粒径；纵线“0”以左代表中值粒径小于平均中值粒径(Peng et al., 2005)

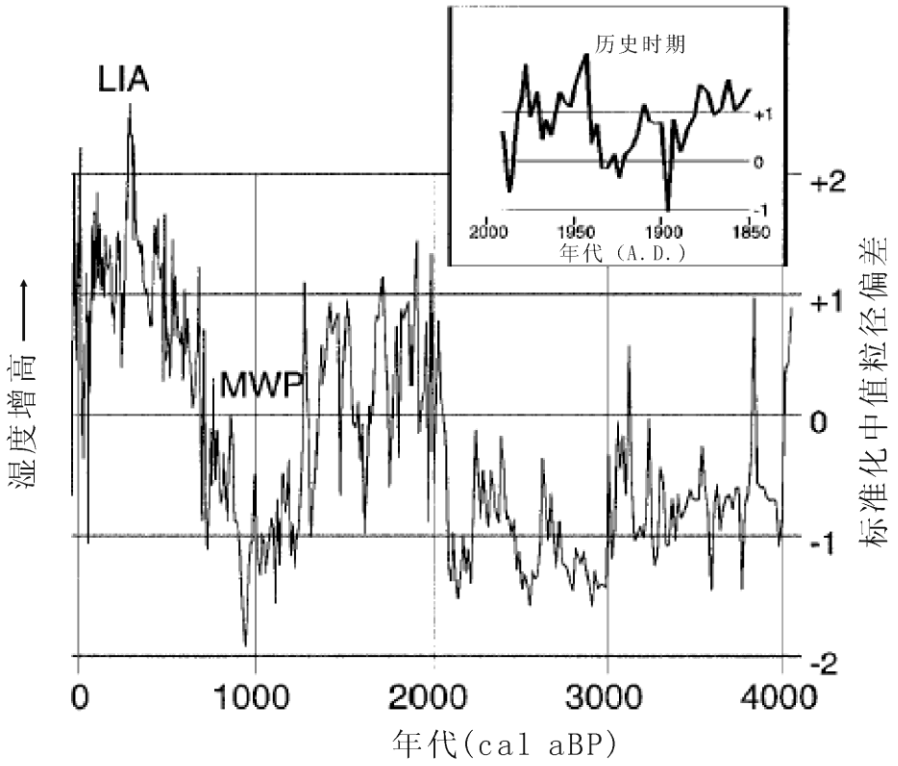


图 5.5　加拿大艾伯塔南部 Pine 湖反映的晚全新世干湿变化（Campbell，1998）

（图中曲线为标准化中值粒径（$x' = (x - \bar{x}) / \bar{x}$）曲线；右上角为历史时期标准化中值粒径变化曲线；LIA 为小冰期；MWP 为中世纪暖期）

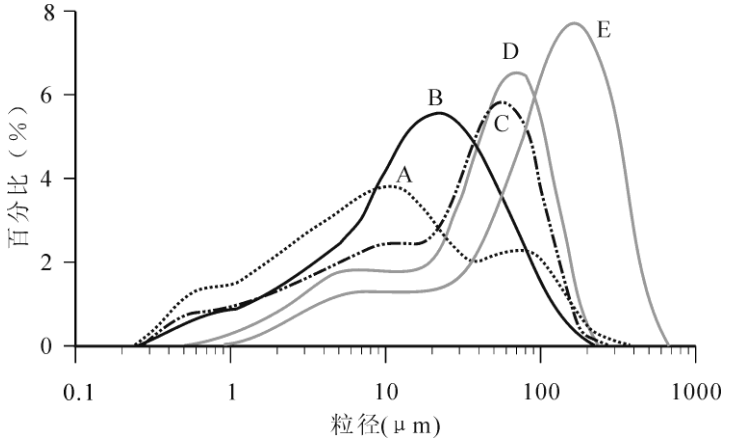


图5.6 新疆乌伦古湖地区不同沉积物的粒度分布特征（Liu et al.，2008）

A、B、C为乌伦古湖WLG-2004孔沉积物；D为乌伦古湖湖区俘获的风成物质；E为乌伦古湖南部准噶尔盆地古尔班通古特沙漠的风成砂。WLG－2004孔沉积物的粒度特征大部分（91%）属于B种类型。

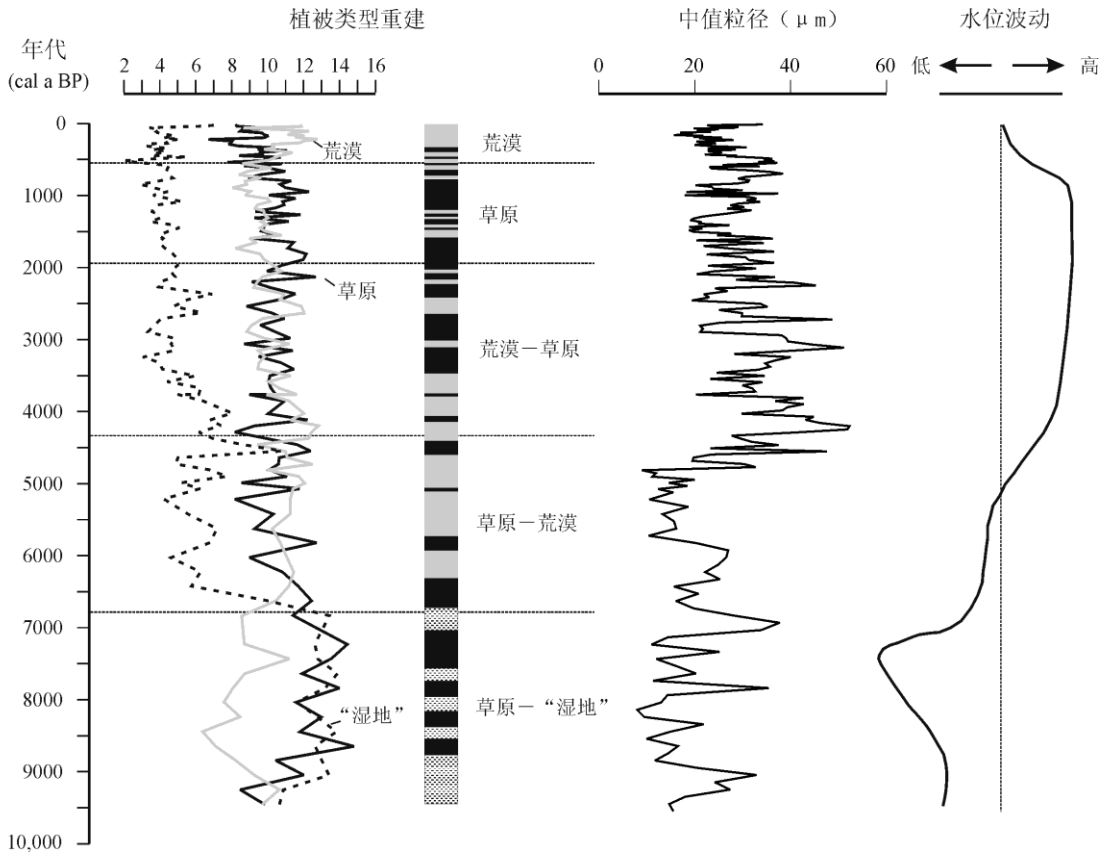


图 5.7 近 10000 年以来新疆乌伦古湖植被类型、粒度及水位波动（据 Liu et al.，2008 修改）

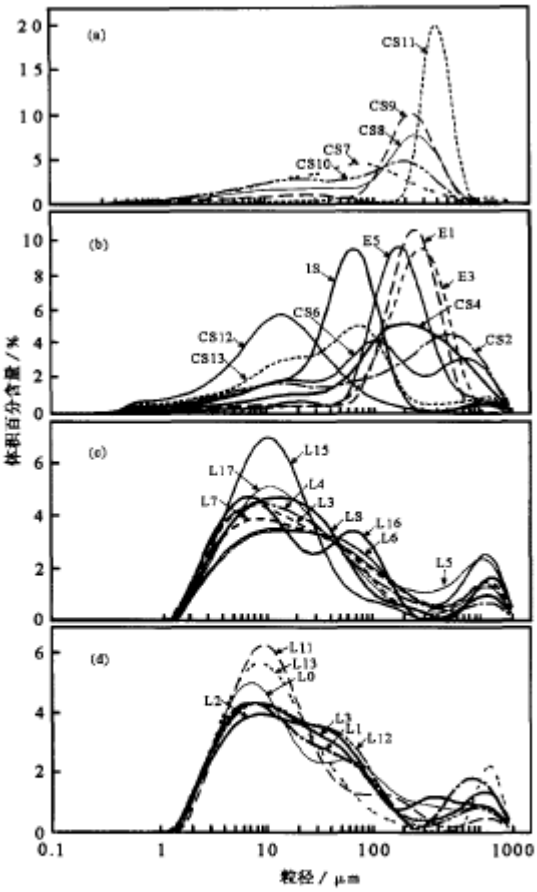


图5.8　苏干湖流域和表层样品粒度分布 (强明瑞等,2006)

(a) 冲沟样品; (b) 风蚀-风积地表样品; (c) 东西向湖泊表层样品; (d) 南北向湖泊表层样品

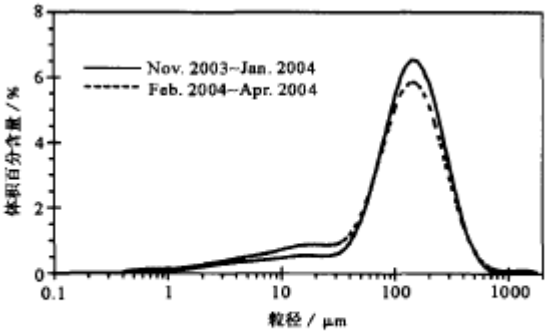


图5. 9　冷期气象站季节降尘样品粒度分布 (强明瑞等,2006)

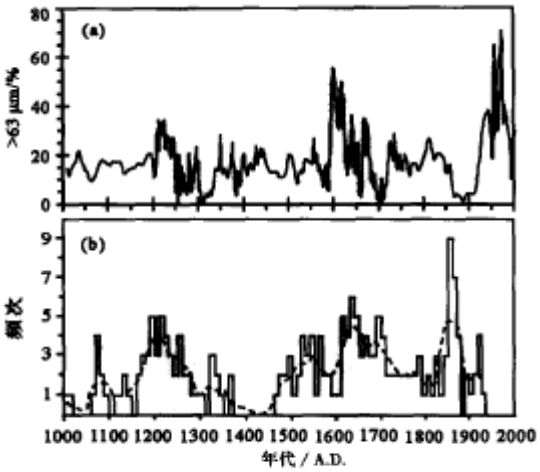


图5.10　利用苏干湖恢复的近1000年以来的尘暴演化历史(a)　(强明瑞等,2006)
及其与历史文献记载的降尘记录（b）（张德二，1984）

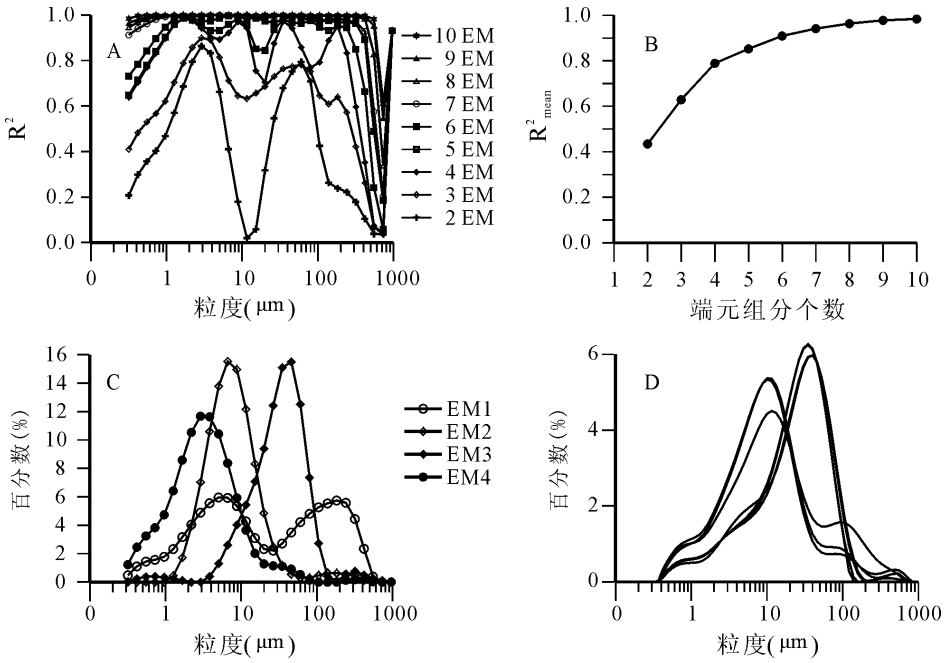


图 5.11 青藏高原可可西里库赛湖钻孔沉积物粒度组成的端元组分分析(A,B,C)
及冬季风成物粒度特征(D)

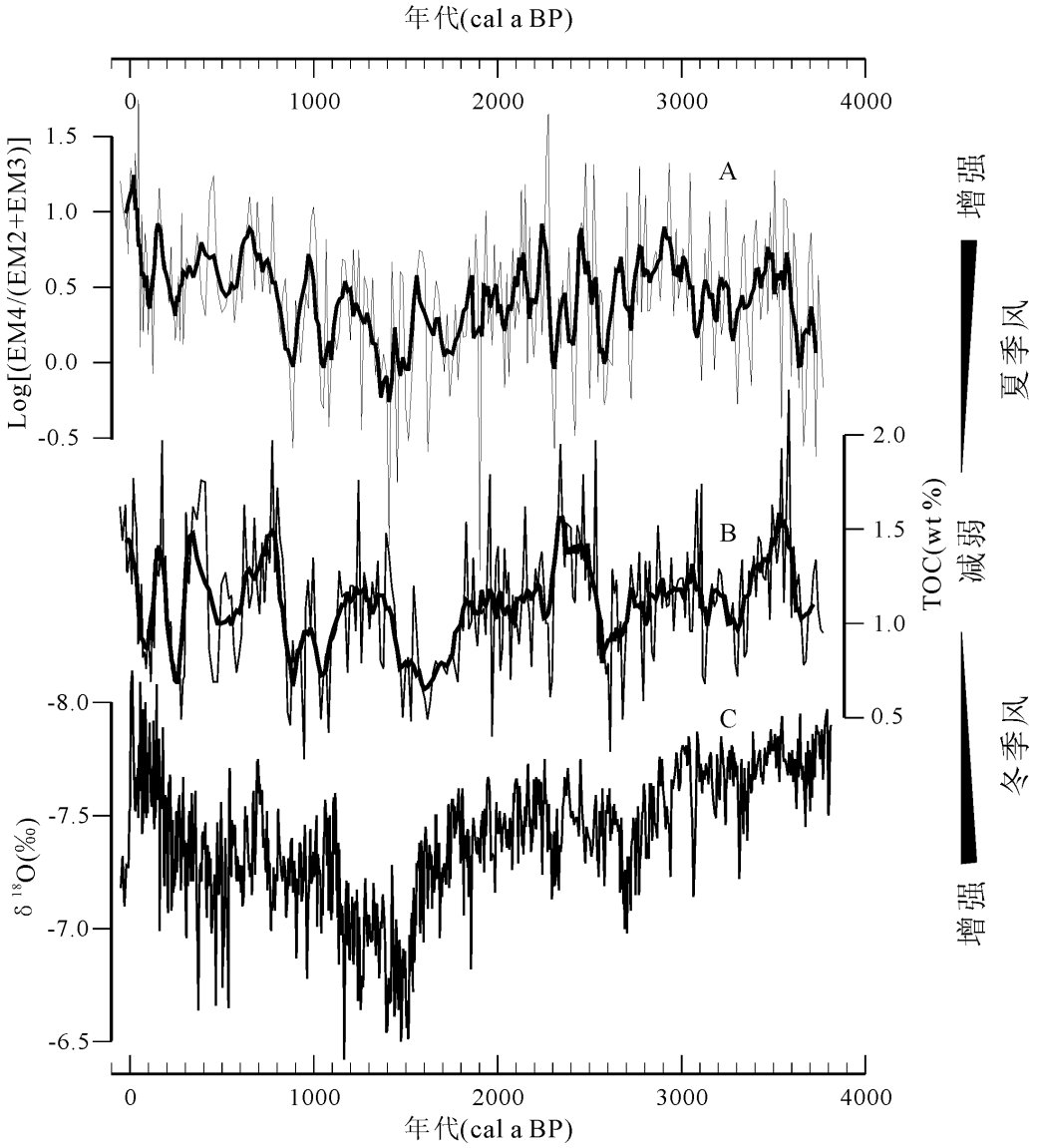


图5.12　青藏高原北部可可西里地区库赛湖沉积物湿度指数HI（A）和TOC（B）反演的近4000年以来的气候变化（Liu et al.,2009）及其与贵州董哥洞石笋$\delta^{18}O$记录（C）对比（Wang等., 2005）

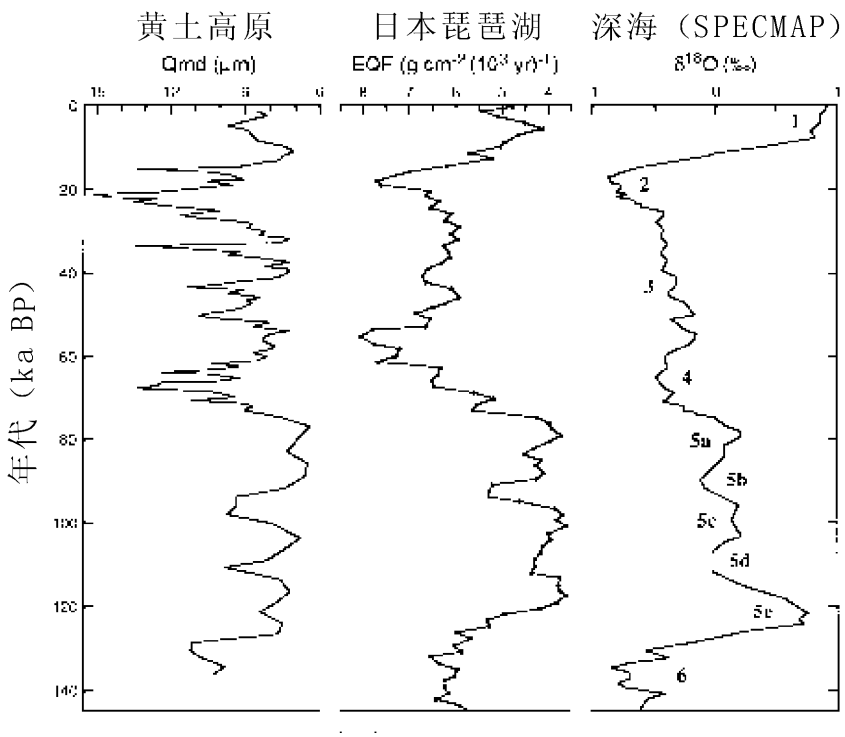


图 5.13　145000 年以来日本琵琶湖风成石英通量[EQF，g cm^{-2} $(10^3\ yr)^{-1}$]记录（Xiao et al.，1997）及其与中国黄土石英中值粒径（Qmd）记录（Xiao et al.1995）和深海 SPECMAP $\delta^{18}O$（Martinson et al.，1987）记录的

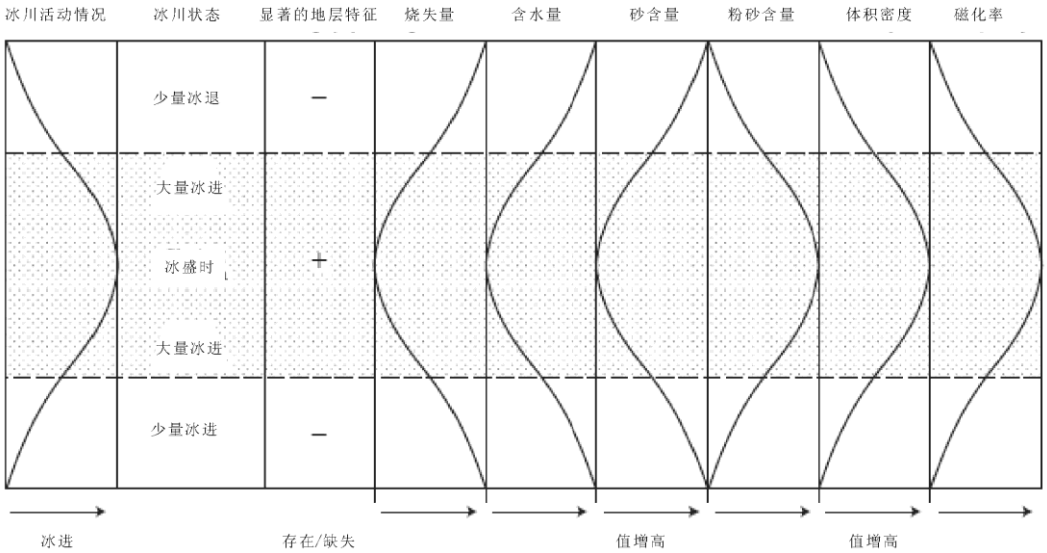


图5.14　一次简单的冰进退期冰河岸边泥潭沉积物指标变化示意图（Matthews et al.，2005）

.阴影部分表示冰川形成的显著地层特征时期

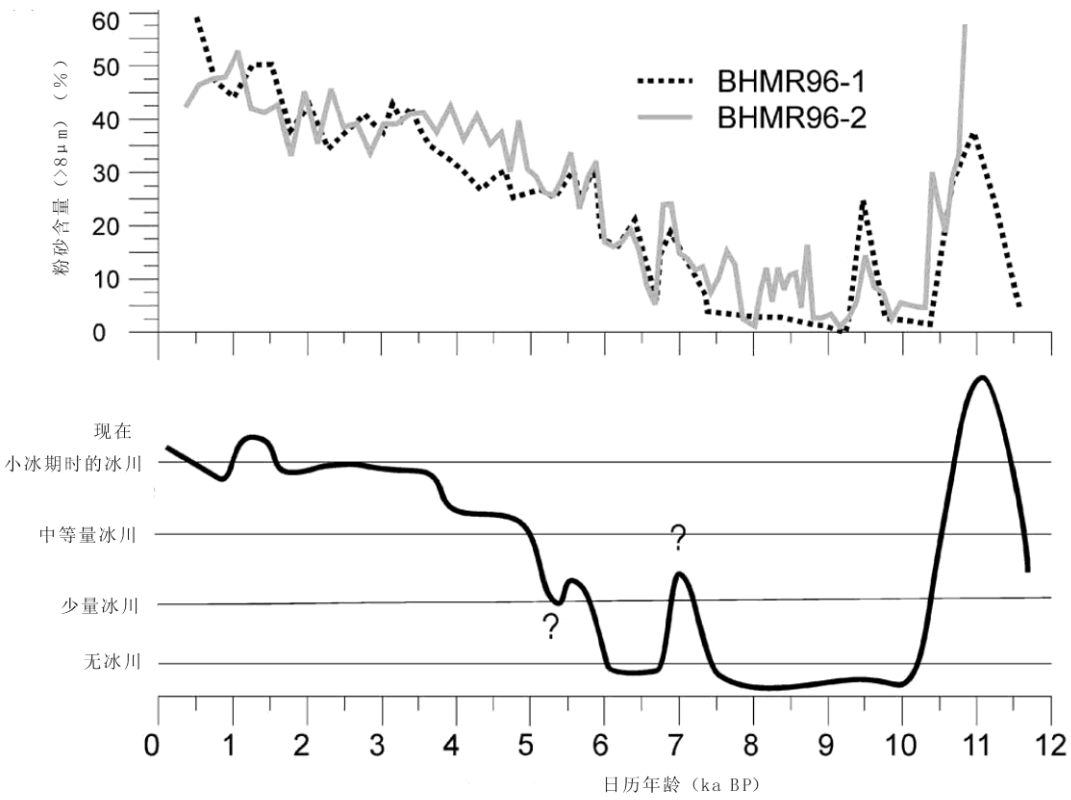


图5.15　利用挪威中南部Bukkehåmmårtjørna冰湖沉积钻孔（BHMR96-1和BHMR96-2孔）粉砂含量（>8μm）恢复的Bukkehåmmårbreen冰川活动状况(Lie et al.,2005)

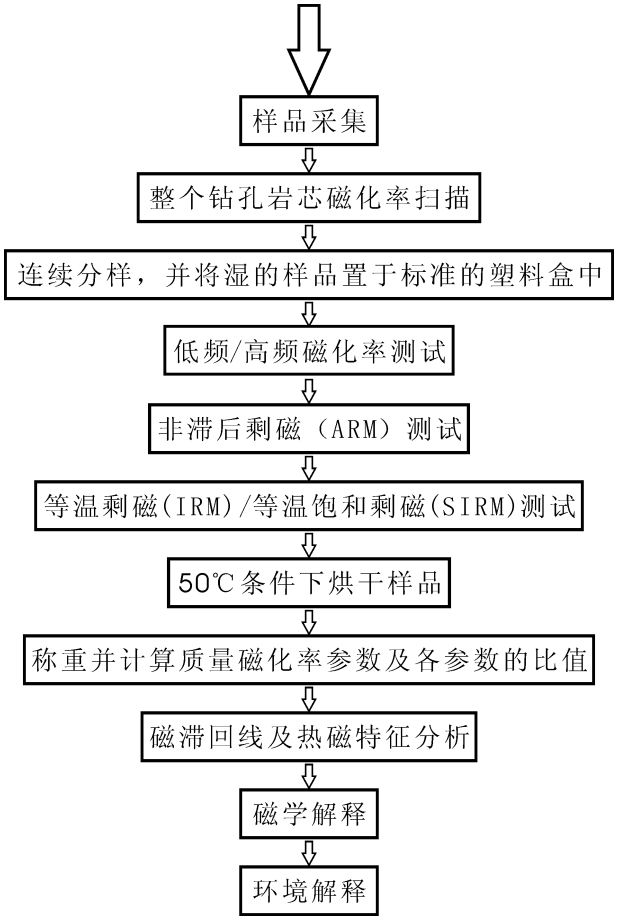


图5.16 湖泊沉积物磁学分析流程（据Sandgren et all.,2001）

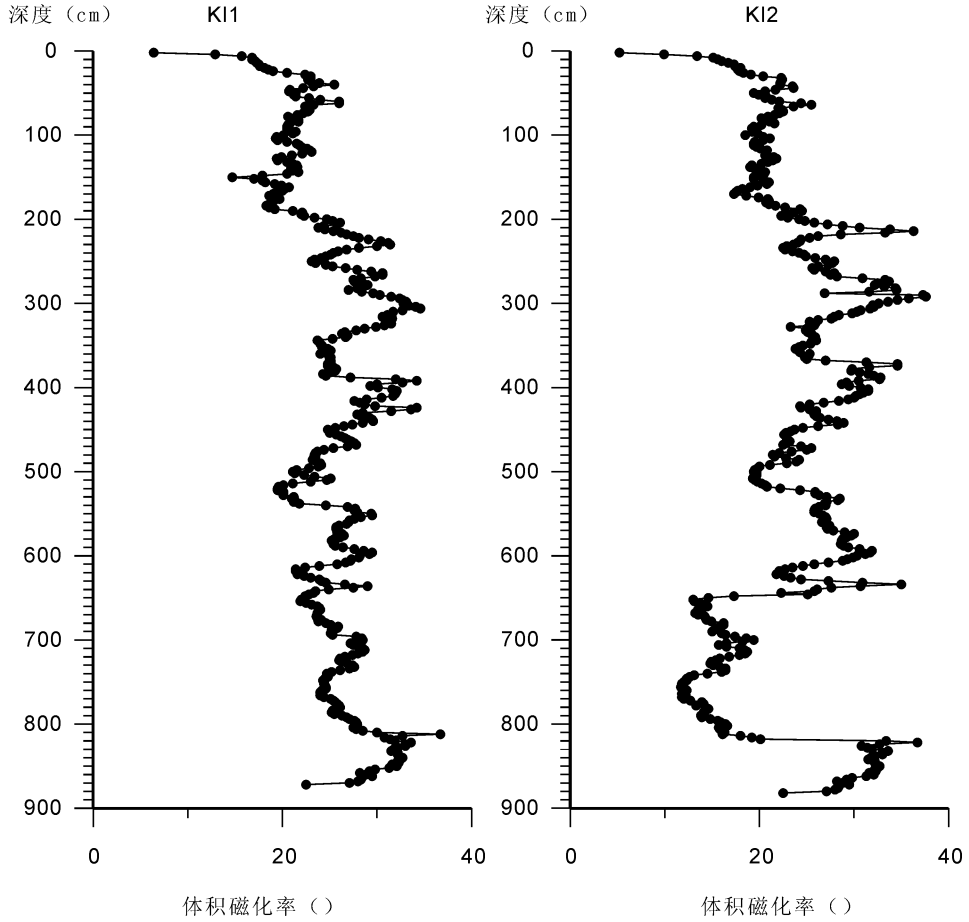
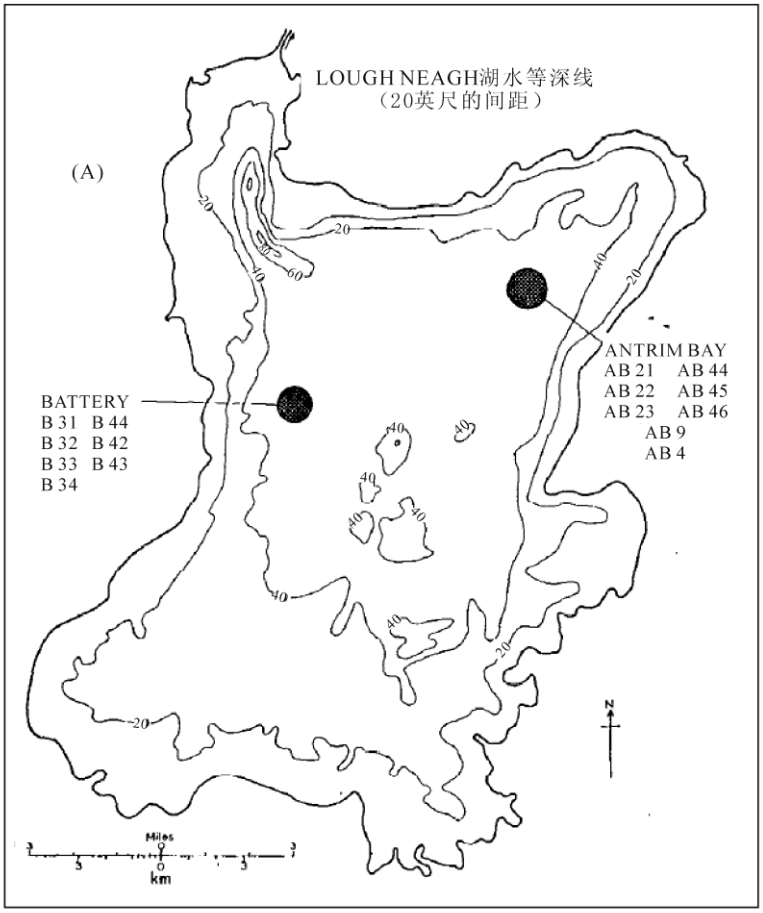


图5.17　新疆卡拉库里湖KL1和KL2孔磁化率变化的对比



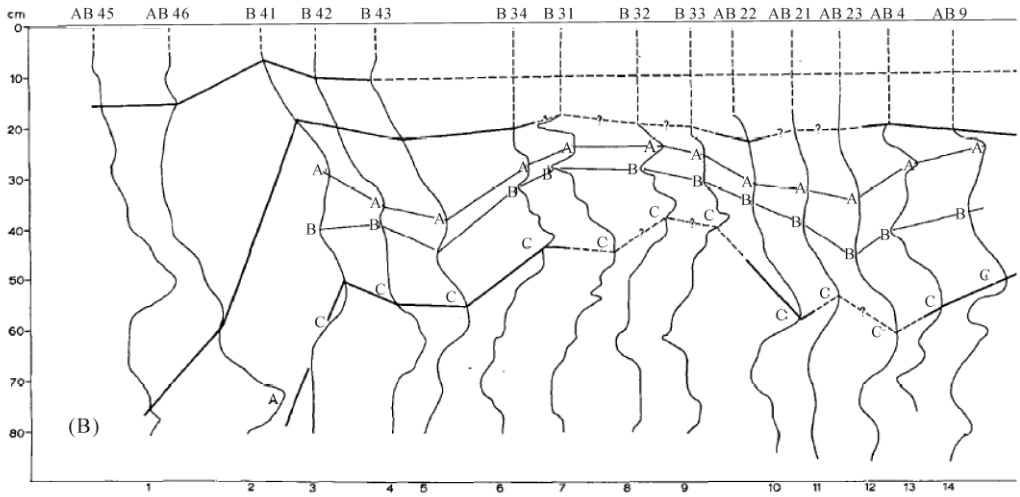


图5.18　北爱尔兰LOUGH NEAGH湖14个沉积岩芯的采样位置（A）及磁化率随深度的变化（B）

(Thompson et al.,1975）

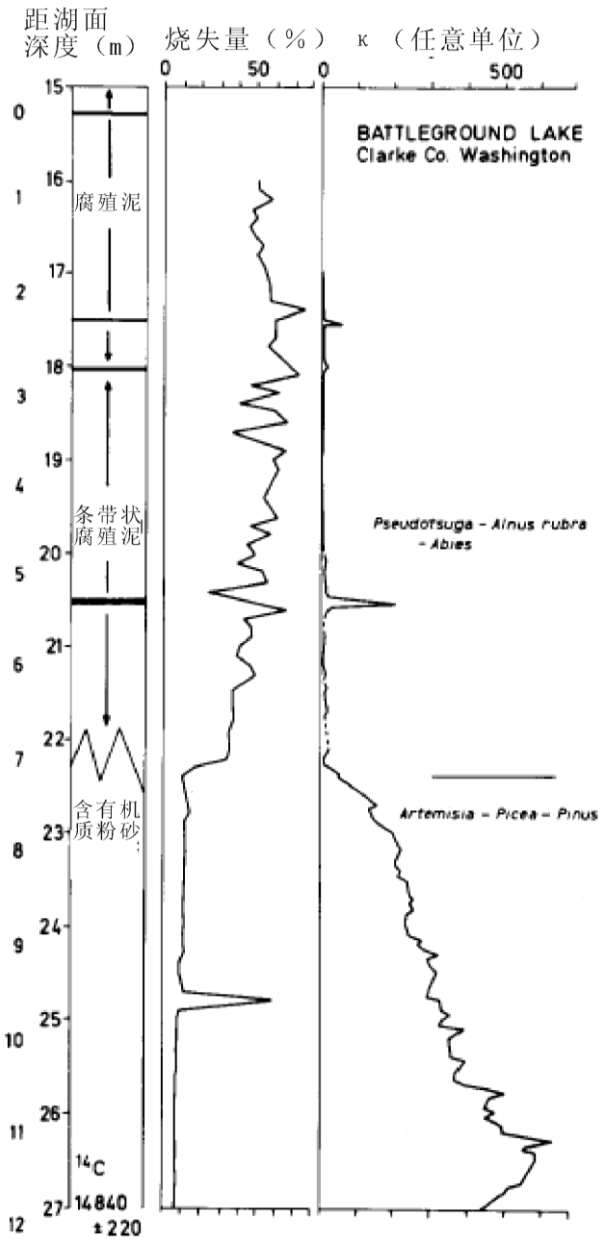


图5.19　美国南华盛顿州Battleground湖钻孔地层、烧失量及体积磁化率（Oldfield et al.,1983）

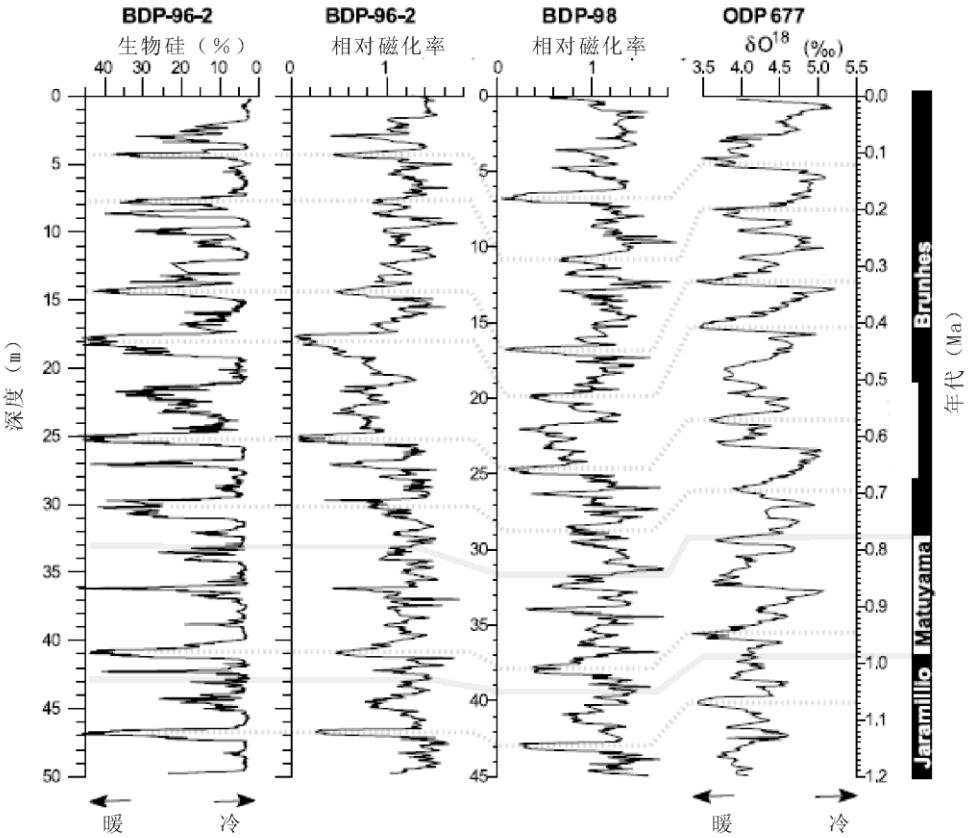


图5.20　贝加尔湖BDP-98孔磁化率(Kravchinsky et al., 2003)、BDP-96-2孔生物硅(Willians et al., 1997)及磁化率(Krainov et al., 2001)及其与深海ODP-667孔氧同位素(Shackleton et al., 1990)的对比

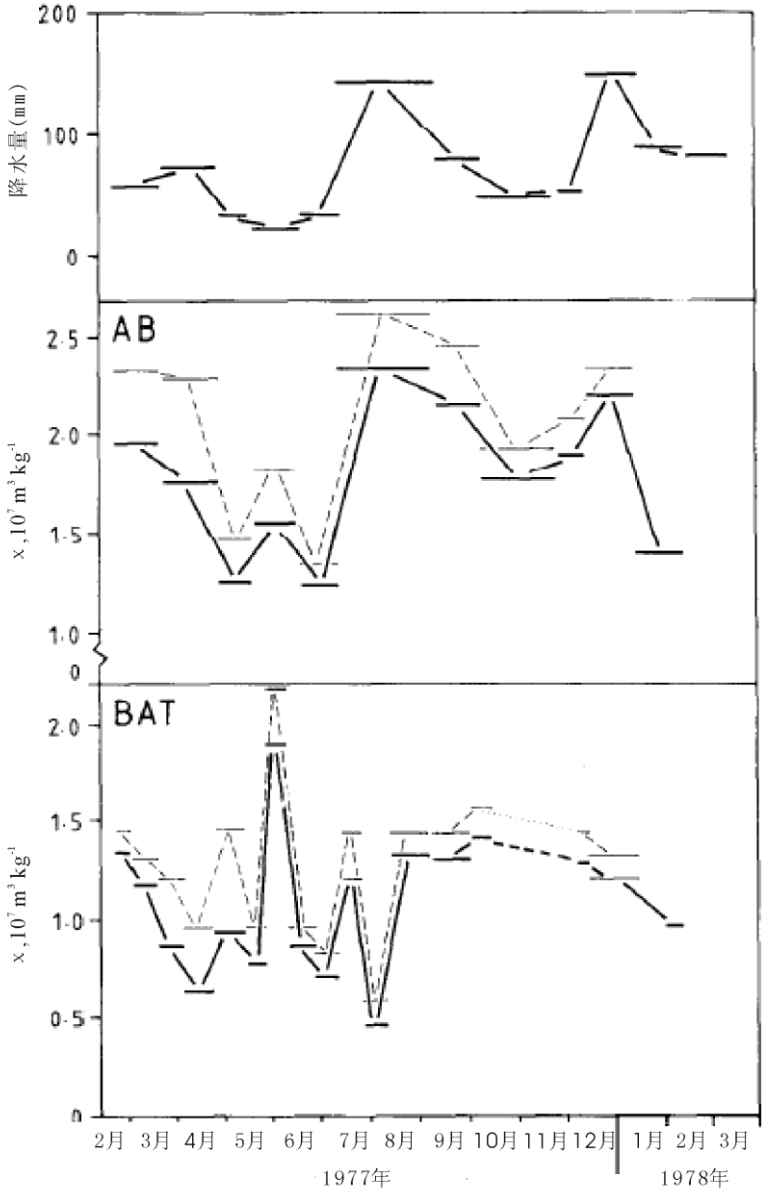
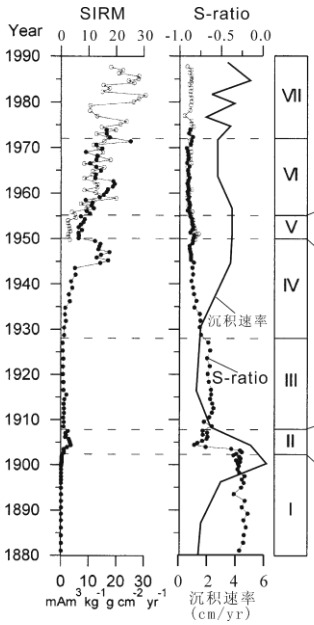


图 5.21 冰岛北部 Lough Neagh 湖 Antrim Bay(AB)和 Battery(BAT)点磁化率及其与降水量的关系. 图中实线和曲线分别是根据内源矿物和外源输入基质计算得到的磁化率 (Dearing et al.,1982)



	磁化率特征	土壤侵蚀	盆地环境	降水特征	人类活动
VII	磁通量很高，但波动较大；S 比较低	土壤侵蚀很强并有增强趋势	浅湖	70年代和80年代早期，降水量处于平均水平，80年代中后期，气候湿润1980年	1973年实施土地保护，1979年禁牧封育
VI	磁通量逐步增高但波较大；S比较低	土壤侵蚀强度加强并达到很高	湖泊	降水量处于平均水平之上，部分年份具有很高的降水	独立后反对土地保护，牲畜数量增加
V	磁通量较低；S比略有增高	中等强度的土壤侵蚀	湖泊	干旱的气候条件	实施土地保护禁止植被砍伐
IV	磁通量逐步增高，但S比降低	土壤侵蚀强	湖泊	30年代降水处于平均水平，40年代气候总体较干	植被砍伐
III	磁通量较低，可能由部分分解作用造成，S比中等	中等强度土壤侵蚀并有小幅波动。环境相对稳定	湖泊发展期，偶尔为浅湖		
II	磁通量出现小的峰值，S比有所降低	土壤侵蚀强度增强	向湖泊环境转化		
I	特别低的磁通量；磁性矿物被分解；S比很高	环境可能相对稳定	季节性的泛滥沼泽	十九世纪90年代，气候干旱	十九世纪90年代严重的家畜瘟疫

图5.22 100年来坦桑尼亚中部Haubi湖的磁学参数及流域的土壤侵蚀特征、盆地环境、降水特征及人类活动

(据Eriksson et al., 1999）

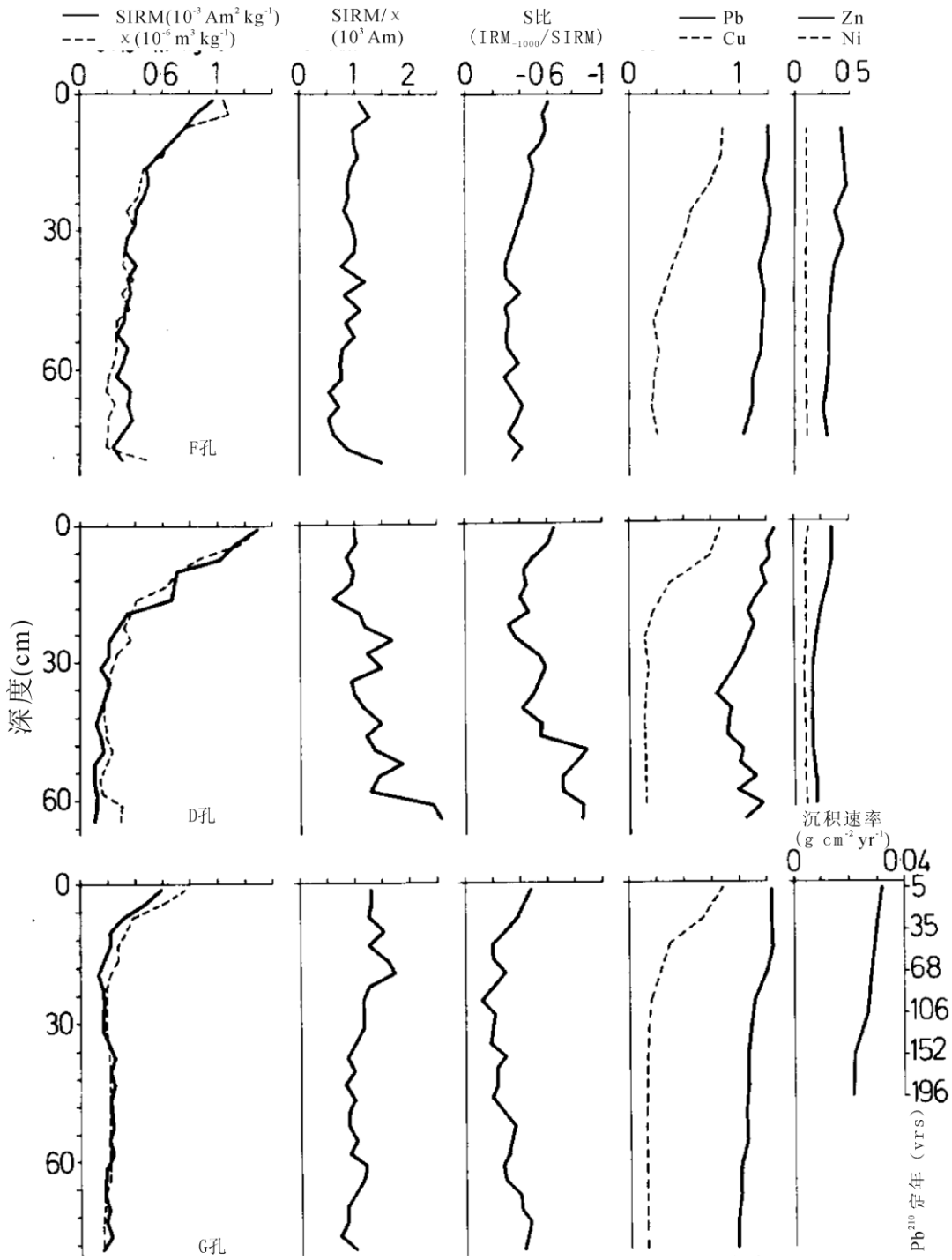


图 5.23 英国 Newton Mere 湖浅孔磁化率及重金属元素变化（Oldfieldet al., 1983）

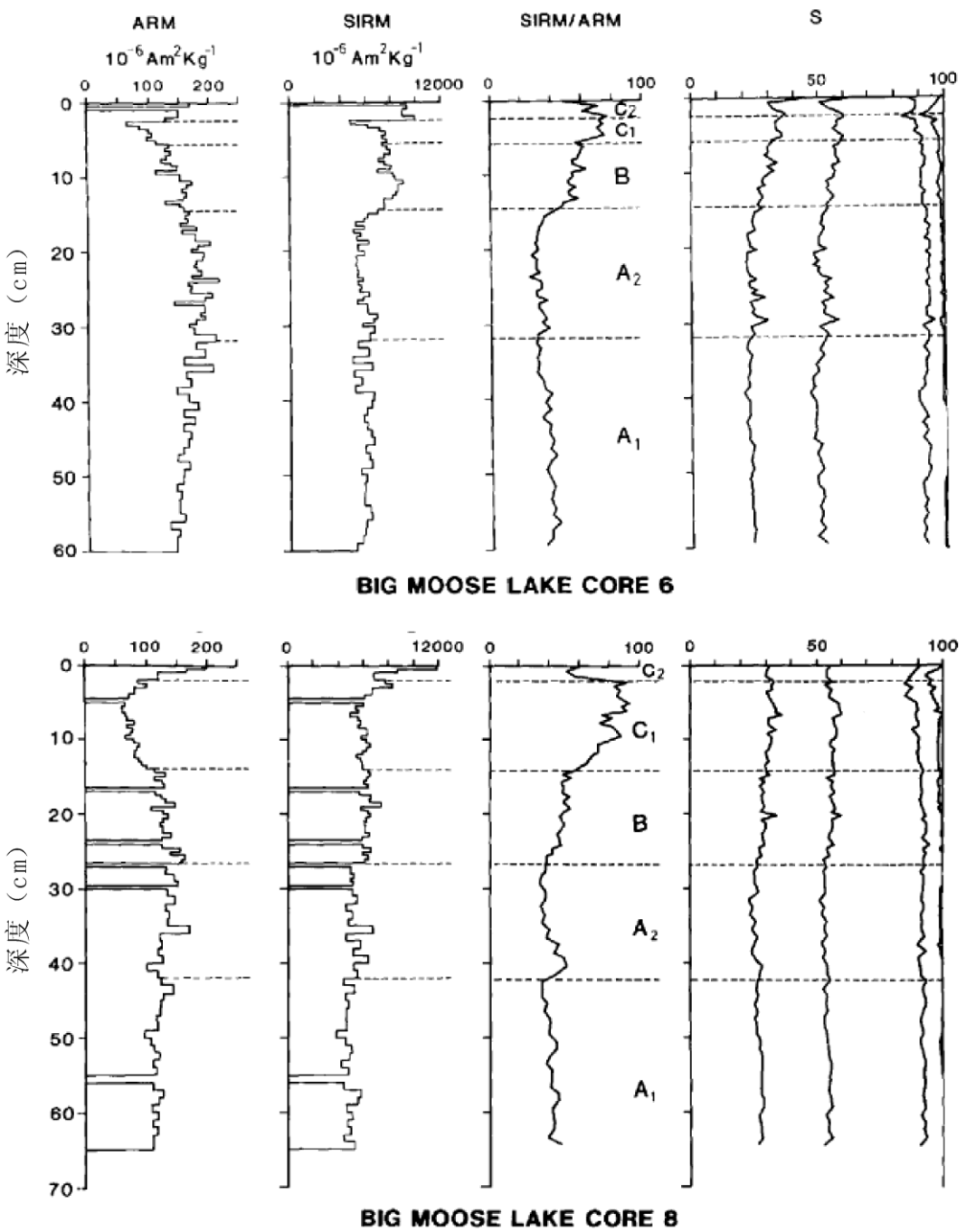


图 5.24 美国纽约州 Adirondack 地区的 Big Moose 湖 Core 6 和 Core 8 孔磁学参数变化 (Oldfield, 1990）

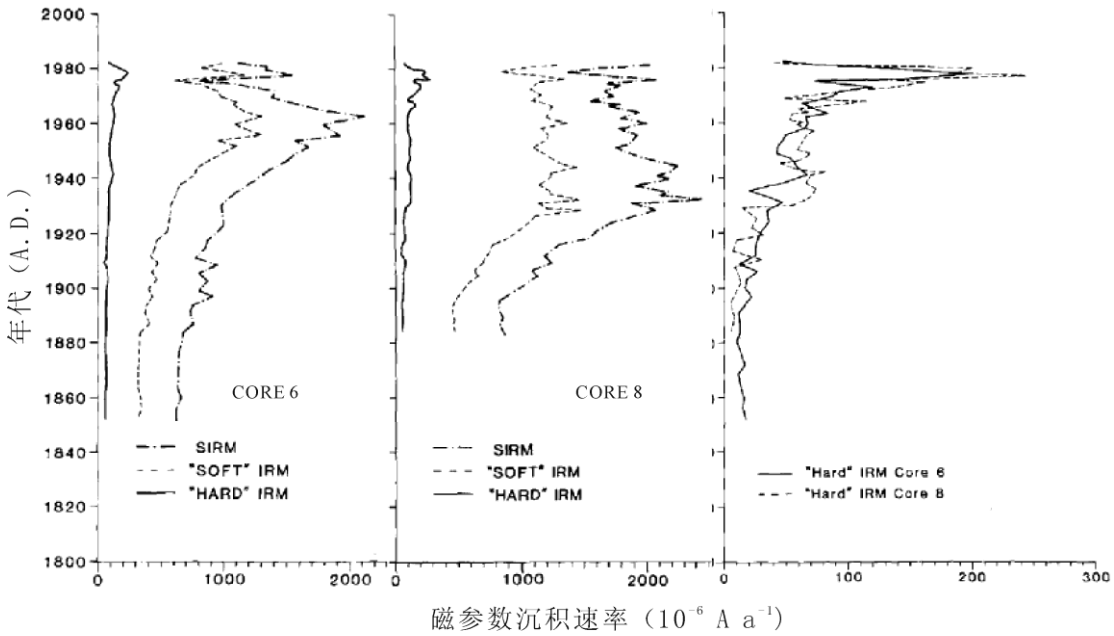


图 5.25 美国纽约州 Adirondack 地区的 Big Moose 湖 Core 6 和 Core 8 孔磁参数堆积速率 (Oldfield, 1990）

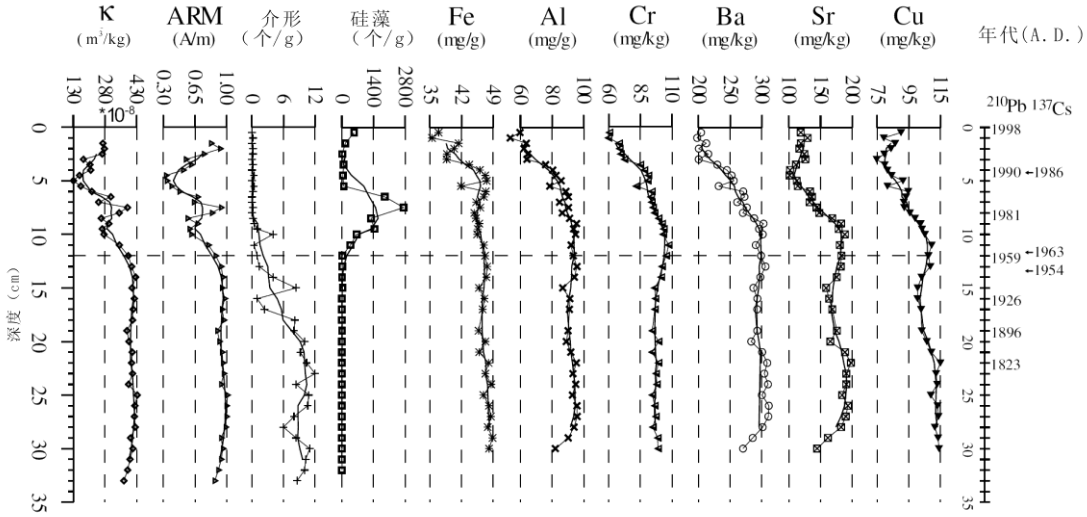


图5. 26 云南阳宗海磁学参数、生物和地球化学指标随深度及年代的变化(Hu et al.,2003)

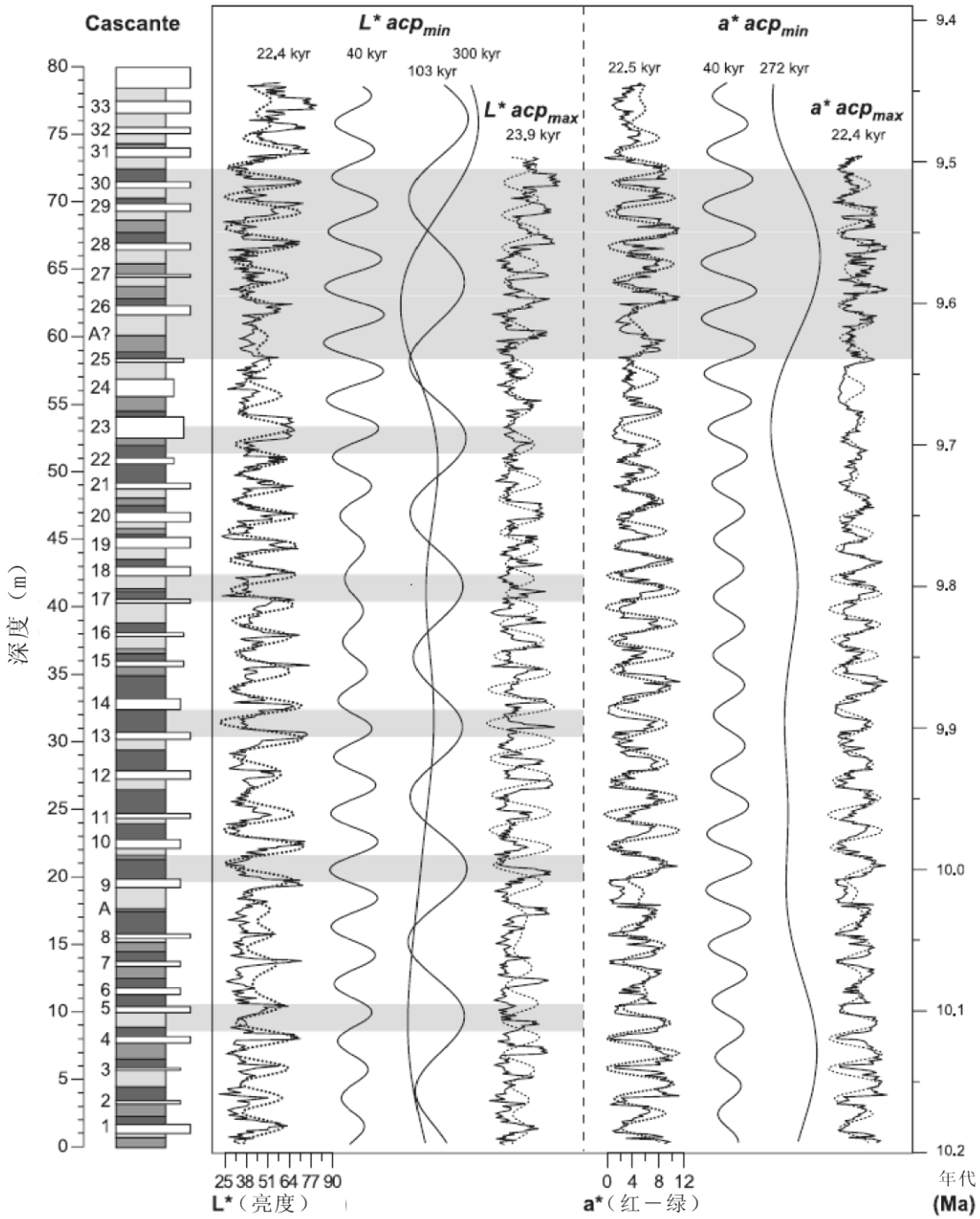


图 5.28 西班牙东北部 Teruel 盆地 Casacnte 剖面 L*和 a*随两种时间序列(acp_{max}和 acp_{min})变化的频谱分析

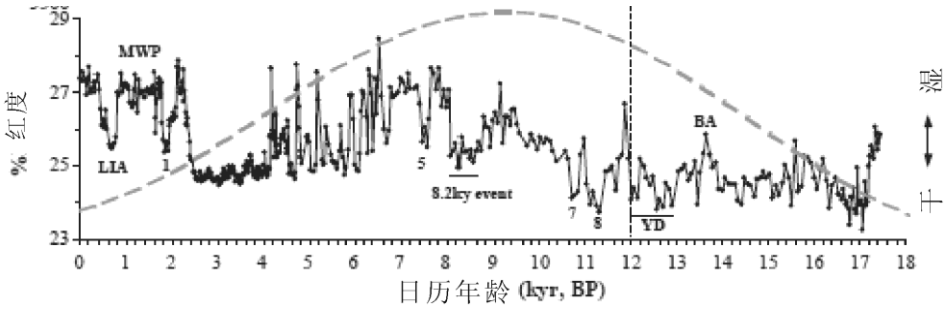


图 5.29　晚冰期以来青海湖沉积物红度指标的变化（Ji et al., 2005）

LIA 为小冰期；MWP 为中世纪暖期；YD 为 Younger Dryas 冷期；BA 为 Bölling-Allerød 暖期；数字 1、5、7、8 分别为冰筏事件（Bond et al.,1997）