

世界咸水湖的物理与化学特性

王 苏 民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放实验室, 南京 210008)

摘要 本文根据近年来有关咸水湖的研究文献,介绍了咸水湖的概念、地理分布和湖盆的成因。进而从咸水湖的光学特性和热学特性两个方面阐述了湖泊的物理特性;从湖水盐度、蒸发和盐度、盐分来源,湖水的化学成分和类型以及盐湖的演化等方面说明咸水湖的化学特点;最后,从盐类沉积和古气候古环境关系的角度出发,指出咸水湖的古湖沼学研究在过去全球变化历史的重建中具有巨大的潜力,是全球研究体系中不可缺少的部分。

关键词 咸水湖 湖水物理化学特性 湖泊演化 古气候与古环境

咸水湖在大陆上是常见的景观。咸水湖有大有小,有深有浅,有永久性、有间歇性,据瓦伦蒂(Vallentyne 1972)的资料,咸水湖的水量为 104000km^3 ,几乎与世界淡水水量(125000km^3)相当。由于咸水湖赋藏有丰富的矿产资源和一定的生物资源,早在100多年前,地质学家就开始研究咸水湖作为矿产资源的可能性。本世纪20年代,少数生物学家对内陆咸水湖中的动植物群生境感兴趣,这方面的研究是从匈牙利、苏联和德国开始的,随后对美国、加拿大、澳大利亚、西班牙、非洲、土耳其的咸水湖的生物群和化学也进行了大量工作,其中死海的广泛研究长达20多年。70年代以来在澳大利亚、加拿大和肯尼亚先后召开了三次世界性咸水湖学术讨论会,专门探讨了咸水湖研究的一系列问题,包括内陆咸水湖的分类,湖水的成因和演化特点及其与海水的关系,咸水湖动物群的耐盐度和分异及其与海洋动物的比较,咸水湖的生态体系和营养动力学,以及盐湖古湖沼学与气候变化的关系。当前一个全球性的湖泊时空比较研究正在兴起,我们面临着需全面综合研究咸水湖的新任务。本文就咸水湖的物理和化学特性方面的研究动向,作一简略的介绍。

一、咸水湖的概念

众所周知,咸水湖的存在需要一定的地质和气候条件,首先,在内流流域内具有一个集水成湖的盆地;其次,蒸发必须超过降水,湖泊仍有一定的入流,极干旱地区无地表径流,形成不了湖泊,半干旱半湿润地区最为有利;第三,入流河水或风从周围的土壤或岩石携带了大量盐分入湖,为盐类的堆积提供了可能。

最初对咸水湖的研究趋向于把咸的湖水与海水相联系(Florentin 1898),自然地引进了“半咸水”(brackish)的概念。这个名词被动物学家提出,并用于海洋与淡水过渡带的具有中等盐度的水体。事实表明,许多咸水湖与海洋从未发生过联系,1958年在“半咸水分类”的专

本文于1991年10月7日收到,1992年12月14日第二次改回。

门学术会上,认为半咸水的含义模糊,建议弃之不用,湖泊学家倾向于使用非海洋咸水(athalassic saline water)一词,即区分开了海洋与内陆水体,也避免了“半咸水”的应用。

不同咸水湖以及同一咸水湖的不同演化阶段,湖水的盐度具有相当大的变幅,这是内陆咸水湖的重要属性,因此按照湖水盐度对盐湖进行分类,是十分必要的。自瑞迪克(Redeke 1933)以来的分类系统近十种之多,这里就哈默尔(Hammer 1983)的分类进行叙述。一般咸水湖的盐度是依据湖水中所含溶解固体量来计算的,具体的如表 1 所示。至于生物学上经常使用的广盐性和狭盐性,是指不同种属生物耐盐度范围的大小。

表 1 不同类型咸水湖湖水的盐度

Tab. 1 The salinity of lake water for different types of saline lake

湖水类型	淡水	次咸水	低盐度	中盐度	超盐度
盐度(g/L)	< 0.5	0.5—3.0	3—20	20—50	> 50

二、气候对内陆咸水湖存在的影响

内陆咸水湖在包括南极大陆在内的所有陆地上均有发现,一般它们都分布在内流的封闭盆地中,湖水的补给主要靠地表径流和小河流以及湖面的直接降水。因此,降水和气温是控制盐湖存在的主要气候因素。根据德·马尔托(De·Martonne 1927)的资料,内流区的地理分布以北纬 20° 和南纬 30° 最大,以北纬 60° 以上,南纬 50° 以上和 10° 附近最小。当年降水量 > 1200mm 时,无论什么温度,很难产生内流区;当年气温为 0℃ 时,无论降水多少也难以产生内流区。所以内流区和无流区集中在中纬地区,而外流区则集中在赤道附近的低纬地区和高纬地区,非外流区的面积达 $4183.8 \times 10^4 \text{ km}^2$,其中 2/3 为无流区,1/3 为内流区。德·马尔托认为可以用干旱度指数(A_r)来确定外流区、内流区和无流区的界限。

联合国教科文组织(1979)应用了新的干旱指数 P/ETP ,确定了四级不同干旱程度地区的界限。 P 为多年平均降水, ETP 为可能年平均蒸腾量。 $P/ETP < 0.03$ 为超干旱带,包括真正的荒漠气候;0.03—0.20 为干旱带,年降水为 80—100 至 200—300mm;0.2—0.5 为半干旱带,表现为具有一些稀树和灌丛的草原带,每年夏季降水 300—400 至 700—800mm,在地中海和热带纬度区,冬季降水为 200—500 至 450—500mm;0.5—0.75 为半湿润带,包括一定类型的热带稀树草原和地中海气候的常绿高灌木丛林与浓密常绿阔叶灌丛,以及温带内具黑钙土的草原,农业可利用自然降水。

实际上咸水湖主要分布在半干旱和半湿润地带,因为过于干旱地区,降水太少,不易形成明显的地表径流,即使有集水盆地,也无水可积。

三、咸水湖湖盆的成因

哈钦逊(Hutchinson 1957)和利维斯(Reeves 1968)较详细地讨论了有关湖盆形成的地质问题。其中可适用于咸水湖的主要成因类型有:构造、火山和冰川,以及三者的组合成因。此外也有少数咸水湖是河成、吹蚀、溶蚀和沙丘间洼地的成因。

在一定程度上可以说所有流域的成因,或多或少都涉及到构造活动,许多现代湖泊的最

重大的变化是发生在更新世,冰期或洪积期常伴随或紧接着地层的掀斜、断裂、褶皱和翘曲,从而产生集水盆地。这方面的实例很多,例如,前苏联的里海、威海和马尼奇湖就是在里士—武木间冰期时,由于构造运动,形成达达尼尔海峡,地中海与大西洋重新连接,这些湖泊与黑海分离,而成为残留湖。又如澳大利亚的爱尔湖(Eyre),它具有 $130 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的流域面积,居世界第一位。追溯它的历史,原来这个湖泊是向南入海的,大约1500年前开始的干旱期,使得湖泊干涸,风蚀作用加深湖盆约20—30m。此外,由于翘曲或掀升,南部上升30—40m,造成了内流盆地。至今该盆地被洪水周期性充填,成为间歇性的干盐湖(Dulhunty 1982, 1983)。美国著名的大盐湖也有类似的发展历史。

裂谷控制发育的湖群也是典型的构造成因,以非洲中部和东部的湖群最为著称。断裂的强烈活动,伴以火山活动,巨大的地形高差,使得湖盆多处在地堑谷中,著名的死海就是该湖群中的一员。利文斯通(Livingstone 1975)探讨了肯尼亚盐湖的地质气候历史,距今大约12000—28000年是干旱期,紧接着是一个洪积期,距今10000年时整个地区被大湖占据,湖深可达200m,距今3000年又一干旱期来临,湖泊急剧收缩,成为一个小湖,一直维持至今。此外,在南美科迪拉勒东西山系之间,由于块断活动产生了众多的山间盆地,加上剧烈的火山活动,从秘鲁通过玻利维亚到智利和阿根廷的西北部,形成了另一巨大的湖群。

其他成因的湖盆虽然为数不少,但是一般趋向于规模较小的浅湖,如冰川成因的冰湖,冰融水的河道湖,风蚀作用形成的间歇湖以及近海洋被沙堤隔开的泻湖等,对于它们的注意力,毕竟退居次要的地位。

四、咸水湖的物理特性

湖盆和湖水的物理特性具有重要的生态学意义,物理特性各要素的相互作用影响到湖水的化学特点和沉积物的性质,后者又常常与湖泊动植物群的种类和活动密切相关。

咸水湖的地理分布范围大,高度不一,南北分别可达南纬 77° 和北纬 53.37° ,分布高度最高可达5000m,最低的是一401m。但是大多咸水湖集中分布在中低纬度,高程400—1500m之间。尽管存在地理位置的巨大差别,但至今尚未发现纬度和高度对咸水湖施予任何特殊影响的规律性,更直接的还是局部气候环境影响的结果。

咸水湖的规模级差很大,面积最大的是巴尔喀什湖(17301 km^2),青海湖居第四位;最深且容积最大的是伊萨库尔湖(668m),平均深度320m。实际上,面积、最大水深、平均水深和容积这些形态参数,都随着湖泊水位的波动而发生变化,尤其是浅咸水湖的变化幅度相当惊人。如澳大利亚的爱尔湖仅是偶而充水,像1922年、1949—1952年、1953年、1955年、1873—1980年,其中1950年最大水深为3.7m,1974年为6.1m。而500年、1500年和3000年前的水位分别高出1974年水位0.7m、1.6m和2.8m。但是近1万年以来,该湖在大部分时间内是干涸的(Dulbuty 1983)。盐湖周期性干涸的情况屡见不鲜,在伊朗、肯尼亚、加拿大和美国均有报导。咸水湖水位的波动势必影响湖水的盐度,并在湖泊生物生态体系上得到反响。

(一) 咸水湖的光学特性

湖泊的光学特性取决于直接或间接到达湖面的太阳辐射、湖面的反射和光进入水体后的消减。至今只有为数极少的咸水湖进行了太阳辐射能量的研究,如加利福尼亚的莫罗湖,加拿大的巴德湖以及南极的万达湖。湖水的透明度、浊度和水色直接影响到阳光的穿透和吸

收。湖水的浊度表明了悬浮状无机和有机颗粒物质的数量(mg/L),在浅水咸水湖中浊度和烧失量与溶解固体总量呈负相关,即随着盐度增加而减少,表明有机质对浊度起主导作用。浊度的大小直接影响到透明度,后者一般用赛奇盘测定,一般来说湖水营养态,浮游植物的浓度、湖泊的水深和风作用的强弱都将影响透明度。湖水的颜色变化大,大量的蓝藻可以造成鲜绿色或绿棕色,二氧化硅胶体的存在可成为深褐色。由于光被湖水、水中的质点以及水色不断吸收,光的强度随水深而减弱,光谱的性质也发生变化,因此,不同水深生长的浮游植物的种类是不同的。通过不同湖泊的比较,光的衰减系数差别颇大,而且存在明显的季节和年变化。

(二) 咸水湖的热学特征

除了少数咸水湖的水深超过 50m 外,一般都是浅水湖,加上常常处于大风地区,湖水具有多次混合和缺乏分层的现象,所以湖水的温度几乎与气温是平行的,或者略微迟于后者。但是由于咸水湖水的密度较大,水体混合所需要的风能较大,因此,热学分层要求的水深偏小。加拿大萨斯卡彻温湖群的研究表明,水深超过 10m 即可以存在分层,当然这种分层是季节性的,属于单或双循环湖。分层开始和消失的时间各地有异,温跃层的分布的深度也随时间而变动。青海湖在夏季是分层的,湖上层的最高温度 19℃,湖下层的温度为 6℃,它是双循环湖,冬季覆冰时出现逆温分层。

最引人注目的是那些半循环咸水湖,即湖泊的上部与下部长久不循环,上部称之为混合层,下部为不混合的滞水层。上下层之间是化学跃层或比重跃层。咸水湖中溶解物质的浓度效应阻碍了混合的进行,使得半循环成为常见的环境。死海是最使人感兴趣的一个最深的半循环湖,1959年两个主要水团被一明显化学跃层分开,化学跃层始于水深 40m 处,40m 以下到 60m 盐度急剧增加,60m 到 100m 盐度逐渐递增(Neev 和 Emery 1967)。混合层的盐度和温度有季节变化,而且存在热分层。表水温度在冬季为 16℃,夏季 37℃;40m 水深处温度为 19—20℃,至 70m 处增到 21℃,150m 以下温度一直在 21.7℃。上述垂直分层大约始于 1000 年前,当时湖水水位开始上升,入流的淡水飘浮在下部盐水之上,1930 年达到最高水位为 -392m。1960 年后越来越多的湖水用于灌溉农业,1957 年水位下降到 -396.5m,1977 年降至 -401.3m(Steinhorn 1980,1983)。1977—1979 年混合层变得较厚,化学跃层逐渐变低,1977 年夏在风的作用下,混合层的分层被破坏,盐度剖面接近均一。因为表水较温暖,具有较大的浮力,垂直混合一直延续到 1979 年 2 月,直到 320m 水深温度也是均一的。由此可见死海经历了从半循环转化为单循环的过程。事实上半循环咸水湖对于循环具有内在的阻力,湖泊的循环势态决定于密度分层以及湖泊形态、气候和水动力要素之间的相互作用。

五、咸水湖的化学特性

内陆咸水湖的无机成分决定于入湖水的性质、大气降水的成分以及湖中不同盐类的沉淀和溶解。后者具体表现为蒸发浓缩和稀释溶解。在整个流域内入流水的离子成分和浓度取决于土壤和岩石中的物质溶解,大气降落的离子成分和浓度也是变化的,湖水中的成分和浓度与沉积物之间的交换处于动态平衡之中,这三者构成了全流域的交换体系。

(一) 咸水湖湖水的盐度

关于湖水盐度的表达具有不同的方法,哈钦逊(1957)把湖水中所有的离子组分的浓度

作为该湖的盐度,常常近似地把它作为八大离子(Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-})的总和。如果有的湖泊其他离子含量较高,则使盐度呈增高趋势。此外,能够近似测量盐度的方法是计算湖水中溶解固体的总量(mg/L)。具体测定的方法有三:一是把湖水在 105°C 蒸干称重;二是最近考虑到水中溶解物并非都是无机质,因此,先将湖水过滤去掉有机碳组分,然后加热称重;第三种方法是测定湖水的电导率,电导率值一般要低于盐度,它们间的经验转换系数为 $0.55-0.9$,该系数的具体值取决于水的离子成分、水温和盐度,当溶解固体总量超过 50% 时,电导率不适宜来估算盐度。

湖泊盐度不是固定不变的,即有季节性变化又有长期的变化。例如在春季,由于冰雪融水的补给,使得湖水淡化,盐度降低,尤其在河流入湖处,这种变化更加明显;夏秋季节,蒸发量大,超过降水,湖水可以浓缩;冬季时不少盐湖被冰覆盖,结冰的水是淡水,冰下湖水可以浓缩。弗杜克(Fertuck 1968)发现盐湖结冰时,大约 75% 的盐分从冰中排出。当盐湖中或其四周存在盐壳时,情况就较复杂,因为并非淡水即时流入就能使盐壳溶解;而一旦盐壳完全溶解,又会引起新的沉淀。所以,盐度的测量仅仅是动态体系中的静态指标。盐度的长期变化表现为增加或减少的趋势,它们常常与湖泊的面积和平均深度的变化相对应,一般来说与气候的干湿变化是一致的。但是人为因素也是很重要的,例如引水工程、农业和民用水的增加等。美国大盐湖、前苏联的咸海和死海长期以来盐度稳定增大都是很好的实例。

(二) 蒸发和盐度

当风速等其他影响因素不变时,蒸发作用与水表温度的饱和水汽压和近水面上空(一般为 $1.5-2\text{m}$ 高处)的水汽压两者之差成正比(Harbeck 1955)。溶解固体降低了溶液饱和汽压,减少了蒸发的相对速率。

李(Lee 1927)对比蒸馏水和咸水湖水的蒸发作用,他发现咸水的蒸发量偏小,水的比重增大 0.01 ,蒸发量减少 1% 。通过不同盐度咸水的蒸发比较,发现盐度超过 50% 时,偏差较大。瓦克尔对澳大利亚的维罗拉帕湖(盐度 38.4%)的湖水和蒸馏水,用两个蒸发皿进行了为期两年的观测,盐湖水的蒸发量要低 8% 。

冰面蒸发是另一个重要问题,阿达姆斯也采用了两个蒸发皿的比较,发现盛冰的蒸发皿蒸发量相当大,而同一时期内卤水蒸发皿几乎没有蒸发。冰雪的升华作用在南极也得到了证明。凡达湖是永久封冻的,年蒸发量达 75cm ,大致上相当于每年形成的新冰量(Angino 等 1964)。所以我们可以预计,当盐湖盐度较低时,其浓缩的速度较快,而一旦达到较高盐度(50%)时,浓缩的速度将放慢,因为盐度的增加降低了蒸发速率。

(三) 咸水湖盐分的来源

对所有的咸水湖或淡水湖来说,普遍认为陆地表面的风化作用是最重要的盐源。福勒尔(Fuller 1974)认为干旱地区土壤中的盐分比湿润地区高,缺乏适当的排水时,在毛细管作用下盐分向上迁移,形成的碱土和黑碱土,它们含有碱盐和钠盐。例如白碱土在中亚广泛分布,从里海到塔克拉玛干、柴达木的戈壁荒漠,成为该地区盐湖的重要盐源。另外流域内各种不同岩石的分解也提供了盐源,如青藏高原侵蚀地区的岩石风化是最常见的盐类物质来源,而约旦河流域每年供给死海 $95 \times 10^4\text{t}$ 的氯化物,其中 95% 来自盆地的土壤和岩石(Neev 1967)。南美亚马逊河的溶解盐 85% 来自安第斯山,这里岩石是控制河水化学成分的主导因素(Gibbs 1970)。死海的盐源就经历了三次循环:第一次大约于 200 万年前在地中海沉积盐类;第二次于中更新世,地中海的入口被封闭,盐类被溶解,并在终点的里萨湖(死海前身)沉

淀;第三次是1万年前的极大洪水产生了死海,盐类再次被溶解,并重新沉淀。里海周围的盐湖从古里海沉积的盐层中获得盐源的情况也是很典型的。

风载盐可能是湖泊的另一个重要盐源,海洋盐作为微粒或干粒被风吹到远离海岸的陆地。杰克(1981)是这一假说的支持者,他在南澳大利亚约克半岛的降水中,测得21.6mg/L的氯化物,相当于94kg/km²,这些盐就沉积在内流盆地的湖泊中,成为主要的供应者。湖泊盐类成分与海洋的相似性,特别是Br/Cl比的一致性支持了这一理论。约翰逊(Johnson 1980)认为上述循环盐理论无法解释为什么相邻地区同时存在粘土盆和盐盆、淡水湖和咸水湖,认为咸水湖与降水并不存在直接相关,地下水的盐度也不与降水有直接关系。降水的化学成分与风向关系密切,还取决于离岸的距离。他指出:虽然大气是一个盐源,但仅仅适用那些沿岸咸水湖,对于内陆咸水湖来说是困难的。

泉水和渗流是咸水湖重要的水源和盐源,特别是对裂谷湖来说,其重要性更为突出,以非洲的裂谷咸水湖最为典型。由于地层的差别,地下水可咸可淡,当咸水湖座落在古盐层之上时,泉水和渗流的盐度可以很高,这是造成相邻近的湖泊或咸或淡的原因之一。

最后应指出,对于近岸的封闭或未封闭的泻湖,显然海水就成为主要的盐源。

(四) 咸水湖的化学成分

如上所述,尽管在区域上化学成分通常是一致的,但各个封闭盆地和盐类成因各异,使得盐的成分具有相当范围的变化。

1. 阴离子占主导的类型 根据占主导的阴离子,可以划分为三种端点类型,它们分别以碳酸根、氯酸根和硫酸根占主导。

碳酸根水包括碳酸根和重碳酸根,可以以离子浓度或碱度来表示。这类水以东非的埃塞俄比亚、肯尼亚、坦桑尼亚和乍得的封闭盆地湖泊为典型,以碳酸根为代表的阴离子量超过80%。此外在匈牙利和美国的内布拉斯加,南斯拉夫的北部,澳大利亚的东部均有发现。所有这些湖均以钠离子为主要阳离子,大多数具有较低的盐度。

世界咸水湖中最常见是氯酸根水。属于这一类的著名湖泊有大盐湖、死海、乌尔米阿和尼利兹湖(伊朗)、伊萨库尔湖和青海湖。许多湖泊中氯离子在阴离子中的比例几乎达100%。

第三大类是硫酸根水咸水湖,它们大多数分布在北美和前苏联的亚洲部分。例如加拿大的萨斯卡彻温地区,58个咸水湖中48个硫酸根水湖,其中20个湖的硫酸根量超过90%,只有2个湖的硫酸根离子量小于70%。

在这三种端点类型之间还存在过渡类型,以两种或三种离子占主导,可以进一步划分出八种亚类,其中以氯酸根-硫酸根亚类分布最为广泛。

2. 阳离子占主导的类型 世界咸水湖中存在三大类分别以Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺离子为主的咸水,以及以Na⁺-Mg²⁺、Na⁺-Ca²⁺、Ca²⁺-Mg²⁺、Mg²⁺-Na⁺、Ca²⁺-Mg²⁺-Na⁺、Na⁺-K⁺离子为主导的六种间接类型咸水。在80%以上的湖泊中钠离子超过25%的阳离子量,而在碳酸钠、氯化钠和硫酸钠的湖泊中,它是唯一最突出的离子。镁离子是第二个重要的阳离子,大约17%的湖泊中镁离子超过25%的阳离子量,但是它仅仅在9%的咸水湖中作为最主导的离子。钙离子也是很重要的阳离子,至今仅仅在四个湖中它是最重要的阳离子,南极的个别湖中它的含量超过90%。一般它与钠或镁离子组合在一起构成亚类。

3. 离子的顺序系列 根据咸水湖水中阳离子或阴离子的优势顺序,将其排列成序,既反映了不同类型的特点,或多或少也与它们的演化阶段有关。至今最为常见的阳离子顺序是:

$\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ (Hammer 1978)。具这类特点的咸水湖在亚洲占 85%，澳大利亚占 79%，南极洲、南北美洲占 50% 以上，在非洲只有为数不多的几个湖；其次为 $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ ，其中以乍得湖最为著称；第三以 $\text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ 为序，可以加拿大的萨斯卡彻温咸水湖群中的 50% 咸水湖为代表；第四是 $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ ，可以爱尔兰湖为代表；其他顺序虽有发现，但是代表性较少。阴离子的顺序中以 $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-}$ 最为普遍，占 24 个国家中 44% 的咸水湖。其它四种顺序是： $\text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ ， $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-}$ ， $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-}$ ， $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^-$ ，它们所占的比例大致相当，最后一类顺序是 $\text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^{2-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ 。

(五) 咸水湖的演化

封闭盆地中，在有利条件下发生盐的堆积、转化和取代作用，这是一个长序列的缓慢反应过程。盐类沉积的先后取决于它们的溶解度，但是盐类在纯水中的溶解度和混有其他化合物时的溶解度是不同的。一般说来其沉淀顺序为： CaCO_3 、 $\text{MgCO}_3 \rightarrow \text{CaSO}_4 \rightarrow \text{Na}_2\text{SO}_4$ 、 $\text{Na}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{NaCl}$ 、 $\text{MgSO}_4 \rightarrow$ 可溶的氯化物 (Clarke 1924)。这一顺序还依赖于原始成分的比例。如果短缺一些离子则该顺序将改变，例如所有的钙离子都与碳酸根结合沉淀，就没有钙离子提供给 CaSO_4 的沉淀。另外古老盐层和盐水泉的存在，可以使得浓缩的顺序更趋复杂 (Hutchinson 1957)。60 年代科学家们对于不同类型的盐水的蒸发浓缩过程和事件顺序，给予了极大的注意。加勒尔和马肯齐 (Garrels & Mackenzie 1967) 提出了高碳酸根泉水的演化模式。凯尔哈姆 (Kilham 1971) 依据自己对非洲咸水湖的研究，认为封闭盆地水的地球化学演化，最终是受气候和可供应用的钙离子的控制。气候控制了风化作用，从而决定了湖水是以氯根还是碳酸根占主导。钙离子的数量决定了湖泊是发展成氯根-碳酸根型还是硫酸根-氯根型。在干旱盆地中，随着盐类沉淀，许多氯化物进入盆地，进一步的蒸发浓缩，这些氯化物湖几乎没有发生进一步演化。因为碳酸钙的沉淀及硫酸根的细菌还原，使得氯化钠占优势。相反，在湿润地区化学风化速度高，生物产生 CO_2 ，使得硅酸盐矿物水解，其最终结果是形成 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 型湖。哈迪和尤格斯特 (Haedie & Eugster 1970) 建立了天然淡水经受蒸发浓缩并预测其成分变化的计算机程序。根据计算得到四种卤水类型： $\text{Na}^+ - \text{CO}_3^{2-} - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ 卤水，由方解石和海泡石沉淀造成的，发生在早期淡化阶段； $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl}$ 和 $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^-$ 卤水，由方解石、海泡石和石膏沉淀形成的； $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ 卤水，只能由海泡石的沉淀受阻才能获得。乔尼斯 (Jones 1977) 进一步研究了马伽迪湖，识别出水体成分演化的五个不同水文阶段：淡水、淡地下水、咸地下水、饱和卤水和残留卤水。假定氯离子是保守的，这些阶段相互关联，其浓度比是 1 : 28 : 870 : 7600 : 16800。

除了上述的化学特征外，咸水湖的化学特性与湖水的 pH 值，溶解氧的含量，以及磷、氮、二氧化硅、铁、锰、硫化氢、硼、溴等微量化学成分密切相关，尤其对湖泊生态体系来说更具有重要的意义，本文将其从略。

六、咸水湖沉积与古气候变化

封闭盆地的咸水湖是气候变化最敏感的指示计。具体表现为湖泊水位的升降，面积的扩大与缩小，湖水盐度的波动，生物种属的变化，沉积物的成分和性质的改变等等。自湖泊形成

开始,就有湖泊沉积物的堆积,它忠实地储存了长期以来环境变迁的大量信息。当前通过古湖泊学的研究,进行全球性的时空对比,建立全球环境演化的模式已经成为地球科学和环境科学最前沿的目标之一。

古湖泊学的研究主要在澳大利亚和美国进行,鲍勒(1971,1981)对澳大利亚东南部湖泊岩心的研究注意力放在地质和古植被上。戴·迪克尔(De Decker 1982)把研究的重点放在动物群化石上,进而推论古湖泊史,并用放射性碳测年估算沉积层序的年龄。他们发现,不同湖泊的动物群变化在时间上是一致的,现今的组合也是一致的。指出,近 1000 年来湖泊水位基本上是下降的,大约在 2000 年前湖区的森林被淹没,水位由低变高,距今 3000—2000 年,低水位占主导,以浅水动物群占优势,距今 3800—6500 年,所有的湖泊都是高水位,代表湿润期;8300 年以前,记录到 1 万年以来的最高盐度,在有的湖泊岩心中见土壤层,说明湖泊可能干涸过。但是深水湖的岩心中未见干涸迹象。

尤格斯特和哈迪(1978)对加利福尼亚西尔勒斯湖钻孔进行了研究,260m 长的岩心代表 50 万年—100 万年的沉积,表现为泥和(多种)盐的交替层序。泥代表冰川推进时期(湿润期),而盐类沉积代表冰川退缩。有理由认为最湿润的一些时期是淡水,其中最湿润的一个时期,湖水水位高出现今 200m。最近的三万年,该湖从咸水湖变为极咸水湖。泥质沉积主要是文石和方解石,而盐沉积主要是天然碱、石盐和碳酸钠矾。平均沉积速率 1m/38a,最大速率高达 25—40cm/a。

长期以来对咸水湖沉积的研究较多地注重矿物分析,只有为数不多的湖泊沉积进行了较详细的测试,初步的资料表明地区之间和大陆之间的相似性是存在的。常年咸水湖沉积具有连续性,保存了完整的记录,是分析探索古气候环境演变序列的重要途径。

参 考 文 献

- [1] Hammer, U. T. Saline Lake Ecosystems of the World, Dr. W. Junk Publishers, 1986, 1—170.
- [2] Valentyn, J. R. Freshwater and pollution in N. Polunin(ed), The Environmental Future, Macmillan Press, 1972, 181—211.
- [3] Hammer, U. T. Saline Lakes. Developments in Hydrobiology, 1983, 16. Junk. , 264.
- [4] Hutchinson, G. E. A treatise on limnology. I. Geography, Physics and Chemistry, John Wiley and Sons, New York, 1957. , 1—163.
- [5] Reeves, C. G. Introduction to paleolimnology Development in Sedimentology, Elsevier, 1968, 5—20.
- [6] Dulhunty, J. A. Holocene Sedimentary environments in lake Eyre, South Australia. *J. Geol. Soc. Aust.* 1982, 29: 437—442.
- [7] Steinhorn, I. & Gat, J. R. The Dead Sea, *Sci. Am.* 1983, 249(4): 102—109.
- [8] Angino, E. E. Armitage, K. B. & Tash, J. C. Physicochemical limnology of lake Bonney, Antarctica. *Limnol Oceanogr.* 1964. 9: 207—217.
- [9] Fuller, W. A. Desert Soils, In G. W. Brown, Jr. (ed) Desert Biology. 2. Academic Press, New York. 1974; Ch2.
- [10] Gibbs, R. J. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 1970, 170: 1088—1090.
- [11] Neev, D. & Emery, K. D. The Dead Sea Depositional processes and environments of evaporites. *Israel Geol. Surv Bull.* 1967, 41: 147.
- [12] Hammer, U. T. The saline lakes of Saskatchewan ■ chemical characterization. *Int Revue ges. Hydrobiol.* 63;

- 311—335.
- [13] Garrels, R. M. & Mackenzie Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. *Am. Chem. Adv. Chem.* 1967, 67; 222—242.
- [14] Kilham, P. Geochemical evolution of closed basin water. *Geol. Soc. Am (Abs)* 1971, 3(7); 770—772.
- [15] Hardie, L. A. & Eugster, H. P. The evolution of closed basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1970, 3; 273—290.
- [16] Jones, B. F. Eugster, H. P & Rettig, S. L. Hydrochemistry of the lake Magadi, Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977, 41; 53—72.
- [17] Bowler, J. M. & Hamada, T. Late Quaternary, stratigraphy and radiocarbon chronology of water level fluctuations in lake Kellambete. Victoria. *Nature Lond*, 1971, 232, 330—332.
- [18] Bowler, J. M. Australian salt lake. A paleohydrologic approach. *Hydrobiologia* 1981, 82; 431—444.
- [19] De Decker, P. Holocene ostracods, other invertebrates and fish remains from cores of four maar lakes in southeastern Australia. *Proc. r. Soc. Vict.* 1982, 94; 183—220.
- [20] Eugster, H. P & Hardie, L. A. Saline lakes In A. Lerman (ed) *Lakes, chemistry, Geology, physics.* Springer—Verlag, New York. 1978, 237—293.

PHYSICS AND CHEMISTRY OF SALINE LAKES

Wang Sumin

(*Lake Sediment and Environment Laboratory, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008*)

Abstract

According to the recent research literatures on saline lakes, the conception of saline lake, geographical distribution and lake basin origin is introduced. The physical research realms of saline lake are illustrated from both optical properties (transparency, colour, turbidity, attenuation) and thermal characteristics, contemporaneously, the chemical features of saline lakes are mentioned from salinity, evaporation and salinity, salt sources, chemical composition and types of saline water and evolution of saline lakes. From the viewpoint of relationship between salty deposits and paleoclimate, it is evident that the paleolimnological studies of saline lakes show a great potentiality for reconstructing the history of past global change, an important part in global research system.

Key words Saline lake, physico-chemical characterization of lake water, evolution of lake, paleoclimate and paleoenvironment