第 9 章　湖泊环境演化及其成因机制

9.1 湖泊环境的综合判识

湖泊作为陆地水圈的组成部分，与大气圈、生物圈和岩石圈有着不可分割的密切联系，是各圈层相互作用的连接点。湖泊沉积具有记录连续、分辨率高、信息量丰富、地理覆盖面广的优势，忠实地保存了全球、区域及局部地区的气候环境演变信息，是区域水热平衡差异的档案库；其次，湖泊历来是人类活动最集中的场所之一，常以其充足的淡水资源、丰富的物产以及适宜的气候吸引人们环湖而居，因此，湖泊沉积还赋存人与自然相互作用的丰富信息。此外，湖泊具有极其宽广的地理分布跨度，在全球变化与区域响应差异的研究和建立区域湖泊环境数据库，以及研究不同代用指标与气候环境要素的转换函数，进行古气候环境的定量复原等方面，都具有不可替代的优势，并显示其愈来愈大的潜力与前景。

9.1.1 湖泊环境综合判识的科学内涵

湖泊的流域边界较清楚，构成相对独立的自然综合体，是地球表层系统各圈层相互作用的联结点。流域是湖泊物质的源，湖泊是流域物质的汇，具体地表现为湖泊的水量平衡（水位、水深）、盐量平衡（湖水盐度及营养盐浓度）、沙量平衡（风化作用强度、侵蚀强度、沉积速率），它们都被湖泊沉积忠实地记录下来（图 9.1）。

图 9.1 湖泊沉积记录的各类环境信息

湖泊本身不具有地带性，但其形成常表现为区域上准同步性和事件性特征。湖泊一旦形成，他的生命过程即受构造、气候、人类活动等因素的影响，故其生态与环境演变表现出明显的区域特色。因此选择哪些湖泊沉积记录及哪些对区域环境最敏感的指标，是有效地重建古环境演变的关键。通过对不同区域湖泊-流域系统的现代过程较全面的调查分析，研究湖泊沉积物各物理、化学、生物指标的环境意义，可以加深认识各沉积指标对环境解释的适用性，并建立适合于区域环境特征的湖泊沉积指标体系。比如我国青藏高原和西北干旱区湖泊，以封闭的咸水、半咸水湖为主，蒸发和降水影响了湖泊的水位和水量平衡，并最终导致湖泊盐度的变化和水生生物群落的演化；流域的风化作用也为湖水离子浓度和矿物组分的积蓄提供物质来源，因此能适应不同盐度生存的生物以及风化作用的指标系列是较为有效的。与此相对应的东部地区的湖泊多为外流的淡水湖泊，气候适宜，人类活动

干扰大，湖泊及其流域的生物量较高，最明显环境梯度是湖泊的营养水平，因此，反映湖泊或流域的生物量、生产力水平以及营养盐循环的生物、生源元素、生物地球化学指标较为有效。云南高原具有明显的垂直带谱，湖泊沉积记录中代表流域环境的指标或多或少带有带谱的印记，只有与指示湖泊水环境的指标结合，进行综合判识，才能较深入理解古环境的演变特点。

9.1.2 代用指标分类

自然条件下，湖泊沉积物一般包括两部分来源，一是流域内侵蚀带来的外源组分，二是湖泊水体中各种物理、化学及生物过程所产生的内生沉淀。因此，湖泊沉积物的物质组成一方面受控于湖盆流域的地质背景和风化作用强度，另一方面又与湖泊的水化学条件及在其中生活的生物有关。而这两方面的变化均与气候变化密切相关。对于任何一个具体的湖泊，如果没有突发性地质事件和强烈的人为干扰，气候变化将是决定沉积物物质组成的重要因素。因此，对特定层位沉积物的物质组成进行研究，就可了解特定时期该湖区的气候与环境，并分析其机理，而对整个柱状沉积物的研究则可恢复与其对应历史时期的湖区气候与环境变迁历史与规律。

目前已开展研究的湖泊沉积物环境代用指标主要包括：孢粉、碳酸盐碳氧同位素、碳酸盐含量、有机碳同位素、元素含量及其比值、沉积物粒度、矿物含量及其比值、分子化合物、磁性参数、色素、硅藻、微体动物化石等。有些环境代用指标如孢粉、植物硅酸体、碳屑、粒度、磁化率等更多地反映了流域（陆地）的环境信息；另外一些指标如微体古生物化石（硅藻、介形类、摇蚊、枝足类、水生植物化石等）、自生碳酸盐及其碳氧同位素、生物壳体元素比值与同位素则较多地反映湖泊（水域）的环境状况；还有些指标则是两者信息均有反映，如 TOC、TN、有机碳同位素等，属于混源的信息，也比较难以区分（图 9.2）。当然，上述的划分仅是相对的，比如反映流域信息的指标也会受到湖泊环境的次生改造，使得环境代用指标的解释变得更为复杂。

图 9.2 湖泊沉积代用指标与环境关系

9.1.2.1 流域陆地环境

在湖泊沉积物的环境记录研究中，孢粉是最常用的指标之一。植物在繁殖期间散发出大量花粉（种子植物）和孢子（苔藓类、蕨类等），其中一部分撒落在土壤表面，并随地表径流迁移入湖；还有一部分孢粉随风飘扬，直接沉降到湖泊，并保存在沉积物中。不同植物种属的孢粉形态各不一样，因此，根据沉积物不同层位的孢粉形态分析，可以判断其母体植物种属，从而揭示各个时期湖盆流域的主要植被，进而判断该地区的气候和环境变迁。孢粉具有体积小（一般为 5～200 μm）、数量多、易保存等特点，但由于陆地植被对气候变化响应具有一定的滞后性，植被的自生更替是一个缓慢的渐变过程，因此孢粉难以记录

短尺度的快速气候变化，其时间分辨率较低（通常大于 100 年），湖泊沉积物孢粉分析是进行流域陆地长尺度气候和环境变化研究的理想指标。在植被带垂直分布的地区，可以根据花粉组合和生物多样性指标来分析垂直带谱的结构与迁移的特点，探讨山体隆升与降水变化的演化过程（朱艳等，2001；肖霞云等，2007）。但是强烈的人为干扰（如砍伐、火烧等）又可使花粉的组成发生快速的变化，往往成为揭示人为活动的有效指标。

沉积物粒度是重建流域古湿度的常用指标，但目前对它的研究多用于封闭型湖泊和进行大尺度研究。研究者通常认为：封闭型湖泊水位对区域气候的干湿变化反映敏感，沉积物粒度可反映湖泊水位的高低波动，因而可作为气候干湿变化的代用指标。具体来说，在气候干旱期，湖水退却，采样点距湖岸相对较较近，粗颗粒物质易于到达，因而在该位置沉积物的颗粒较粗；在气候湿润期，湖泊扩张，采样点距岸边的距离较远，粗颗粒物质难以到达，因而在该位置的沉积物颗粒较细，粒径较小。由此他们得出如下结论：粗粒沉积物指示低水位时期的的干旱气候，细粒沉积物指示高水位时期的湿润气候（王苏民等，1991；罗建育等，1997；陈敬安等，2003）。事实上，上述结论隐含了一些重要的前提条件，即，湖泊经历了较大范围的水位波动，因而可能只适用于较大型的封闭型湖泊和进行较大时间尺度的研究，不能应用于水位波动较小的开放型湖泊和进行短时间尺度（年际、十年）研究；其次采样点沉积相也对粒度分布有影响。显而易见，湖盆流域降雨量的变化是通过影响地表径流强度而在相当程度上决定着进入湖盆的陆源颗粒物的粗细和多少，进而影响沉积物粒度：故降雨量大的湿润年份，地表径流发育，其剥蚀和搬运能力增强，更多的粗颗粒物质可被携带至湖泊，沉积物粒径增大；相反降雨量小的干旱年份，地表径流贫乏，粗颗粒物质难以搬运至湖泊，湖泊沉积物粒径减小。即粗粒沉积物指示降水较多的湿润气候，细粒沉积物反映降水较少的干旱气候。这方面的研究案例较多，例如云南洱海（陈敬安等，1999；张振克等，2000），长江中下游的太白湖、太湖、龙感湖等（刘恩峰等，2004，2007；羊向东等，2001）。

沉积物矿物组合及矿物结构的变化可反映湖盆流域风化作用强弱，黏土矿物指标从伊利石、绿泥石到高岭石的变化指示了气候向湿润化方向发展的过程（Singer, 1984）。此外，伊利石的结晶变化与气候的冷暖有关，冷期形成的伊利石结晶度高，暖期形成的伊利石结晶度较低。但因黏土矿物的转化通常需要较长的时间，对快速气候变化的响应不够灵敏，故不能应用于高分辨率、短尺度气候变化研究。在盐湖中由于矿物结晶沉淀的水温不同，因此根据沉积的矿物种类可反演古水温、例如芒硝就是冷性矿物，无水芒硝就是暖性矿物（郑锦平等，1989）。

同样，气候的干湿变化对元素的迁移起着主导作用，表现在元素迁移量的大小与集水区内地表径流的强弱密切相关。在干旱的气候条件下，由于湖区降水稀少，地表径流贫乏，其物理侵蚀和搬运能力较弱，故地球化学性质稳定的惰性化学组分（如稳定元素和氧化物 Al_2O_3、TiO_2、Fe_2O_3、Cu、Ni、Co、Cr、V、Zr 等）以粗碎屑状态存在，难于被以机械搬运的物理形式输移至湖泊；而活性组分（如易溶盐元素 Ca、Mg、Na 等）可呈离子或胶体状态随地表水和地下水以化学侵蚀的形式迁移入湖，在湖泊蒸发浓缩的环境下，可以化学沉淀或以被吸附的方式沉淀至湖底而在沉积物中相对富集，从而导致沉积物中活性组分与惰性组分的含量比值增大。反之，在湿润气候条件下，湖盆流域降水增多，地表径流发育，其物理侵蚀和搬运能力增强，大量以颗粒态存在的惰性组分被冲刷而迁移至湖泊，并直接以物理沉降的方式沉淀到湖底。而此时湖水相对淡化，活性组分多以游离态存在于湖水中，难以形成沉淀而在沉积物中富集，从而导致沉积物中活性组分与惰性组分的含量比值减小。由此可见，沉积物中较高含量的稳定元素和氧化物如 Al_2O_3、TiO_2、Fe_2O_3、Cu、Ni、Co、

Cr、V、Zr 等）与较低含量的易溶盐类元素如 Ca、Mg、Na 等，可揭示相应沉积层段湖区降水较丰富、地表径流发育、水体相对淡化的湿润气候；反之则指示湖区降水减少、地表径流贫乏、湖水蒸发浓缩的干旱气候。在湖泊沉积物中，一般 Al_2O_3 的含量远高于其它稳定组分，而且过去也常常被用来校正陆源输入强度。若以 Al_2O_3 作为稳定组分的代表，则沉积物（$CaO+MgO+Na_2O$）/ Al_2O_3 比值可大体反映沉积物中活性组分与惰性组分的含量比值，因而能够指示湖盆流域气候干湿变化：其高值指示气候干燥，低值指示气候相对湿润。基于同样的原理，也可以应用不同元素或元素组合的比值来指示化学风化强度，或者流域的侵蚀强度等。

9.1.2.2 水环境

微体动植物化石是湖泊水深、水温、盐度和营养水平及其变化的敏感指示器，直接指示了湖泊水环境自身的变化。微体动植物都有自己最适宜的生存环境条件。已有研究表明，沉积物硅藻组合和数量可反映湖水酸度、盐度和生产力（营养态）的状况；介形类组合可反映湖泊水温和盐度条件；而很多昆虫动物则对水温变化反映敏感（Cohen et al., 1983; Round, 1990; Fritz et al., 1991; Walker et al., 1991; Fritz, 1996）。在利用微体动植物化石重建古气候和古环境之前，需要进行大量的区域湖泊系统调查，以收集各类生物种群的生存环境资料、建立生物种群与气候和环境之间的转换函数，因而工作量大、花费时间长。而且，在古湖泊的环境重建时，很多湖泊难以找到理想的连续的动植物化石剖面，这也使得其应用受到了限制。

此外，对于确定湖泊生产力，沉积物中叶绿素及其衍生物可能是比有机碳更为灵敏的指标（薛滨等，1995）。湖泊藻类通常含有叶绿素、类胡萝卜素和叶黄素等，这些色素在一定条件下保存于沉积物中，其种类和数量可反映湖泊初级生产力变化，而湖泊初级生产力与光照、温度和营养盐等因素有关，而且不同藻类含有不同的色素，通过柱状沉积物各层位的色素含量分析不仅可揭示湖区气候与环境演化历史，亦可以探讨藻类演替的过程，包括人类活动的影响，但沉积物色素分析通常只适用于有利于色素保存的底层水缺氧的分层湖泊。

湖泊沉积物碳酸盐有三种来源，即：外源碳酸盐、内生碳酸盐和自生碳酸盐（Jones et al., 1978），只有湖泊内生碳酸盐才具有气候变化的指示意义。在自然水体中产生碳酸盐沉淀的必要条件是水体钙离子过饱和，而引起过饱和条件的因素有两个：一是生物因素；二是物理化学因素，包括温度变化、水体蒸发浓缩、CO_2 的溶解与释放等（Kelts et al., 1978）。

例如藻类等水生植物光合作用吸收二氧化碳，致使的反应平衡如下式向右移动：

$$Ca^{2+}+2HCO_3^-=CaCO_3\downarrow+CO_2\uparrow+H_2O$$

导致碳酸钙沉淀的产生，附着在藻类细胞外壳的碳酸钙沉淀为碳酸钙的生物成因提供了直接证据（Kelts et al., 1978；吴丰昌等，1992）。由于碳酸钙的溶解度随温度而变化，因此湖水温度无疑是影响碳酸钙沉淀的重要物理因素。温度越高，碳酸钙的溶解度越小。温度对碳酸钙沉淀的影响还表现在：湖水温度升高，CO_2 在水体中的溶解度减小，并以气体形式从水体中逸出，从而导致 $CaCO_3$ 过饱和条件而沉淀形成；同时，高温期水体蒸发浓缩也有利于碳酸钙沉淀(Kelts et al., 1978)。虽然在不同条件的湖泊，生物因素和物理因素对湖泊碳酸钙沉淀所起的作用大小不同，但这并不意味着两者相互排斥。事实上，生物因素和物理化学因素不仅共同控制着湖泊碳酸钙沉淀，而且它们之间还存在相互交叉影响。例如，温度升高可导致水生植物光合作用增强，从而共同创造了碳酸钙沉淀的有利条件。

湖泊内生碳酸盐 $\delta^{13}C$ 值取决于湖水溶解无机碳（DIC）的 $\delta^{13}C$ 和湖水温度（Fritz et al., 1980; Fontes et al., 1996）。湖水溶解无机碳的碳同位素组成受水生植物光合作用强度、湖泊初级生产力大小、湖水和大气之间 CO_2 交换程度和湖水滞留时间等多种因素制约，而这些因素都直接或间接接受温度影响。因此，温度及其引起的相关变化可能是控制湖泊内生碳酸盐 $\delta^{13}C$ 的重要因素，尤其是在中-贫营养型湖泊。许多研究表明，湖泊水生植物光合作用会导致显著的碳同位素分馏。光合作用是绿色植物将无机碳转变为有机碳的一个重要环节，其实质是碳的还原反应，其同位素分馏的动力学机制是：$^{12}CO_2$ 比 $^{13}CO_2$ 优先被生物吸收，转化为磷酸甘油酸，从而 ^{12}C 被选择性富集到植物体内。因此，在光合作用过程中较轻的 ^{12}C 优先从溶解无机碳中移出，使得剩下的溶解无机碳富集较重的 ^{13}C （Craig, 1953; Stuiver, 1970）。湖泊内生碳酸盐则因与水体达到同位素平衡（Turner et al., 1983; Fritz et al., 1987）而富集 ^{13}C，导致其 $\delta^{13}C$ 值增大。当湖区气温较高时，水生植物光合作用增强，湖泊初级生产力增大，更多的 $^{12}CO_2$ 将被植物所吸收，从而使湖泊水体更加富集 ^{13}C；同时，湖区气温高时湖水蒸发作用增强，而 CO_2 在湖水中的溶解度降低，在 CO_2 的水-气交换过程中，也会产生同位素分馏（Deuser et al., 1967; Emrich et al., 1970），富 ^{12}C 的 CO_2 优先向大气扩散，从而使湖水相对富集 ^{13}C，最终也导致湖泊内生碳酸盐沉淀的 $\delta^{13}C$ 增大。此外，碳酸盐与湖水溶解无机碳之间的碳同位素分馏随温度的升高而增大，温度越高，碳酸盐 $\delta^{13}C$ 越大（Emrich et al., 1970）。由此可见，温度及其引起的相关变化多以同一个方向影响着湖泊内生碳酸盐同位素组成：温度升高，湖泊初级生产力增大，湖水蒸发作用增强，导致碳酸盐 $\delta^{13}C$ 增大；温度降低，湖泊初级生产力减小，湖水蒸发作用减弱，导致碳酸盐 $\delta^{13}C$ 减小。因此，湖泊内生碳酸盐 $\delta^{13}C$ 的变化可反映湖区气温的变化：其高值指示湖区气温较高，低值指示气温降低。但是最近的研究表明，在高度富营养化湖泊中，由于浮游藻类过度生长，选择性吸收 ^{12}C 的过程遭到破坏，不得不吸收 ^{13}C 来维持其生命过程，出现 $\delta^{13}C$ 降低的现象（吴敬禄等，2006）。

9.1.2.3 水陆混合环境

湖泊沉积环境代用指标体系内的混源性指标指示了水陆混合的信息，比如有机碳、氮含量。沉积物中有机质的组成和丰度，既有陆源有机碎屑和溶解态输入的成分，也有内源生物的贡献，其环境指示意义比较复杂。前面提及的粒度指标，其实也有相似之处，沉积物入湖后受湖泊水文动力过程的改造，粒度组成往往重新分配，甚至也可以归到混源性的指标体系。此外湖泊沉积物中有机质的碳同位素组成，也赋含水陆混合的信息。同样，沉积物的磁学参数受控于陆源磁性矿物的组成与特性，但沉积物受水-沉积界面氧化还原条件的影响，可以形成新的磁性矿物，改变原来的磁性特点（胡守云，1998）。

气候变化通过影响湖区陆生植物生长的优势种群，从而影响着湖泊陆源有机质的同位素组成。地球上的植物按光合作用方式的不同可分为 C3 植物、C4 植物和 CAM 植物。它们因适应不同的气候条件、植物类型的差异以及光合作用固碳方式的不同而使得其碳同位素的组成存在很大差异（见本书 6.2.3.3 小节）。在植物体死亡后随地表径流而迁移至湖泊，在埋藏过程中若未受早期成岩作用影响，则植物体同位素特征将保存于沉积物有机质中，沉积物陆源有机质 $\delta^{13}C$ 的变化将可反映陆地植被变化，进而可指示湖区气候和环境变迁。但正如上文所述，陆地植被对气候变化响应具有一定的滞后性，其演替是一个缓慢的渐变过程，因此时间分辨率偏低，无法应用于高分辨率研究。而且，因湖泊水生植物多为 CAM 光合作用途径以及早期成岩作用均会影响沉积物有机质的碳同位素组成，故只有在弄清沉

积物有机质来源及早期成岩影响之后，沉积物有机质碳同位素才能指示湖泊环境变迁（陈敬安，2000）*。

沉积物中有机质的组成和丰度，特别是分子标志化合物的组成，与湖区母体植物的种属和气候条件等密切相关。因此，沉积物有机质分子化合物可提供有关湖泊流域植被、湖区气候和环境的丰富信息（傅家谟等，1992）。例如在沉积物中保存的单细胞生物颗石鞭毛虫类的个体具有含碳长链的烯烃化合物，这种长链烯烃化合物的含酮不饱和性随水温而变化。提取沉积物中的烯烃化合物，用气相色谱仪加以鉴定，获得酮不饱和性指标，即可推断湖水温度变化。

9.1.2.4 对人类活动有明显指示意义的环境代用指标

湖泊环境在受到人类活动的干扰时，许多环境代用指标的分异机制往往发生相应的变化，这时环境代用指标的环境指示意义更为复杂，需要加以详细区分甄别与判识。

湖泊沉积物粒度是用来重建环境演化的常用指标之一。在气候环境相对稳定的条件下，流域的人类活动也可导致沉积物粒度的变化，如耕作业的发展，土壤表层结构被破坏，导致进入湖泊的沉积物细颗粒含量增加；但如果人类活动致使流域植被破坏，流域侵蚀强度则会加大，未完全风化的物质被带入湖泊，沉积物粒度可能变粗。因此，通过不同区域湖泊沉积物粒度变化特征的研究，结合历史资料的分析，可以识别不同时间尺度的流域环境演变过程及人类活动的影响。

有机碳是指构成有机物成分的碳元素数量，它反映了水体中含碳有机物的含量，代表了湖泊及其流域初始生产力总量特征，但近代沉积物中有机碳含量可用来指示有机污染物质的量。氮和磷是水生生态系统的重要生源要素，氮和磷的过度富集可导致水体发生富营养化。沉积物中氮磷包括几部分来源，一是来源于流域有机质，其含量受物源区岩性和沉积物粒度等要素影响；二是来源于人为污染的排放物；三是来源于大气干湿沉降。进入到湖体中的氮、磷等营养物质，一部分被水生生物吸收利用，另一部分以各种形式存在于水体中，还有一部分则在物理、化学、生物的作用下与其它颗粒物沉降到水体的底部，形成“淤泥”。据长江中下游 49 个湖泊表层沉积物及水体营养盐含量分析表明，富营养型湖泊沉积物与水体中磷的含量以及与营养指数间存在一定程度的正相关性，通过太湖、太白湖等沉积岩芯硅藻组合而推导出的水体 TP 变化趋势也与沉积物 TP 变化规律一致(Yang, et al.,2008)。也就是说，沉积物中磷的含量是反映非草型湖泊营养程度的指标之一。因此，通过沉积物磷含量的变化及相关指标的对比，可以识别磷的来源变化及人为污染等信息，在测年资料的基础上，还可以间接反映湖泊营养水平的历史演化过程（董旭辉等，2006；羊向东等，2005）。

湖泊沉积物中元素含量及组合关系的变化除了受到流域气候变化的影响之外，还受到流域人类活动方式、强度以及人为污染等影响，当前，人们关注环境污染中的有害元素主要是 As、Hg、Cr、Pb、Cd 等毒性显著的元素。但沉积物中的污染元素不是一成不变的，在适当的环境条件下，某些元素可能从沉积物中重新释放到上覆水体中，形成“二次污染”，对水体生态系统产生更大危害。不同来源的重金属元素，其组合特征不同，元素的形态特征也存在差异，通过沉积物重金属元素含量、组合关系及形态特征的研究，可有效的识别沉积物重金属污染元素、污染程度、潜在生态危害，结合测年资料，可重建重金属元素的

*陈敬安. 2000. 湖泊现代沉积物高分辨环境记录研究. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文.

污染历史，评价污染的风险（刘恩峰等，2004）。

沉积物磁化率反映的是细黏滞性铁磁颗粒的含量，而细黏滞性颗粒是风化层、土壤、或受较高温度影响的沉积物的磁化率的主要贡献者（Oldfield et al，1984a），因此通过沉积物磁化率及其它环境指标的分析，可以反映流域自然环境变化及历史时期人类活动强度的变化（农业活动）。近代人类活动造成的重金属元素污染也可使流域土壤及沉积物磁化率偏高（旺罗等，2000），沉积物磁化率的异常变化可用来指示重金属元素污染。Oldfield 等对希腊一钢铁厂排入 Elefsis 海湾的颗粒物的研究表明，沉积物磁化率等磁性参数与 Fe、Zn 等重金属元素含量有密切的关系（Oldfield et al，1984b）；Hutchinson（1993）在英国 Dce 河口湾湿地环境研究中发现沉积物磁性特征对工业排放和重金属污染具有指示意义。

9.2 湖泊环境对气候变化响应的区域特色

湖泊环境代用指标体系的建立是为了尽可能客观、真实地反映地质和历史时期湖泊及其流域的气候环境状况。在过去全球变化的各类地质记录中，湖泊沉积记录具有不可替代的优势，成为被广泛应用恢复古气候的有效途径之一。以研究较为成熟的晚更新世以来湖泊记录为例，运用湖泊气候环境代用指标，对位于我国不同气候区，包括青藏高原、季风边缘区、季风区及东北地区进行晚更新世以来的古气候重建，进行了我国不同气候区湖泊沉积记录的的气候环境变化系统研究。研究结果表明，我国全新世气候总体上温度开始明显上升始于约 10.0 kaBP；全新世中期（约 8.5～4.0 kaBP）,也称为全新世大暖期，温度与降水的组合条件较佳；全新世晚期（约 4.0 kaBP）温度降低，至近代又开始明显升温。然而，不同气候区湖泊沉积记录所反映的全新世水热组合特征表现出明显的区域差异，例如，以亚洲夏季风降水或有效湿度为标志的全新世气候适宜期之盛期，在各地的出现的时段并不相同，显示湖泊环境对气候变化响应具有明显的区域特色。

9.2.1 干旱地区

西北干旱地区湖泊孢粉、同位素等多指标记录表明，全新世以来该区气候变化的总体趋势较一致，温度的变化明显经历了 3 个阶段（周杰等，2007）：全新世早期（10 kaBP），表现为升温过程；全新世中期温度达到最高，气候暖湿，至全新世中后期，温度呈现下降趋势。新疆北部艾比湖钻孔沉积显示 10.2 kaBP 后，有机碳和 $\delta^{13}C$ 值较高，表明温度较高，流域植被发育较好；至 8.3～6.3 kaBP，气候温暖偏湿，艾比湖进入高湖面时期；6.3 kaBP 后，气候逐渐向温干方向发展。位于北疆东北端的乌伦古湖，自全新世初期，介形类出现温水－半咸水组合，水温上升（羊向东等，1994）；约 7.0 ～5.0 kaBP 期间，水生植被以蒿为主的草原景观，湖泊扩张。玛纳斯湖 $\delta^{18}O$ 值也指示了 10.5 kaBP 后温度的增加，荒漠草原植被发育（孙湘君等，1994；林瑞芬等，1996），9.0～6.5 kaBP 为气候最适宜期。南疆博斯腾湖沉积物氧-碳同位素指标同样显示了全新世初期的增温过程，但最暖湿期出现时段偏短约为 7.0 ～5.0 kaBP 期间（钟巍等，1998），与乌伦古湖相似。

艾比湖和乌伦古湖地区，全新世早期的升温和 5.0 kaBP 以后的降温均对应了干旱的环境，植被为荒漠或荒漠草原类型。干旱的荒漠草原说明该时段新疆南北地区仍受西风气候控制。约 7.0～5.0 kaBP，南、北疆草原植被类型出现，反映该时段降水有所增多，湿度增

加，西风带继续向北撤退或萎缩，东亚夏季风向西北扩展，并影响到该区大部分地区。亚洲中东部 6.0 kaBP 湖泊数据的 GCM 模拟结果（秦伯强等,1997）也显示该时段夏季风北界已向北推进至新疆以外地区，表明亚洲夏季风的控制范围大大扩张。几乎所有各区全新世中期降水和温度均达到最佳的暖湿组合。全新世中期以后，随着温度进一步降低，新疆地区气候从 3.0 kaBP 开始有效湿度有所减少，季风撤出，西风再度控制本区，与东部季风区的气候变化趋势形成鲜明对照。

此外，北疆地区湖泊记录还显示了全新世气候的不稳定性并具有全球可比性。艾比湖沉积记录研究表明，全新世早期气候存在着三次显著的波动，尤其是 8.0 kaBP 前后的降温事件在青藏高原以及其它地区包括东部地区都有报道（赵希涛等，1990；施雅风等，1992；姚檀栋等，1997）。北大西洋深海记录（Bond et al., 1997）、格陵兰冰芯（Grootes，1993）、欧洲湖泊记录及其山地树线、树轮宽度变化（Lotter et al., 1992）等都记录了这一事件的存在，表明这一降温事件在北半球具有其普遍性。但相关事件在艾比湖地区表现为冷湿，而不是冷干，这一特征与欧洲湖泊最近研究结果一致。Magny et al. (2001)利用孢粉及湖泊水位分析对瑞士湖泊研究证实发生在 8.2kaBP、10.45kaBP、11.00kaBP 时期的降温事件与高湖面对应。Digerfeldt et al. (1997)提出欧洲湖泊水位的此种变化主要与西风带南移造成降水及其中尺度大气环流变化有关。艾比湖地区现代气候属于西风带，受季风影响很弱，在气候冷期，受源于大西洋的西风带强烈南移及相应气旋风加强影响，带来较多的水汽。因此，北疆地区全新世气候不稳定性的特征可能与西风带的大气环流格局变化有关。

9.2.2 季风湿润区

干旱地区湖泊环境对气候变化的响应较为显著，湖水化学性质变化较大，而季风区湖泊环境对气候的响应相对来说更多地体现在周边植被的变化和有效湿度的改变。

比较早期的一个关于季风湿润区湖泊的综合研究表明，位于我国中东部季风气候区的湖泊，湖面波动记录对气候变化的响应更具区域特色（图 9.3）：12.0 kaBP 前后，高湖面出现在西南和东北地区；9.0 kaBP 前后，高湖面出现在华北地区；8.0～7.0 kaBP，高湖面移至长江中下游地区；而 3.0 kaBP 以后，华南地区湖面达到最大。区域高湖面的出现反映了季风锋面降雨量的增加，其明显的穿时性，揭示了全球气候变化背景下的季风降水带的迁移特点。这个结论与中国季风区夏季降水的模拟结果有很好的一致性。该研究为预测未来气候增暖情况下中国水量分布提供了历史相似型（吴锡浩等，1994）。但是最近石笋的研究成果表明，西南季风区和东亚季风区全新世 $\delta^{18}O$ 的记录具有相似的波动过程，并认为 9～5 ka BP 为最佳期，对上述的穿时性提出质疑（Wang, Y.J., 2008），这也涉及石笋 $\delta^{18}O$ 记录与季风降水关系的更深入研究。

图 9.3 晚更新世以来不同区域特征时段高湖面分布

（图为高、中、低湖面出现的历时百分比； A 为东北区，B 为华北区，C 为长江中下游地区，D 为西南区）

云南湖泊是季风湿润区一个特殊的例子，反映了较多西南季风的烙印。洱海钻孔环境指标揭示了晚冰期末期至全新世中期较详细的气候与自然环境演变过程，支持了西南季风区全新世季风气候变化模式（Jarvis, 1993; Hodell et al., 1999）。但花粉推导的晚冰期末期至全新世中期冬季锋面带的迁移以及全新世中期洱海湖面下降也揭示了气候和环境变化的区域性和地带性特点。全新世底界年代在约 11750 cal. aBP（天文年龄），对应于 ^{14}C 年代 10080 a BP。在此界限前后，花粉反映出森林上带植被发生了明显的演替，以铁杉为主的森林植被取代以桦、栎为主的植被类型。类似的结果同样反映在洱源、滇池、杞麓湖、四川杀野马湖的沉积物孢粉记录中。如在洱源，植被的明显转变发生在约 10500 aBP（Walker, 1986）；在杀野马湖，云-冷杉、桦和落叶栎为主的森林植被演化为全新世初期铁杉和常绿阔叶栎林（Jarvis, 1993）。Whitmore (1994) 和 Hodell (1999) 通过对云南中部星云湖和杞麓湖沉积岩芯的分析研究，发现从 12000 cal. aBP 开始湖泊生产力增高，12000～8000 cal. aBP 之间季风增强，降雨增多。云南地区众多剖面的孢粉研究显示，全新世早期升温现象具有普遍性，与区域气候总体相一致，表现为逐渐增温、降水增多的过程。约 10329 cal. aBP 洱海高湖面的形成是由于西南季风增强引起的。洱海沉积岩芯孢粉组合在全新世中期(约 8399～6371 cal. aBP，也即 ^{14}C 年代为 7500～5500 aBP)显示的暖湿气候特征与区域气候相一致。然而暖湿的气候与硅藻组合显示的湖面下降现象相矛盾。这一现象在前人的研究中也多有出现，即云南各地的水热配置不一致（Walker, 1986）。其原因可能由于云南地区特殊的地形条件和南支西风的影响造成的。云南山高谷深，地形高差十分强烈，现代地貌特征显示，云南地区最湿润的地带分布在海拔 2700～3200 m 高度，该地带也是降雨最集中的部位；但山间盆地和山谷内气候干热，表现为干热河谷特征（云南植被编写组，1987）。全新世中期，随着温度和降水增加，山地植被茂盛，因此沉积物中孢粉反映了这种暖湿的区域气候特征；然而受冬季干热西风影响和降水的季节性明显加强，盆地或山谷内随着温度增高，蒸发作用加强，因此有效湿度（P-E）反而下降，表现为干热的气候特征，从而导致全新世中期盆地内湖面下降。洱海盆地现代气象资料也佐证，盆地的年蒸发量与流域年均降水量接近，因此有理由认为：云南地区存在全新世中期的升温引起盆地蒸发量增加超过降雨量增多的环境效应。

洱海和杀野马湖花粉组合还表明，西南季风区全新世早中期夏季风的增强同时也伴随了冬季极风锋面带的迁移。具体体现为洱海和杀野马湖地区冬季干旱程度逐步增强，季节性降水差异愈来愈明显。Walker（1986）认为这种差异性与冬季极风锋面带（即冬季准静止锋）的迁移有关，一般来说位于锋面带附近位置，冬季降水就比较多；离锋面带位置愈远，冬季干旱程度愈高。全新世早中期，南支西风活动减弱，洱海远离极风锋面带，冬季干燥程度的增加使得季节性降水差异达到最大。冬季干燥气候与云南中部巨大的地形差异，使得该区立体气候更加突出，湖泊盆地蒸发量明显增加，从而造成洱海全新世中期湖泊水量负平衡，湖面下降。此外云南中部鹤庆盆地和洱海晚冰期末期以来几次降温期的冷事件也显然与夏季风强度的减弱有关，但冷湿的组合则可能与冬季极风锋面带的位置有关。Walker（1986）通过晚冰期期间洱源、滇池的孢粉分析得出，当时的气温接近现代，但滇池降水明显高于洱源地区，与滇池位于冬季极锋位置有关，从而造成较多的冬季降水。

9.2.3 干旱-湿润过渡区

干旱-湿润过渡区实际上也是现今季风气候的敏感带。位于夏季风的边缘，分布了一系列湖泊，湖泊环境对气候变化的响应极其敏感。青海湖和岱海的研究是两个比较典型的例

子，下面详细介绍一下青海湖末次盛冰期以来湖泊环境对气候的响应过程（周杰等，2007）。

末次冰期盛冰阶（19.3～18.2 cal. kaBP），青海湖沉积物花粉浓度极低，反映区域植被十分不发育，以草本的蒿和藜为主，植被类型为荒漠草原，指示青海湖流域温度低、降水稀少的气候特点；较低的有机 C/N 比值和较高的 $\delta^{13}C$ 显示冰期大气 CO_2 浓度较低，此时青海湖地区处于末次冰期盛冰阶，气候寒冷干燥。受流域寒冷干燥气候的控制，青海湖本身对这种气候的响应从介形类壳体 $\delta^{18}O$ 明显偏正表明，湖水温度较低，盐度很高，蒸发量明显大于降水量，湖面萎缩，沉积物组成以粗颗粒成分为主。

晚冰期（18.2～12.1 cal. kaBP）,自 18.2 cal. kyr BP 开始，所有指标同前期相比均有很大的变化，具体表现为花粉浓度、碳酸盐含量、有机 C、N 含量均有较大幅度的增高，湖水盐度下降，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 减小，表明青海湖地区自 18.2 cal. kaBP 进入晚冰期，湖区温度和湿度明显增加。从湖区孢粉判断的植被的生长和介形类壳体 $\delta^{18}O$ 可以看出，18.2～15.4 cal. kaBP 期间，气候以凉干为特征，而 15.4～12.1 cal. kaBP 期间，气候温凉偏湿。16～12.1 cal. kaBP 期间，花粉浓度、碳酸盐含量、有机 C、N 和 C/N 比等指标的波动特征均不同程度地显示青海湖晚冰期期间的气候具有不稳定的特点。这段时期 C/N 比总体较低的特征，表明湖泊有机质以内源为主，当时的温暖程度并不高。从干湿程度来看，自 17.0 cal. ka BP 开始，粒度的频繁波动以及有机碳同位素的突然相对偏正，均说明伴随晚冰期温度的增高，冰川大量融化的现象，冰川融水成为该时期湖区湿度增加、植被生长相对茂盛的主要原因，但降水可能并不一定很高。

全新世早中期（12.1～5.8 cal. kaBP）,青海湖沉积物总的特征是花粉浓度、碳酸盐含量、有机 C、N 含量均很高，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 较低，植被生长良好，指示此时期青海湖的温度和湿度较高。按各指标的变化情况，气候的演化经历了以下三个阶段：①12.1～9.8 cal. kaBP，其特点表现为花粉浓度、碳酸盐含量、有机 C、N 含量的急剧增高，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 的快速降低，反映全新世早期温度和降水快速增加。湖区流域植被的生长特点和青海湖湖水本身的性质均显示，此时青海湖的气候以温干为特征，具体表现为温性阔叶树种桦迅速生长、碳酸盐组成在短时间内（12.1～11.5 cal. kaBP）变成以暖干气候条件下形成的白云石为主，有机 $\delta^{13}C$ 相对偏正以及湖水盐度相对较高（图 9.4）。②9.8～9.1 cal. kaBP，花粉浓度、有机 C、N 含量减小，盐度总体较高，前期出现的温性阔叶树种桦被寒温性的暗针叶树种云、冷杉所代替，并出现一些喜冷干的唐松草等植物，青海湖地区经历了一个比较明显的冷期，最冷期出现在 9.4 cal. kaBP 左右。但该期间碳酸盐含量及介形类壳体 $\delta^{18}O$ 等指标对这一相对冷干的气候条件表现不是很明显，其原因有待探究。③9.1～5.8 cal. kaBP，花粉浓度，有机 C、N，碳酸盐含量均较高，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 较低，松和云、冷杉逐步取代桦而成为乔木的优势种，形成以松，云、冷杉的针叶林和混有桦的针阔叶混交林，并出现一些喜温的榆，草本植物蒿明显减少，植被类型为森林草原或森林，这些信息均显示该期气候总体温暖潮湿。从 7.5 cal. kaBP 开始，花粉浓度、木本花粉的百分含量、有机 C、N 含量逐步下降，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 持续偏正，有机物 $\delta^{13}C$ 持续偏负，表明温度下降、降水减少，也可能同气候转冷有关。当然最近的研究表明，上述青海湖的 ^{14}C 年龄存在明显的碳库效应，在全新世硬水效应有可能是主要贡献者，表现为全新世早中期大约 1000 年，晚期 1500～2000 年（汪勇等，2007）。

图 9.4 青海湖综合指标对比图

全新世中晚期（5.8～2.06 cal. kaBP），花粉浓度、有机 C、N、碳酸盐含量等开始降低，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 持续偏正，表明此期青海湖地区温度和降水均较低。其中 4.5～2.06 cal. ka BP 期间，花粉的特征显示湖区气候凉偏干。

全新世晚期（2.06 cal. kaBP～现代），该时期青海湖各指标的变化有两个非常明显的特点：①花粉浓度有所增长，但主要是以草本花粉浓度增长为特征，木本数量急剧下降，似乎显示出该期以冷干的气候为特征。然而，从其它指标来看，除湖水盐度显示有波动增高外，介形类壳体 $\delta^{18}O$，有机 C、N 以及碳酸盐含量均显示湖区的温度并没有下降，反而表现出上升的趋势；②同其它时期相比，该时期各项指标波动十分频繁且幅度较大。造成上述现象的原因除了同湖区的气候特征有关外，近代人类活动的影响是不能忽视的原因。

又根据多个湖泊研究资料，全新世湿润～干旱过渡区的气候环境波动具有相似的区域特点：早全新世虽然水热条件有所改善，但仍表现为较低湖面的特点，这与季风盛行区不同；中全新世是水热条件最佳时期，这一特点几乎与西部干旱区湖泊类似；但是晚全新世趋冷趋干很突出，既不同于具有冷湿特点的西部干旱区，在干旱程度上又不同于季风盛行区。

9.2.4 高寒地区

青藏高原有大量的湖泊，位于高寒地区，独特的地理气候背景引起很多古湖泊学家与古气候学家的研究兴趣，这些湖泊对气候变化的响应也很有区域特点。

末次盛冰期时候，青藏高原东北部柴达木察尔汗盐湖沉积了多层原生石盐，在原生石盐之间，多为含石膏的粉砂黏土，反映气候寒冷干燥，并波动频繁，湖泊干涸或接近干涸，强烈地蒸发析盐，一直延续到 15.0 kaBP。西昆仑山南坡的苦水海、甜水海、阿克赛钦等湖泊，在间冰阶暖期，是统一的大湖，进入晚冰阶后，湖面下降，曾出现砾石层，末次盛冰期，这些青藏高原中西部的湖泊，以甜水海为代表出现次高湖面，湖水水位高于全新世及现代湖面，但低于 30 kaBP 以前间冰阶暖湿时期湖面，反映当时 LGM 早期较湿润，受西风影响显著，后期转为干旱。但是该地区盛冰期的湖面状况缺乏直接证据，在年代学方面也需进一步研究。

全新世中期青藏高原的湖泊受到夏季风的影响，大多数湖泊湖面上升，面积扩大，湖水淡化。高原中南部许多湖泊发育宽广的第三级湖滨阶地，该阶地分布最宽广，阶地测年在 7.5～3.0 kaBP 间，如佩枯错、沉错、那日雍错、扎日楠木错等。沉积物较全新世早期细，藏南很多湖泊为外流湖，湖水矿化度普遍较现在低，如扎日楠木错沉积物含淡水螺，而现在该湖矿化度在 15 g/L 左右。色林错、扎布耶茶卡等湖泊均是湖面较高、湖水较今偏淡，湖泊周边植被也比较茂盛，反映偏温暖的气候。当然，藏北高原内部气候仍很干燥，无冰融水补给的一些小型湖泊还是呈封闭状态，湖水浓缩，如斯潘古尔湖中全新世后期沉积物硅藻中，大型底栖和附生种增加，还出现嗜盐种；扎仓茶卡沉积了芒硝和石膏，都反映湖水继续浓缩(郑绵平，1989)。

全新世晚期的气候变冷，导致青藏高原湖泊周边植被退化，孢粉浓度降低，干旱种增加，湖泊普遍强烈退缩，湖面迅速下降，从藏南和藏北的一些湖岸线分析，该期湖面下降

10～20m 左右，湖面下降具有间隙性，有 2 级阶地发育。湖泊水位退缩促使一些大湖被解体，如羊卓雍错、沉错、巴纠错等就是在该时期分离，另外一些湖泊也由外流湖转变为内流湖，如藏南的羊卓雍错、佩枯错等。同时由于湖水进一步浓缩，除了藏东外流湖和藏南等一部分刚封闭不久的内流湖为淡水湖外，大部分湖泊成为咸水湖和盐湖。咸水湖多分布于藏南和藏北的湖泊封闭较晚的地区，盐湖则主要分布在藏北高原的中部和柴达木盆地中。不少盐湖已进入盐湖发展的最后阶段，如扎仓茶卡，此时沉积物以芒硝和石盐为主。晚全新世是青藏高原湖泊主要成盐期(郑绵平，1989)。

9.3 不同时间尺度湖泊环境变化与可能的成因机制

湖泊环境变化主要受三方面的驱动机制的影响，即地质构造、气候和人类活动。构造驱动可能更多地表现在长时间湖泊环境的变化；气候驱动是无时不在地发挥着影响，既可与构造运动组合表现在长时间尺度（10^6～10^4 a）的变化，也可以与人类活动组合体现在较短尺度（10^2～10^1 a）的环境波动。而人类活动的驱动则是近代地质的范畴，但是其作用强度在局部地区已经超过自然驱动力。

我国大陆范围内，最令人关注也是影响最为深远的构造运动是青藏高原隆升及其伴生的构造运动，也为晚新生代以来全球最重大的地质事件，它不仅在高原自身的湖泊记录中留下印记，对周边的湖盆环境带来重要的影响，也是对亚洲季风气候的形成和演化有重要控制作用。这一重大地质环境变化决定了我国大气环流的基本格局，导致占中国大陆面积一半以上的西部地区干旱化，进而影响到湖泊环境的演变，促使其向封闭的咸水湖、盐湖方向发展；而广大东部和南部季风区呈现温暖湿润的环境特征，湖泊多属外流的淡水湖泊。

气候变化对湖泊环境的影响最主要表现是东亚季风气候与西风气候在中国区域的共同作用。尤其是东亚季风气候作为全球气候系统的一个重要组成部分（安芷生等，2000），在万年尺度上与太阳辐射的直接作用（安芷生等，1990；郭正堂等，1994）、全球冰量的作用（刘东生等，1992；Ding et al.，1995；丁仲礼等，1995）密切相关，即低纬海气相互作用和高纬的陆气相互作用的驱动。在短时间尺度上如末次冰期、末次冰消期和全新世以来，湖泊环境的变化受控于东亚季风气候的影响，同样具有类似北大西洋地区气候的千～百年尺度不稳定的特点。因此，湖泊环境万～千年尺度上的变化有深深的东亚季风气候的烙印。

我国湖泊众多，湖泊及其流域历来是人类栖息的重要基地，人类活动在湖泊流域内经历了从早期的被动适应湖泊环境、到主动改造、以及目前的强烈干预的过程。我国人类活动历史悠久，历史记载丰富，湖泊也是记载这种长期人类活动对陆地生态系统影响最好的场所之一。目前在全球变化与人类活动加剧双重影响下，出现了一系列湖泊及其流域的环境问题，如湖泊富营养化趋势加重导致的水质性缺水；流域侵蚀加强、水土流失带来的湖泊加速淤积以及湖水变浅和沼泽化；重金属及有机污染带来的饮用水安全形势严峻；气候干旱、过度围垦以及其它不合理用水导致的湖泊萎缩和加速消亡；生态环境恶化和外来物种入侵引起的湖泊流域生物多样性衰退等问题，更是需要研究这种与人类活动息息相关的驱动效应。当然，在重视上述问题的同时，也不可忽视短时间尺度气候快速振荡，只有这样才能较准确地评估人类活动对湖泊流域生态环境的影响，并相应提出湖泊流域管理与水体环境治理的有效措施，同时对未来气候的影响预测以及解决人类赖于生存的环境问题也具有重要的科学意义。

9.3.1 百万年时间尺度

关于青藏高原隆升过程的气候环境效应已有大量研究成果，在隆升阶段上大致可分为22～20Ma, 15～12Ma, 8～7Ma, 3.4～2.5Ma 四大阶段（安芷生等，2006），并将隆升过程按高程划分为 10 个序列，分别模拟了气候效应（刘晓东等，2001），其中 3.4MaBP 以来的强烈隆升过程可以从湖泊沉积记录中得到印证。高原外围很多盆地大规模堆积的砾石层，如临夏盆地 3.4MaBP 的砾石层标志该时期古湖泊的形成，与其同期对应的还有河西走廊的玉门砾岩、塔里木盆地西昆仑北侧的西域砾岩等。中国北方的泥河湾盆地、三门峡盆地、榆社盆地以及南亚的克什米尔盆地等堆积物都是同期构造运动的产物。在高原内部也出现很多断陷盆地，如昆仑山垭口地区 3.4MaBP 前开始拉张下陷并堆积的砾石层，唐古拉山口地区接受曲果组沉积，喜马拉雅西段克什米尔盆地堆积卡历瓦系，中段定日盆地于 3.4MaBP 接受布拉加组河湖相沉积等。青藏高原中部的错鄂盆地直到 2.8MaBP 才构造断裂成盆。3.6～2.6MaBP 间青藏高原的构造运动是区域成盆成湖期的主导因素，它包括高原本身以及云南高原（沈吉等，2004）。紧随构造隆升之后是一个季风增强时期，降水增多，盆地积水成湖，水深也较大，如西藏那曲的错那湖，云南鹤庆古湖均表现得十分典型。在华北平原也同样呈现为湖泊扩张期，但是黄土高原则表现为红黏土沉积的结束，转变为黄土堆积，显示气候趋干的特征，表明区域环境响应的明显差异(孙鸿烈等，1998)。

第四纪期间最值得关注的是中更新世的构造运动，其发生的时间不同地区存在一定的差别，大致在 1.6～1.0Ma 之间，具体地表现为盆地的切穿，大水系的变迁形成，例如，黄河上游临夏盆地被黄河穿开，形成兰州盆地的最高级阶地（潘保田等，2006）；长江三峡大致也在这一时期贯通东流（Li, et al.,2001）；云南鹤庆盆地的研究表明，始于 1.55Ma 的构造运动使得垂直植被带的结构变得复杂，1.2Ma 植物多样性指数明显增长，暗示构造运动幅度超出了植被自身调节能力（肖霞云等，2007）；在三门峡的平陆发现该次运动造成上、下三门组的角度不整合（王苏民等，2001）。这一次构造运动导致气候环境的剧烈变化被称为“中更新世革命”，青藏高原的隆升使得高原全面进入冰冻圈，发育了大规模的冰帽冰川，也是目前保存较完整的最老的古冰川。我国大地貌大水系的格局很可能定格于此时期。

9.3.2 万年时间尺度

万年时间尺度的湖泊环境变化，大多可通过区域间的古气候环境对比研究，分析周期性的冰期-间冰期循环，以及对全球气候变化的区域响应差异寻找依据。全球气候变化的驱动因素主要是地球轨道摄动（轨道参数：偏心率、地球倾斜度和岁差）使到达地表各纬度的太阳辐射量发生变化，进而驱动全球气候的周期性变化。研究表明，天文因素中的轨道参数变化是控制云南鹤庆盆地 2.78 Ma 以来古环境与古气候变化的主要因素。对鹤庆盆地的气候记录与深海和黄土记录对比时发现鹤庆地区的沉积气候记录与深海记录相关性更好，这也说明轨道参数是该研究区气候变化的主要因素。肖海丰等（2006）对鹤庆深钻中碳酸盐指标的功率谱分析结果显示，100 ka、41 ka、23 ka 和 19 ka 等周期是鹤庆深钻中碳酸盐含量变化的主导周期，当然天文动力并非研究区气候演化的唯一动力。

再以研究较为深入的青海湖为例（周杰等，2007），从万年尺度上来看，青海湖地区自 15.5 cal. kaBP 左右气候开始转暖，指示东亚季风加强。12.0～7.5 cal. kaBP 期间孢粉浓度、有机 C、N 含量明显增高，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 减小，表明湖区温度和湿度明显增加，其中孢粉浓度及有机 C、N 含量分别于 11.0 cal. kaBP 和 8.5 cal. kaBP 左右时出现峰值，而介形

类壳体 $\delta^{18}O$ 在 11.5～7.5 cal. kaBP 期间整体出现偏负的峰值段，考虑到不同指标对湖区温度和湿度敏感程度的不同，8.5 cal. kaBP 左右应该是青海湖地区温度和降水组合的最适宜期，指示东亚季风的强度此时达到了最大。中国区域内大量地质资料的对比以及数值模拟的结果也表明，我国北方地区东亚季风盛行的鼎盛期在 9.0 cal. kaBP 左右（An et al.，2000）。自 5.8 cal. kaBP 左右开始，孢粉浓度、有机 C、N 含量明显降低，介形类壳体 $\delta^{18}O$ 增高，表明气温下降、湿度减小，东亚季风强度减弱。末次冰期以来，北半球夏季太阳辐射自 15.0 cal. kaBP 开始增强，10.0 cal. kaBP 左右达到最强，5.0 cal. kaBP 左右开始逐步减弱（Berger et al.，1991）。可以看出，由孢粉浓度、介形类壳体 $\delta^{18}O$ 和有机 C、N 等指标所反映的 2 万年以来青海湖东亚季风增强、盛行和衰退的时间，同北半球夏季太阳辐射的增强、达到最大以及减弱的时间基本上是一致的，表明青海湖万年尺度上东亚季风的源驱动力与太阳辐射有关。

9.3.3 千年时间尺度

千年尺度上的中国湖泊环境变化则更加复杂，这也是由湖泊自身的区域特性所决定的。薛滨、于革等（2001）所完成的晚第四纪湖泊数据库详细记录了我国不同区域千年尺度的湖泊水量变化信息。该数据库的湖泊古水量变化数据，是建立在对逐个湖泊钻孔、剖面沉积物性质、水生植物花粉及其它微体生物组合与丰度的变化、湖泊和盆地内地貌证据、考古及历史文献记载等系统分析上。数据库尽可能综合多项证据，对湖泊过去水量状况作出统一的解释。同时为了与全球其它古湖泊数据库一致，系统地排除那些受非气候因素（如洪水、火山活动、构造运动、流域侵蚀、人类活动等）、非直接气候因素（如冰川融水、海面升降、跨流域地下水）影响的湖泊水量记录。因此该数据库产生的湖泊古水量记录能够较好地反映流域的降水 (P) 和有效降水 (降水量减蒸发量,P－E)状况，能作为空间上的基础地质资料来评价、验证古气候模型模拟的结果。图 9.5 是距今三万年来我国不同区域湖泊水量变化的过程，按 3000 年的时间间距作出空间上的湖泊水量演化图。显然，我国大部分地区现代（0ka BP）湖泊的水量状况在其整个演化历史内，表现为低水量特征，处于明显的水量型缺水的状态；全新世中期（6 ka BP）不同区域水量状况迥异；末次冰盛期（18ka BP）我国西部湖泊表现为中、高水量状况，而东部却以低水量为主；末次间冰阶后期（30ka BP 前后）我国西部绝大多数湖泊表现为明显的高水量特征，而东部的湖泊古水量记录却极少。湖泊水量变化的驱动机制主要源自气候系统的季风与西风相互作用的结果（薛滨等，2005）。

图 9.5 三万年来每三千年中国古湖泊水量空间变化过程

从千～百年尺度上的湖泊环境变化还不得不提及气候系统不稳定性的影响。以青海湖为例，对其环境恢复重建的晚冰期气候的不稳定性，同北大西洋地区格陵兰 GISP2 冰芯所揭示的气候特征相比，尽管二者所反映的气候振荡事件在时间和波动幅度上存在着一定的差异，但它们仍然具有较好的相似性和可比性。晚冰期气候的不稳定性在受东亚季风影响

的中国其它地区也同样存在（姚檀栋等，1997；王文远等，2000；王有清等，2002）。因此，青海湖及中国其它地区晚冰期气候的不稳定性说明千～百年尺度东亚季风的变迁可能同北大西洋地区的气候存在着一些机制上的联系，或者说千～百年尺度上东亚季风的驱动机制与北半球冰盖有关。就全新世的时段内，研究发现全新世的气候存在 8.2 cal.kaBP 左右的冷事件（Alley et al.,1997）和具有周期性波动的不稳定气候特征（O’Brien et al.，1995），1.5 ka 的周期变化在北美湖泊（Campbell et al.,1998）记录中具有清晰的反映。中国全新世气候也有较大的变化（施雅风等，1992），8.2 cal.kaBP 左右的冷事件在许多地区均有反映，但对全新世气候不稳定的周期性波动研究较少。陈发虎等（2001）对夏季风边缘区石羊河终闾湖泊沉积记录的研究表明，全新世夏季风具有 1.6 ka 的显著周期，干旱事件出现多达 10 次，并同格陵兰冰芯和北大西洋深海沉积所揭示的干旱事件具有较好的可对比性，揭示出全新世以来千～百年尺度东亚季风的快速变化同北半球冰盖有关。青海湖全新世早期气候同样出现显著的冷事件，发生在 9.4 cal. kaBP；同石羊河终闾湖泊沉积记录相比，青海湖地区整个全新世时段内 1.5 ka 周期性的暖湿－冷干波动事件并不显著，但是否存在潜在的 1.5 ka 波动周期还有待利用频谱分析进一步给以揭示。这种千～百年尺度上的气候不稳定性受北半球冰盖的影响，在湖泊的环境演变中多留有记录。

9.3.4 百年时间尺度

近代湖泊环境的变化，特别是短时间尺度如百年尺度的环境变化与人文因素密切相关。湖泊沉积是研究人与自然相互作用的重要信息载体。面对当前严重的湖泊及其流域生态环境问题，必须有效区分人类活动的影响分量，充分发挥湖泊沉积环境研究在制定湖泊环境修复和治理方面为目标的潜势。

一个早期人类活动影响湖泊环境演变的实例是云南洱海人类活动与流域生态环境变化的研究。利用云南洱海钻孔沉积物的孢粉、磁化率、粒度、元素地球化学等综合指标分析（图 9.6），揭示出全新世中后期西南季风逐渐减弱的背景下流域早期人类活动的信号。人类活动从 6370 cal. aBP 就开始对流域植被产生影响，由于降温，主要表现为对山地森林植被的选择性砍伐，垂直森林植被带谱出现明显退化，不同高度的多元植被组合（铁杉-青冈栎-硬叶栎-栲-松组合）被松为主的次生林植被所取代，由此也导致了森林土壤的侵蚀作用的增强，入湖粗颗粒物质和碳酸盐矿物增多。2139 cal. aBP 后，随着人口的快速增加，森林植被遭大量砍伐，森林覆盖率（孢粉浓度）急剧下降，耕作农业的发展和原始矿业的出现，导致耕作土壤流失加重，磁化率、Pb、Zn 浓度明显增高。侵蚀作用的增强也伴随了入湖营养物质的增加，为洱海水生植被的发育创造了条件。该研究为区域环境考古和全新世以来人与自然相互作用的研究提供新思路(Shen et al.2006)。

图 9.6 洱海沉积钻孔综合指标变化

（铁杉代表高海拔森林树种，青冈栎、栲等为山麓和盆地周围主要植被类型，松为目前该流域主要的次生林类型，禾本科等草本与人类干扰有关；频率磁化率与土壤侵蚀有关，元素地化指标反映了流域围岩成份，细颗粒与频率磁化率含量的同步增加指

示了表层土壤的流失增多。年代为 ^{14}C 校正年代）

长江中下游湖泊历史时期人类活动的影响不断增强，导致湖泊富营养化，其主因与人类活动有关的流域营养物质输入量的过度增加有关，尤其是磷的增加。然而，湖泊一旦富营养化，控制和治理富营养化就相当困难。对于大多数富营养湖泊来说，由于缺乏长期的水质监测数据，人类干扰前湖泊自然营养本底水平、目前的湖泊富营养化程度、富营养化速率、发展趋势和原因并不清楚。长江中下游地区拥有众多亚热带大型浅水湖泊群，独特的季风气候条件、江湖水力格局关系、以及悠久的人类活动历史使得该区的湖泊水环境演化具有明显的区域特色。针对长江洪泛平原区湖泊普遍存在的严重富营养化问题，自 1999 年开始，利用湖泊沉积记录和硅藻总磷转换函数等定量手段，对长江中下游地区不同类型湖泊（如草型和藻型湖泊）的营养本底进行了较系统诊断(羊向东等，2005)，从历史演化的角度揭示出研究区湖泊总磷浓度的本底值偏高，约在 50 μg/l 左右波动（表 9.1），该研究为富营养湖泊的治理提供了参考目标。

表 9.1 长江中下游典型湖泊历史时期湖水总磷浓度变化范围

	太湖	龙感湖	太白湖	洪湖
地点	江苏	安徽与湖北交界	湖北黄梅县	湖北
湖泊类型	藻型湖	草型湖	藻型湖	草型湖
总磷（TP）	50-160 μg/l	40-68 μg/l	46-160 μg/l	45-70 μg/l
研究时段	过去 200 年	过去 2000 年	过去 500 年	过去 500 年

在浅水湖泊中，当营养水平处于一定的过渡范围时，湖水既能在藻类增殖下变浑浊，又能在丰富的水生植被发育下保持清洁. 当营养态超过某个临界值范围时，湖泊就会达到以藻类生物为主、或者以水生植物为主的新的生态平衡状态（羊向东等，2005）。太白湖沉积的化石硅藻研究结果表明：该湖经历了由草型湖向藻型湖的发展过程，草、藻型湖泊的转变与营养水平的变化有着直接的联系。其过渡状态的总磷浓度变化范围，代表了两种稳定态系统发生转变的营养临界区间（总磷浓度在 68～118 μg/l 之间）。草、藻型湖泊沉积的磷与水体磷浓度的比较研究揭示了草型湖泊水生植被的自调节功能（图 9.7），从环境演化上证实了水生植被恢复是治理藻型富营养水体的有效途径之一，也是维持清洁水源的可靠保证。

图 9.7 沉积物地球化学磷与湖水总磷的比较

（左边为太白湖，1920-1950 年为水生植被发育时期；右边为龙感湖，1920 年以来为水生植被逐渐发育阶段。水生植被发育阶段沉积磷与水体总磷的差异变化反映了水生植被的营养削减功能）

通过太白湖沉积钻孔多指标（图 9.8）分析和历史气候、历史记载的对比研究（图 9.9）（Liu et al.,2007），发现历史时期干旱的气候和人口的快速增加同样可以引起湖泊的富营养化，其特点为湖水总磷浓度变化幅度大，湖泊的富营养化能够在短时间内自行恢复到本底营养水平，这与最近 50 年来富营养化过程的持续上升有明显不同。历史的重现揭示藻型湖泊营养盐变化受江湖格局的影响明显，自然的江湖连系对维持良性的湖泊换水周期和营养盐循环起着重要的作用。干旱气候和人类活动增强时期可以引起湖水可溶性营养物质的富集，但每一次的洪水事件因为江湖连通顺畅可以达到减轻和消除富营养化效果。然而，最近 50 年来的湖泊持续富营养化，与人为闸坝建设并阻断江湖连系密切关联，湖泊的围垦和建闸削弱了湖泊的通江能力，增长了湖泊的换水周期，延长了溶解性营养盐在湖泊中的滞留时间。而且，由于面源污染增强和湖泊泄洪能力的降低，洪涝事件反而助长了湖泊营养盐的富集。因此在现有环境条件下，“引江济湖” （调引长江水到湖泊）方案不失为一种行之有效的解决湖泊富营养化的措施。

图 9.8 太白湖近 500 年来的沉积指标变化和湖水总磷重建

（硅藻组合指示湖泊生境的变化，其中 Aulacoseira alpigena, Cyclostephanos dubius, Cyclotella atomus, Cyclotella meneghiniana 为富营养指示种；附生硅藻种（Cocconeis placentula, Epithemia adnata, Eunotia pectinalis, Gyrosigma acuminatum）与水生植被生长有关；花粉、磁化率和粒度反映流域人类活动的信息）

图 9.9 长江中下游历史气候变化和宿松人口变化

（1630-1800 AD 期间湖水高总磷浓度分别与干旱频率的增加（1630-1700 AD）和流域人口的激增（1760-1810 AD）有关，而总磷浓度的快速下降与洪涝事件有关，上图兰线为干旱频率，黑线为滑动干旱频率）

湖泊的富营养化是自然和人类活动共同作用下的结果。因此，研究湖泊营养态演化的历史，同时也是研究人与自然相互作用的历史。目前，人类活动影响研究已渗透到全球变化研究的各个分支领域，成为各个学科前沿研究的热点。围绕如何区分人与自然影响程度的难点，龙感湖的研究通过相关气候（温度和降水）、人类活动（人口与农业施肥量等）资料、近 200 年来沉积物磷和湖水总磷序列、全球海气耦合模型长时间积分模拟输出的综合分析(刘健等，2005)，揭示了气候因素和人类活动因素对龙感湖营养态演化的贡献份额，得出在世纪尺度上 1950 年之前，气候变化是控制龙感湖营养状态变化的主要因素。但 1950 年以后，人类活动是主导因素，其对沉积物总磷和湖水总磷变率的贡献已分别占到总量 60％和 57％。湖泊较稳定的沉积环境及精确的年代序列，使定量估算近百年来人类活动引

起的营养元素累积量的增加成为可能(Yang, et al.,2008)。龙感湖湖泊沉积物中磷（P）、有机碳（OC）和氮（N）的含量随着人类活动的强度增强而不断增加，特别是自 1950 年以来，随着大量的人口迁入龙感湖流域，这种增加的趋势更为明显。根据营养元素与参考元素（Al、Fe、 Ti 等）之间的比值关系，人类活动引起的营养元素的累积量能从自然背景上区分出来。在过去的 100 年左右的时间里，人类活动引起的 P、OC 和 N 的单位面积累计增加量分别在 151.0～889.0 mg m^{-2} y^{-1}、4.3～149.0 g m^{-2} y^{-1} 和 0.5～18.6 g m^{-2} y^{-1} 之间，其中 1950 年以来增加幅度最为明显，人类活动引起的 P、OC 和 N 的增加量分别为 15.5 g m^{-2}、2999.5 g m^{-2} 和 392.0 g m^{-2}。

人类活动导致沉积物中元素浓度变化的一个主要原因，是人类活动对湿地的破坏，减弱了湿地对流域入湖物质的拦截功能。通过湖泊流域的 ^{137}Cs 时标和重金属元素的研究得出：龙感湖大规模利用湿地之初，重金属元素 Cr、Cu 等在湿地上出现的 1957 年的浓度峰值，在湖泊沉积物中出现于 1971 年，滞后约 14 年；围垦湿地、大规模垦荒，使湿地上重金属 Cr、Cu 等 1982 年的浓度峰值，在湖泊沉积物中出现于 1993 年，滞后 11 年，滞后时间明显缩短，表明随着湿地的被破坏，其拦截功能减弱（吴艳宏等，2006）。

总之，湖泊环境代用指标体系复杂，有陆源、内源、混源、人类活动影响等信息，导致环境解释时候有多解性和不确定性，因此，常需要多环境指标的综合判识。湖泊作为古全球变化的重要信息载体，受到全球、区域、局部等不同类型和多因素影响，表现出湖泊环境变化有不同时间尺度上的规律与驱动机制上的差异。如何准确地把握湖泊环境变化的各种过程与驱动机理，是当今地球科学界的热点，其深入发展也势必带来科学上的更多新认识和新思想。

参 考 文 献

安芷生, Porter S, Kukla K, 等. 1990. 最近 13 万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报, 35:529-532

安芷生, 刘晓东. 2000. 东亚季风气候的历史与变率. 科学通报, 45:238-249.

安芷生, 张培震, 王二七, 等. 2006. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长. 第四纪研究, 26:678-693

陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 2001. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百度尺度夏季风快速变化. 科学通报, 46:1414-1419

陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 2003. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学: D 辑, 33 (6): 563-568

陈敬安, 万国江, 陈振楼,等. 1999. 洱海沉积物化学元素与古气候演化. 地球化学: 28(6):562~570

丁仲礼，余志伟. 1995. 第四纪时期东亚季风变化的动力机制. 第四纪研究，1，63-74

董旭辉，羊向东，刘恩峰. 2006，湖北太白湖 400 多年来沉积硅藻记录与湖水总磷的定量重建。湖泊科学，18（6）：597-604

傅家谟,盛国英. 1992. 分子有机地球化学与古气候, 古环境研究. 第四纪研究, (4): 306-320

郭正堂, 刘东生，安芷生. 1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究: 256-269

胡守云. 1998. 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, 28 (4): 334-339

林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 1996. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究. 地球化学, 25 (1): 63-72

刘东生, 丁仲礼. 1992. 二百五十万年来季风环流与大陆冰量变化的阶段性耦合过程. 第四纪研究:12-23

刘恩峰, 沈吉, 朱育新, 等. 2004. 太湖沉积物重金属及营养盐污染研究. 沉积学报, 22 (3):507-512

刘健, 羊向东, 王苏民. 2005. 近两百年来龙感湖营养演化及其控制因子研究. 中国科学: D 辑, 35:173-179.

刘晓东, 李力, 安芷生. 2001. 青藏高原隆升与欧亚内陆及北非的干旱化. 第四纪研究, 21:114-122

罗建育, 陈镇东. 1997. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4000 年气候与环境变化. 中国科学: D 辑, 27 (4): 366-372

潘保田, 苏怀, 胡春生, 等. 2006. 兰州地区1.0Ma黄河阶地的发现和阶地形成时代的重新厘定. 自然科学进展，16(11): 1411-1418

秦伯强，于革. 1997. 亚洲内陆湖泊在 18kaBP 及 6 kaBP 的水位变化及其指示意义. 科学通报, 42 (24): 2586-2596

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. 中国科学: B 辑, 22 (12): 1300-1308.

沈吉，吕厚远，王苏民,等. 2004. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部2.8 MaBP以来环境演化及其对构造事件响应. 中国科学: D 辑, 34(4):359-366

孙湘君,林瑞芬. 1994. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年以来的古植被古环境. 第四纪研究, (3): 239-248

孙鸿烈，郑度. 1998. 青藏高原形成演化与发展. 广东科技出版社，广州， 88-102

王苏民,李建仁. 1991. 湖泊沉积—研究历史气候的有效手段：以青海、岱海为例. 科学通报, 36 (1): 54-56

王苏民，吴锡浩，张振克，等. 2001. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. 中国科学: D 辑, 31:760-768

王文远，刘嘉麒, Negendank J，等. 2000. 热带湖光岩玛珥湖记录的末次冰消期东亚夏季风两步式的变化. 科学通报, 45:860-864.

王有清，姚檀栋. 2002. 冰芯记录中末次间冰期—冰期旋回气候突变事件的研究进展. 冰川冻土, 24:550-558

吴丰昌,万国江. 1992. 湖泊沉积物中的年纹理与近代环境变化研究进展. 地质地球化学, (002): 50-53

吴佩珠，龙天才,王淑芬. 1995. 泥河弯层的氨基酸年龄测定. 地质科学, 30:159-165

吴锡浩，安芷生，王苏民，等. 1994，中国全新世气候适宜期东亚夏季风时空变迁。第四纪研究，（1）：24～37

吴艳宏，王苏民. 2006. 龙感湖沉积物中人类活动导致的营养盐累积通量估算. 第四纪研究, 26(5):843-848

吴敬禄，林琳，曾海鳌 ,等. 2006. 长江中下游湖泊水体氧同位素组成. 海洋地质与第四纪地质, 26 (3): 53-56

汪勇，沈吉，吴健,等. 2007. 湖泊沉积物^ 14C 年龄硬水效应校正初探—以青海湖为例. 湖泊科学, 19 (5): 504-508

旺罗,刘东生. 2000. 污染土壤的磁化率特征. 科学通报, 45 (10): 1091-1094

肖海丰，沈吉，肖霞云. 2006. 鹤庆孔碳酸盐纪录与深海$\delta^{18}O$，黄土粒度纪录的对比分析. 海洋地质与第四纪地质, 26:274-282

肖霞云，沈吉，王苏民，等. 2007. 鹤庆深钻孢粉记录揭示的 2.78 Ma 以来的植被演替与气候变迁. 中国科学: D 辑, 37:778-788

薛滨，姚书春，夏威岚. 2008. 长江中下游典型湖泊近代环境变化研究. 地质学报, 82:1135-1141

薛滨，于革. 2005. 中国末次冰盛期以来湖泊水量变化及古气候变化机制解释. 湖泊科学, 17:35-40

薛滨，于革，王苏民. 2001. 中国不同区域 30000aB. P. 以来湖泊水量变化特征. 第四纪研究, 21:567-567

薛滨，潘红玺．15 万年来 RH 孔沉积的古色素及其环境演化．青藏高原形成演化，环境变迁与生态系统研究学术论文年刊（1994）．北京：科学出版社，1995，161-167

羊向东，王苏民，沈吉，等. 2001. 近 0.3 ka 来龙感湖流域人类活动的湖泊环境响应. 中国科学: D 辑, 31:1031-1038

羊向东,王苏民 1994. 一万多年来乌伦古湖地区花粉组合及其古环境. 干旱区研究, 11 (2): 7-10

羊向东，沈吉,董旭辉,等. 2005,长江中下游浅水湖泊历史时期营养态演化及湖泊生态响应-以龙感湖与太白湖为例. 中国科学,专辑 35(增刊 2):45-54

姚檀栋, G T L，施雅风,等. 1997. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学: D 辑, 27 (5): 447-452

云南植被编写组编著. 1987. 云南植被. 北京：科学出版社, 417, 771-773

钟巍,熊黑钢. 1998. 近 12kaBP 以来南疆博斯腾湖气候环境演化. 干旱区资源与环境, 12 (3): 29-35

张振克，吴瑞金. 2000,近 1800 年来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 12(4).297~303

郑绵平，向军，魏新俊，等. 1989。青藏高原的盐湖。北京：北京科学技术出版社

赵文兰，叶愈源. 1996. 近 500 年长江中游气候变化的初步研究. 水文, 5: 19-23

赵希涛，鲁刚毅，王绍鸿,等. 1990. 江苏建湖庆丰剖面全新世地层及环境变迁与海面变化. 科学通报, 35 (4): 285-288

周杰，沈吉. 2007. 西部地区生态环境演变过程研究，北京：科学出版社

朱艳，陈发虎，等 . 2001. 石羊河流域早全新世湖泊孢粉记录及其环境意义. 科学通报, 46 (19): 1596-1602

Alley R, Mayewski P, Sowers T, et al. 1997. Holocene climatic instability; a prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 25:483-486.

An Z S. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quaternary Science Reviews, 19:171-187

Berger A and Loutre M. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Science Reviews, 10:297-317

Campbell I, Campbell C, Apps M, et al. 1998. Late Holocene approximately 1500 yr climatic periodicities and their implications. Geology, 26:471-473

Bond G, Showers W, Cheseby M et al. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278 (5341): 1257-1266

Cohen A S, Dussinger R,Richardson J . 1983. Lacustrine paleochemical interpretations based on eastern and southern African ostracodes. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 43 (1/2): 129-151

Craig H .1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta, 3 (2-3): 53–92

Deuser W G,Degens E T .1967. Carbon isotope fractionation in the system CO 2 (gas)-CO 2 (aqueous)-HCO 3-(aqueous). Nature, 215 (5105): 1033-1035

Digerfeldt G. 1997. Reconstruction of Holocene lake-level changes in Lake Kalvsj?n, southern Sweden, with a contribution to the local palaeohydrology at the Elm Decline. Vegetation History and Archaeobotany, 6 (1): 9-14

Ding Z, Liu T, Rutter N, et al. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. Quaternary Research, 44:149-159

Emrich K, Ehhalt D H,Vogel J C. 1970. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. Earth and Planetary Science Letters, 8：363-369

Fontes J, Ch G F,Gibert E. 1996. Holocene environmental changes in Bangong basin (western Tibet). Part 1: modern setting, mineralogy, stable isotope of carbonates and radiometric chronology. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 120 ： 25-47

Fritz P, Michel F A,Souther J G .1980. Isotope hydrogeology and geothermometry of the Mount Meager geothermal area. Trans.-Geotherm. Resour. Counc, 4

Fritz P, Morgan A V, Eicher U et al. 1987. Stable isotope, fossil Coleoptera and pollen stratigraphy in Late Quaternary sediments from Ontario and New York state. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 58 (3): 183-202

Fritz S C. 1996. Paleolimnological records of climatic change in North America. Limnology and Oceanography, 41 (5): 882-889

Fritz S C, Juggins S, Battarbee R W et al. 1991. Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function. Nature, 352 (6337): 706-708

Grootes P M, Stuiver M, White J W C et al. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature, 366 (6455): 552-554

Hodell D, Brenner M, Kanfoush S L et al. 1999. Paleoclimate of southwestern China for the past 50,000 yr inferred from lake sediment records. Quaternary Research, 52 (3): 369-380

Hutchinson S M. 1993. The magnetic record of particulate pollution in a saltmarsh, Dee Estuary, UK. The Holocene, 3 (4): 342-346

Jarvis D I. 1993. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China. Quaternary research, 39 (3): 325-337

Jones B F,Bowser C J 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. Lakes-Chemistry, Geology, Physics, 179-235

Kelts K,Hsü K J. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. Lakes: Chemistry, Geology, Physics, 295-323

Liu E F, Yang X D, Shen J, et al. 2007. Environmental response to climate and human impact during the last 400 years in Taibai Lake catchment, middle reach of Yangtze River, China. Science of the Total Environment, 385:196-207

Li J, Xie S and Kuang M. 2001. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. Geomorphology, 41:125-135

Lotter A F, Ammann B,Sturm M. 1992. Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. Climate Dynamics, 6 (3): 233-239

Magny M, Guiot J,Schoellammer P. 2001. Quantitative reconstruction of Younger Dryas to mid-Holocene paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, using pollen and lake-level data. Quaternary Research, 56 (2): 170-180

O'brien S, Mayewski P, Meeker L, et al. 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science, 270: 1962

Oldfield F,Appleby P G. 1984a. A combined radiometric and mineral magnetic approach to recent geochronology in lakes affected by catchment disturbance and sediment redistribution. Chemical geology, 44 (1-3): 67-83

Oldfield F,Scoullos M. 1984b. Particulate pollution monitoring in the Elefsis Gulf: the role of mineral magnetic studies. Marine Pollution Bulletin, 15 (6): 229-231

Round F E, Crawford R M,Mann D G. 1990. Diatoms: biology and morphology of the genera. Cambridge University Press, London, UK

Shen J, Jones R, Yang X, et al. 2006. The Holocene vegetation history of Lake Erhai, Yunnan province southwestern China: the role of climate and human forcings. The Holocene, 16:265-276

Singer A .1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments-a review. Earth Science Reviews, 21 (4): 251-293

Stuiver M .1970. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators. Journal of Geophysical Research, 75 (27): 5247–5257

Turner J V, Fritz P, Karrow P F et al. 1983. Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediments. Canadian Journal of Earth Sciences, 20 (4): 599-615

Walker D .1986. Late Pleistocene-early Holocene vegetational and climatic changes in Yunnan Province, southwest China. Journal of Biogeography, 13 (5): 477-486

Walker I R. 1991. Modern assemblages of arctic and alpine Chironomidae as analogues for late-glacial communities. Hydrobiologia, 214 (1): 223-227

Wang, Y.J., Chen, H., Edwards, R.L.,et al. 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093

Whitmore T J, Brenner M,Song X L .1994. Environmental implications of the late Quaternary diatom history from Xingyun Hu, Yunnan Province, China. Memoirs of the California Academy of Sciences, 17: 525-538

Yang X D, Anderson N, Dong X H, et al. 2008. Surface sediment diatom assemblages and epilimnetic total phosphorus in large, shallow lakes of the Yangtze floodplain: their relationships and implications for assessing long-term eutrophication. Freshwater Biology, 53:1273-1290

本章图表，其中图 9.3、9.5 和 9.9 是否用彩色请出版社决定，其余均用黑白（作者注）

表 9.1 长江中下游典型湖泊历史时期湖水总磷浓度变化范围

	太湖	龙感湖	太白湖	洪湖
地点	江苏	安徽与湖北交界	湖北黄梅县	湖北
湖泊类型	藻型湖	草型湖	藻型湖	草型湖
总磷（TP）	50-160 μg/l	40-68 μg/l	46-160 μg/l	45-70 μg/l
研究时段	过去 200 年	过去 2000 年	过去 500 年	过去 500 年

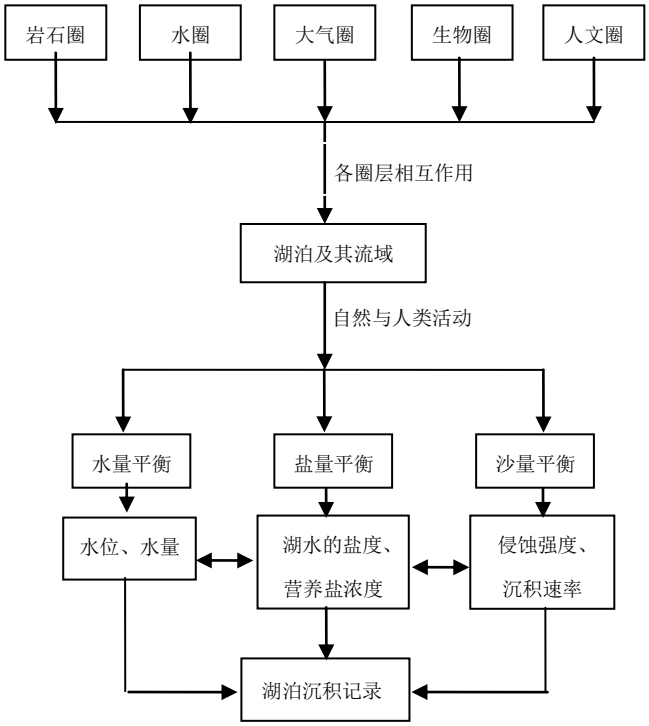

图 9.1 湖泊沉积记录的各类环境信息

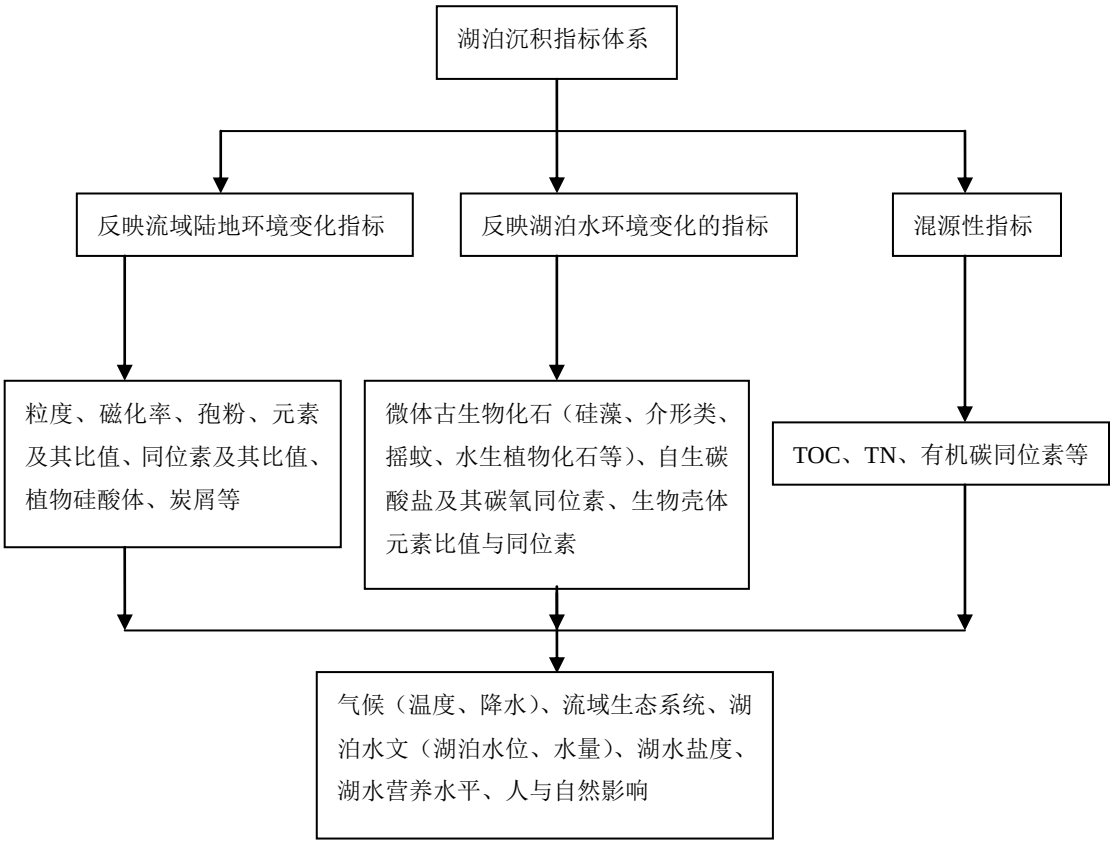

图 9.2 湖泊沉积代用指标与环境关系

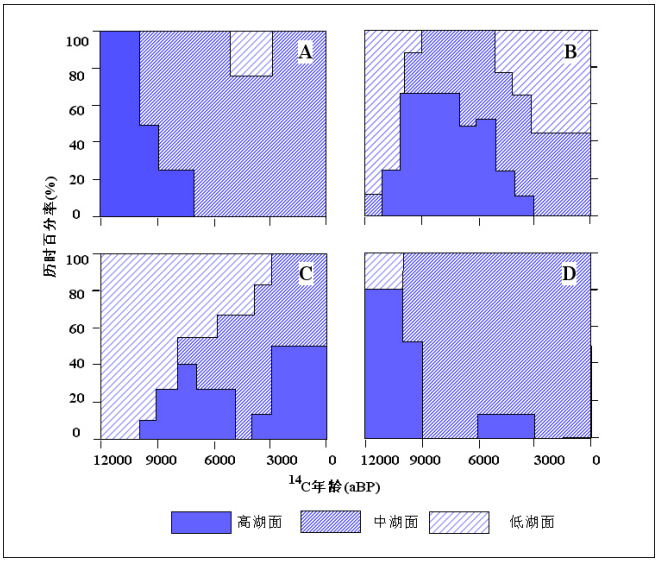

图 9.3 晚更新世以来不同区域特征时段高湖面分布

（图为高、中、低湖面出现的历时百分比； A 为东北区，B 为华北区，C 为长江中下游地区，D 为西南区）

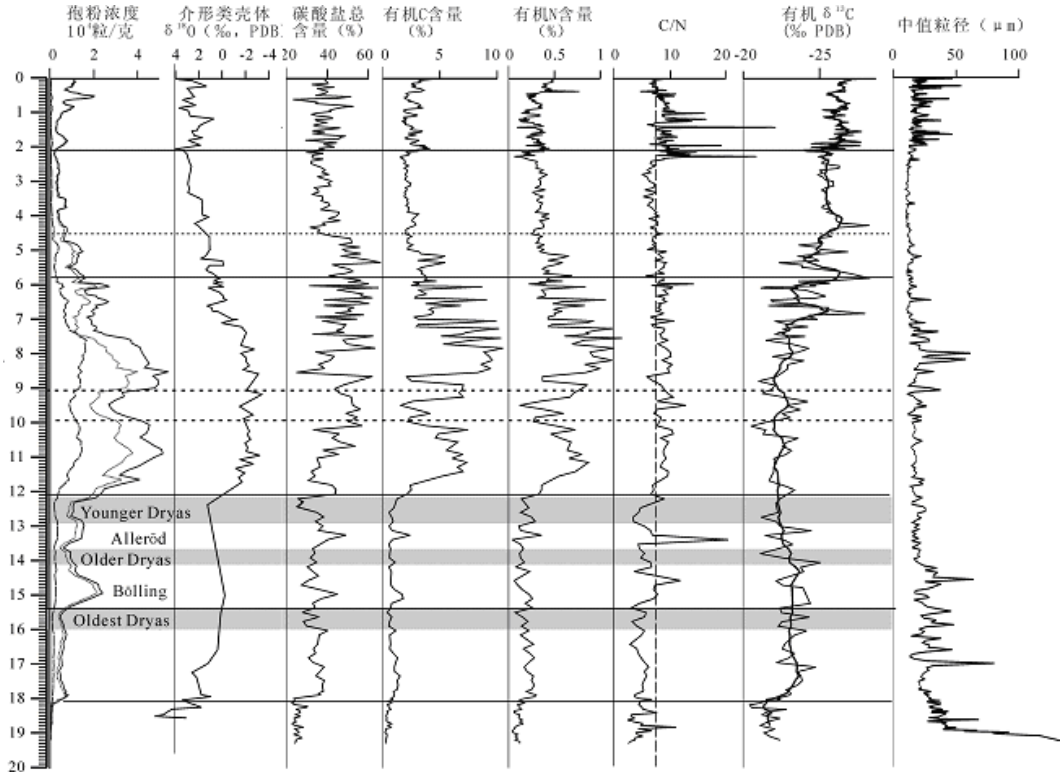

图 9.4 青海湖综合指标对比图

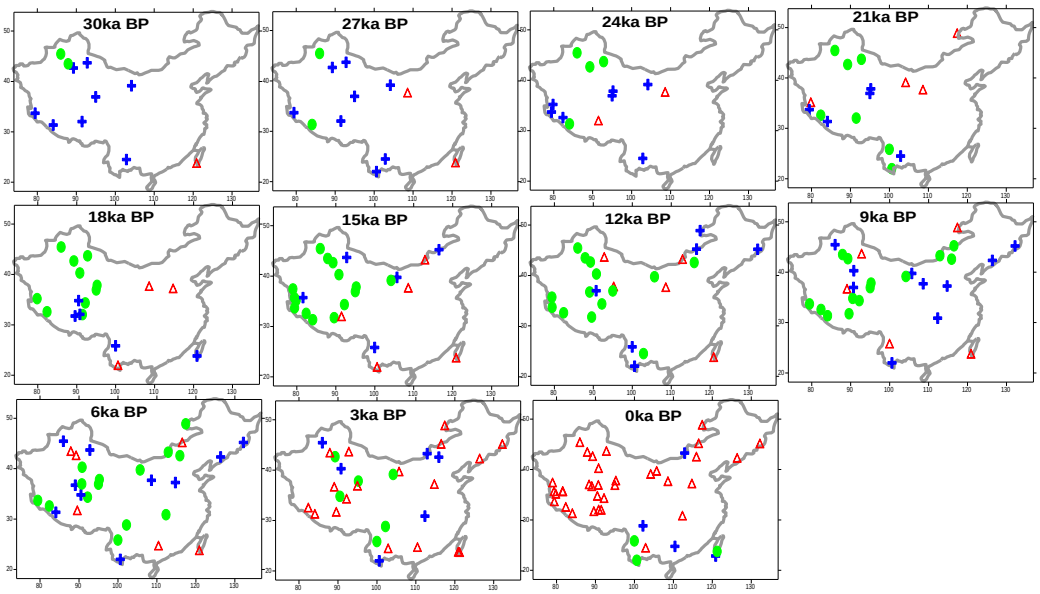

图 9.5 三万年来每三千年中国古湖泊水量空间变化过程

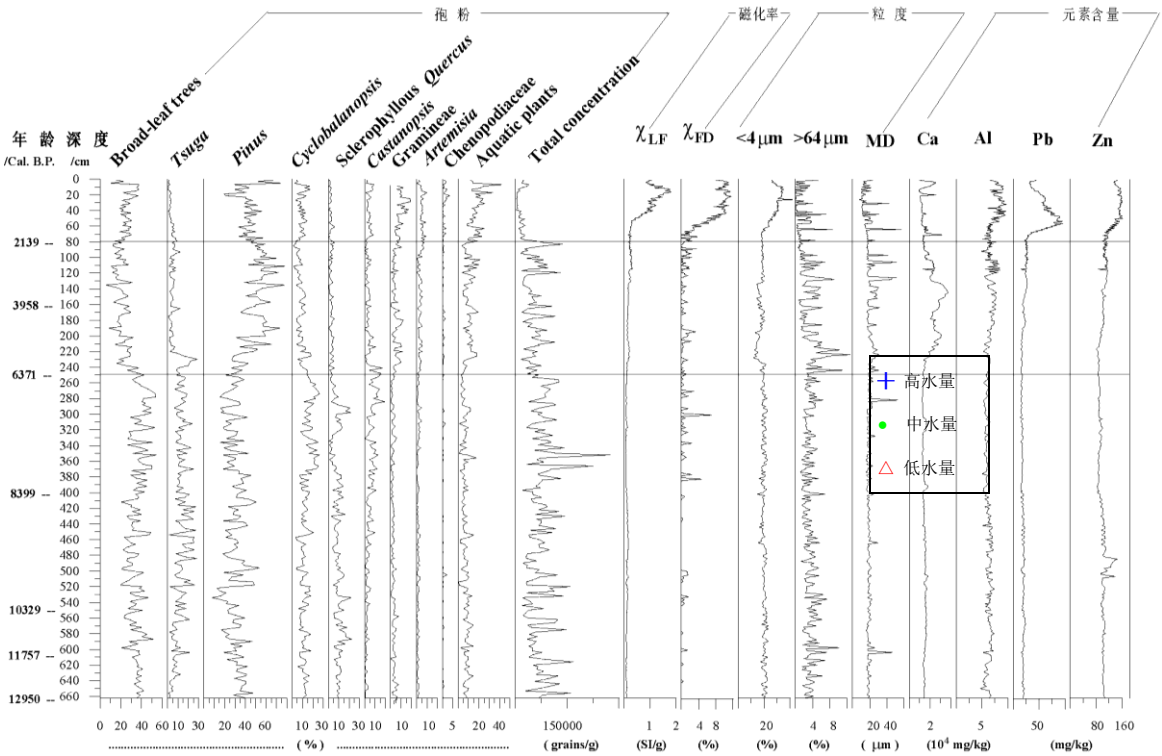

图 9.6 洱海沉积钻孔综合指标变化

（铁杉代表高海拔森林树种，青冈栎、栲等为山麓和盆地周围主要植被类型，松为目前该流域主要的次生林类型，禾本科等草本与人类干扰有关；频率磁化率与土壤侵蚀有关，元素地化指标反映了流域围岩成份，细颗粒与频率磁化率含量的同步增加指示了表层土壤的流失增多。年代为 ^{14}C 校正年代）

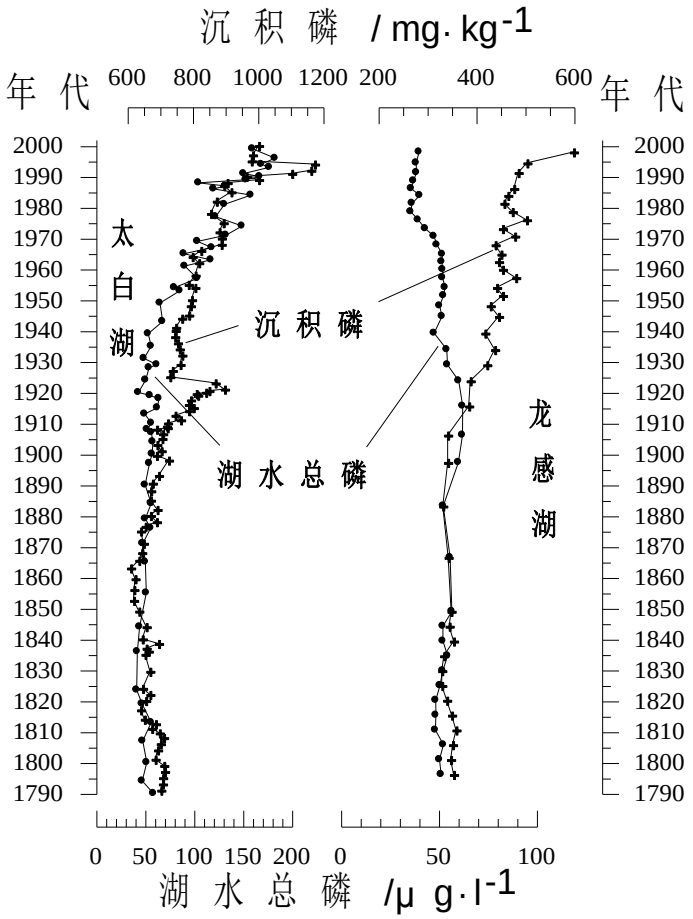

图 9.7 沉积物地球化学磷与湖水总磷的比较

（左边为太白湖，1920-1950 年为水生植被发育时期；右边为龙感湖，1920 年以来为水生植被逐渐发育阶段。水生植被发育阶段沉积磷与水体总磷的差异变化反映了水生植被的营养削减功能）

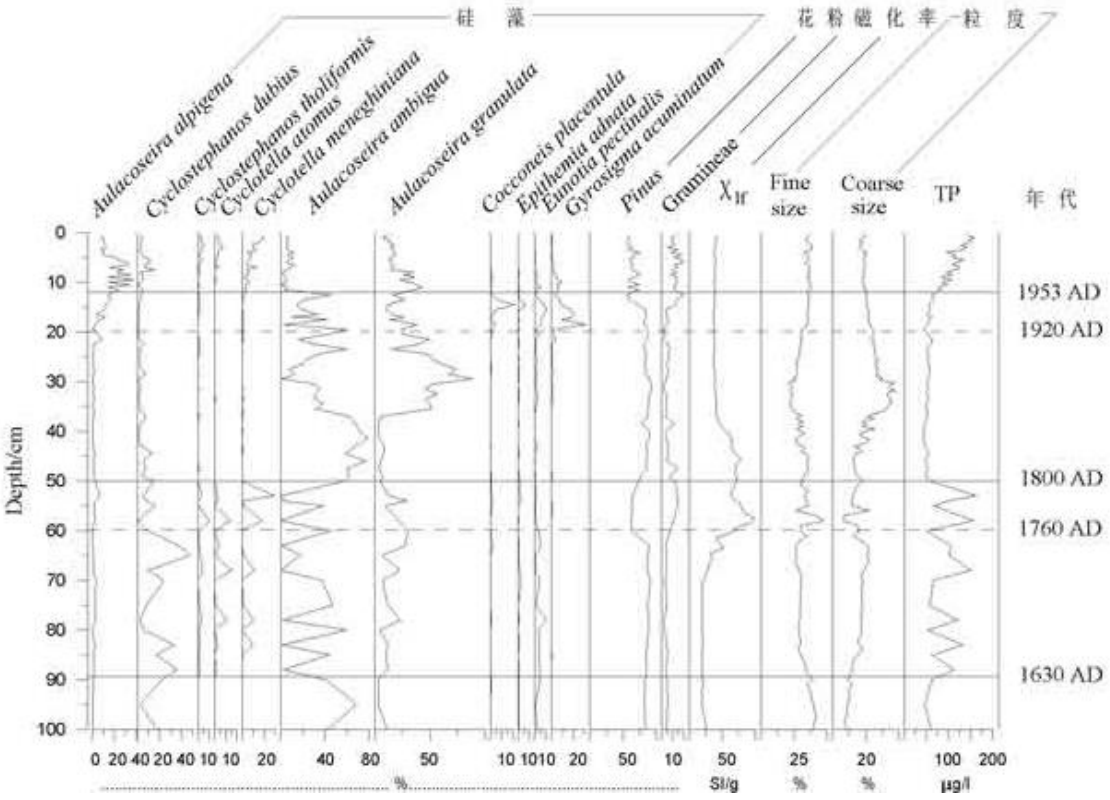

图 9.8 太白湖近 500 年来的沉积指标变化和湖水总磷重建

（硅藻组合指示湖泊生境的变化，其中 Aulacoseira alpigena, Cyclostephanos dubius, Cyclotella atomus, Cyclotella meneghiniana 为富营养指示种；附生硅藻种（Cocconeis placentula, Epithemia adnata, Eunotia pectinalis, Gyrosigma acuminatum）与水生植被生长有关；花粉、磁化率和粒度反映流域人类活动的信息）

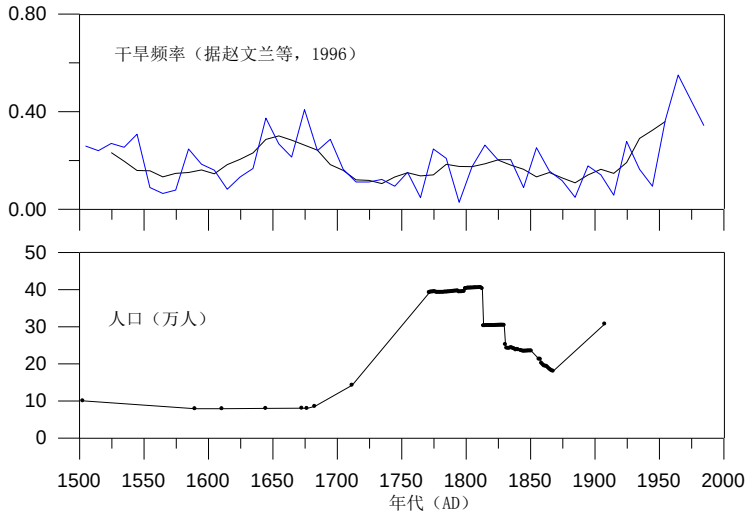

图 9.9 长江中下游历史气候变化和宿松人口变化

（1630-1800 AD 期间湖水高总磷浓度分别与干旱频率的增加（1630-1700 AD）和流域人口的激增（1760-1810 AD）有关，而总磷浓度的快速下降与洪涝事件有关. 上图兰线为干旱频率，黑线为滑动干旱频率）