科学通报 2012 年 第 57 卷 第 19 期：1775 ~ 1784
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

粒度揭示的青藏高原湖泊水动力现代过程：以藏南普莫雍错为例

鞠建廷[①], 朱立平[①], 冯金良[①], 王君波[①], 汪勇[①], 谢曼平[②], 彭萍[①], 甄晓林[①], 吕新苗[①]

① 中国科学院青藏高原研究所, 环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;
② 云南师范大学旅游与地理科学学院, 昆明 650500
E-mail: Jujianting@itpcas.ac.cn

2012-01-02 收稿, 2012-02-06 接受
国家自然科学基金(41130529, 41101181, 41102117)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-113, KZCX2-YW-146)资助

摘要 在全球变暖的背景下, 冰川融水占重要补给地位的湖泊对气温变化具有潜在的敏感性. 本文以藏南普莫雍错为例, 通过湖泊现代水动力过程解析, 结合古湖泊学气候环境序列对比, 辨析湖泊沉积物中粒度对气温变化敏感性. 根据表层沉积物的粒度参数、各粒级百分含量的空间格局以及频率分布曲线特征, 分析了该湖不同湖区的水动力环境. 结果表明, 该湖碎屑沉积可分为 5 种类型, 其中开阔湖区除小岛周围和北岸受近岸碎屑影响外, 其他中心湖区主要受悬移搬运控制; 沉积动力学模型(粒径趋势方法)分析表明, 该湖开阔湖区沉积物具有自西向东运移的输运趋势, 表明该湖西部冰川融水补给河流加曲对湖泊的影响不仅限制在冲积扇上, 而且影响到整个湖泊, 从而也表明了湖泊沉积物粒度的温度指示意义; 中心湖区沉积物岩芯粒度指标与气温资料时间序列的对比, 验证了在短时间尺度上, 粒度环境意义为区域温度的良好指示器, 进而验证了水动力现代过程辨析方法的可靠性. 作为案例研究, 本研究表明, 沉积物粒径趋势分析和沉积模式常规对比方法能够辨析青藏高原冰川融水补给湖泊的水动力过程, 进而有助于理解钻孔的碎屑来源和粒度大小的控制性因素, 有利于提高该类湖泊的古气候反演能力.

关键词
粒度
环境意义
普莫雍错
湖泊水动力辨析
粒径趋势分析

青藏高原的冰川和湖泊是气候变化的敏感指示器, 在全球变暖背景下, 青藏高原现代环境变化逐渐成为全球关注的焦点[1]. 气象站器测资料[2]和冰芯[3~6]研究表明, 20 世纪以来青藏高原气温升高加剧, 而且海拔越高升温越明显. 随着温度的升高, 青藏高原靠近冰川的湖泊, 如中部大部分湖泊[7~9]、纳木错[10,11]扩张明显, 其主导因素是温度升高导致的冰川融水的增多[8,9,11,12]. 可见冰川融水占重要补给地位湖泊对气温变化具有潜在的敏感性.

湖泊沉积物是在一定气候和地质背景下的产物, 使得湖泊沉积物成为过去气候变化研究的有效介质之一. 由于其良好的反映沉积动力能力和低廉的测试成本, 湖泊沉积物粒度成为古湖泊研究的重要代用指标. 一般来说, 粒度间接反映了古湿度变化. “粗粒沉积物指示低水位时期的干旱气候, 细粒沉积物指示高水位时期的湿润气候”已为众多研究者奉为圭臬, 其原理是水位变化导致钻孔在沉积带相对位置的改变. 也有研究发现粒度与降水的正向关系, 如陈敬安等人[13]通过对洱海和程海高分辨率短时间尺度研究得出粒径指示湖区降水量的结论; 在博斯腾湖[14]、青海湖[15]和岱海[16]也有类似发现. 在冰川融水占重要补给地位的湖泊, 粒度可能间接反映区域温度, 如藏南沉错的研究[17]发现粒径大小与夏季气温变化趋势相反, 推测湖泊沉积物粒度变化反映的

英文版见: Ju J T, Zhu L P, Feng J L, et al. Hydrodynamic process of Tibetan Plateau lake revealed by grain size: Case study of Pumayum Co. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5083-5

是湖泊水位的变化, 这种变化受制于气温变化带来的冰川融水量的大小, 长时间尺度上亦然[18]. 其他西藏的湖泊, 如藏南普莫雍错 3 个阶段粒度的高值可能对应着青藏高原的暖湿环境[19]; 纳木错 7 cal ka BP 的粗粒反映的是高湖面时期入湖径流的增大[20]; 错鄂湖相粗粒沉积物反映了降水导致的入湖径流的增多[21]. 以上表明粒度的环境意义存在多解性: 一是可能反映了湿度/降水导致湖面波动(反向关系)或者降水带来径流的大小(正向关系); 二是可能反映了气温主导的冰川融水大小导致的湖面波动(反向关系)和冰川融水大小(正向关系). 为厘清这种复杂关系, 古湖泊研究者常用的方法是时间序列上的多种代用指标相互对比, 或至多是与气象资料对比[13,17,22], 基于湖泊现代沉积过程机理的直接证据还显不足[23], 可能会导致研究结果解释具有不确定性[24]. 特别是在青藏高原冰川融水补给占重要地位的中、大型湖泊, 冰川融水补给河流是直接影响湖中心处钻孔沉积物的粒度, 还是通过影响湖面波动影响湖中心处钻孔沉积物的粒度? 长时间监测湖泊沉积物输运和沉积过程无疑能够回答这个问题, 然而青藏高原恶劣的地理环境使得实时监测难以实现.

本文以藏南普莫雍错为例, 通过分析该湖表层沉积物粒度特征、空间分布和运移趋势, 研究湖泊水动力过程和碎屑沉积物来源, 分析西部最大冰川融水河流对该湖碎屑沉积过程的影响程度, 并通过对比重力岩芯的粒度时间序列和气象站的气温资料, 辨识粒度的环境意义, 揭示沉积物粒度对湖泊水动力的记录和反映.

1 研究区概况

普莫雍错(图 1, 海拔 5030 m)位于羊卓雍错以南, 喜马拉雅山北坡一个山间盆地内. 面积约 290 km^2. 湖区属藏南山地灌丛草原半干旱气候区, 年均温 2~4℃[25]. 该区位于喜马拉雅山北麓的雨影区, 根据湖东北岸推村水文观测站 1976 年到 1994 年资料, 普莫雍错年均降水量为 357 mm, 而蒸发量高达 1770 mm. 地表径流显然是维持该区水量平衡的重要因素. 湖中有 3 个石质小岛(图 1). 注入普莫雍错的主要河流有 4 条, 其中发源于位于中国与不丹边界从西岸注入的加曲河流最大, 占全部入湖总流量的 77%左右, 加曲河从源头高海拔的冰川到入湖口只有不到 50 km 的流程, 因此落差大, 水流急[26]. 东侧有一出湖河流, 经卡洞雄曲流入北侧不到 40 km 的羊卓雍错. 北侧不到 50 km 的浪卡子气象站有 1961 年以来的气象资料. 气候观测资料有助于实现对该湖水动力过程结果的验证. 在国家自然科学基金等项目支持下, 该湖具有坚实的古湖泊学[19,26~28]和湖泊学[29~31]研究基础.

2 研究材料和方法

在湖泊中心位置处取得长岩芯 PYG04, 另在全湖范围内采集到 84 个重力岩芯(图 1(b)). 对岩芯 PYG04 上部 27 cm 按 1 cm 间隔分样, 并取其他重力岩芯表样表层 1~2 cm, 对这些样品用 Malvern 公司生产的 Mastersizer2000 型激光粒度仪进行粒度分析, 进样器为 Hydro 2000 MU 型. 上机前先对其中 20 个滨岸粗样过 1 和 2 mm 筛, 以利于分级. 试验在中国科学院地理科学与资源研究所完成. 操作方法见文献[32,33].

利用 GRADISTAT[34]粒度处理软件计算粒度参数, 并用 Udden-Wentworth ϕ值粒级标准表示. 由于矩值法更加全面地反映了沉积物的粒度特征, 因此采用矩值法对平均粒径($\bar{x}_\phi$)、中值粒径($D_{50}(\phi)$)、分选系数(σ_ϕ)、偏态(SK_ϕ)等粒度参数进行计算. 将计算结果进行 Kriging 插值、高斯低通滤波过滤, 得到各粒度参数的空间分布图. 此过程用 Golden Software Surfer 8.0 实现.

对 PYG04 上部 27 cm 分样样品进行 ^{137}Cs 时标和 ^{210}Pb 沉积速率测定, 试验在中国科学院南京湖泊与地理研究所完成.

3 结果与讨论

3.1 普莫雍错表层沉积物粒度总体特征及其空间分布

利用 GRADISTAT 粒度处理软件提供的福克三角图[35]对沉积物进行命名分类(图略). 普莫雍错表层沉积物 70 个样品(除滨岸粗样)岩性主要是粉砂和砂质粉砂, 少数几个样品为粉砂质砂.

普莫雍错粒度参数的分布如图 2 所示. 平均粒径($\bar{x}_\phi(\phi)$)为 2.61~6.78 ϕ, 平均值为 5.64 ϕ(20 μm), 中值粒径($D_{50}(\phi)$)为 2.2~6.98 ϕ, 平均值为 5.68 ϕ(20 μm). 从平均粒径和中值粒径的分布来看, 沉积物粒度随深度增加而变细, 深度与ϕ值平均粒度相关系数为 0.348 (α=0.01), 然而平均粒径并未呈现环状分布. 湖区大部分平均粒径和中值粒径都在 6~7 ϕ(8~30 μm)

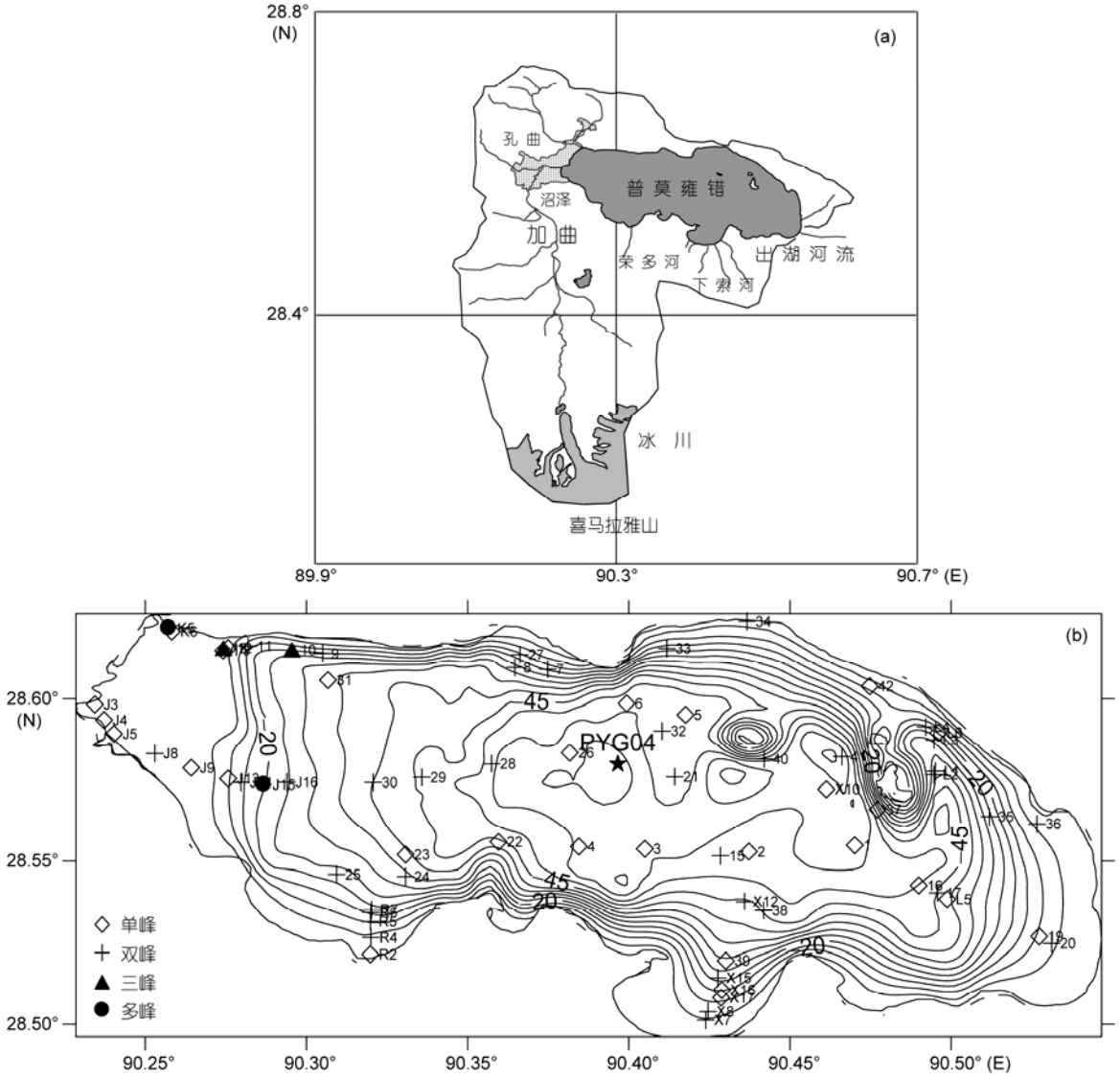

图 1　研究区位置(a)和采样点分布(b)图

(b)中曲线为等深线, 单位为 m; 采样点位置旁数字为样品号

之间, 低于 5 ϕ(高于 30 μm)的沉积物分布在冲积扇上、南部和东部浅水区以及小岛周围. 北岸附近水域水深, 水动力小, 沉积物粒度小. 三角洲前缘出现大于 6 ϕ(小于 15.6 μm)的较细粒沉积物.

分选系数为 1.02~3.34, 均值 1.69, 分选性大部分为差(1~2), 西部加曲冲积扇前缘一小部分为很差.

偏态值(偏度, SK_ϕ)为−1.12~2.18, 均值−0.21. 偏态大部分小于 0, 与平均粒径和中值粒径分布相似, 水下冲积扇和南部河流入口处出现正偏态(粗偏态)(>0.43), 湖中心开阔区域为负偏态(细偏态)(<−0.43), 其他区域大部分为近对称(−0.43~0.43)分布.

从粒度参数空间分布上来看, 普莫雍错表层沉积物在湖中心开阔湖区、滨岸、河流入湖口处存在着明显的空间差异, 反映了不同的沉积动力环境. 各粒度参数等值线南北向分布明显, 大体上垂直于西部入湖河流向.

从砂、粉砂和黏粒组分百分含量空间分布图(图 3(a)~(c))上亦能看出明显的湖泊沉积空间差异. 开阔湖区较细的沉积物主要是粉砂组成, 但是砂也占 10%~20%, 西部加曲冲积扇上、南部和东部滨岸浅水区和小岛周围砂的含量占到 40%以上. 黏粒组分在全湖沉积物中大多在 0.5%, 然而加曲冲积扇前缘、南

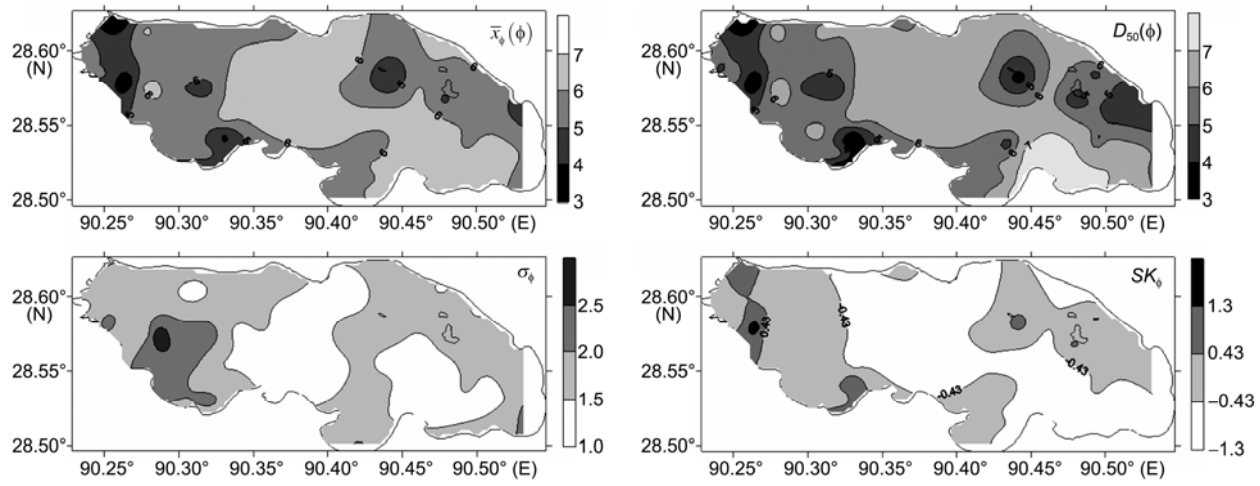

图 2　普莫雍错表层沉积物部分粒度参数空间分布

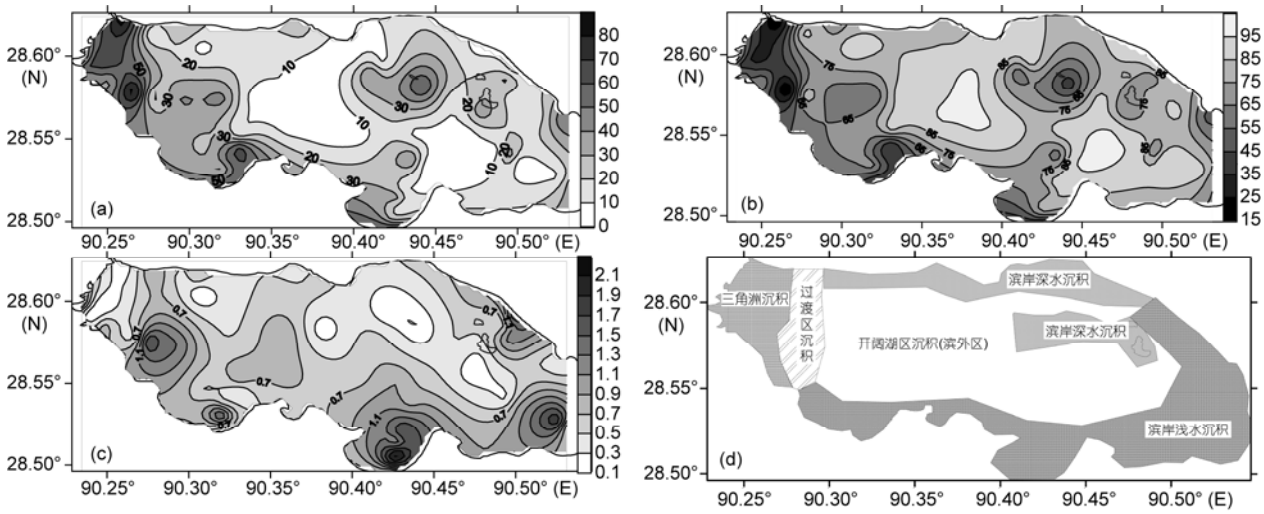

图 3　普莫雍错表层沉积物中不同组分颗粒的百分含量和碎屑沉积类型分布

(a)~(c) 砂、粉砂、黏粒百分含量(%); (d) 碎屑沉积类型分布

部和东部浅水区出现大于 1%较高值.

值得注意的是, 普莫雍错开阔湖区沉积物的粒度分布, 无论在中值粒径(图 2(b), 5~7 ϕ)还是黏粒百分含量(>9 ϕ含量<1%, >8 ϕ含量<20%)上都明显粗于长江中下游湖泊(中值粒径 6.5~8.7 ϕ, >8 ϕ含量 25%~65%)和云南滇池(中值粒径 9.6~11.5 ϕ, >8 ϕ含量 81.6%~94.8%), 也粗于位于温带半干旱区气候区的岱海(中值粒径 5~8 ϕ, >8 ϕ含量 20%~53%)和乌伦古湖(中值粒径 5~8.2 ϕ, >8 ϕ含量 23%~50%)(对比数据见文献[36]). 该湖位于海拔 5000 多米的高寒地区, 昼夜温差大, 物理风化作用异常强烈, 为湖泊沉积物提供了粗物源; 最大补给河流加曲是南部不远处的冰川融水汇流而成, 从源头海拔 6800 m 冰川末端到入湖口 5030 m 只有不到 50 km 的流程, 因此落差大. 在 2005 年的融水季节, 该河流量 761000 m^3/d, 占总入湖河流流量的 77%[26], 因此该河水流湍急, 水体颜色似白浆, 携带了较多的大颗粒物质(悬移物含量为 0.0182%). 也正因为如此, 西部才形成该湖独一无二的水下冲积扇. 因此普莫雍错开阔湖区的粉砂质、分选差的粒度特征反映了青藏高原高寒气候和区域补给状况.

粒度特征的空间差异表明, 在不同的湖区由于

搬运营力的不同导致沉积模式的空间差异. 深入理解不同湖区的沉积模式必然要求进一步分析不同湖区的搬运营力. 而通过分析沉积物粒度频率分布曲线能够对比、归纳不同湖区搬运营力的差异.

3.2 粒度频率分布曲线分析

图 4 显示的是不同湖区粒度频率分布曲线. 70 个表层沉积物样品粒度频率分布曲线中, 37 个双峰, 26 个单峰. 根据各湖区粒度频率分布曲线的不同, 结合粒度参数和百分含量的分布差异, 可将该湖碎屑沉积类型分为以下几种:

(1) 开阔湖区沉积(滨外区). 粒度频率分布曲线对应图 4(a)和(b), 范围大致与图 2 平均粒径 $\bar{x}_{\phi}$ (ϕ)大于 7 ϕ的分布范围类似, 不包括北岸和南岸附近湖区. 粒度频率分布曲线以单峰为主, 形状比较一致(图 4(a)), 众数大多在 6.8~7.3 ϕ(9~6 μm)左右, 在粗粒级方向有一拖尾(图 4(a)), 即负偏态. 较为规则且众数在粉砂粒径的单峰代表了湖泊深水区一种主要营力作用: 悬移搬运[37,38]. 然而湖泊开阔湖区也存在双峰分布曲线(图 4(b)). 这些频率分布曲线的特点是除了细粒主峰外, 都存在一个粗粒小峰, 其成因在以下沉积类型分析.

(2) 滨岸深水沉积. 分布在 3 个小岛周围深水区和滨北岸深水沉积区. 粒度频率分布曲线对应图 4(c)和(h), 多为双峰, 与开阔湖区的双峰类似, 即除存在众数在 6.8~7.3 ϕ的细粒主峰外, 还存在峰值为 3.8 ϕ (72 μm)左右的粗粒峰. 不同的是这些区域的粗粒含量更高, 粗粒峰更明显. 双峰反映的是不同营力带来不同的物质来源. 湖泊的波浪基面比较浅, 水深超过 20 m 的地方较少受湖浪扰动[39], 系静水低能量环境. 在普莫雍错, 开阔湖区和北部湖区的这些样点水深都在 35 m 以上, 3 个小岛周围水深在 50 m 以上, 粒度却更大(图 2), 且距离小岛越近, 峰值越高, 粒度越大. 因此难以用湖浪来解释粗粒沉积物的来源, 其原因可能为陆地碎屑物质通过季节性河流、坡面汇流或者风力搬运而来.

(3) 滨岸浅水湖区沉积. 东部湖区、荣多湾口和下索湾口沉积物的粒度分布曲线多是双峰分布(图 4(f), (g)). 近岸沉积物粒度分布主峰大多位于粗粒级, 反映的是浅水湖浪的高能环境; 远离湖岸主峰向细粒级偏移, 湖浪作用减弱, 悬移搬运加强.

(4) 三角洲沉积. 西部加曲冲积扇上沉积物岩性多为粗粉砂和细砂. 水深多在 4 m 以内, 频率分布曲线(图 4(d))显示了其高能沉积环境: 众数在 2.3~4 ϕ (203~63 μm)的单峰或者在粗粒径端存在较明显峰的双峰分布. 粒径小(6.3 ϕ, 13 μm)的样品 J3 采集于滩涂旁边水域, 应该属于河流主流线两侧的低能环境沉积. 相对于海洋来说, 湖泊水动力作用较弱, 入湖河流的三角洲一般以河流作用为主. 沉积物样粒度曲线并未按距离湖岸远近有规律变化, 说明采样剖面不在加曲主流线上.

(5) 三角洲前缘沉积(过渡区). 从三角洲前缘向湖心方向(J13~J16, 图 4(e)), 粗粒峰值逐渐升高, 细粒峰值逐渐降低. 结合黏粒含量大且分选性差(图 2, 3)的特点, 可以认为这是过渡区(砂级颗粒分选和搬运现象停止点)沉积[40]. 说明在 J13 附近, 湖浪与河流作用相互抵消, 沉积物分选性差. 而向湖心方向, 河流作用减弱, 湖浪的影响开始凸现, 粗粒端峰值逐渐明显, 直到水深 24 m 处的 J16. 黏粒含量在三角洲前缘的渐变(图 3)也说明了此处沉积的特殊性.

分析到目前为止, 图 3(c)所示黏粒级含量在南部和东部滨岸的高值还未用碎屑沉积动力学原理找到合理的解释. 这可能是粒度测试前处理去除碳酸盐不彻底导致的内生碳酸盐所致. 野外调查发现, 这些浅水区有大量植物存在, 生物成因的内生碳酸盐沉积可能是黏粒含量高值的主要原因[31]. 虽然粒度测试前处理加酸处理, 去除了大量的碳酸盐, 但在之前除有机质时, 发现经常有大气泡鼓出, 携带一些细粒物质附着在烧杯壁上未被酸溶, 对这些物质加酸会有气泡产生, 证明为碳酸盐. 因此, 当碳酸盐含量大时, 较多的附着在烧杯壁上颗粒可能因未完全被酸溶而造成细粒部分偏大.

3.3 沉积物的搬运方向: 粒径趋势分析

以上分析表明, 多种营力影响着普莫雍错沉积物的沉积过程, 在这些营力作用下, 沉积物究竟往哪个方向运移? 这对于理解该湖的沉积环境至关重要. 粒度特征能够反映沉积物的运移方向. 早期对沉积物参数的研究中, 普遍认为沿搬运方向, 沉积物的粒径会越来越细, 分选越来越好. 但事实并不完全如此. Mclaren 等人[41]和 Mclaren 和 Bowles[42]提出沉积物净输运方向与粒度参数的某种空间变化形式相联系, 认为可用 3 个粒度参数(平均粒径μ、分选系数σ、偏态系数 *SK*)组合去反演沉积物的搬运方向. 其中 Gao-

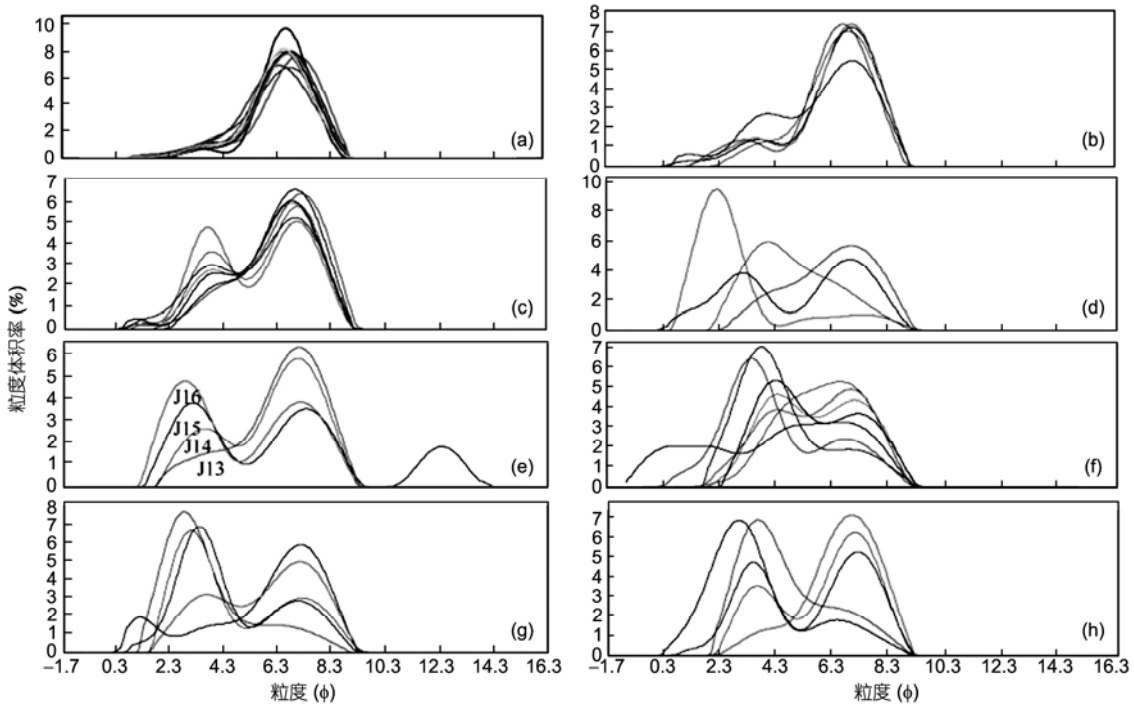

图 4 普莫雍错不同湖区表层沉积物粒度频率分布曲线

(a) 开阔湖区单峰(样品 1~6, 22, 23, 26, X10); (b) 开阔湖区双峰(15, 28~30, 32); (c) 北岸湖区双峰(7~9, 27, 33, 34); (d) 加曲冲积扇(J3, J5, J8, J9); (e) 冲积扇前缘(J13~J16); (f) 东部滨岸湖区(L1~L4, 19, 35, 36); (g) 荣多湖湾(R2, R4~R7); (h) 小岛周围湖区(21, 32, 37, 40, 41)

Collins “粒度趋势分析”方法[43]可用于揭示沉积物的运移方向, 已被应用于多种海洋环境[44~49]. 然而在湖泊研究中很少见到报道.

粒径趋势分析方法实际上是个沉积动力学模型, 分三步进行[50,51]: 第一步是在采样点网格上对两个相邻的采样点进行比较, 找出所有的粒径趋势矢量. 两个采样点是否“相邻”, 可用特征距离 *DC* 来衡量(*DC* 通常用最大采样间距). 如果两个采样点的实际间距小于 *DC*, 则判定为“相邻”, 否则判定为不“相邻”. 第二步是求出每个样点的趋势矢量和 $\mathbf{R}(x,y)$. 第三步是对 $\mathbf{R}(x,y)$进行平滑处理, 以消除 $\mathbf{R}(x,y)$图像中所含的“噪声”(即 $\mathbf{R}(x,y)$在空间上的高频变化). 平滑处理后的趋势矢量的平面分布图像即代表沉积物输运的格局.

在运用粒度趋势分析时, 应使用规则、均匀的采样网格[50]. 然而已有的采样数据是不规则、不均匀的. 弥补采样点不足的最好方法就是对原始数据进行等距离插值. 本研究利用 Golden Surfer8.0 软件, 基于 Kriging 插值方法, 对原始数据按 0.012°间距进行插值(图 5). 基于 *DC* 的重要性, 通常取不同 *DC* 值来对比模型的模拟效果. 分别取 *DC*=1′(约插值间距的 $\sqrt{2}$ 倍), 2′, 3′, 4′, 5′和 6′, 得到净输运趋势如图 5 所示, 普莫雍错沉积物整个输运趋势还是自西往东, 插值网格粒径趋势分析对 *DC* 较为敏感. 这与月湖的研究[52]相反, 可能与普莫雍错采样没有月湖密集有关. 当 *DC* 取值超过 2′时, 普莫雍错西部、南部湖湾、东部出现东北方向净输运趋势.

采样点的设计对于粒径趋势分析准确性至关重要. 开阔湖区原始采样点相对均匀, 插值网格的粒径趋势分析, 应该反映了该湖区本来的净输运方向. 在南部荣多湾口和下索湾口, 只是各沿一条采样剖面采集样品, 即使插值后的粒径趋势分析结果的可靠性也值得怀疑. 东北部小岛和滨岸区域由于采样密度和小岛的影响, 其输运趋势也不可信. 由于西部加曲冲积扇上水动力大, 南北方向上样点太稀, 两条采样剖面难以代表整个冲积扇上实际情况, 虽然东西向输运方向大致合理, 但是没有表现出加曲在其他方向上的影响.

普莫雍错自西向东的净输运方向, 说明并不存在像山东月湖[52]那样的沉积中心, 这是该湖的鲜明

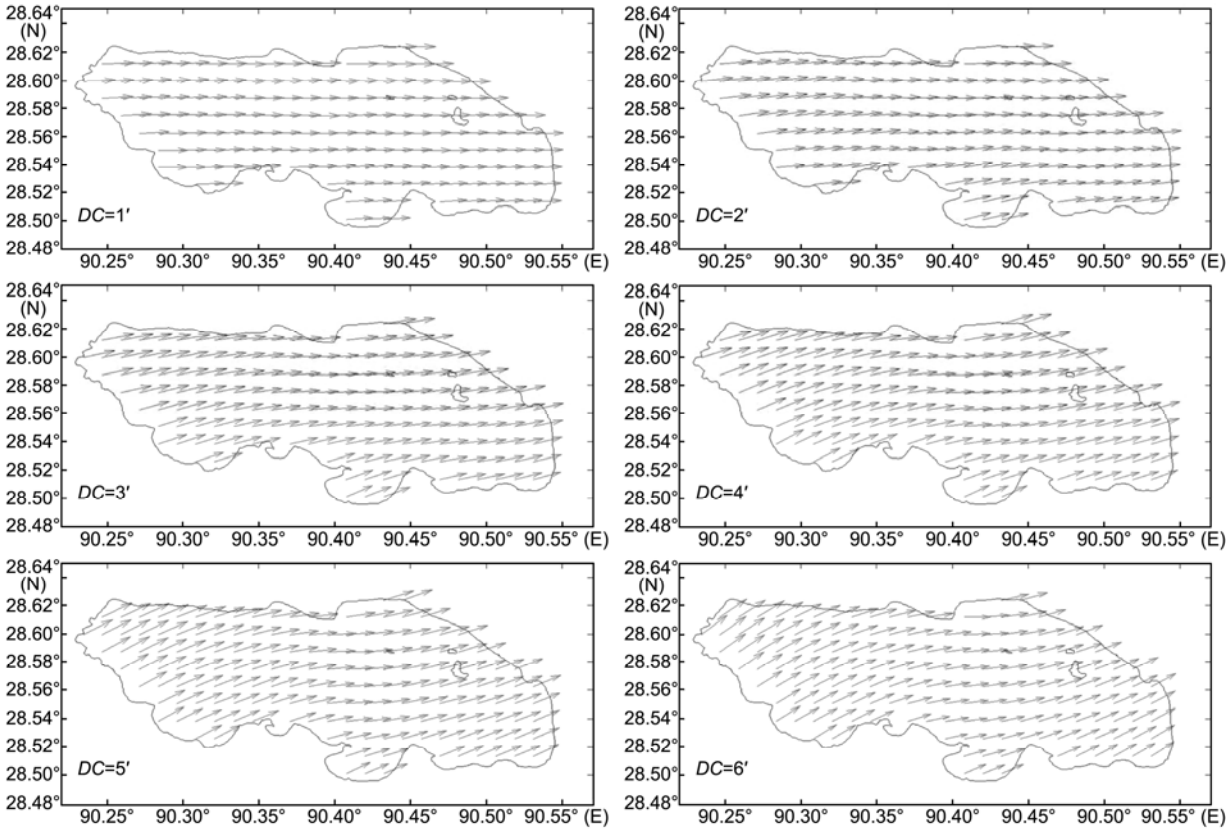

图 5　普莫雍错插值网格的粒度趋势分析结果

特点. 这与粒度参数显示的非半环状分布(图 2)一致, 反映了最大补给河流加曲对该湖的巨大影响. 该湖为半封闭型湖泊, 高水位时湖水通过东侧出水口流出. 这样对湖泊的水量平衡来说, 收入端加曲占重要地位(占总入湖地表流量的 77%), 而支出端东侧出水口占重要地位(2004 年测得瞬时流量是所有入湖流量之和). 因此具有自西向东的沉积物净输运方向比较可信. 自西向东的输运方向也表明该湖泊具有河道型湖泊的特点.

3.4　普莫雍错粒度的环境意义: 水动力辨析方法的验证

PYG04 上部 27 cm 进行了 ^{210}Pb 沉积物率和 ^{137}Cs 时标测定, 具有较好的年代数据, 利于同其他研究得到的环境要素数据作对比[27], 能够利用器测资料进行部分验证.

图 6 为粒度参数和浪卡子气象站气温对比曲线. LKZ-*T* 为浪卡子气象站年均温. 由于湖芯顶部沉积速率约为 0.25 cm/a(4 a/cm), 为便于比较, 对浪卡子站各年平均温度进行 4 a 滑动平均.

粒度频率分布曲线表明 27 个样品全部为单峰, 且粗拖尾不明显(图略), 众数在 6.8~7.3 ϕ左右, 表明是悬移搬运而来. 分选系数随粒径的增大而变大, 即分选性变差, 与砂含量变化最为一致(图 6).

27 个粒度数据中的前 9 个数据在器测观测资料的范围内. 粒度变化与浪卡子气象站的温度变化比较可以发现两者具有较好的一致性: 温度越高, 粒度越大, 分选性越差; 反之亦然. 一般认为粒径能够通过反映沉积动力而间接指示湖水的深浅, 即水越深, 越远离湖岸, 沉积动力越小. 然而普莫雍错是一个冰川融水补给占重要地位的半封闭湖泊, 湖泊底质粗糙, 说明湖底水动力较大. 西部加曲大量冰川融水的补给, 导致整个湖泊底部沉积物的输运趋势是自西向东. 因此, 结合湖泊沉积过程分析结果, 可以这样推理: 温度升高, 冰川融水增加, 搬运到湖泊内的沉积物粒径变粗, 分选变差. 粒度至少在短时间尺度上

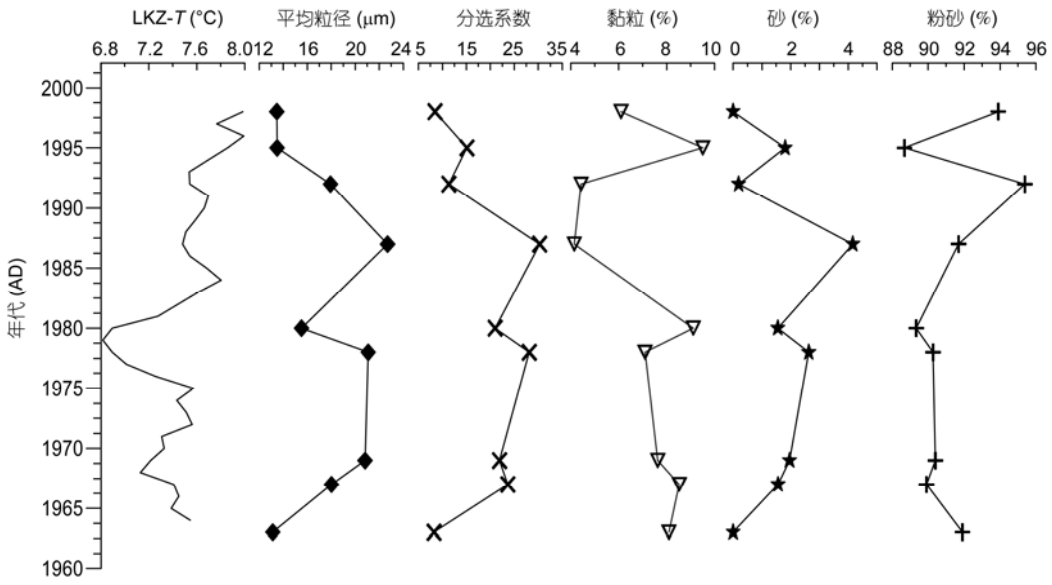

图 6 粒度相关指标的垂直变化与气温变化的对比

可以作为区域温度的良好指示器.

4 结论

普莫雍错表层沉积物粒度特征受气候条件和径流条件的控制, 具有鲜明的高寒半干旱区的地域特点: 粒度大, 分选差, 黏粒含量极少. 普莫雍错陆源碎屑沉积可分为以下沉积类型(模式): 开阔湖区沉积(滨外区)、三角洲沉积、三角洲前缘沉积(过渡区)、滨岸浅水湖区沉积和深水滨岸沉积(小岛周围深水区和北岸沉积区). 开阔湖区深水区普莫雍错湖泊底质沉积物粒度特征揭示, 除部分局地粗粒物质对湖泊沉积的贡献外, 湖水悬移为主的搬运营力. 粒径趋势分析表明, 沉积物的净输运为自西往东, 体现了该湖泊河道型的特点. 经过器测资料验证, 利用粒径趋势分析和沉积模式对比能够成功揭示湖泊水动力过程. 这些结论对于利用该湖泊岩芯沉积物粒度反映古环境具有重要启示.

(1) 在短时间尺度上, 粒度是该区温度的良好指示器. 在普莫雍错利用湖芯沉积物恢复过去环境变化时, 必须考虑到加曲对湖泊的影响. 整个湖泊, 尤其是开阔湖区自西向东净输运趋势说明加曲对普湖沉积物的影响不仅仅限制在三角洲冲积扇上. 而加曲又是冰川融水补给为主的河流, 流量的大小受气温的控制.

(2) 仅利用平均粒径或者中值粒径反映古环境变化, 可能会出现偏差甚至错误. 由于沉积环境的复杂性, 在不同的时段上, 影响沉积物的主要搬运营力可能不同. 平均粒径只能反映营力大小, 难以区分搬运营力的类型. 频率分布曲线分析或许能够弥补这种不足. 实际上, 已有研究者利用粒度频率分布曲线分解沉积物粒度组分[37,53], 更加细致地恢复水动力状况, 进而成功恢复岱海的古环境变化[38]. 这也是本研究以后努力的方向.

作为案例研究, 本研究表明沉积动力学模型——粒径趋势分析和常规沉积模式对比能够辨析青藏高原冰川融水补给湖泊的水动力过程, 进而有助于理解钻孔的碎屑来源和粒度大小的控制性因素, 有利于提高该种类型湖泊的古气候反演能力.

参考文献

1 姚檀栋. 青藏高原南部冰川变化及其对湖泊的影响. 科学通报, 2010, 55: 1749
2 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. Int J Climatol, 2000, 20: 1729–1742
3 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis J F, et al. Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. Science, 1989, 246: 474–477

4 Thompson L G, Davis J F. “Recent warming”: Ice core evidence from tropical ice core with emphasis on central Asia. Glob Planet Change, 1993, 7: 145–156
5 Thompson L G, Yao T, Davis J F, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276: 1821–1825
6 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289: 1916–1919
7 Wang L H, Lu A X, Yao T D, et al. The study of typical glaciers and lakes fluctuations using remote sensing in Qinghai-Tibetan Plateau. Geosci Remote Sens Symp, 2007, 4526–4529
8 边多, 边巴次仁, 拉巴, 等. 1975~2008 年西藏色林错湖面变化对气候变化的响应. 地理学报, 2010, 65: 313–319
9 万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 近 30 年来青藏高原羌塘地区东南部湖泊变化遥感分析. 湖泊科学, 2010, 22: 874–881
10 吴艳红, 朱立平, 叶庆华, 等. 纳木错流域近 30 年湖泊-冰川变化对气候的响应. 地理学报, 2007, 62: 300–311
11 朱立平, 谢曼平, 吴艳红. 西藏纳木错 1971~2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析. 科学通报, 2010, 55: 1789–1798
12 Ye Q H, Yao T D, Chen F, et al. change in Mapam Yumco basin on Tibetan Plateau during 1974–2003. J China Univ Geosci, 2008, 19: 135–145
13 陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 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: 地球科学, 2003, 33: 563–568
14 陈发虎, 黄小忠, 张家武, 等. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 77–85
15 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 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, 2004, 49: 10–14
16 Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 467–479
17 王君波, 朱立平. 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, 2002, 21: 58–66
18 Zhu L P, Zhen X L, Wang J B, et al. A ~30000-year record of environmental changes inferred from Lake Chen Co, Southern Tibet. J Paleolimnol, 2009, 42: 343–358
19 Wang J B, Zhu L P, Nishimura M, et al. Spatial variability and correlation of environmental proxies during the past 18000 years among multiple cores from Lake Pumoyum Co, Tibet, China. J Paleolimnol, 2009, 42: 303–315
20 Mügler L, Gleixner G, Günther F, et al. A multi-proxy approach to reconstruct hydrological changes and Holocene climate development of Nam Co, Central Tibet. J Paleolimnol, 2010, 43: 625–648
21 Wu Y H, Lücke A, Jin Z D, et al. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2006, 234: 328–340
22 Morrill C. The influence of Asian summer monsoon variability on the water balance of a Tibetan lake. J Paleolimnol, 2004, 32: 273–286
23 Dean W E. Recent advances in global lake coring hold promise for global change research in paleolimnology. J Paleolimnol, 2010, 44: 741–743
24 Henderso A G, Holmes J A. Palaeolimnological evidence for environmental change over the past millennium from Lake Qinghai sediments: A review and future research prospective. Quat Int, 2009, 194: 134–147
25 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998
26 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化. 第四纪研究, 2006, 26: 772–780
27 王君波, 朱立平, 鞠建廷, 等. 西藏普莫雍错不同岩芯环境指标的对比研究及其反映的近 200 年来环境变化. 湖泊科学, 2009, 21: 819–826
28 吕新苗, 朱立平, Nishimura M, 等. 西藏南部普莫雍错 19 cal ka BP 以来高分辨率环境记录. 科学通报, 2011, 56: 2006–2016
29 鞠建廷, 朱立平, 汪勇, 等. 藏南普莫雍错流域水体离子组成与空间分布及其环境意义初步研究. 湖泊科学, 2008, 20: 591–599
30 Zhu L P, Ju J T, Wang J B, et al. Further discussion about the features of Lake Puma Yum Co, South Tibet, China. Limnology, 2010, 11: 281–287
31 Ju J T, Zhu L P, Wang J B, et al. Water and sediment chemistry of Lake Pumayum Co, South Tibet, China: Implications for interpreting sediment carbonate. J Paleolimnol, 2010, 43: 463–474
32 王君波, 朱立平. 不同前处理对湖泊沉积物粒度测量结果的影响. 湖泊科学, 2005, 17: 17–23
33 王君波, 鞠建廷, 朱立平. 两种激光粒度仪测量湖泊沉积物粒度结果的对比. 湖泊科学, 2007, 19: 509–515
34 Blott S J, Pye K. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf Proc Landf, 2001, 26: 1237–1248
35 Folk R L. Petrology of Sedimentary Rocks. 2nd Ed. Austin: Hemphill Publishing Co, 1980
36 王苏民, 余源盛, 吴瑞金, 等. 岱海——湖泊环境与气候变化. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1990

37 殷志强, 秦小光, 吴金水, 等. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究. 第四纪研究, 2008, 28: 345–353
38 Xiao J L, Chang Z G, Si B, et al. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: Evidence for lake-level changes during the Holocene. J Paleolimnol, 2009, 42: 249–260
39 任明达, 王乃梁. 现代沉积环境概论. 北京: 科学出版社, 1981. 61
40 Sly P G. Sedimentary processes in lakes. In: Lerman A, ed. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer-Verlag, 1978
41 Mclaren P. An interpretation of trends in grain size measurements. J Sediment Petrol, 1981, 51: 611–624
42 McLaren P, Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions. J Sediment Petrol, 1985, 55: 457–470
43 Gao S, Collins M. Critique of the “McLaren Method” for defining sediment transpor paths. J Sediment Petrol, 1991, 61: 143–146
44 Gao S, Collins M. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”. Sediment Geol, 1992, 80: 47–60
45 Gao S, Collins M. Anaysis of Grain Size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. J Coast Res, 1994, 10: 70–78
46 Gao S, Collins M. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends. based upon definition of “transport Vectors”—Reply. Sediment Geol, 1994, 90: 157–159
47 石学法, 陈春峰, 刘焱光, 等. 南黄海中部沉积物粒径趋势分析及搬运作用. 科学通报, 2002, 47: 452–456
48 Duman M, Avc M, Duman S, et al. Surficial sediment distribution and net sediment transportpattern in IzmirBay, western Turkey. Continent Shelf Res, 2004, 24: 965–981
49 高抒. 沉积物粒径趋势分析: 原理与应用条件. 沉积学报, 2009, 27: 826–836
50 高抒, Collins M. 沉积物粒径趋势与海洋沉积动力学. 中国科学基金, 1998, 4: 241–246
51 Gao S. A fortran program for grain-size trend analysis to define net sediment transport pathways. Comput Geosci, 1996, 22: 449–452
52 贾建军, 程鹏, 高抒. 利用插值试验分析采样网格对粒度趋势分析的影响. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24: 135–141
53 Qin X G, Cai B G, Liu T S. Loess record of the aerodynamic environment in the East Asia monsoon area since 60000 years before present. J Geophys Res, 2005, 110: B01204, doi: 10.1029/2004JB003131