

罗布泊“大耳朵”干盐湖区地形特征与干涸时间讨论

李保国, 马黎春, 蒋平安, 段增强, 孙丹峰, 邱宏烈, 钟骏平, 武红旗

中国农业大学资源与环境学院, 北京 100094;

新疆农业大学资源与环境学院, 乌鲁木齐 830052;

College of Natural and Social Sciences, California State University-Los Angeles, Los Angeles CA 90032, USA

E-mail: libg@cau.edu.cn

2007-05-18 收稿, 2007-09-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 40671080)、长江学者和创新团队发展计划(批准号: IRT0412)和土壤学自治区重点学科资助

摘要 在野外综合考察基础上结合遥感影像提供的信息在罗布泊“大耳朵”干盐湖区选取了3条典型断面并应用DGPS进行了实地高精度高程测量,结果表明罗布泊“大耳朵”湖盆深约5.2 m,西南陡,东北缓,西南平均坡度0.19‰,东北平均坡度0.09‰,最低点位于“耳心”;“大耳朵”湖盆“耳轮线”从湖盆外缘至湖心高程依次降低,且处于同一“耳轮线”高程值相等,“耳轮线”的疏密和高程变化存在统一的对应关系,“耳轮线”越密,坡降越陡,“耳轮线”越疏,坡降越缓,为“耳轮线”为湖水干涸消退韵律线的推论提供了一定科学依据。在此基础上,结合历史资料、研究区航测资料、遥感影像和地形图,对近代罗布泊不同时期湖泊演化过程进行了讨论,指出1963年地形图在罗布泊“大耳朵”湖区标注地物特征不正确,根据航测资料解译,1958年罗布泊“大耳朵”湖区环状盐壳地貌就已经形成,与现在“大耳朵”遥感影像纹理一致,并推断罗布泊“大耳朵”湖心区域干涸时间大约在20世纪30年代末或40年代初。

关键词
罗布泊
“大耳朵”
地形特征
干涸时间
湖泊演化

罗布泊位置之争,及“游移湖”之争是国际地理学界知名的学术公案,19世纪下半叶至20世纪中叶,一大批国内外探险家、科学家分别从地理、地质、气候、历史、考古等不同专业在罗布荒原上进行考察、测绘和发掘,从各个角度提出了种种见解和假设^[1-4],为今天研究罗布泊积累了宝贵的历史资料。如今,凭借遥感及空间定位技术,罗布泊位置与周边洼地的相邻关系、以及是否会“游移”等问题都已十分明了,但对于罗布泊地形特征现在仍然是模糊的^[5,6],甚至有些结论是相悖的^[7,8]。1972年美国地球资源卫星发回的影像显示干涸后的罗布泊中心区域在空间形态上酷似一只“大耳朵”,这些环状分布的“耳轮线”所反映的地表特征是什么?又是如何形成的?目前尚无定论,较多数的观点认为是湖水在干涸、退缩过程中形成的消退韵律线^[9-11],最近的研究表明,这些“耳轮线”与干盐湖表层的大地电导率有较好的相关性,说明“耳轮线”的形成与盐壳物质组成特征有一定关系^[12]。但无论如何,从湖泊到干盐湖过程中,

水体的消退序列和演化方向是受湖盆地形严格控制的,因此了解罗布泊“大耳朵”湖盆地形特征是确定罗布泊不同时期湖水消退过程及水域范围,解释“耳纹”成因的基本依据。20世纪80年代以来,罗布泊地区开展了大量野外调查与钻孔沉积物及其对应年代分析,对第四纪以来古气候与古环境积累了一些认识^[13],并在该地区找钾工作取得了重大突破^[14,15],但作为湖泊系统基本参数之一的湖盆地形特征却缺少系统的研究。本文基于野外实测高程数据,并结合历史资料记载^[1-4],对罗布泊干涸时间以及不同时期地形与地表特征进行了全面系统研究,为该区域开展历史时期湖水演化过程及影响机制、构建区域气候变化模式提供基本参数和科学依据。

1 研究方法

1.1 研究区历史资料收集与处理

收集了19世纪70年代至今罗布泊地区野外考察资料、历史资料、水系图及地形图,1931年陈宗器实

测罗布泊地图, 1958年部分航测资料, 1961年 Corona 影像数据, 1972~1973年 Landsat-1 MSS (multispectral scanner)影像数据、1992年 Landsat-5 TM(Thematic Mapper)影像数据、2001~2002年 Landsat-7 ETM+影像及 2006年 QuikBird 影像数据。

不同时期遥感影像、地形图及属性数据集成与管理主要由 ArcGIS 软件完成。遥感影像精校正与地形图地理定标由 ENVI 4.2 软件完成, 在 ArcGIS 软件中实现坐标投影转换及图层叠加。

1.2 研究区地面高程测量

() 测量方法。为获取研究区地面高程信息, 2004年9月和2005年9月, 分别采用水准仪、全站仪对研究区典型地段进行了高程测量, 但测量结果重复性较差, 在 3~4 km 范围内, 重复误差能达几倍, 究其原因可能是由于研究区地处极端干旱区, 天气晴朗时, 气温上升较快, 近地面 2~3 m 内空气密度变化剧烈, 影响光线的直线传播, 从而影响到测量结果的精度。近十年来 DGPS 被广泛应用于监测厘米级甚至更小尺度的地球表面形变过程, 如: 地壳形变 [16]、

冰川漂移 [17,18]、火山运动 [19]、地面下沉 [20] 以及山体滑坡 [21,22] 等。为此, 2006年9月采用美国天宝公司生产的 Trimble 5700 测量型双频 DGPS (水平误差 $10\text{ mm} \pm 1\text{ ppm}$, 垂直误差 $20\text{ mm} \pm 2\text{ ppm}$) 对研究区典型断面进行了高精度高程测量。测量结果采用 Trimble Geomatics Office 软件处理, 首先得到基线解, 再按最小二乘网平差得到厘米级高程测量结果。在研究区内共计测点 658 个, 见图 1, 湖心 5 km 范围内重复性测点 90 个, 高程差在 10 cm 以内 (可能由下垫面地表微起伏造成), 满足调查精度。结果采用相对高程表示, 即将测得最小高程值归为零点, 其他值减去最小高程值得到相对高程值。

() 测量路线。测量路线的选择基于经过精校正的 2002年5月13日 Landsat-7 ETM+ 遥感影像数据, 利用 3, 2, 1(RGB) 波段合成并生成工作底图。开始测定前, 选取明显地物, 与 2006年7月 QuikBird 影像、Trimble 5700 DGPS 进行精细的经纬度匹配分析校正后, 最终确定和完成了 3 条典型断面 FC, OE 和 OD 的测量工作, 工作底图及测量路线见图 1。

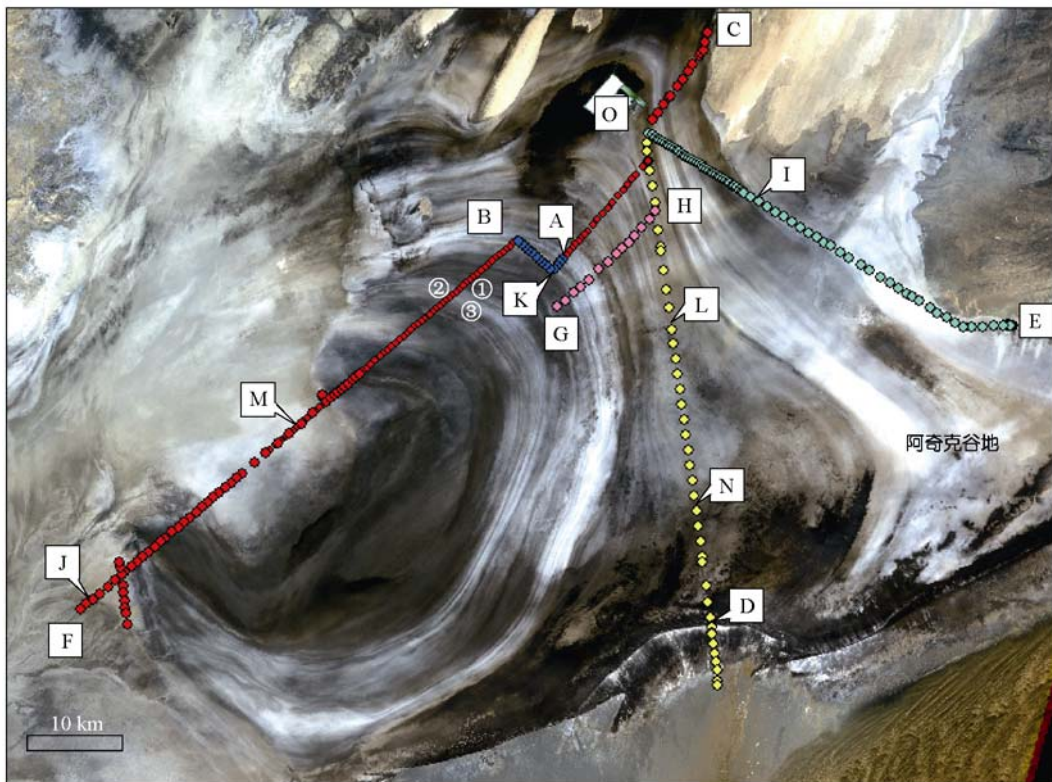


图 1 罗布泊“大耳朵”湖区位置与高程测量路线图
不同颜色点为 DGPS 实测高程点

(1) 湖盆纵断面 FC: 因 AO 段钾盐矿盐池扩建, 只能从盐池外围绕行, 因此 FC 断面由 FB, AO, OC 三个断面构成, 测量总长度 85 km, 采样间距 500 m。

(2) 钾盐矿至湖盆东部湖岸堤断面 OE: 测量总长度 45 km, 0~15 km 范围, 采样间距 500 m, 15~45 km 范围, 采样间距 1 km。

(3) 钾盐矿至红柳井断面 OD: 测量总长度 50 km, 采样间距 1.5 km 左右。

2 结果与讨论

2.1 罗布泊干盐湖地形特征讨论

FC, OD, OE 断面为罗布泊“大耳朵”湖盆 3 条典型断面, 其高程测量结果可综合反映整个“大耳朵”湖盆地形特征, 测量结果见图 2。

FC 断面为湖盆纵断面, 西南至罗布泊“大耳朵”“耳垂”外缘, 东北至雅丹地貌边缘, 全长 85 km, 尽管整个断面不在同一直线上, 但 FB 断面、AO 断面、OC 断面在衔接上仍然保持了“纹理”的连续性, 见图 1, 因此可反映整个湖盆纵剖面高程变化特征。测量结果见图 2(c), 由图 2(c) 可知: “大耳朵”湖盆深约 5.2 m, 西南陡, 东北缓, 西南平均坡度 0.19‰, 东北平均坡度 0.09‰, 最低点位于“耳心”; 即湖心 M (90.455°N, 40.186°E) 处, 见图 1 (其他各点高程值都相对于此点而言), 从湖盆外缘到湖心, 高程依次降低, 呈自然过渡形态, 与普通湖盆特征类似, 为此, 对目

前研究区唯一一项高程测量结果提出质疑 [7]。

钾盐矿至红柳井 OD 断面位于罗布泊古湖盆中部, 阿奇克谷地与“大耳朵”湖区过渡区域, 测量结果见图 2(b), 由图 2(b) 可知: OD 断面整体高差 1.8 m, 由钾盐矿至红柳井, 高程逐渐连续下降, 由 4.2 m 下降至 2.4 m, 剖面呈浅弧形, 整个断面高程均要高于“大耳朵”湖区内部, 最低区段 LN 相对高程 2.4 m, 比“大耳朵”外缘 A 点高出 0.4 m, ND 区段呈波状起伏, 末端稍有抬升, D 点相对高程 2.8 m。钾盐矿至湖岸堤 OE 断面位于罗布泊古湖盆边缘, 其高程测量结果见图 2(a), 整个断面相对高程变化极其微弱, 高差仅为 70 cm, 起点 O 相对高程 4.2 m, 为 OE 断面最低点, 点相对高程上升到 4.92 m, 整个断面相对高程均高于 OD 断面。

因此由 FC, OD, OE 断面测量结果可知: 罗布泊“大耳朵”湖盆由外向内高程依次降低, 最低点位于湖心 M 点, 整个湖盆深 5.2 m, 形态不对称, 西南坡降陡, 东北坡降缓, 为一偏心的浅水湖盆。

2.2 “大耳朵”耳轮线地理意义探讨

罗布泊“大耳朵”之谜是颇有地理学趣味的自然现象之一, 其上明暗相间, 呈环状分布的“耳轮线”是怎样形成的? 目前还尚无定论, 人们根据遥感影像上多束“耳轮线”呈平行展布并围绕一个中心聚拢的特点, 推测“耳轮线”是湖水逐渐干涸、退缩过程中湖

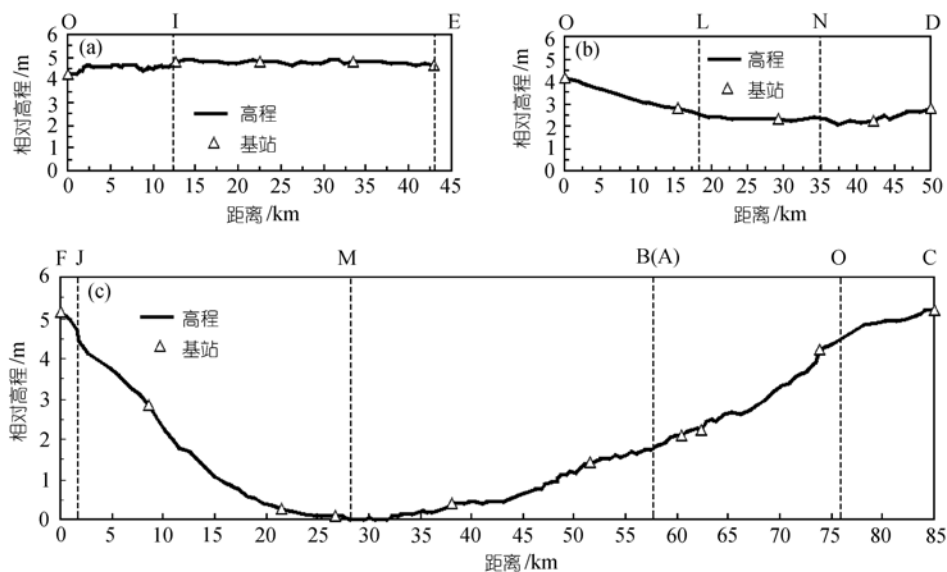


图 2 DGPS 实测罗布泊湖盆不同断面相对高程变化趋势

(a) 钾盐矿至湖岸堤 OE 断面; (b) 钾盐矿至红柳井 OD 断面; (c) 湖盆纵断面 FC(FB+AO+OC)

岸线残留痕迹 [7,9-11], 但目前并没有充分的证据来证明这一推论. 本文试图从不同区域及不同尺度实测高程数据来探讨“耳轮线”所代表的真实地理意义, 如果“耳轮线”为湖水消退岸线, 那么同一“耳轮线”应处于同一重力等势面, 在不考虑风等外力干扰因素时, 同一重力等势面高程应保持一致, 即沿同一“耳轮线”高程不变, 而垂直于“耳轮线”应存在最大高差, 且“耳轮线”的疏密和高程变化应存在统一的对应关系, 即“耳轮线”越密, 高程差越大, “耳轮线”越疏, 高程差越小, 为此, 2006年9月我们对罗布泊干盐湖区开展了不同区域及不同尺度的实地高程测量和论证.

() 大区域尺度高程测量与论证. FC 断面横贯“大耳朵”湖盆, 垂直多条“耳轮线”, 其高程变化即是明暗相间的“耳轮线”高程逐级变化累积的结果, 测量结果见图 2(c). 由图 2(c)可知: 从湖盆外缘至湖心高程逐渐降低, 说明“耳轮线”高程逐渐连续下降, 并未出现波动和跳跃, 这为“耳轮线”为湖岸线的论证提供了充分条件, 同时这些“耳轮线”高程在下降过程中并不是杂乱无章或呈同心圆状下降, 而是在东北坡下降缓, 耳轮线较宽、稀疏, 而在西南坡下降陡, 耳轮线较窄、密集, 这与我们实测的湖盆坡度数据正好吻合, 说明“耳轮线”的疏密和高程变化的确存在密切的联系.

钾盐矿至红柳井 OD 断面, 至湖岸堤 OE 断面跨越多种地形地貌, 其高程变化与“耳轮线”的对应关系, 将有助于进一步验证我们推论的正确性, OD 断面前段 OL 横切多条“耳轮线”, 中段 LN 跨越一个宽达几十公里向阿克克谷地突出的鞍形带, 影像上色调均匀, 未分辨出“耳轮线”, 见图 1, 末段 ND 进入冲积扇前抬升带. 测量结果见图 2(b), 表明 OD 断面前段相对高程下降较快, 中段高程稳定, 末段稍有抬升. OE 断面前段 OI“耳轮线”较密集, 后段 IE 在遥感影像上色调均匀, 未分辨出耳轮线特征. 测量结果见图 2(a), 显示前段高程上升相对较快, 后段高程基本不变. 因此不同断面及不同区域高程测量结果均显示, 实测地面高程与“耳轮线”的疏密的确存在统一的对应关系, “耳轮线”越密, 坡度越陡, 高程变化剧烈, “耳轮线”越疏, 坡度越缓, 高程变化平缓.

() 小区域尺度高程测量与论证. 为了能充分验证上述论证, 我们在实地又选取小区域尺度“耳轮线”进行反复测量, 测量结果见图 3. A 点与 B 点处于同一“耳轮线”, 见图 1, 从 A 点开始测定, 向湖心方

向移动 1.7 km 后, 再折向 B 点, 回到同一“耳轮线”上. 测定结果见图 3(a), 起点 A 相对高程为 2 m, 到拐点 K 处下降到最低值 1.75 m, 继而开始缓慢上升, 到 B 点时相对高程又回到 2 m. 因此处于同一“耳轮线”上的 2 个点高程值相等. 为验证这一规律的普适性, 再选取两个平行样段进行对比, OA 与 HG 走向基本一致, 同时横跨多条“耳轮线”, 起点都处于同一“耳轮线”, 因此如果“耳轮线”为湖岸线, 这两条高程线应坡降一致, 线性重合. 测定结果见图 3(b), OA 与 HG 高程线基本吻合, 在 5.3 km 至 7.0 km 处, 稍有波动, 这可能是由于下垫面不平微起伏造成的, 波动值在 15 cm 以内, 可以忽略, 不影响整个样段的一致性.

因此不论是小尺度还是大尺度范围, 耳轮线疏密与地面高程变化惊人的一致关系, 让我们不得不承认, “耳轮线”的成因和湖泊的消退有着必然的联系.

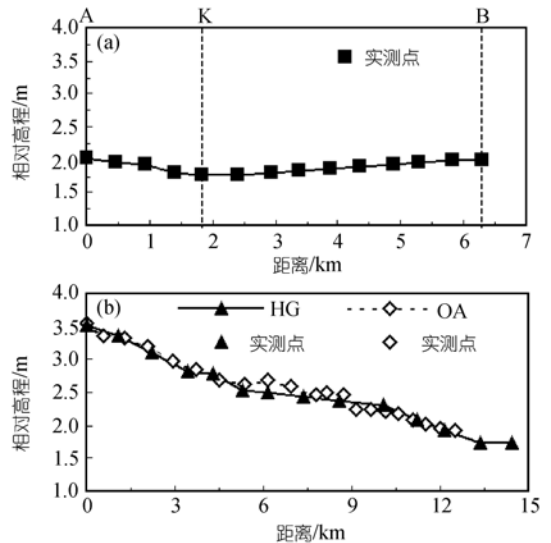


图 3 小尺度区域 DGPS 实测相对高程变化趋势 (a) AB 断面; (b) HG, OA 断面

2.3 罗布泊干涸时间讨论

罗布泊干涸时间是近年来颇有争议的一个焦点, 目前大多文献记述为 1972 年 [5], 究其原因是美国陆地卫星发射于 1972 年, 发现中国的罗布泊干涸了, 并在影像上显示为“大耳朵”图案. 夏训诚等将干涸时间向前推移了 7~8 年, 认为罗布泊干涸于 20 世纪 60 年代初, 并认为“大耳朵”是 1958 年覆水后, 60 年代初 4~5 年内湖水迅速干涸形成的 [7]. 对于这一观点, 有学者认为, 湖水的迅速干涸不会形成上百条耳轮线, 而且 1961 年 Corona 影像已显示出罗布泊干枯萎缩的景象 [23]. 本文基于不同时期历史资料、遥感资

料并结合DGPS实测高程数据对罗布泊干涸时间进行进一步推测和论证。

() 1931年罗布泊水域范围。1931年我国学者陈宗器、德国地质学家霍涅尔对1921年塔里木河改道以来在罗布泊新形成的水域进行了实地考察,并于1931年完成了整个湖区的测量工作^[8,24],绘制了孔河与罗布泊地图,由斯文·赫定整理于瑞典文和英文公开发表,这张地图对罗布泊地区湖泊、水系以及古河道都有很好标注,进行了大量的野外实测工作,其中包括很多实测点(露营地)高程及经纬度信息^[1,2,8],有很高的科学参考价值,与现在地形图及遥感影像吻合度很好。图4为1931年陈宗器实测罗布泊水域范围与1961年Corona遥感影像叠加的结果(地形图经扫描后,均匀选取控制点(由ENVI软件完成),进行准确的地理定标,在ArcGIS软件中实现坐标投影转换及与遥感影像叠加),由图4可知,1931年陈宗器实测罗布泊水域面积还有2375 km²,水源来源于孔雀河,由北端入湖,进入湖心,向东膨胀,形如“靴子”,南北长85 km,湖区北部东西宽20 km,南部东西宽45 km,湖水很浅,在某些区域甚至不能行船,时有搁浅,西南有一河道与喀拉和顺湖相连^[8]。陈宗器实测罗布泊水域面积及湖泊形态和空间分布特征与我们2006年DGPS实测湖盆地形相吻合,经与DGPS实测高程数据叠加分析,湖水线落在1 m水深线上,由此可以推测当时罗布泊“大耳朵”湖心区域最大水深在1 m或稍大于此值,这与陈宗器1931年

实地观测结果一致,罗布泊为一水域开阔、湖水极浅的咸水湖。

() 1963年地形图标绘罗布泊水域范围。1963年地形图(据1958年航片估绘),在罗布泊地区标注有大范围的水体,长期以来罗布泊“大耳朵”在1958年被洪水淹没的说法都来源于这张地形图,而且其影响一直持续至今^[7]。图5为1963年地形图勾绘罗布泊水域范围与1961年Corona影像叠加结果(叠加方法同图4),由图5可知,此时罗布泊大部分区域均为水体所覆盖,面积5500 km²,包括罗北洼地部分区域、阿奇克谷地以及整个“大耳朵”湖区,只有湖心区域及湖区北部零星勾勒出一些盐碱地,出露于水面,即在39°50′~40°40′N, 90°10′~91°30′E范围内,湖心区域地势最高。这个绘图结果显然与陈宗器1931年实地踏查和我们2006年实测罗布泊地形特征不吻合,在高程数据上是不支持的。

另外1961年Corona影像已显示出罗布泊干枯萎缩的景象,见图5底图,5500 km²的水面在3年时间里蒸发殆尽,从水量平衡的角度,这一过程是难以实现的。水面的蒸发速率跟太阳辐射、空气湿度、风力等外部环境有关,还和溶质的浓度和种类密切相关,浓度愈高蒸发速度愈慢,洪嘉璜等进行了不同浓度卤水的蒸发速率与淡水蒸发速率的比较实验,结果表明随着卤水浓度的升高其蒸发速率与淡水的差值逐渐增大^[25]。关晓燕等基于大柴旦盐湖自然蒸发试验,具体提出了卤水演化各阶段的比蒸发系数F,钠

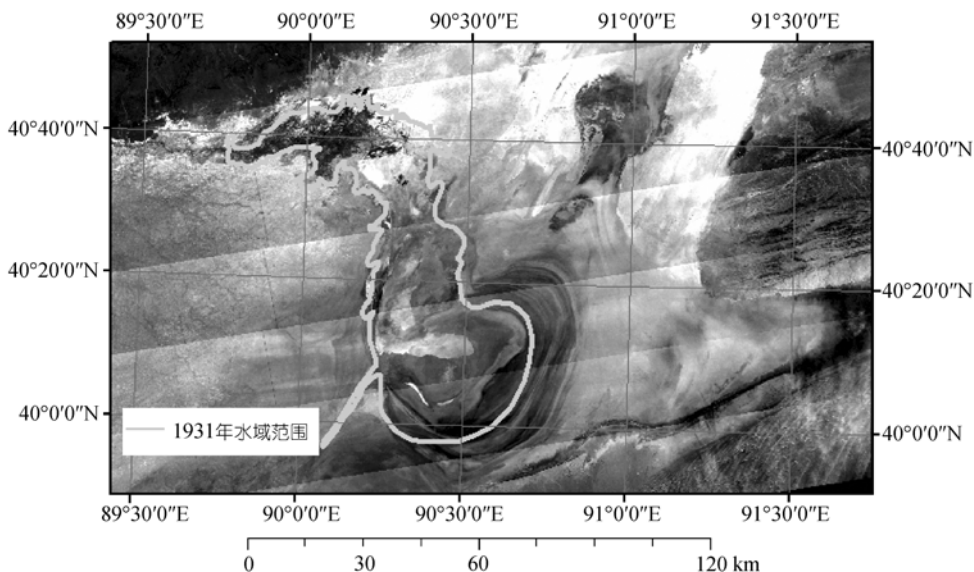


图4 1931年陈宗器绘罗布泊水域范围与1961年Corona遥感影像叠加

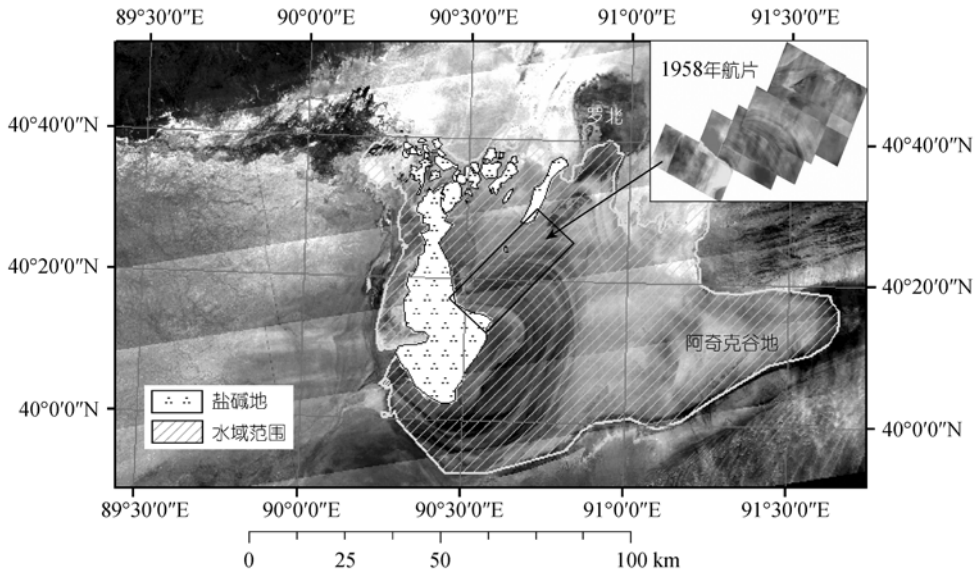


图5 1963年地形图勾绘罗布泊水域范围与1961年Corona影像叠加

盐阶段为0.607, 钾盐阶段为0.264, 而镁盐阶段仅为0.082^[26], 各阶段蒸发量分别为1800, 792和246 mm (干旱区淡水蒸发量按每年3000 mm计算), 因此三年时间要将一个面积约5500 km², 水深5.2 m的大盐湖蒸发完在理论上讲是难以实现的。

1963年地形图是根据1958年航测资料, 采用航空照片微分法估绘地物地貌的, 因此地形图的精度取决于测绘人员对1958年航片的判读解译。图5右上角为1958年航片自钾盐矿至湖心的一个条带, 包括“大耳朵”湖盆完整的断面信息, 可以反映当时罗布泊的地面状况。经重新解译, 1958年航片“耳纹线”清晰可辨, 在各个区间其纹理都与1961年Corona影像类似, 说明在1958年罗布泊干涸的环状盐壳地貌

就已经形成, 但鉴于当时条件受限, 测绘人员不能到达罗布泊湖区内部, 只能借助航测资料根据常规的判读经验进行解译和勾绘, 将航片上环状纹理区域全部判读为水体, 而将湖心及湖区北部色调较亮、颜色发白的区域判读为盐碱地, 因此就出现了1958年罗布泊“大耳朵”湖区被大范围水体覆盖而湖心出露高岛(盐碱地)的错误论断, 而湖区北部那些被勾勒出的斑块状盐碱地现已被证实为雅丹地貌。我们将影像上罗布泊“大耳朵”环束状区域放大, 可以观察到不同尺度和不同规模、形态各异的波纹状纹理, 见图6。

图6为2006年7月31日QuikBird拍摄到的罗布泊不同区域千姿百态的波纹状盐壳及龟裂结构,

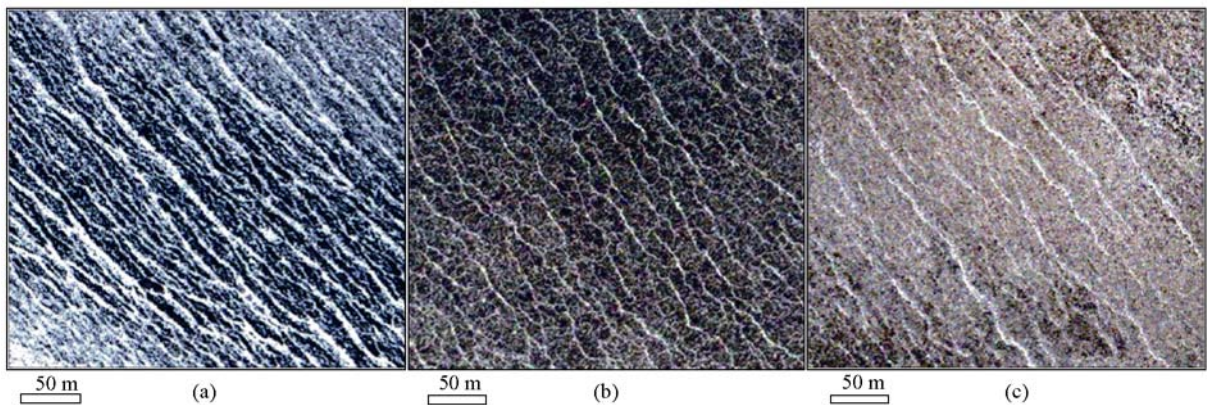


图6 2006年7月31日QuikBird影像拍摄罗布泊不同区域盐壳地貌特征

图 6(a)~(c)取样区域分别位于图 1 ~ 位置. 因此测绘人员在不了解干盐湖地貌的基础上, 将这些波纹状的盐壳全部判读为水体, 其实质是不同规模的长垄状和龟裂状盐壳在遥感影像上的反映. 罗布泊地处极端干旱区, 强烈的日晒、蒸发以及冻融交替作用, 使得巨厚的盐壳相互挤压、掀耸, 形成巨大的长垄和多级发育的龟裂环, 在影像上则表现为波纹及龟裂状纹理.

因此 1958 年罗布泊“大耳朵”湖区就已经完全干涸, 环状盐壳构造就已经形成. 陈宗器等人 1931 和 1934 年实地考察罗布泊时见到的水域, 为罗布泊“大耳朵”湖心区域最后有水的记录, 当时覆水面积 2000 多 km², 水深 1 m 左右 [2,3,24], 如果按盐湖卤水蒸发速率 [26], 并兼顾上游可能还会有少量来水计算, 罗布泊“大耳朵”湖心区域干涸时间应在 20 世纪 30 年代末或 40 年代初. 而 1942 年苏联绘制 1:50000 地形图, 就显示出“大耳朵”已完全干涸, 积水区域已和陈宗器绘罗布泊存在很大差异, 其位置已向西偏移至新湖区 [6], 后来的考察活动和绘制的地图所示罗布泊水域都在这一区域 [5,6], 这一区域易受上游水源影响, 每逢洪水年份, 就会有少量来水进入, 寻找地势低洼处滞水成湖, 积水位置和形态都不固定.

2.4 自干涸以来罗布泊地表特征

由 1958 年航片(图 5)、1961 年 Corona 影像(图 6)及 1972 年以来的陆地资源卫星遥感影像(图 7)可知: 罗布泊自干涸以来, “大耳朵”环束状区域构造稳定, 年际间色调的微小差异, 可能跟传感器类型、拍摄时间、季节以及拍摄时的大气状况有关. 而湖心区域, 色调变化差异较大, 1958 年航片湖心区域色调发白,

纹理均匀, 边界分明, 见图 5 右上角, 这是湖心最后退水区域干涸后新形成的盐壳, 1961 年 Corona 影像这一区域也较清晰, 见图 6 底图, 而 1972 年已显示出退化迹象, 色调发暗, 纹理模糊, 见图 7, 这和研究区常年频繁的风沙作用及地下水的运动密切相关. 湖泊干涸初期, 地下水位较高, 在强烈的蒸发作用下, 盐分会随毛管作用上升至地表, 在表层富集, 形成盐霜, 在影像上呈白色, 研究区少量的季节性降雨也会加强这一过程, 而新结晶的盐霜又和沙尘混合形成坚硬的盐土混合物, 在影像上呈灰色, 而在某些季节, 上游来水或潜层补给致使地下水位上升, 使表层盐壳湿润, 在影像上则呈黑色, 在野外考察时可以观察到地面返潮的现象. 1973 年 6 月 30 日影像, 见图 7(b), 色调较深, 新湖区有来水的痕迹, 退水区域边缘新结晶的盐霜, 呈白色, 镶嵌在深色区域边缘. 而 1992~2002 年湖心区边界都已变得模糊不清, 见图 7(c), (d), 色调呈白色, 不均匀, 2005~2006 年我们连续两年在湖心区域实钻, 测定地下水位埋深都在 2 m 以下, 表明此区浅层埋藏的地下水已不能影响到表层盐壳, 湖心区域地表特征趋于稳定, 罗布泊干盐湖地貌景观完全形成.

3 结论

() 2006 年 DGPS 实测结果表明罗布泊“大耳朵”湖盆深约 5.2 m, 西南陡, 东北缓, 西南平均坡度 0.19%, 东北平均坡度 0.09%, 为一偏心的浅水湖盆, 湖盆最低处位于湖心 M(90.455°N, 40.186°E)处, 从湖盆外缘到湖心, 高程依次降低, 呈自然过渡形态, 并未发现湖心高岛的存在.

() 对不同区域及不同空间尺度“耳轮线”实测

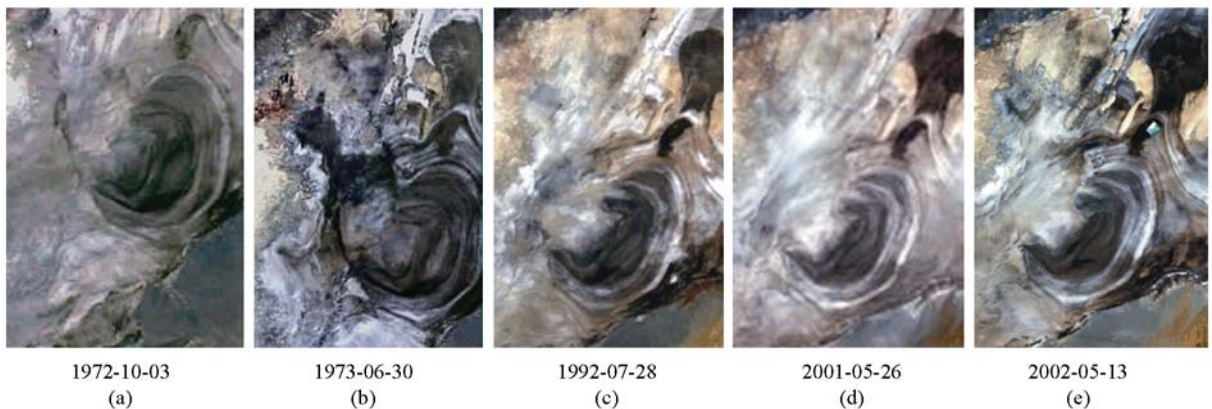


图 7 1972 年至今罗布泊不同时期干枯的影像

高程结果表明:不同尺度“耳轮线”均与实测地面高程存在密切的统一对应关系,“耳轮线”越密,坡降越陡,高程变化剧烈,“耳轮线”越疏,坡度越缓,高程变化平缓,且位于同一“耳轮线”,高程相等,在垂直于“耳轮线”的湖盆纵断面上,存在最大高差,为“耳轮线”为湖水消退岸线的推论提供了科学依据。

() 通过对历史资料、遥感资料及地面实测高

程数据综合分析,论证了1963年地形图在罗布泊“大耳朵”湖区标注地物特征不正确,并根据陈宗器实测罗布泊水域面积及历史资料记载推测罗布泊“大耳朵”湖心区域干涸时间应在20世纪30年代末或40年代初。干涸后的罗布泊“大耳朵”构造在影像上较稳定,而湖心区域受地下水、风等作用影响和改造,年际间有一定差异。

致谢 北京农林科学院国家农业信息工程中心提供高程测量仪器 Trimble 5700 双频 DGPS,才得以使本研究工作顺利完成,在此表示最诚挚的感谢。

参考文献

- 1 斯文·赫定. 游移的湖. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2000
- 2 斯文·赫定. 罗布泊探秘. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1997
- 3 Huntington E. The Pulse of Asia-A Journey in central Asia Illustrating the Geographic Basis of History. Boston and New York: Houghton Mifflin Company, 1907
- 4 Stein M A. Ruins of Desert Cathay-Personal Narrative of Explorations in Central Asia and Western most China. London: MacMillan and Co, 1912
- 5 杨谦. 罗布泊不是游移湖. 湖泊科学, 2004, 16(1): 1—9
- 6 周廷儒. 论罗布泊的迁移问题. 北京师范大学学报, 1978, (3): 34—40
- 7 赵元杰, 夏训诚, 王富葆, 等. 罗布泊现代盐壳地貌特征与成因初步研究. 干旱区地理, 2005, 28(6): 795—799
- 8 陈雅丹. 走进有水的罗布泊. 北京: 昆仑出版社, 2005. 125—126
- 9 樊自立, 李培清, 张丙乾. 罗布泊的盐壳. 见: 夏训诚, 编. 罗布泊科学考察与研究. 北京: 科学出版社, 1987. 141—156
- 10 夏训诚, 赵元杰. 罗布泊地区环境研究的若干新进展. 中国科学基金, 2005, (4): 196—200
- 11 谢连文, 李锋, 李兵海, 等. 罗布泊盐湖环状影像成因解释. 沉积与特提斯地质, 2004, 4(4): 76—80
- 12 马黎春, 李保国, 蒋平安, 等. 罗布泊干盐湖电磁感应电导率与“耳纹”成因关系探讨. 地球物理学报, 2007, 50(2): 651—654
- 13 闫顺, 穆桂金, 许英勤, 等. 新疆罗布泊地区第四纪环境演变. 地理学报, 1998, 53(4): 332—340
- 14 郑绵平, 齐文, 吴书玉, 等. 晚更新世以来罗布泊盐湖的沉积环境和找钾前景分析. 科学通报, 1991, 36(23): 1810—1813
- 15 王弭力. 罗布泊盐湖钾盐资源. 北京: 地质出版社, 2001
- 16 Sarti F, Arkin Y, Chorowicz J, et al. Assessing pre- and post-deformation in the southern Arava Valley segment of the Dead Sea Transform, Israel by differential interferometry. Remote Sens Environ, 2003, 86(2): 141—149[doi]
- 17 Dauteuil O, Bouffette J, Tournat F, et al. Holocene vertical deformation outside the active rift zone of north Iceland. Tectonophysics, 2005, 404: 203—216[doi]
- 18 Berthier E, Vadon H, Baratoux D, et al. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. Remote Sens Environ, 2005, 95(1): 14—28[doi]
- 19 Jentzsch G, Punongbayan R S, Schreiber U, et al. Mayon volcano, Philippines: Change of monitoring strategy after microgravity and GPS measurements from 1992 to 1996. J Volcanol Geotherm Res, 2001, 109: 219—235[doi]
- 20 Teatini P, Tosi L, Strozzi T, et al. Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system. Remote Sens Environ, 2005, 98(4): 403—413 [doi]
- 21 Squarzoni C, Delacourt C, Allemand P. Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). Eng Geol, 2005, 79: 215—229[doi]
- 22 Corsini A, Pasuto A, Soldati M, et al. Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. Geomorphology, 2005, 66: 149—165[doi]
- 23 钟骏平, 邱宏烈, 董新光, 等. 罗布泊干涸时间讨论. 干旱区地理, 2005, 28(1): 6—9
- 24 陈宗器. 罗布淖尔与罗布荒原. 地理学报, 1936, 3(1): 19—49
- 25 洪嘉琏, 卢瑞芝. 我国北方四大盐海区卤水蒸发计算及其分布. 地理研究, 1988, 7(24): 17—27
- 26 关晓燕, 任金润, 叶天纬. 大柴旦盐湖卤水的现场扩大蒸发试验初探. 吉林地质, 2005, 24(2): 66—71