第一篇　湖泊沉积

第 1 章　湖泊形成、演化与主要沉积类型

1.1 湖泊的形成及其成因类型

地球表面的湖泊，不论其何种成因类型，湖泊形成都必须具备两个最基本的条件：一是能集水的洼地即湖盆，二是提供足够的水量使盆地积水（汪品先 等，1991）。因此湖泊总是在一定的地质、地理背景下形成，通常情况下往往具有一定的事件性。许多湖泊通常是由于某些强烈的地质事件，诸如火山、地震或冰川作用形成的；还有许多湖泊的形成与地壳的缓慢升降有关。当湖泊形成后，流域和湖盆的地形，由于遭受风化、侵蚀、沉积作用以及人类活动等外营力的作用，而不断地发生着变化（弗里德曼 等，1987）。比如，北欧和北美洲北部的所有湖泊，都曾遭受过末次冰期巨大营力的影响，如果这些地区不再发生大的构造变动，那么所有湖泊终将在适当的时候被不断补充的沉积物所充填而转变为陆地。根据地质学的观点，湖泊是地球表面上暂时存在的地质体。就地貌类型或生物种属而言，它们具有青年期、壮年期和老年期等三个连续的发育阶段期。从其形成到成熟直至消亡的演化过程中，地质、物理、化学、生物作用的相互影响与依存，表现出明显的区域特色。因此，按照湖泊盆地的地质成因、湖水营养水平、湖水的分层等差异，湖泊的形成及其成因也具有复杂的多样性。

1.1.1 湖泊的形成—基于盆地地质地理的成因分类

由于湖盆是湖水赖以保存的前提，而湖盆形态特征不仅直接或间接地反映其形成和演变阶段，并且在较大地程度上又制约着湖水的理化性质和水生生物类群。因此，通常以湖盆的成因分类作为湖泊成因分类的重要依据。Hutchinson（1957）的著作鲜明地指出，在考虑湖盆成因分类时，必须同时考虑盆地的积水，也要基于湖泊形成的事件性与湖泊环境的区域性概念。根据盆地形成营力的性质，把湖盆成因分为 11 个大类和 76 个亚类，这是迄今为止最完整的湖盆成因分类。

本书引用 Hutchinson（1957）的归纳，共分 11 种主要湖泊类型（L.霍坎松，1992；汪品先 等，1991），简单概述如下。

1.1.1.1 构造湖

这一类型包括由地壳较深部的构造运动所形成的一切湖泊，例如：

（1）由造陆运动形成的湖泊，如里海、咸海以及黑海～里海地区的其它湖泊，它们是由于几次陆地的上升事件（如形成阿尔卑斯山的造山运动）而与大海分离开。

（2）由于倾斜、褶皱或翘曲等作用而形成的湖泊，如中非的裂谷湖群。

地球上最大的一些湖泊，几乎都属于构造湖的类型，如维多利亚湖、贝加尔湖、坦噶尼噶湖、死海、黑海、里海等。

1.1.1.2 火山湖

此类湖泊形态繁多，计有：

（1）包括低平火山口湖、破火山口湖及火山口湖等，如爪哇拉蒙岸火山斜坡上的寄生低平火山口湖。

（2）由火山熔岩堰塞形成的湖泊，如美国加利福尼亚的斯纳格湖。

1.1.1.3 滑坡湖

由滑坡、泥石流和岩屑堆截而形成的湖泊。由于滑移的碎屑或多或少地易于被随后发生的洪水或其它类似事件侵蚀掉，所以，此类湖泊在时间上往往较为短暂。

1.1.1.4 冰川湖

“在形成湖泊的营力中，没有一种可与更新世的冰川作用相比拟的。地球历史上的大部分时期中，始终存在着一些构造的、火山的和溶蚀的盆地，以及一些由风力作用和壮年期河谷的建造作用形成的湖泊；但是，由于现今存在的冰川活动所造成的小型湖泊的数量之多，却是十分特殊的现象，从而为湖泊学家提供了比中生代和第三纪大部分时期内形成的盆地数目总和多若干倍的可供研究的盆地。”这段引自 Hutchinson（1957）的话突出地说明，北欧和北美洲北部地区的湖泊数量之多，控制着北欧和北美洲的自然景观，并具有生态上和实用方面的重要意义。

冰川湖泊可分为四种主要成因类型：

（1）直接与冰相接触的湖泊。如赋存于冰上或冰内以及由冰围堵而成的湖泊。

（2）冰成岩盆地。如冰斗湖、山麓冰川湖（或亚高山湖）和峡湾湖等。包括英国大湖区的湖泊；欧洲阿尔卑斯山区的湖泊（如日内瓦、康斯坦茨和布里恩茨等湖）；加拿大北极区的大型湖泊（如大奴湖）；挪威的峡湾湖（如伦瓦滕湖和姆约萨湖）等。

（3）冰碛湖和冰水湖。由终碛、后碛或侧碛造成的湖泊。

（4）冰碛盆地。如锅状湖和融冻湖。

1.1.1.5 溶蚀湖

渗入石灰岩、石膏或岩盐等易溶沉积体中的水，能产生溶蚀盆地。前南克罗地亚达尔马提亚海岸的喀斯特区是著名的溶蚀湖区。美国佛罗里达州也存在着溶蚀湖，但是在那里老变质岩被第三系石灰岩沉积物所覆盖。此外，阿尔卑斯山的钙质岩分布区内，也有溶蚀湖存在。

1.1.1.6 河成湖

流动水的活动可形成以下湖泊类型：

（1）瀑布潭湖或侵蚀湖，是由大瀑布或现代与古代的瀑布或急流的侵蚀力所造成。

（2）当河流被其支流河道沉积物横切堰塞时，形成河成水坝，从而形成三角洲湖和浅湖。

（3）曲流湖，与壮年期泛滥平原伴生，如牛轭湖和天然堤湖，我国山东境内的南四湖当属此类湖泊。

1.1.1.7 风成湖

由风力活动形成的湖盆，称为风成湖。这样的湖盆主要出现于干旱地区。常见的有以下两种类型：

（1）由风的侵蚀作用形成的风蚀盆地。

（2）由风成砂或风成黄土围堵而成的湖泊。

1.1.1.8 海岸湖

海岸湖一般系由大海沿岸搬运的物质围堵而成，如沙颈岬湖和沙嘴湖。

1.1.1.9 有机成因湖

多属于小型湖泊，包括由植物围堵形成的植物水坝、海狸水坝和珊瑚湖等。

1.1.1.10 人工湖

指人工建造的湖、水库和废弃矿坑积水等。

1.1.1.11 陨石湖

是由外太空陨石以非常剧烈的方式在地表撞击所形成的湖泊。

在我国，湖泊的类型也是复杂多样。构造湖在我国五大湖区有普遍的分布，是在地壳的内力作用下（包括地质构造运动所产生的断陷，拗陷，沉陷）形成的构造盆地基础上经潴水而形成，青藏高原和云贵高原的许多大、中型湖泊如青海湖、纳木错、滇池、抚仙湖等多属这一类型。火山口湖与火山喷发有关，火山休眠后积水形成或由火山熔岩流堰塞原先河道而形成的火山熔岩堰塞湖，主要集中在我国东北地区，如中朝边界上的天池为典型火山口湖；五大连池则属火山熔岩堰塞湖。冰川湖是由冰川的挖蚀和冰碛物的堆积形成，主要分布在我国西部一些高海拔的山区，如西藏南部多庆错属于前者；藏东布冲错属后者。岩溶湖多由地表易溶性碳酸盐类岩层经溶蚀塌陷而形成，多分布在我国岩溶地貌发育比较典型的西南地区，其中以贵州省草海最有名。风成湖是沙漠地区的沙丘受定向风的吹蚀所形成的洼地或沙丘间洼地，经潜水汇集形成，主要分布在巴丹吉林、腾格里、乌兰布和等沙漠和毛乌素、科尔沁、浑善达克、呼伦贝尔等沙地地区，并多以小型时令湖形式出现。沿海平原低地，由于沿岸带的泥沙运动和海面波动，在河口、三角洲的海岸沙堤不断发展

扩大的条件下使古代的海湾演变为湖，并进一步发展，与海洋完全隔离，逐渐演变成淡水湖，这类湖泊集中分布在我国东部沿海地带，如杭州的西湖、宁波的东钱湖、天津沿海的七里海和团泊洼等。还有一类是由河床摆动残留的牛轭湖或随河流天然堤伴生的河间洼地湖等，这类湖泊大多分布在我国大江大河沿岸的平原低地。可见不同成因类型的湖泊分布或多或少都表现出区域的特色，但实际上在自然界，湖泊形成一般都具有多因素混成特点，如长江中下游五大淡水湖，其湖盆的形成既有地质构造的沉陷背景，但同时又与江、河、海的作用有着千丝万缕的联系，而且目前之所以保留一定面积的湖面，实际上还与沿袭老构造的新构造运动继续活动，以及区域气候有关（王苏民 等，1998）。

1.1.2 湖泊的形成—基于湖泊营养水平的分类

前文从地质学、地理学的观点概括地论述了湖泊的成因分类。本段拟根据湖泊沉积学原理（L.霍坎松，1992）详细阐述过的营养水平分类，讨论另一种有关湖泊营养水平的分类方案，进而分析湖泊的成因。

1.1.2.1 贫营养湖

贫营养湖的特征是，初始生产力低，水的透明度高，藻类容量小，营养元素磷（P）、氮（N）浓度较低，鱼群以含大马哈鱼和白鱼等种属占优势。此外仍需指出，在贫营养湖与富营养湖之间，存在着连续的而不是断续的关系。“中营养”一词，往往用以定义这两种关系的过渡区。

1.1.2.2 富营养湖

凡湖水中的氮、磷浓度高，含大量的叶绿素(Chla)，而且透明度低，生产力高的湖泊，称为富营养湖。该类湖泊一般以河鲈和淡水鱼为主要鱼种。

1.1.2.3 无营养湖

也称外营养湖，接受大量异地来源的有机质输入物的湖泊，通常称为“褐水湖”或“白兰地酒湖”，腐殖质含量高。这类湖泊自生的生产力通常低下。

1.1.3 湖泊的形成—基于湖水分层的分类

由于水的密度随温度变化的规律非常特别，在湖水 4℃时密度最大，所以湖水热分层是有关时空变化概念的一种非常有趣的平衡作用。典型情况下，较冷而重的水在湖底，称湖下层，中间有一个湖中层，而较暖而轻的水在湖面，叫湖上层。但是这种分层格局可以倒置过来，并且以许多不同的方式交换。瑞典一个典型的温度分层湖泊，夏季时湖水分层暖水层在冷水之上；春秋季节湖水发生循环而呈等温状态；到冬季时逆分层，湖上层比湖下层冷。按温度分层情况，湖泊可分如下类型：

1.1.3.1 无循环湖（永冻湖）

湖水常年结冰，从不循环。这在地球南北两极最多。湖水的加热主要靠阳光穿透冰层的热辐射，以及从湖底穿过沉积层的地下热源。这类湖泊有特殊的逆分层现象。

1.1.3.2 冷单循环湖

湖水温度从来上升不到4℃以上，只有一个循环季节（夏季）。分布限于寒冷地区和高海拔地区，常常与冰川和永久冻土带相伴。

1.1.3.3. 双循环湖

顾名思义每年循环两次，一般是在春秋季节。这是世界寒温带最常见的湖水温度分层类型。它们在夏季为正分层，冬季为逆分层。

1.1.3.4 暖单循环湖

每年循环一次，湖水水温从不低于 4℃。分布在温带，亚热带山区和受大洋气候影响的地区。

1.1.3.5 多循环湖

湖水循环频繁。可分为冷多循环湖和暖多循环湖两类：前者，湖水在接近 4℃时的温度循环；后者在较高温度下循环。多循环湖分布在风力有迅速更替、日温差大和季节温差较小的地区。

1.1.3.6 少循环湖

一般出现于热带地区，在温度远高于4℃的情况下发生不规则和罕见的湖水循环。

应当强调指出，上述分类是假定湖泊水深足以形成湖下层，而浅水湖泊不在此例。还应指出此种分类主要指整个水层发生循环的湖泊即全循环湖。许多湖泊属于局部循环湖，即只有上部湖水参与循环。

如果湖水分层是由盐度而不是温度梯度引起，则上、下水层之间不是温跃层而是由盐跃层分开，这种现象有时也叫做化学跃层。

1.2 湖泊的演化及其主要原因

因湖盆多处于被周围较高地区团团围绕的地形低洼处，故湖泊一旦形成，也就开始接受物质的充填，其结果总有一天要逐步走向消亡。因此一切湖泊在地质记录中都具有暂时性的特点。湖盆的充填作用无时不在，在一些湖泊非常显著，特别是一些裂谷湖中可以堆

积很大的厚度，例如死海自中新世以来沉积厚度已超过 4000m，而 Tahoe 湖 200 万年以来堆积了 200 多米厚的的沉积物，瑞士的日内瓦湖覆盖在基岩上的冰川堆积物和现代沉积物厚度约为 200m，加拿大不列颠哥伦比亚 Lillooet 湖的狭窄盆地内，大约接纳了 200m 厚的充填物，而日本 Yogo 湖在 1km 宽的谷地内充填物厚度达 200m (汪品先 等，1991；赖内克 等，1982)。最近钻探发现，位于我国云南西北、面积仅为 144 km^2 的鹤庆盆地，在 280 万年内堆积了 700m 厚的湖相沉积（沈吉 等，2008），云南抚仙湖的沉积也非常巨厚（中科院南京地理与湖泊研究所，1990）。

因此，许多湖盆往往在一个人的短暂生命时间里经历了可辨认的破坏周期：从湖泊到池沼到草沼泽到树沼泽再到干地的演变过程。从这个角度来说，有必要对湖泊与沼泽湿地作确切的定义，因为一个地方认为可以叫湖泊，但到另一个地方可能被叫池沼或者叫泥炭沼泽。Forel 把所有深水的任何盆地，只要不与海相连，都叫湖泊，如果水浅，就叫池沼。Muffkowski 认为湖泊与池沼的区别在于水体的大小及深浅，而后来的研究者们或多或少用 Forel 在 1892 的分类。汪品先等（1991）认为，湖泊是一种水体，其深度过大以至不容许植物（水下植物不在此例）穿过整个水层扎根水底；而池沼是水的淡水积聚体，植物可以（但不一定）连续地穿越而过。英文中池沼的“swamp,”“marsh”和“bog”几个名词常常被视作同义名，因为它们都指排水不畅的地区。但是湖泊学工作者把含水饱和的地面有树木的叫 swamp (树沼泽)；没有树木，但有水生植物和草的叫 marsh （草沼泽）。而 bog（泥炭沼）是指任何有泥炭积聚的含水饱和的地区。当然树沼泽、草沼泽如果年龄足够老时或者在高纬度地区的泥炭易于形成地也可能积聚泥炭。

如上所述，湖泊在其生命周期内总体上呈现充填的长期趋势。但是，湖泊的演化过程是复杂多样的，驱动因素也很多，湖泊演化的不同阶段与过程的特征、变化的速率是区域地质构造、气候、生物活动的具体表征。因为，湖泊是陆地水圈的重要组成部分，与大气圈、岩石圈、生物圈有着密切的联系，各圈层相互作用的自然过程无不引起湖泊的变化。湖泊现存的形态不仅取决于原始盆地的形态，也取决于后来的构造运动和均衡运动，同时还与充填物质的堆积作用有关。对湖泊物理状况变化的影响因素可归纳以下四种；（1）气候变化对盆地范围的影响；（2）水位变化对盆地范围的影响；（3）自然的侵蚀～堆积趋势对盆地范围的扩张或收缩变浅的影响；（4）地区性的变化对局部盆地影响，例如三角洲的迁移，沙嘴和沙坝的形成以及因流域变化造成入湖水流的变化等。此外，历史时期的人类活动方式与强度对湖泊的演变起到了不可低估的作用，并具有加速其演化的趋势。

由于湖泊分布地域广阔，不同自然地理区域，不同类型湖泊的演变过程各具特点，湖泊演化及其原因也复杂多样。故本节以我国湖泊为例，分析湖泊的演化及其主要原因。

1.2.1 湖泊演化与地质构造

地质构造是湖盆形成的基础，控制了湖泊空间分布和区域宏观特征。大型的可供积水的湖盆，或多或少均与地质构造活动和地质构造背景有关。湖盆形态和湖水深浅总是和地质构造活动的性质与强度分不开。即使是平原区的河成湖和堆积洼地中发育的浅水湖，它们的前身或者是地质构造的下沉区，或者是沿薄弱带形成的古河道。因此区域大构造的差异，使得湖泊或湖群的特点截然相异。

总体而言，在大地构造背景的控制下，我国陆地地形形成了自西向东三大地貌阶梯。第一阶梯为青藏高原，以整体的强烈隆升为特色，表现为高原内部为山脉与宽谷和盆地相间分布的地形特点，但其边缘地区高山环绕，峡谷深切。青藏高原上星罗棋布的湖泊大多

沿断裂发育，呈条带状分布，加上高寒的气候条件，湖泊多为咸水湖和盐湖。淡水湖一般分布在冰雪融水补给的山间盆地或者近期河流溯源侵蚀切开的盆地。该区湖泊成湖历史长，至今大多数仍维持较大水深，而且具有较复杂演变历史。位于一、二级阶梯过渡转换带的横断山区，因强烈的地质构造运动造成巨大的地形高差，形成特有的高山深谷相间分布的地貌景观。这里湖泊规模较小，多发育在陡而深的断陷盆地内，其成因多为地震、滑坡、泥石流等活动频发而形成的堰塞湖。第二阶梯地质构造的特点是总体抬升背景下的断块升降差异运动，形成一些巨大的高原和盆地，为断陷湖泊的形成奠定了地质基础。但因构造运动的强度和幅度均不及第一阶梯，新构造运动也相对稳定，故很多断陷湖泊经长期演化已逐渐进入充填晚期，如云贵高原的滇池、洱海、杞麓湖，内蒙古高原的岱海等，但也有湖泊如抚仙湖、泸沽湖仍处于深陷阶段。我国东部第三阶梯的地质构造运动总体背景是以下沉为主，形成自北向南的广阔丘陵平原带。平原区很多湖泊的形成与古河道变迁有关。特别是长江中下游地区，形成密如蛛网的河湖交织带，这些湖泊的共同特征是水浅，形成时代较晚，一般仅有数千年历史，成湖后变化较大，受人类活动的影响十分明显。

地质构造还控制着湖泊形态和湖水补给条件，但不同类型的断陷湖泊还存有差异。发育于双断式地堑内的湖泊多为狭长型，两侧为高大山体所挟制，边坡陡峭，岸带狭窄，湖水较深，水下地形坡度也较大，湖盆横剖面成倒梯形，如发育在云南小江断裂带的抚仙湖最大水深达 155m；又如新疆阿尔泰山区的哈纳斯湖，在强烈断陷和冰川刨蚀的作用下最大水深达 188.5m。更多的断陷湖盆是在不对称地堑或单断构造的基础上发育形成，控盆主断裂一侧成陡岸，岸线曲折，如洱海、滇池、青海湖、岱海、博斯腾湖等。构造拗陷湖盆则往往成圆形、椭圆形，无明显的断裂构造控制。另外，构造湖的湖水补给条件也与构造运动性质和强度密切相关。在地质构造差异运动强烈的地区，往往盆地高差大，但汇水面积并不大，径流补给方式常常表现为多条短小湍急的入湖溪流及沿盆地长轴方向发育的较大的河流补给，如洱海、青海湖。而在地质构造相对稳定或者平原地区，河流发育成熟，流域面积宽阔，常有数条较长的河流入湖，形成较大规模的河流三角洲体系，如洞庭湖、鄱阳湖等。内陆地区地质构造分隔性强的断陷盆地，往往是区域地形的最低点，为水文封闭型内流湖的水系发育创造了条件。

从湖泊发育演化作分析，地质构造运动的作用常表现在对湖泊演化阶段与过程，即地貌 - 沉积旋回的控制。一般来讲，构造湖在地质构造发育的初始阶段地形高差还较小，往往形成浅水湖沼沉积；进入深陷期，地质构造下沉强烈，发育为深水湖阶段；随着区域地质构造运动渐趋稳定，沉积作用大于构造沉降作用，湖盆沉积呈超补偿充填，水域趋于收缩变浅，湖水富营养化，水生植物繁盛直至湖泊完全被充填、消亡。

1.2.2 湖泊演化与气候因素

地质构造运动在湖泊演化中的作用是长尺度的，它控制了湖泊演化的大格局。而气候因素对湖泊的塑造和影响更为直接。在气候的诸多要素中，降水量与温度对湖泊的影响最为显著，因为降水量和蒸发量的改变直接控制了湖泊进出水量的平衡状况，表现为湖泊水体的收缩和扩张，进而可影响湖泊的性质。末次冰期以来，我国不同区域的湖泊经历了数次变化，多明显地受控于气候的冷暖干湿波动。全新世时期的一些重要的气候事件，在湖泊演化的记录上相应地都有所响应。在末次冰盛期时，由于冬季风加强，夏季风退缩，海面急剧下降，季风降水减少，我国境内湖泊都处于收缩甚至干涸的状态。青藏高原许多大湖解体，湖水咸化，沉积蒸发岩盐层；内蒙古的一些内陆湖泊这一时期普遍出现盐类沉积；

东部湖泊大多被河流切穿而疏干，转变为河流沉积。随着末次冰盛期结束，气温回升，季风降水增加，我国大部分地区的湖泊水面扩张，尤以干旱半干旱区的湖泊水面扩张较明显。全新世早中期的气侯适宜期，是我国湖泊发育的鼎盛时期，不论湖泊的数量还是面积都达到最大。晚全新世以来，气候又向冷干的方向发展，季风极峰位置南迁，我国南涝北旱的气候格局初步形成，相应我国西部、西北部的许多湖泊逐渐收缩、咸化，发生盐类沉积；而东部长江中下游为一明显的成湖期，现存的一些大湖大多形成于该时期。

1.2.3 湖泊演化与河流影响

平原地区河流的摆动造成河道废弃与改道；河流堆积作用的不均衡性常形成河间的低洼地；河流的溯源侵蚀与袭夺等河流作用，往往对湖泊的形成和消亡有着重要的影响，尤其在我国东部平原上一些大江大河附近的湖泊，受河流的影响表现的更为明显。晚全新世以来长江主泓的南摆阻碍了赣江排水入江是鄱阳湖形成的重要原因；同样湘、资、沅、澧四水受阻形成洞庭湖；而长江北岸原有的大湖古云梦泽、古彭蠡泽则因长江南移而逐渐萎缩、分裂成若干小湖。历史时期黄河夺淮夺泗入东海，泥沙淤积和黄河水渲泄不畅在低洼地潴积，是淮河下游洪泽湖和南四湖的主要成因。在华北平原上，由于黄河、海河的摆动和迁徙，在自然堤间的洼地或废弃河道中潴水形成东平湖、白洋淀等华北平原上众多的湖沼洼淀。

在地壳运动强烈的山地和高原地区，由于河流强烈下切，溯源侵蚀迅速，致使高原面上的一些湖泊被河流切穿，湖水被疏干，湖泊消失，现代仅保留了古湖盆形态和古湖相沉积物。也有部分湖泊因河流作用，致使封闭的咸水湖变为有出流的淡水湖。这种现象在藏东南和云南高原较多，在上述地区至今仍有众多干涸的古湖盆分布，如若尔盖盆地，扎陵-鄂陵湖盆地，云南的保山坝、蒙自坝、曲靖沾益坝等。

1.2.4 湖泊演化与海面变化

近海湖泊的形成和演变或多或少受海面变化的影响。有的湖泊本身就是海面变化后形成的，如海面下降、海岸后退，往往在沙砾堤之间的洼地积水成湖；也有的湖泊因沿岸搬运的物质围堵，沙嘴发育，形成沙颈岬湖和沙嘴湖。江苏省的太湖就是一个典型的例子，“泻湖说”也是太湖成因的一个主要假说。

沿海的湖泊环境更直接受海洋的影响，如海面上升导致的海水入侵，湖水咸化，相应地湖泊生物属种也发生变化，甚至会出现一些有孔虫等海相属种。此外，海洋的一些特殊气象灾害也会对沿海的湖泊产生重要的影响，比如风暴潮，在湖泊的沉积物中均有反映。

更多近海湖泊的形成和环境演化受到海面变化的间接影响。一些近海湖泊，尽管与海洋不是直接连通，但是湖泊的侵蚀基面通常是海平面，海平面的波动必然导致湖泊的相应变化。比如长江中下游的很多湖泊，在末次冰盛期时，海平面比现在低 100 多米，侵蚀基面下降，引起长江河床深切，沿江湖泊多处于干涸状态；在晚冰期至早全新世，随着海面的上升，侵蚀基面随之上升，湖泊逐渐形成，湖面面积扩大，湖水位也升高。

1.2.5 湖泊演化与人类活动

近几千年来人类活动不断加强，人类对湖泊演化的影响也越来越大，主要表现在围湖

造田、流域森林砍伐和水土流失以及各种河湖水利工程建设如湖堤、河湖闸坝、引水工程，以及湖水污染和富营养化过程加速等方面。

1.2.5.1 围湖造田

随着人口的增加，人类对土地的需求也随之增加，人们常利用湖滩地优越的水热条件围湖造田，湖泊的自然发展因受人为影响而削弱。它不但影响湖泊正常演变，而且也常成为加重湖区洪涝灾害的隐患。

我国历史上曾有过 3 次大规模的围湖造田时期，即：魏晋～南北朝、宋代、以及明末清初以来。其中宋代的围垦最甚，当时我国东部地区几乎 90%的湖泊都遭到不同程度的围垦。前述 3 次大规模围垦期，恰好是我国历史上 3 个气候干冷时期，同时也是黄河、长江以及我国东部湖泊的低水位时期。大片裸露的湖滩地也诱发人们对湖区的围垦活动，所以，这 3 个时期也是我国东部地区历史上湖泊消亡的主要时期。

我国历史上人类对湖泊演化的影响并不是单向的。也有因水灾频繁而湖泊禁垦、兴建水利废田还湖时期。如历史上汉代、唐代、元代至明代前期是较大规模的退田还湖和大兴水利时期。这 3 个时期也正是我国历史上的气候温湿期。由于有效湿度的增加使很多湖泊水位升高，湖面扩展，水灾频发，故迫使地方政府颁发禁围令。如 1159 年太湖禁围令后，广泛开展了退田还湖工程，仅常熟、昆山两县就废弃围田 13 处。

历史时期湖泊围垦的过程反映了人与自然之间相互联系相互制约的关系。气候干冷时，农业生产受到严重的影响，人们必须设法扩大供水条件较好的耕地以补充产量上的减少。同时由于气候的干旱使湖泊水面缩小，湖滩露出水面，成为新增土地的优选对象。而大规模的围垦又加速了湖泊的萎缩乃至消亡。反之，在气候相对温湿时期，丰沛的降雨又迫使人们为了减少洪涝灾害，增加湖泊蓄水面积和行洪通道，不得不退田还湖，使湖泊面积扩大。人类生产活动的这种变化，也在很大程度上改变了湖泊自然演化的过程。

1.2.5.2 拦河建坝，截流用水

在湖泊的补给河流上，建拦河闸坝、截流和开发利用水资源，是人类发展生产的基本方法，也是影响湖泊变化的重要方面。以我国西北干旱区主要靠河流径流补给的湖泊尤为明显。随着区域经济的发展，因灌溉、工业、生活用水的需求猛增，致使湖水补给减少，湖泊水位下降，水质咸化等现象普遍，如新疆博斯腾湖、艾比湖、布伦托海等湖泊；极端情况甚至导致湖泊干涸消失，如罗布泊、居延海等。新疆布伦托海因农垦事业发展，灌溉用水增加，1959～1986 年水位下降 5.4 m，平均 0.19 m/a，水域面积缩小 110.5km^2，湖水矿化度从 2720mg/L 上升到 3510mg/L。又如内蒙古的居延海，20 世纪 50 年代初东、西居延海（又称索果淖尔与嘎顺淖尔）还是面积分别为 35.5 km^2 和 200.0 km^2 左右的湖泊。此后，随着其上游黑河流域经济的发展，在湖泊上游兴修水库 98 座，总库容达 $3.7\times10^8 m^3$，使居延海湖水补给量锐减，至使嘎顺淖尔于 1961 年秋完全干涸至今；索果淖尔也有 6 次干枯，近两年来则滴水皆无。

也有些湖泊因灌溉尾水的大量排入，湖面扩大。如新疆的艾西曼湖，原来面积仅 18.0 km^2，1954 年在其上游开垦了沙井子灌区，耕地面积达 $2.2\times10^3 hm^2$，从 1960 年起，由于种植水稻压盐洗盐的需要，大量引水入灌区，现灌区水稻面积已占总耕种面积的 55%以上，年排出水量超过 $1.0\times10^8 m^3$。由于大量高矿化度农田排水入艾西曼湖，使湖面迅速向东南

扩展，现湖泊面积已达 149.6 km^2，湖水的矿化度也迅速增高。

可见，西部干旱半干旱内流地区，由于上游截流用水引起的湖泊补给水量的变化，对湖泊的扩大或缩小有重要的影响。我国东部外流湖区湖泊，由于人类筑堤建闸，兴建防洪和运航工程，使湖面扩大的例子也很多。如骆马湖，原为沂河和运河间的季节性的滞洪洼地，汛期蓄水，冬季种麦。1958 年修建了一系列闸、堤，使之形成一个面积达 296.0 km^2 的湖泊。又如洪泽湖，是淮河干流上面积最大的拦洪蓄水的平原湖泊，以东岸人工大堤为屏障，形成湖底高出东部平原 4.0—8.0 m 的“悬湖”。在历史上洪泽湖一遇特大洪水年份，大堤溃决，水患连年。解放后经大规模水利整治工程建设，如三河闸、二河闸、高良涧进水闸、入海河道、入江水道及配套船闸等一系列大型工程建设，基本上根治了洪泽湖水患，并使其面积从 1555.0 km^2 扩大到 1805.0 km^2。

1.2.5.3 泥沙淤积

随着经济的发展，人类不断砍伐森林扩大垦殖面积，使流域植被遭破坏，引起水土流失加重。因大量泥沙被带入湖泊，至使湖泊淤积增强，面积萎缩。这种现象在我国黄淮海平原和长江中下游地区最普遍，其中，尤以长江中游湖泊最甚。目前，长江出三峡后的年输沙量已增至 5.0×10^8 t，中下游的湖泊洼地是其主要沉积场所。泥沙迅速的淤积和人类对湖泊围垦致使 20 世纪 50 年代以来，江汉平原的湖泊数由 1066 个减少至 326 个，总面积缩小了约 6000.0 km^2，2/3 的湖泊面积消失。位于荆江南岸的洞庭湖，因纳荆江四口和湖南省湘、资、沅、澧四水来沙，各河流入湖三角洲迅速扩展，加上人类围湖造田，致使洞庭湖面积迅速萎缩。1825 年汛期时湖泊面积有 6000.0 km^2，而 1949 年减为 4350.0 km^2，1958 年为 3141.0 km^2，1983 年减至 2691.0 km^2。平水期湖泊面积也由 1955 年的 2085.5 km^2 减小至 1984 年的 1308.0 km^2，甚至 1989 年枯水期时湖泊面积仅剩下 348.0 km^2。鄱阳湖也是一个典型例证，自 20 世纪 50 年代以来，湖泊面积缩小近 2/5，损失水面积达 2116.0 km^2。

泥沙的淤积作用也可导致湖泊水位的上升。如太湖，据测定近 40 年来东太湖的淤积量 $0.155\times10^8 m^3$，西太湖达 $1.41\times10^8 m^3$，两者总淤积共 $1.56\times10^8 m^3$，占全湖调蓄总量的 4.2%，可相应增高湖水位 6.6 cm。同时，由于出湖河道的淤积，近 30 年来太湖出湖河道断面减少 22%，加上人工封堵，使太湖失去出流过水断面面积 1200.0 m^2，占原来总过水断面面积的 75%，致使东太湖排水能力仅为原来的 1/3，也迫使太湖水位上涨。

1.2.5.4 湖水污染和富营养化过程加速

在自然界湖泊由贫营养→中营养→富营养的演变过程极其缓慢，但人类社会经济的快速发展，大大加快了湖泊富营养化进程，往往在几十年间甚至几年间便可完成湖泊的富营养化进程。加上工、农业与生活废水中有毒有害物污染，导致部分湖泊水环境急剧恶化。我国东部经济发达区的很多湖泊污染与富营养化问题十分突出，如巢湖与南四湖由于工业废水排入，湖泊 N、P 的输入量占湖泊总输入量之比例分别达到 14.84%、25.65%和 38.4%、111.33%；生活污水入湖的 N、P 负荷占湖泊总负荷的 15.62%、22.64%和 6%，12%。

从 1963 年到 1984 年的 21 年内，巢湖 TN（总氮）增加了 20.73 倍，致使大量藻类繁殖，其中蓝藻和硅藻分别增长了 3.15 倍和 2.47 倍。另外，云贵高原的湖泊大多成半封闭状态，湖水的交换率较低，加上近年来经济发展，也使湖泊中污染物和营养盐迅速富集，其中尤以昆明城郊的滇池为甚。据 1988 年度实测，入湖 TN 和 TP（总磷）的 89%和 74%聚

积在湖区沉积下来。结果，在调水力图改变湖水状况时，因底泥中积累的有毒有害物质及营养盐释放，往往造成二次污染的恶性循环，导致水质进一步下降。

由于大量的未经处理的工业、农业和生活污水排入江河，往往最终都流入湖泊。导致我国大部分湖泊的水质全面下降。湖泊富营养化趋势加快。根据最近几年在长江中下游地区开展的湖泊富营养化调查，包括该地区所有城郊湖泊（如武汉东湖、南京玄武湖，杭州西湖），以及太湖、巢湖、东平湖等大型湖泊，绝大多数湖泊均处于中营养～富营养状态。另对我国 121 个大型湖泊调查的资料表明，有超过 50％的湖泊趋于富营养化；1996 年对 26 个国家控制湖泊的调查显示，有 86％的湖泊趋于富营养化。由此可见，我国湖泊的富营养化发展趋势相当迅猛，而其中绝大多数为长江中下游地区的浅水湖泊。

1.3 湖泊主要沉积类型

湖泊沉积是陆相沉积物中分布最连续，层位最稳定的沉积类型之一。如前文所述，根据湖盆的成因，有构造湖，堰塞湖，火山湖，冰川湖，风蚀湖与牛轭湖等，其沉积物特征是各不相同的。另外，湖水温度分层现象对湖泊深水相沉积物的特征也有重要影响，使其经常具有季节层理（纹泥）的特征。例如武昌东湖的湖心沉积物夏季为物理沉积（灰色）；秋、冬季动植物大量死亡，为生物碎屑沉积（黑色），形成沉积物的季节层理现象。

湖泊沉积类型及其组合关系，主要决定于气候条件和物质来源，尤其是气候条件对湖泊沉积模式起着重要作用。在蒸发量小于降雨量的湿润地区，多出现“永久性”的淡水湖沉积。蒸发量大于降雨量的干旱区，常见有间歇性的盐湖沉积。此外，我国广泛发育的中生代和新生代大型湖相沉积盆地，如四川盆地的侏罗纪湖相沉积，山西大同盆地的泥河湾湖相沉积等，在湖相沉积物中经常有富含有机质的黑色页岩分布，是良好的生油层。与湖心亚相页岩共生的湖滨亚相沉积，如入湖三角洲亚相和河床亚相的砂岩常构成油气储集层。我国大型陆相沉积盆地中的油气资源，大多在湖相沉积内生成，然后运移到油气储集层内形成工业性油气田。因此在我国晚新生代的地质演化条件下，湖泊沉积配合河流沉积，是构成重要的生油－储油岩系之一，由此可知，研究湖泊沉积也具有重要的经济意义。

同时，湖泊沉积又是研究大陆古环境变化的重要对象之一。因为每个湖泊都可以看成一个系统，从集水盆地的气候和地质条件，到湖水的物理，化学性质，再到湖泊的生产力和有机质的堆积，相互之间都有着“牵一发而动全身”的内在联系。湖泊沉积物忠实地记录了这些内在联系及其变化的历史，其中包含有湖泊以外集水盆地（如植被变迁，泥沙输入）和湖泊水体本身（如藻类生产力，水质变化）的信息；有湖水表层（如波浪作用，浮游生物）和底层（如水底含氧量，底栖生物群落）环境的信息；也有沉积作用（如生物扰动）和成岩作用（如次生胶结）的信息。古湖泊学是研究湖泊系统历史演变的科学，其任务就是从沉积记录中分别提取这些信息，通过多学科定量研究和建立湖泊系统演变模式的方法，揭示湖泊沉积和湖泊矿产的分布和形成规律。与其他各类陆相地层比较，湖泊沉积独具的优点是同时兼有高度的连续性和分辨率，因而古湖泊学在当今全球变化研究中又成为大陆古环境研究的一个重要自然载体。

湖泊沉积类型大体可划分为以下几类（任明达 等，1981）：

（1）陆源碎屑湖泊沉积。发育在降雨量大，物质来源丰富的山间盆地湖盆中，具有环带状分布的碎屑沉积特征，由滨湖到湖心，依次出现砾石带，砂石带，粉砂带和淤泥带。

（2）化学湖相沉积。多分布在温湿或湿热气候带的平原地区。中欧一些湖泊的碳酸盐

沉积可能与地中海气候背景有关，河流仅带入少量细粒物质，湖滨为粉砂质沉积，含有被波浪冲刷破坏的淡水生物介壳碎屑，湖心部分是碳酸盐沉积，形成钙质泥灰岩。此外半干旱半湿润气候条件和陆源碎屑沉积不发育的湖泊也有利于碳酸盐沉积，如我国青海湖、云南程海等。

（3）生物湖相沉积。湖心是有机成因的腐泥沉积，湖滨是由藻类和贝类生物介壳形成的碳酸盐沉积。形成于湿热的平原湖泊中。

（4）湖沼沉积。湿冷气候区的湖泊中心为黑色有机泥，成岩后为油页岩。周围是沼泽，形成泥炭沉积，层序上往往超覆于盆地中心的有机泥之上。这类湖泊沉积模式在欧洲、加拿大和亚洲北部的湖泊中多能看到。

（5）干盐湖沉积。往往形成在干旱区的山间盆地中。降雨无规律，可以几年不下雨，有时偶尔降下倾盆大雨，形成间歇性的湖泊。典型的干盐湖沉积是红褐色的泥岩，含有数量不等的黏土，粉砂以及盐类夹层和分散的碳酸盐。泥岩中还散布一些风成砂粒。如新疆克拉玛依地区侏罗系三公河组的湖相泥岩中均匀地分散许多石英砂粒，甚至泥砾和泥球。干盐湖的周围是山麓冲积扇沉积。这类湖泊沉积模式在准噶尔盆地西部山麓可以观察到。

（6）盐沼沉积。干旱区的平原盐湖中，由于强烈蒸发，盐湖水体可以沉淀出蒸发岩矿物。我国新疆的许多湖泊就是属于这类沉积模式。

以上六种湖相沉积类型中，又以湖泊碎屑沉积、化学沉积和生物沉积最为常见。

1.3.1 湖泊碎屑沉积

特温霍费尔曾给出湖泊中碎屑沉积物分布的理想图式（H.E.赖内克，等，1982），他根据湖泊中波浪作用的特征，认为理想的湖泊沉积型式应该是环带状的：边缘为激浪作用的砾石带，中间是波浪基面以上的砂质带，内部为波浪基面下方的砂泥质带，以上三带构成湖滨浅水相沉积；中心部分是软泥，构成湖心相。在自然界，此理想图式常有许多变化，例如，部分湖泊由于盛行风从一个方向吹来，所以滨湖砂砾石带可能只在湖的一侧发育；再如在湖泊的陡坡岸带，砂带可能完全不存在。许多湖泊的沉积物呈现出特温霍费尔所提出的沉积物分布模式，例如，博登湖表现出沉积物的带状分布，尽管分布形式稍有不同。然而，不能根据沉积物的这种横向分布机械地来建立垂向序列，因为一个湖泊一般不是从边缘发育的。湖泊的充填更可能是由于流入湖中的一条或数条河流建造的三角洲沉积体系，故在中心盆地许多区域往往沉积粉砂和黏土。除了三角洲的沉积作用和粉砂与黏土在湖中心的广泛分布外，局部的沉积物滑塌和交汇河流的底流搬运在湖泊沉积中也起重要作用。日内瓦湖和博登湖都表现出这些沉积方式。

我国青海湖的底质分布基本符合上述带状分布的规律。该湖的最大水深 29.5m，平均水深 23m，处于半干旱气候区，湖水年平均蒸发量约为年降水量的三倍，碳酸盐沉积显著。青海湖的碎屑沉积中砾石较少见，砾质带自湖滨延伸至水深 12m 之内环湖分布，12～19m 的广大湖底依次出现粉砂质淤泥带和灰质淤泥，但沙岛附近有鲕状砂分布。

一般来说，湖盆周围常有一些河流注入，形成入湖三角洲沉积。所以该沉积体系从湖滨到湖心，沉积相分布模式通常是河流－三角洲相渐变为湖滨浅水相，再渐变至湖心深水相（任明达 等，1981）。

1.3.1.1 河流－三角洲相

由于湖泊的水动力作用较弱，入湖河流的三角洲沉积一般以河流作用为主，可见典型的三角洲沉积单元：顶积层、前积层和底积层。

顶积层由沙波层理与页理砂组成，几乎无有机物质。粗粒物质主要沉积在分流河道的轴部，分选好；轴部以外地区沉积细粒物质。例如流入青海湖的最大河流布哈河，河口主流线上沉积了分选好的粗砂，而主流线两侧的沉积物为分选较差的细砂或粉砂。因此，可以根据沉积物的中值和分选系数的平面分布来划定古湖泊的河口主流线位置。前积层由深色黏土质粉砂夹浅色砂质粉砂组成。主要层理类型是递变层理与微薄的粉砂～砂互层，还有页理粉砂，偶尔有沙波层理分布。前积层生物扰动构造频繁，有机成分增加，由有机质分解释放出的气体形成的气泡孔洞较多。底积层与前积层较类似，但常见有不明显层理、递变层理、页理黏土质粉砂等沉积构造，无沙波层理分布。

因湖泊的水动力作用较弱，河流带来的某些重矿物往往循主流线方向，向湖中呈长带状延伸。如布哈河带来的角闪石在青海湖底自西向东呈长带状分布，延伸长度几乎占青海湖湖长的 3/4。因此，也可以根据一些特征重矿物的分布来追溯古湖泊的河口主流线。

入湖河流－三角洲相沉积的外形多呈鸟足状或锯齿状分布。

1.3.1.2 湖滨浅水相

湖滨浅水相沉积物与海滨浅水相沉积物的特征较相似。凡有丰富砂源供给的湖泊（如有大河注入），湖滩常为砂质（也有砾质湖滩）。湖滩砂受湖浪作用，分选好，圆度较高，间有重矿物富集或粗贝壳碎屑层，平面上构成条带状构造如滇池北部。湖滩砂的堆积层理作有规则的向深湖区缓斜，倾角一般小于 10°。砂粒的长轴一般与湖岸垂直。在隐蔽的湖湾区，浅水相沉积也可以由细粒沉积为主，主要为淤泥。有的大湖湖滨有广阔的泥滩，由于周期性地露出湖面，有干裂缝等构造，如鄱阳湖西北部蚌湖湖区。

1.3.1.3 湖心深水相

大湖中部的深水地区（水深超过 20～30m），湖底沉积物多为富含有机物的黑色淤泥或黏土，如青海湖的湖底沉积物中，黑色淤泥分布区约占湖底面积的 60%。现代湖心深水相沉积有以下几个主要特征：粒径细，多为黏土或淤泥；颜色较深，多为深灰或黑色；有机质含量远较湖滨浅水区高。如武昌东湖的有机质含量：湖滨粗砂、细砂为 2%～4%；粉砂为 2%～6%；湖中软泥为 10%；湖心腐泥＞10%。可见，沉积物中的有机质含量与粒径粗细有关。有些湖泊的湖底淤泥中含大量碳酸盐，如青海湖的湖底淤泥含 CaO：20.2%；MgO：2.98%，达到了泥灰岩的水平。部分湖泊深水区的沉积物具有纹理，有的还有明显的季节层理。如死海的底质具有韵律整齐的黑色与白色季节层理。白色层是强烈蒸发季节形成，含有大量文石与较重的碳、氧同位素及锶；黑色层则为蒸发较弱的季节所产生，缺乏文石，锶的含量也较低，但有丰富的较轻的碳、氧同位素。深水区沉积物中常含有黄铁矿。

上述沉积特征与湖心深水环境有密切关系。由于湖心的近湖底水层处于波浪基面以下，且具有永久性或季节性的分层现象，故近湖底的水停滞不动，缺氧，形成强烈的还原环境，利于有机质被大量保存下来，并产生硫化氢。这种环境因不适宜水生动物生活，故无底栖动物扰动和破坏性沉积层理，因此，湖心深水相沉积物常保存较完好的纹理或季节层理。

综上所述，湖相碎屑沉积的分布一般呈环状，湖滨粗，湖心细；河口粗，湖湾细；沉

积物的颜色由湖滨向湖心随着氧化条件减弱而发生相应的变化。例如青海湖，水深＞25m处的岩性颜色为黑色；15～25m 处为灰色；5～8m 处为灰黄、灰绿色；湖滩砾石多为杂色。武昌东湖从湖滨向湖心延伸，岩性颜色依次为：灰黄、褐灰色粗砂、细砂；褐灰色或绿色粉砂；褐灰、灰绿、黑绿色软泥（黏粒含量为 50%）；灰绿、黑绿色黏土质腐泥（黏粒含量在 70%以上）。

1.3.2 湖泊化学沉积

化学沉淀物在湖相沉积中极为重要，它们构成很多有价值的盐类矿床。湖水的化学成分主要取决于带入湖中的溶解质和悬浮质。若干盐类由于化学作用和生物化学作用的结果而沉淀下来。在蒸发作用强烈而又缺乏低盐水补给的干旱区的盐湖中，湖泊卤水在蒸发浓缩的过程中，沉淀出一系列盐类矿物。这些盐类具有不同的沉淀点（沉淀时的湖水盐度），它们的沉淀次序大体为： $CaCO_3$－$CaSO_4 \cdot 2H_2O$－NaCl－$MgSO_4$－$MgCl_2$－NaBr－KCl。

盐湖按其发育过程中沉淀的盐类大体可以分为三类（任明达 等，1981；莱尔曼，1989）：

1.3.2.1 碳酸盐湖（苏打湖）

湖水的矿化度一般小于 1 g/L。主要沉淀方解石、文石和白云石，有时形成菱镁矿和水镁石堆积。

在湖相的碳酸盐沉积物中，尤以白云石和鲕状碳酸盐沉积物对于指示古湖岸线有着重要的意义。白云石过去一直被认为是在成岩过程中由石灰岩中的方解石被交代而成。近年的研究得知，在高盐度的湖泊滩地上，作为一种蒸发岩有全新世的原生型白云石存在。由于旱季高温及强烈蒸发，湖滩沉积物的粒间水沿粒间空隙向上蒸腾，在沉积物－空气的界面上蒸发，提高了毛细水的盐类浓度和 pH 值，也可以在沉积物表层沉淀白云石。澳洲南部库隆泻湖第一次发现的现代白云石的形成好像和水的 pH 值和镁/钙比例有关。由此可见，白云石与其他证据结合起来，可以作为确定古湖岸线的重要指标。另外，白云岩的孔隙率一般较高，常成为良好的储油层。

鲕状碳酸盐沉积出现在湖滨波浪破碎带或水下浅滩上。鲕粒生成一般需要具备下列条件：（1）湖水 $CaCO_3$ 饱和或过饱和；（2）水体扰动；（3）有碎屑物质作核心。因此，含钙较多的大湖湖滨地带，都可能有碳酸盐鲕粒沉积。一般湖泊由于湖水的盐度较低，通常需要具有干旱或半干旱的气候背景，湖滨浅水的 $CaCO_3$ 含量才能达到饱和。因此，湖滨鲕状灰岩具有古地理与古气候上的意义。青海湖沙岛附近的浅水带也有中～细砂级的现代鲕状碳酸盐沉积。鲕状灰岩孔隙率高，透水性强，常为良好的储油层。

湖成泥灰岩是 $CaCO_3$ 与不同数量的杂质混合而成，有各种各样颜色，多数为灰、白或浅蓝，也有红色和黑色。

1.3.2.2 硫酸盐湖（苦湖）

湖水的矿化度最高可达 3 g/L。湖泊中大量出现硫酸盐矿物—石膏、钙芒硝、无水芒硝和芒硝等，尤其是石膏，在古代盐湖中分布最广泛。但是绝大部分的现代石膏都出现在干盐湖的渗滤带和上潜水带。蒸发作用使粒间空隙中卤水变浓，而沉淀出石膏晶体。

1.3.2.3 氯化物盐湖

通常出现在盐湖沉淀的最后阶段，湖水矿化度一般已达到 5g/L 以上，这时形成钠盐（NaCl 即石盐）、钾盐等矿物。

1.3.3 湖泊生物沉积

湖泊水体和沉积物为湖泊生物群落提供了适宜的生存环境以及丰富的无机和有机给养基质，湖泊生态系统的运转过程包括生物的新陈代谢、排泄废物、直至死亡后的残体及遗骸的分解及保存，它们无一不直接或间接影响着湖水及沉积物的理化性质。湖泊生物各类淀积物构成了湖泊沉积物的重要组分—生物沉积。湖泊生物沉积大体可分为三类：动物沉积、大型植物残体的沉积及藻类残体有关的沉积（王苏民 等，1998）。

动物沉积主要由水生动物残体、遗骸构成，如介形类、腹足类、瓣鳃类壳体，腹足类口盖、鱼类骨骼等。介形类是一种水生甲壳类动物，其壳体是最常见的湖泊生物沉积。根据我国 100 多个湖泊介形类与湖水 pH 值、矿化度、水深、温度、底质等关系的统计，其中矿化度为最重要因素，180mg/L 左右的湖水矿化度是介形类生存的底限。长江中下游大部分湖泊中，如鄱阳湖、太湖、巢湖、阳澄湖以及镜泊湖等，因湖水矿化度低于 180mg/L，故在湖泊沉积物中很少发现有介形类的踪迹。另外，pH ＞7 的偏碱性的湖水介质有利于介形类的繁衍，而 pH＜ 7 的偏酸性的湖水则不利于介形类方解石壳体的形成和保存。在水温、水深和湖水化学等诸要素控制下，介形类的属种分布、组合、生长速度、壳体构造特征等各有差异，是解释湖泊环境的重要依据之一。在湖泊沉积中，介形类通常呈星散状分布，偶尔在滨岸带可以富集成层，常构成介形虫鲕粒岩。

瓣鳃类和腹足类的壳体和口盖也是常见的动物沉积。除在湖泊沉积物中有零星分布外，在部分滨岸带及沿岸带由于水动力的搬运与改造，出现贝壳砂层沉积，有时贝壳砂与其它碎屑沉积物构成互层。现洱海沿岸带喜洲、挖色附近及水下 0.5～2.0m 的沉积物中，分布有粗细较一致，分选良好的由绘环梭螺和螺蛳组成的贝壳层。滇池西岸观音山至白鱼口一带广泛分布牟式螺蛳贝壳层；西岸观音山和北部海埂等处滩地上有较为丰富的蓝蚬壳体堆积层。古湖泊沉积剖面中的成层贝壳堆积，结合 ^{14}C 年代测定是恢复湖岸时代与位置的好材料。如滇池东岸石寨山缓坡，在高于现在湖面约 6.0m 处的全新世湖相露头中分布的螺壳层，以生活在现代湖滩上的克氏芬螺和亚角堇拟沼螺为主，^{14}C 年龄为 800±80aBP，说明宋代时滇池曾经扩展到此地，一度水位很高。青海湖南岸高出现代湖面约 40.0～60.0m 的二级阶地上，沉积物中不同层位都含大量腹足、瓣鳃类化石，^{14}C 年龄分别为 4830±130aBP、5310±125aBP、和 6800±130aBP。可推测在全新世大暖期时，青海湖曾一度扩大，水位升高的幅度很大。岱海沿岸高于水面 10.0m 阶地剖面中含有丰富的螺壳层，结合 ^{14}C 测年，表明为 2300aBP 湖面的波动。

其它动物沉积，如甲壳类、昆虫类的遗骸、鱼类骨骼等。有时被水流破碎后，经波浪作用相对集中成生物碎屑砂层。如滇池东北部大江尾，沉积剖面中夹 3～4 层生物碎屑砂，单层厚 10～12cm，其中贝壳碳酸盐碎屑含量占 50%。另外，水生动物的分泌物和排泄物，也是湖泊沉积物中有机质的一个不容忽视的来源，尤其在盐湖中粪球粒可富集成层。

湖泊中大型植物以水生高等植物为主，大致有四类，即挺水植物、漂浮植物、沉水植物和湖滩地的湿生植物。在湖泊的不同环境带组成不同的植物群落类型。湖内生物残体以及入湖水流带入湖泊的陆生植物残体沉积下来后常形成植物碎屑沉积。灾害性的洪水也可

将大量树木直接搬运入湖快速埋藏，形成古木层，该堆积类型在江汉平原和安庆纵阳、南京宝华山等地均有报道。在湖泊局部沿岸带、浅水湖湾、入湖三角洲等处，由于水浅，阳光充足，水生植物生长繁茂，日积月累，易形成深厚的植物沉积层，经湖泊演变和早期成岩作用，该沉积逐步转化为泥炭、草炭或沼泽相沉积层。如滇池草海沉积物从表层到深度 3m 左右均为富含植物碎屑的沼泽相淤泥，最大厚度超过 4.0m（朱海虹 等，1989），当地乡民多挖掘作为燃料。古湖相沉积中的泥炭夹层更是屡见不鲜，它们是 ^{14}C 测年和环境解释的好材料。

与湖泊藻类有关的沉积物有两种类型，一种是间接的，也就是藻类生命活动如光合作用、呼吸作用等引起湖水化学条件的变化而引起的沉积。藻类光合作用消耗湖水中 CO_2，致使 pH 值升高，$CaCO_3$（碳酸钙）过饱和而发生的碳酸盐沉积的现象在很多湖泊中都有发现。有时，夏季发生藻类水华时浅色碳酸盐沉积集中发生，冬季藻类死亡后又沉积了贫 $CaCO_3$ 和富有机质的深色淤泥，形成碳酸盐纹层。另外，在部分湖岸还有因藻类活动参与而形成的各种形态的颗粒碳酸盐，如鲕粒、葡萄粒、球状粒以及岸带砾石表面因藻丝生长引起碳酸盐沉积而成的核形石、湖相叠层石等堆积体。从严格的意义上讲，这类沉积应属生物化学成因的范畴。另一类是直接的藻类残体或遗骸本身形成的生物沉积，如主要由硅藻壳组成的硅质沉积，富集时可形成硅藻土。例如西藏南部的羊卓雍错的沉积物中分布多层硅藻土。

不同藻类的色素也保存在沉积物中，作为敏感的环境指标被广泛运用。另外，近年来对盐湖研究发现，在适宜的条件下盐湖中可形成富含胡萝卜素和蛋白质的红色嗜盐菌、藻残体的沉积物。如我国柴达木盆地的大柴旦盐湖、西藏扎布耶盐湖等均有发现。扎布耶盐湖南湖的东岸中部有宽 1.0m 左右的呈条带状展布的嗜盐菌、藻分布，含红色有机体的盐壳厚度 1.0～2.0cm，南北绵延数百米。国外对嗜盐菌、藻的高盐环境生态学及应用方面作了大量研究，国内也开始引起有关学术界的注意（郑绵平 等，1989），毫无疑问，对它们的研究具有重大的理论意义和应用前景。此外，盐湖盐蝇蠕虫是重要的生物饵料，蠕虫壳在沿岸带常构成明显的沉积带，如新疆艾比湖、巴里坤湖、内蒙古达赉诺尔等盐湖的盐蝇蠕虫很丰富，现已将其作为重要的盐湖农业资源积极开发。

参 考 文 献

A.莱尔曼等. 1989. 湖泊的化学地质学和物理学. 王苏民等译. 北京：地质出版社

G.M.弗里德曼, J.E.桑德斯. 徐怀大，1987. 沉积学原理. 陆伟文译. 北京：科学出版社

L.霍坎松，M.杨松. 1992. 湖泊沉积学原理. 郑光膺译. 北京：科学出版社

H.E.赖内克，I.B. 辛格. 1982. 陆源碎屑沉积环境. 陈昌明，李继亮译. 北京：石油工业出版社

任明达，王乃梁 编. 1981. 现代湖泊沉积环境. 北京：科学出版社

沈吉，安芷生，王苏民等. 2008. 鹤庆深钻岩芯揭示的构造-沉积旋回及其西南季风区2.78 Ma 以来的气候环境演化. 中国科学(D), 38(3):355-363

汪品先，陈嘉树，刘传联等 编译. 1991. 古湖泊学译文集. 北京：海洋出版社

王苏民，窦鸿身. 1998. 中国湖泊志. 北京：科学出版社

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

中科院南京地理与湖泊研究所. 1990. 抚仙湖. 北京：海洋出版社

朱海虹主编. 1989. 云南断陷湖泊环境与沉积北京：科学出版社

Hutchinson, G.E., 1957, A treatise on limnology, v.1, Geography, physics and chemistry: New York, John Wiley & Sons, 1015