

新疆罗布泊地区中世纪暖期及前后的气候与环境

马春梅, 王富葆, 曹琼英, 夏训诚, 李升峰, 李徐生

南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093;

中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011

E-mail: chunmeima@nju.edu.cn

2008-03-06 收稿, 2008-07-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 40701190)、教育部博士点新教师基金(批准号: 20070284067)、中国科学院地球环境研究所开放测试基金和南京大学现代分析中心测试基金资助项目

摘要 通过新疆罗布泊西湖湖心剖面沉积物的¹⁴C、粒度、微体古生物化石、植物种子、地球化学元素及比值等多指标分析发现, 中世纪暖期及前后的沉积物粒度组成的特征反映沉积环境稳定, 当时风暴作用较弱, 而其上下部特别是下部沉积常出现强大的风暴作用. 该阶段产丰富的微体古生物化石及螺和植物种子等, 反映了温暖湿润的淡水至半咸水环境特征, 沉积物中C、N和稳定元素含量均出现高值, Rb/Sr、Ba/Sr和Ti/Sr出现稳定低谷. 此外, 古文化及距今700 a前该地区还有大量红柳生长也反映出良好的环境状况. 综合分析认为, 罗布泊及其西岸地区在距今约2200 a以后环境好转, 楼兰文化开始繁荣兴盛, 到唐宋时期气候和环境进入最佳阶段, 当时风尘暴作用减弱, 降水量增多, 入湖水量加大, 湖水淡化为淡水至微咸水湖, 因此不仅水生生物数量增多, 而且种类也较丰富.

关键词

新疆罗布泊
中世纪暖期
气候变化
粒度
微体古生物化石
地球化学
古文化
古植被

中世纪暖期是2000 a来全球最重要的气候事件之一^[1-5]. 关于中世纪暖期的研究, 主要是通过各种代用资料重建气候序列. 从目前的研究来看, 能敏感响应环境变化的高分辨率的信息载体主要有冰芯^[6-9]、树轮^[10,11]、历史文献^[12-16]、湖泊沉积^[17-20]等. 随着代用资料的开发, 对于中世纪暖期的研究已经取得了丰硕的成果, 但在中世纪暖期是否具有全球性, 不同区域的起讫时间、增温幅度、内部波动以及成因机制等问题上还有一定争议^[21]. 主要原因是受重建资料敏感性与地域性限制, 加上不同代用指标对气候变化敏感性的差异以及不同代用资料的方法、气候与环境意义等存在差异和定年存在误差等. 在我国, 从对重建资料的整理分析来看, “是否存在中世纪暖期”这个问题, 各研究者没有达成一致的看法^[22]; 同时由于区域差异, 东部重建资料以历史文献为主^[23], 而西部则以冰芯、湖芯、树轮等为主. 大多数的研究结果认为, 西部的冷暖变化与东部有着明显的差异, 其中最主要的是东部在900~1300 AD

存在明显的温暖期, 而西部的暖期不如东部明显^[24], 但也有研究表明西部存在明显的中世纪暖期^[25]. 可见, 寻找更多的地质证据仍然是研究这一课题的重要途径.

世界干旱地区既是全球贫困的一隅, 又是全球潜在的资源宝库. 我国干旱区是一个待发展区域, 其资源的丰度和生态的脆弱成为一对尖锐的矛盾, 是西部大开发战略中必须面对和解决的重要问题. 罗布泊作为中国最大的内陆河流——塔里木河的尾间湖泊, 其变迁乃至干涸不仅反映干旱区湖泊变化的一般规律, 而且记录了干旱区环境变化历程. 自19世纪70年代以来, 罗布泊成为科学探险和科学考察的一个热点区域. 近年来在罗布泊地区晚第四纪自然环境演变及古代人类文明兴衰等方面的研究取得了许多重要成果, 认为这里的环境曾出现过多次较大变化^[26-29], 环境好时气候较为湿润, 地面植被增加. 但由于罗布泊及附近地区面积达20万km²以上, 湖面积也曾达数千至近万平方公里, 就湖泊来说, 不同地点的水化学

性质和沉积特征等有明显差异, 因此同一时间不同地点沉积物所记录的环境往往有明显差别, 所以要全面了解本区万年来的环境变迁尚待更多的工作. 作者根据西湖不同地点多个柱样分析的结果, 认为采于湖心的剖面最具代表性, 并对其中中世纪暖期及前后时段气候和环境变化特征进行分析讨论.

1 研究区域概况

1.1 自然概况

罗布泊位于亚洲腹地塔里木盆地的最东端, 地面海拔 780 m, 是塔里木盆地的汇水中心, 盆地南面为阿尔金山, 北邻天山, 东为北山, 西为塔克拉玛干大沙漠. 区内气候极端干燥, 据若羌县气象站近 15 a 的气象记录, 年均温为 12℃, 年降水量为 31.2 mm (较 1961~1990 年的平均值多 11.0 mm), 年蒸发量 2902 mm, 全年大风、沙尘暴和扬沙日平均为 102.5 d, 其中 8 级以上大风平均 18.6 d. 湖区气候更加严酷, 年降水量不足 20 mm, 年蒸发量大于 3000 mm. 除周边山麓有少量咸泉出露及暴雨后形成的临时性积水

外, 地面滴水无存, 全被坚硬的盐壳覆盖. 陈宗器^[30]曾形容此地为“除两极以外, 可称世界最荒凉之区域”.

1.2 罗布泊的近期变迁

有关罗布泊的近期变化已有较多研究和报道, 特别是对位于东湖的人耳状盐壳的形成年代及成因提出了多种看法^[31~36]. 我们认为中全新世以来的罗布泊可分东湖和西湖两部分(图 1), 并各自有着不同的演变过程. 东湖自 3.0 ka BP起开始干涸^[26], 陈宗器^[30]1930年底由北山山麓向西横穿干涸的东湖, 指出湖底为纯粹卤滩(即盐壳——作者), 且愈西愈硬. 而西湖当时为微咸水湖, 湖面积为 9500 方里(1900 km²)^[30], 大约 20 世纪 40 年代后湖面积开始缩小. 罗布泊东、西湖湖面积最近一次扩大发生于 1958 年 8 月, 当时库车一带的天山地区暴雨成灾, 产生的大量洪水经孔雀河入湖, 并有大量水流经铁板河分流入东湖, 使干涸已久的东湖再次充水. 有关这次成湖的情况从 1958 年底拍摄的航空照片上可以看得十分清

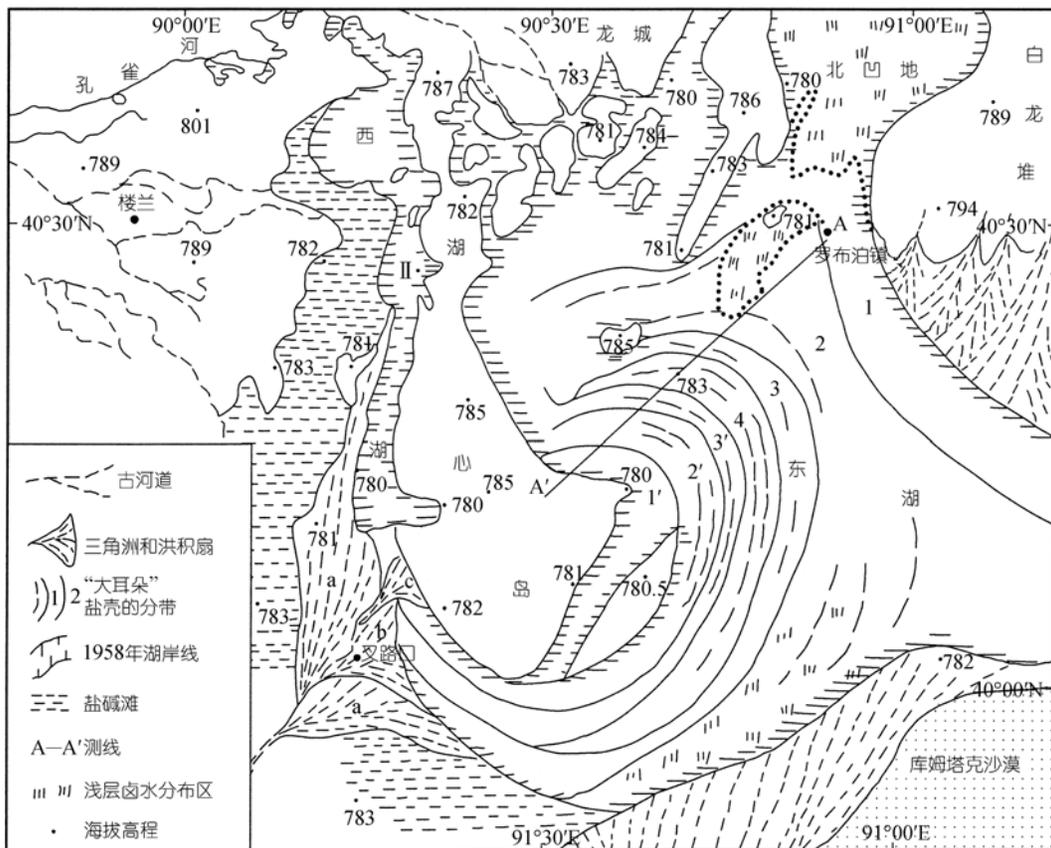


图 1 罗布泊地貌略图与采样点位置

楚, 当时湖泊北部港湾曲折, 并有许多岛屿, 但从湖心半岛东南侧早期形成的三道湖岸线尚未全部淹没水中, 可知湖水深度不大. 据美国 1961 年 12 月 12 日的 CORONA 黑白卫星影像已显示无水流存在, 可见罗布泊东湖于 1961 年已全部干涸, 西湖也仅在其南端有少量水体残留. 东湖在 1958 至 1961 年间的干涸过程中由于不同年际和季节湖水蒸发量的不同, 特别是冬季极少蒸发的原因, 这样每年的不同季节特别是冬季都会留下相对明显的湖岸线, 这就是我们

从卫星照片上看到的 4 道相互对应、宽窄和色调不同的年际岸线和多道季节性岸线, 并因受湖泊形态等因素控制, 使岸线呈耳环状(图 1 中 A-A' 测线), 即所谓的罗布泊“大耳朵”^[35,37].

2 罗布泊西湖湖心剖面

西湖属过水性湖泊, 沉积物是以含硫化物的碎屑沉积为主. 剖面(图 2)位于罗布泊西湖中心地段(图 1 中的 处), 即 40°27'129"N, 90°20'083"E 处, 地面海拔约 780 m, 探坑深 3.3 m. 剖面岩性如表 1 所述.

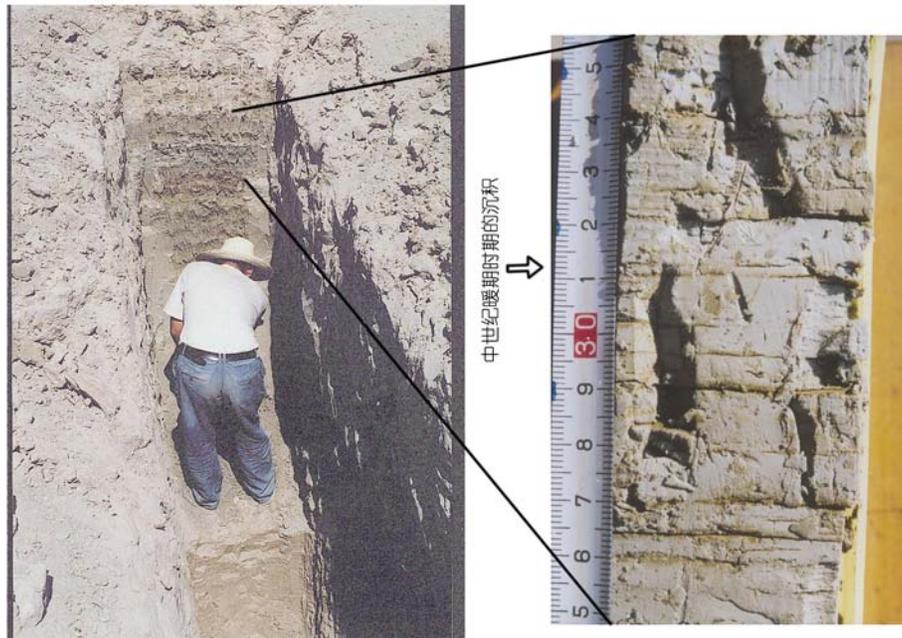


图 2 罗布泊湖心剖面照片

表 1 湖心剖面地层简表

深度/cm	岩性	分段
0~39	0~11 灰黄色含石盐粉细砂, 质略坚	
	11~24 灰黄色粉砂质黏土夹薄层白色石盐	
	24~39 灰色砂质黏土夹粉细砂层, 层理清晰, 含少量石盐	
39~123	39~62 褐灰色砂质黏土、含碳屑、芦苇根及少量石膏单晶	
	62~80 深灰色粉质黏土, 含植物碎屑及石膏单晶, ¹⁴ C (871 ± 45) a BP AMS ¹⁴ C (800 ± 40) a BP	
	80~123 深灰色粉质黏土, 具薄层理, 见植物残体	
123~162	123~138 褐黄色粉细砂, 具水平层理, 含白色石盐斑块	
	138~144 褐黄色中细砂, 含大量白色石盐斑块, 见空洞构造	
	144~162 灰色中细砂, 含白色石盐斑, 下部过渡为粉质黏土	
162~209	褐黄色粉质黏土, 具薄层理, 含少量石盐斑块及石膏单晶	
209~248	209~233 灰色粉质黏土夹薄层黄色粉砂, 具纹层构造	
	233~248 深灰色黏土, 见石膏单晶, 240 cm 处 ¹⁴ C (9266 ± 135) a BP	
248~330	248~280 黄绿色黏土质粉砂, 略具层理, 见石膏单晶	
	280~330 黄色粉质黏土夹薄层石膏, 石膏单层最厚 3.5 cm	

3 中世纪暖期时期的罗布泊

3.1 中世纪暖期沉积的年代测定

全新世来罗布泊西湖湖水矿化度较高,多数时段处于咸水或半咸水状态,不利于水生生物生长,同时因地区气候干燥,湖周陆生植物很少,因此沉积物中有机质含量很低,只有局部层段可以采集到足够数量的有机碳作 ^{14}C 及AMS法测年,而砂层的光释光测年因砂中U含量异常,所测年代偏轻或偏老均无法校核(中国地震局地质研究所所测光释光年代数据为:130 cm处为 (1250 ± 120) a BP; 150 cm处为 (12300 ± 200) a BP). 对于一些无法测定年代的层段,只能用上下层已知年代求其沉积速率并计算各沉积层的年代. 王弼力等人^[26]在研究罗布泊多个钻孔地层的年代时曾采用此法,如K₁孔孔深0~5.5 m间的沉积速率为0.13~0.23 mm/a, ZK96-5孔孔深0~4.9 m间的沉积速率为0.53 mm/a等. 我们参照其成果并根据岩性粗细不同和已知 ^{14}C 年代,求得11~39 cm间的沉积速率约为0.70 mm/a, 39~80 cm间约为0.5 mm/a, 80~123 cm间约为0.4 mm/a,并依此计算出各层的年代(表2). 西湖湖心剖面埋深39~123 cm之间出现了一段含较多植物碎屑和炭屑的沉积,尤以65~74 cm间含碳量最高,测得常规 ^{14}C 及AMS ^{14}C 年代分别为 (871 ± 45) (70 cm处)及 (800 ± 40) a BP(75 cm处). 本层底界为123 cm,按沉积速率推测年龄为约2200 a BP(表2).

表2 西湖湖心剖地层测年数据及沉积速率

深度/cm	年龄/a BP	方法	沉积速率/mm·a ⁻¹
39	400	根据沉积速率推断	0.70
62	670~690	根据沉积速率推断	0.50
70	871 ± 45	常规 ^{14}C	
75	800 ± 40	^{14}C (AMS)	
80	1100	根据沉积速率推断	0.50
85	1250	根据沉积速率推断	0.50
123	2200	根据沉积速率推断	0.40
162	3400	根据沉积速率推断	
200	5900	根据沉积速率推断	0.15
233	8150	根据沉积速率推断	0.15
240	9266 ± 135	常规 ^{14}C	
248	9800	根据沉积速率推断	0.15
330	15300	根据沉积速率推断	0.15

3.2 环境代用指标分析

对罗布泊西湖湖心剖面以3 cm间距采样进行环境替代指标的分析,内容包括粒度、有机质含量, C, N元素,地球化学元素分析测定,对所产大植物化石、种子、介形虫、轮藻和腹足类化石进行属种鉴定. 其中粒度分析在南京师范大学地理学院用英国马尔文公司生产的Mastersizer 2000激光粒度仪测定,有机质含量, C, N元素在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积重点实验室测定,其他地球化学元素在南京现代分析中心测定. 需要指出的是,该剖面沉积物中有机质含量甚低,很难将其分离出来进行有机C, N的测定,这里我们按3 cm间距采全岩样,所测得的C元素主要为无机碳,同时混有少量有机碳. 介形虫的鉴定由中国科学院南京地质与古生物研究所彭金兰博士协助完成,植物种子由中国科学院植物研究所刘长江研究员鉴定.

根据剖面的岩性和各项环境代用指标^[38],可知该地区气候自末次冰期以来曾经历7次较大变化:末次盛冰期至9.5 ka BP的干燥和风暴作用较强时期;9.5~7.0 ka BP间环境好转期;7.0~4.5 ka BP间环境较差时期;4 ka BP前后的环境好转期;3 ka BP前后的罗布泊的一次干涸事件;2200~1250 a BP间的环境较好时期;1250~400 a BP间的环境最佳时期和距今约400 a来气候的不断变干及湖泊全部干涸. 下面重点讨论有关中世纪暖期前后罗布泊的气候与自然环境变化特征.

() 粒度分析结果. 根据西湖湖心剖面的岩性及沉积结构,可知长期以来罗布泊为浅水湖,同时由于本区风暴作用强烈,因此风尘可以直接降落在湖区,成为湖泊沉积的重要物源之一,而风尘沉积与正常湖泊沉积在粒度组成上有显著区别,因此粒度组成可以作为判别尘暴作用强弱的重要指标之一.

一个面积达近2000 km²的大湖,其湖心地带的沉积理应以黏土为主,但罗布泊则不是这样. 图3显示:就全剖面的粒度组成来看,沉积物的分选性很差,粉砂、黏土以及一定量的中、粗砂同时出现在同一层中,使之与一般开阔湖盆湖心地带的沉积有很大区别. 湖心剖面埋深95~123 cm之间,粒度由下向上具有由粗-细-粗的变化特点,平均中值粒径为7.53 μm,粗砂含量8.35%,其中埋深100 cm处的最高含量为

1) 王富葆. 近一万年来罗布泊沉积的环境记录. 见:香山科学会议第254次学术讨论会筹备组,主编:罗布泊地区环境变迁和西部干旱区未来发展. 香山科学会议第254次学术讨论会. 2005. 28—33

20.64%, 105~114 cm 间的含量为 0, 平均黏土含量为 34.76%, 以 105~114 cm 间最高, 达 41.89%. 由粒度组成的特点可知, 早期和晚期风暴作用较为强烈, 而中期(约 1850 a BP 前后)风暴作用弱, 这与东汉时期楼兰文化最为兴盛的考古年代是相一致的. 39~95 cm 间粗砂含量增多, 但自下而上仍有变化, 其中以中部最细, 未见粗砂, 中砂含量为 0.11%, 黏土含量为 37.35%, 为正常的湖泊沉积, 说明中世纪暖期时的沉积环境最为稳定, 风暴作用较弱. 39 cm 以至地面沉积变粗并含石盐, 粒度组成中中、粗粒含量达 30%~40%, 为西湖干涸过程中的沉积.

() 微体古生物化石和植物种子. 本剖面 30~80 cm 之间产丰富的微体古生物化石及螺和植物种子等(图 4), 尤以中部最为丰富(表 2). 介形类以胖真星介(*Eucypris inflata*)和意外湖花介(*Limnocythere inopinata* Baird)为优势种, 其次为史氏达尔文介[*Darwinula Stevensoni*(Brady et Robertson)], 其他有纯净“小玻璃介”(“*Candoniella*” *albicans* Brady)、压缩玻璃介(*Candona compressa* Koch)以及大量轮藻(*Chara* spp.).

植物种子有蓖齿眼子菜(*Potamogeton Pectiatus* L.)(又名龙须眼子菜)、光眼眼子菜(*P. Lucens* L.)、水

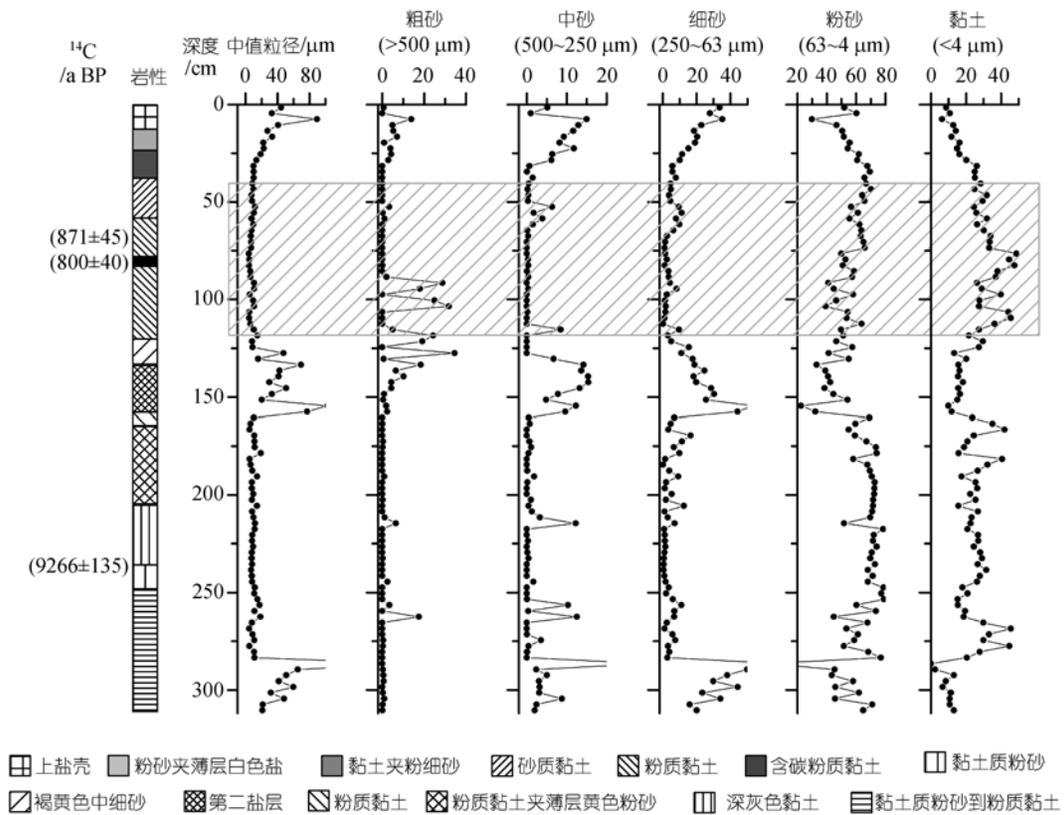


图 3 罗布泊湖心剖面粒度分布图

表 2 罗布泊湖心剖面中世纪暖期前后的介形类和藻类化石统计^{a)}

深度/cm	介形类(枚/50 g)							藻类
	纯净“小玻璃介” “ <i>Candoniella</i> ” <i>albicans</i>	压缩玻璃介 <i>Candona compressa</i>	史氏达尔文介 <i>Darwinula stvensoni</i>	意外湖花介 <i>limnocythere inopinata</i> Baird	玻璃介未定种 <i>Candona</i> sp.	胖真星介 <i>Eucypris inflata</i>	结节正星介 <i>Cyprideis torosa</i>	轮藻 <i>Chara</i> spp.
33	1	1	4	8	1(较破)			70
42*						3		
48						8		
51						6	2	1
66						22		
72						2		

a) * 另见较多淡水硅藻 *Navicula* sp. 等碎片

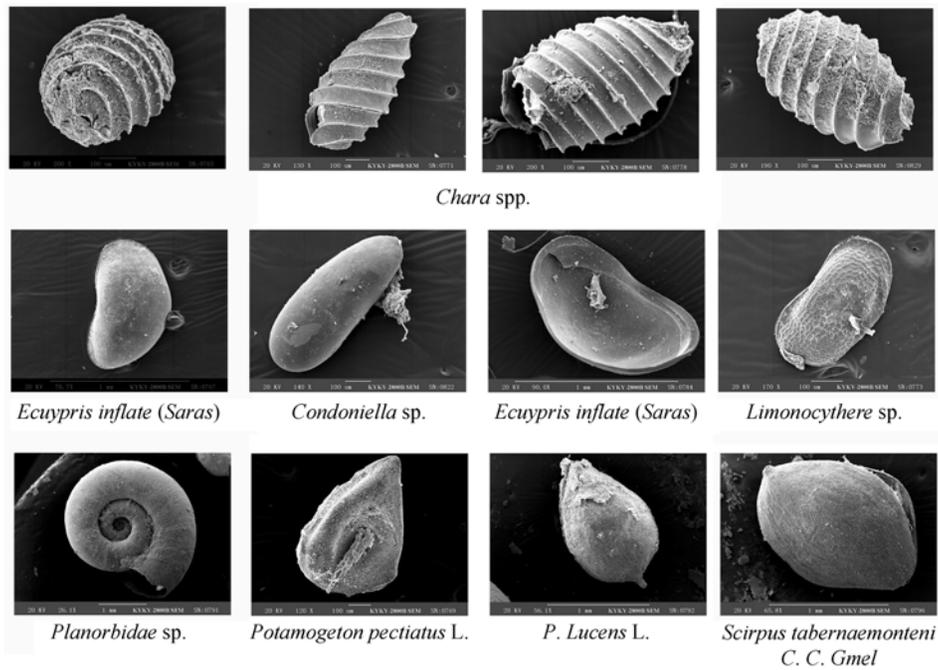


图 4 罗布泊湖心剖面中世纪前后沉积物的微体古生物化石和植物种子

葱(*Scirpus tabernaemontani* C. C. Gmel.)以及芦苇等。螺化石以罗卜螺(*Radix auricularia*)为优势种, 次为椎实螺(*Lymnaca scaynalis*)和扁转螺(*Planorbidae* sp.), 其他还有硅藻化石。

上述介形类中的 *Limnocythere inopinata*, *Darwinula stercensoni* 多见于淡水湖底, 有时也见于微咸水-半咸水湖底。 *Eucypris inflata* 是一个广温种, 能抗低温。在柴达木盆地, 该种见于少盐水-超盐水的湖泊、沼泽、池塘等静水水体中, 其中, 在多盐水-超盐水水域中为优势种; 该种也见于现代青海湖边水坑及湖中, 且在中盐水水域, 其个体数量达到高峰。 “*Candoniella*” *albicans* 见于欧洲水草地, 为淡水冷水种。分析样品中的 *Cyprideis torosa* 为无疣类型, 见于柴达木盆地湖边沼泽地里的小河、小池塘。 *Candona compressa* 为淡水类型, *Limnocythere inopinata* 多数生活于泥底湖泊, *Darwinula stercensoni* 常见于淡水湖底, 也见于少盐水-中盐水湖底。所见轮藻化石及罗卜螺, 椎实螺主要生活在淡水及微咸水中。

植物种子中的 *Potamogeton Pectiatus* 通常生长在绿洲及山区的淡水, 咸水湖泊、水池及沟渠中, *Potamogeton Lucens* 是淡水或微咸水湖泊、河湾和积水池中常见的水生植物。 *Scirpus tabernaemontani* 生长于南北疆绿洲及山区积水沼泽, 水边和水稻田里。

由上述化石及其生境推测当时罗布泊西湖应为淡水至半咸水湖, 尤其在 33 cm 上下因见有较多轮藻, 表明水体较清, 平静且较浅, 且湖水淡化。

() 地球化学分析结果。湖泊沉积物中有机质含量的高低是与湖泊及周边的水生和陆生植物生产量密切相关, 当水生和陆生植物生产量大时, 沉积物中有机质含量也增高, 否则反之。所以有机质含量可指示湖泊的生产力及营养状况。通常认为, 湖泊沉积物中C, N含量及其比值的高低决定于碎屑物含量和陆生与水生生物含量的不同, 当沉积物中碎屑矿物含量高时, 其C/N比值也高, 如纹泥中N含量为 0.08, C含量 0.55, C/N为 6.9。植物中N的平均含量为 3%, C/N比值为 15, 其中淡水水生植物N含量为 3.2%, C含量为 29.8%, C/N为 9.3^[39], 陆生生物为主的沉积物C/N为 20~30^[40]。因此, C, N含量及其比值的高低可以用来判别陆生和水生生物来源及其比例。

由图 5 和 6 可知, 罗布泊湖心沉积中有机质含量很低, 同时波动较大, 最高出现在剖面深 50~80 cm 之间, 这正是中世纪气候较好的时期, 其次是距今 2000 a 前后的楼兰文化时期。可见有机质含量的高低与气候的干燥程度密切相关。罗布泊湖心沉积物 C 含量的多少与有机质含量呈正相关。据分析, 无论罗布泊东湖还是西湖, 即使以氯化物为主的沉积中都

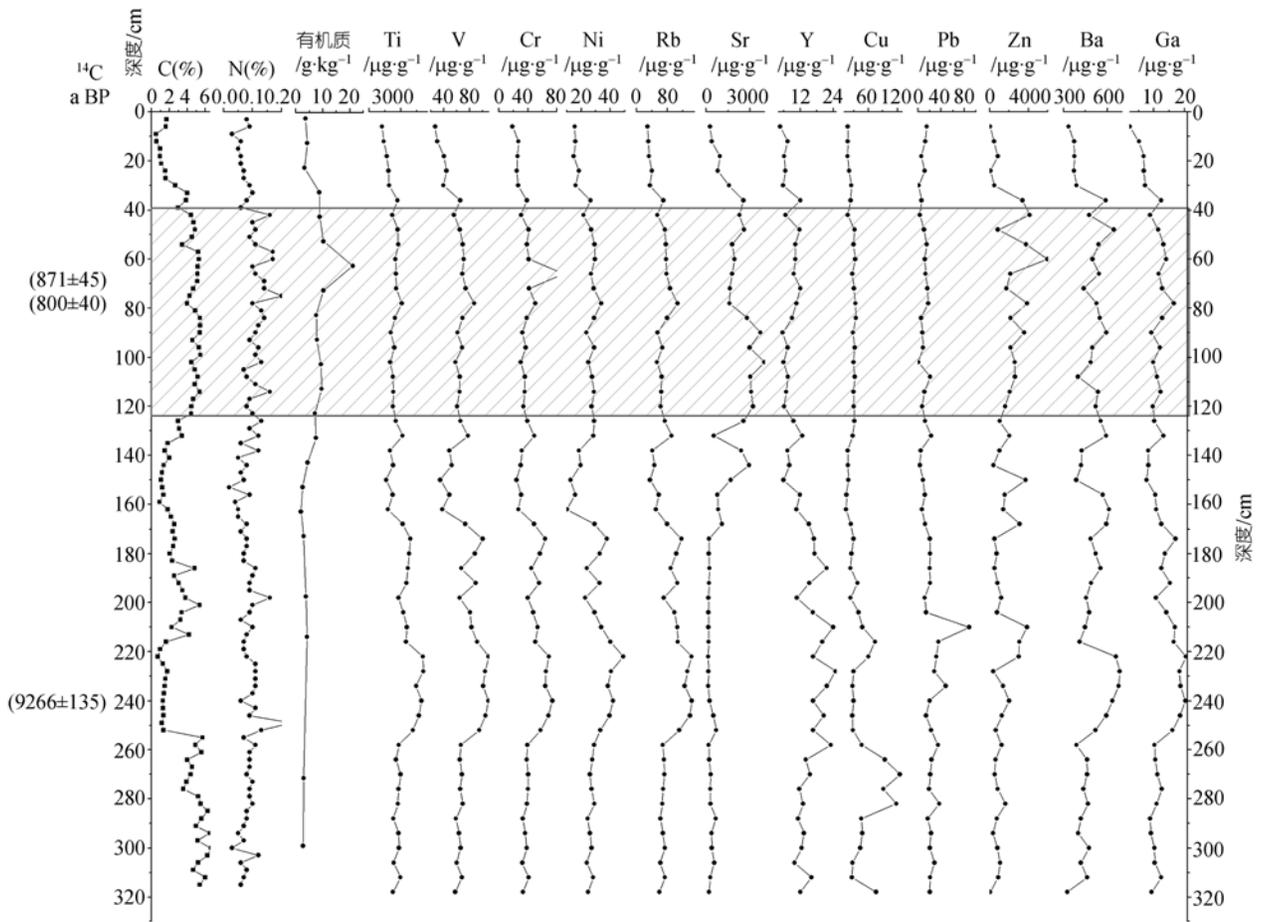


图5 罗布泊西湖湖心剖面地球化学元素随深度变化曲线

或多或少含有一定数量的 Ca^{2+} ，这是因为在极端干旱的气候条件下，被河流带入湖中的碳酸盐会在很短时间内沉淀下来，甚至“混在”石盐中，所以 C/N 值的高低在一定程度上反应沉积物中碳酸盐含量的高低，而碳酸盐的多少又取决于入湖碎屑矿物的沉积速率，沉积速率快碳酸盐含量高。湖心沉积中 N 含量与有机质含量有关，有机质含量高的层段(39~123 cm)，N 含量也随之升高，但同时有机质含量高的层段 C 含量也高，因此 C/N 值高低在罗布泊地区所反应的环境是比较复杂的，不能简单地与气候干或湿相对比。但 39~123 cm 之间由楼兰文化时期到中世纪暖期及前后时期具高有机质、高 C 和 N 含量，体现出较为温暖湿润的气候特点。

沉积物中微量元素一方面取决于元素自身的理化性质，另一方面受气候、环境和地貌条件的影响，其含量的变化可以很好地反映气候环境的变化^[41]。原生矿物的稳定性是决定其地球化学行为的主要因

素，一般情况下，稳定元素在化学风化的后期析出，在表生化学分异过程中早期沉淀；不稳定元素则反之。地层沉积物经一定时间的化学风化作用后，易溶组分迁出、稳定元素则在地层中残留富集，从而导致这两类元素在地层中的含量分布呈负相关。如温湿气候环境使较稳定元素(如 Ti, V, Cr, Ni, Ba 等)活动性增大，随水迁移使沉积物中含量相对增多，在干凉环境下则反之，为低值。因此，可利用地层沉积物中各种元素的时、空分布变化特征，来了解、论证和恢复古气候、古环境的变化规律。图 5 可以看出，各元素含量在深度上有较大的变化，其中在 39~123 cm 间，Cr, V, Ni, Zn, Ba 等元素平均含量均大于剖面平均值，因为这一时期处于楼兰文化时期到中世纪暖期及其前后，气候较为温暖湿润，因而使一些微量元素被淋失迁移。Ti, V, Ni, Cu 和 Pb 含量在此阶段变化幅度较小，体现出沉积环境相对较稳定的特点。这一时期沉积物中微量元素中的 Rb 含量高达 80.0 $\mu\text{g/g}$ ，Sr 含量

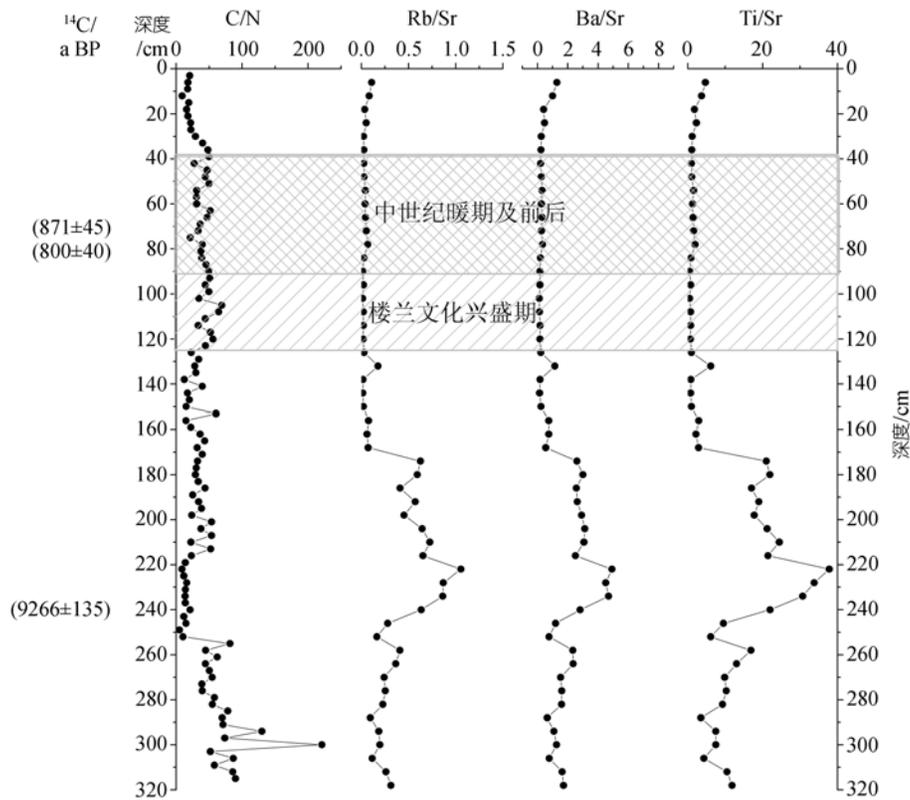


图 6 罗布泊湖心剖面地球化学元素比值曲线图

达 2474.3 $\mu\text{g/g}$, 为全剖面的次高峰. Rb 的高含量是与沉积物粒度变细和有机质含量增高而产生的吸附作用增强有关, Sr 含量增高可能与气温略有升高, 流域内降水量增多引起的迁移作用有关.

由于 Rb 和 Sr 在表生过程中地球化学性质的明显差异, 不同的封闭湖盆接纳的各种气候条件下形成的连续沉积物具有明显不同含量的 Rb 和 Sr, 沉积物 Rb/Sr 比值的变化序列可以反映流域经历的化学风化及气候演变历程^[42]. 研究表明, 高 Rb/Sr 比值是湖泊沉积物中低 Sr 含量决定的, 反映处于不利于岩石风化的寒冷气候条件; 反之在温暖期的沉积物则表现了低的 Rb/Sr 比值^[42]. 而在遗址地层^[43]的研究发现, Rb/Sr 和 Ba/Sr、Ti/Sr 具有一致的变化规律. 图 6 给出的这 3 条比值曲线具有明显的正相关, 变化基本一致, 以 168 cm 为界, 上、下段曲线形态大不相同, 上段平直, 下段波动和变幅均较大, 并在 39~123 cm 之间呈现稳定的低值区域, 体现出温暖湿润的气候特点.

综合地球化学元素曲线变化看, 罗布泊西湖湖心剖面深度约 85~39 cm 的中世纪暖期及前后的沉积物体现出高有机质、高 C 和 N 含量、较高稳定元素含量和低 Rb/Sr、Ba/Sr、Ti/Sr, 表现出温暖湿润的气候特点.

() 古文化和古植被证据. 罗布泊地区中世纪暖期前后的古环境从古文化及古植被中也可得出某些反映. 楼兰古城等遗址区, 地面往往可见大量碎陶片, 用热释光法对楼兰古城佛塔南和东南侧的一些碎陶片进行了年代测定¹⁾, 其中两种灰陶的年代分别为 (720 ± 150) 和 (1400 ± 280) a BP, 两种红色陶片的年代分别为 (900 ± 190) 和 (1210 ± 250) a BP, 一种灰黑色陶片的年代为 (670 ± 140) a BP. 这些年代数据说明其烧制时间主要为唐宋时期, 也就是说, 当时该地区自然环境得到改善, 人们又回到楼兰定居, 进行耕作放牧; 罗布泊名字的由来也始于唐中期, 在这里生活的吐蕃人称这里为“纳缚波”, 即现在的罗布泊²⁾. 此外, 阿奇克谷地及白龙堆东北的北山山麓地面见有

1) 由上海博物馆热释光实验室夏君定先生测定

2) 何德修. 罗布泊地区古代居民活动. 见: 香山科学会议第 254 次学术讨论会筹备组, 主编. 罗布泊地区环境变迁和西部干旱区未来发展. 香山科学会议第 254 次学术讨论会, 2005. 58

大量唐开元通宝,说明途经罗布泊的丝绸之路又一度有人来往。历史记载中的唐代“边屯如云”,屯戍西域的田卒多达十万等,这一切都说明唐朝时罗布泊地区的自然环境有所好转。

唐朝时环境的好转在古植被上也有反应,在米兰古城东侧一些孤立的黄土小丘顶及周边可以看到许多已轻度碳化的红柳根穿插于土层中,在楼兰古城南和东南侧一些雅丹顶部也常见到已轻度碳化的红柳枝及生于土中的根,经 ^{14}C 测定,这些红柳枯死的年代为 (700 ± 70) 和 (680 ± 70) a BP,也就是说,在距今700 a前这些地区还有大量红柳生长,只是在这以后,由于地下水位下降得不到水分而枯死,成为目前的荒芜景观。

4 讨论

中世纪暖期(700~1100 a BP)是近2000 a来气候研究中的一个重要时期,特别是当今对全球变暖研究的重视,因为当时人类活动对气候变化的影响远不及今天,但气候却较今天温暖潮湿。这一时期气候变暖最早是欧洲研究者根据历史记载提出来的,后来我国学者特别是竺可桢^[22]根据物候等历史记载提出了我国东部的隋唐至北宋是温暖多雨期。有关罗布泊地区中世纪暖期最早是由亨丁顿^[37]于1907年提出,他根据古文化遗迹等指出“9~16世纪间曾出现过一个气候条件较为有利的时期”,并认为“中世纪,罗布泊又一次扩展了”。王弼力等人^[26]在研究了位于西湖北部的95-6孔后,认为唐初(620~750 AD)为温暖期。以后张芸等人^[25]在天山北麓、陈锐^[44]在克里雅河下游的研究中也都认为隋唐至宋初的气候较为温暖湿润,董光荣等人^[45]认为距今1300~800 a间的气候为温凉湿润,而钟巍等人^[46]认为距今1000 a前后塔里木盆地南缘气候则以冷湿为主。李江风^[47]也有同样的认识,他认为隋唐时期(581~907 AD)约有2/3时间为冷湿期。此外,艾比湖的沉积相和孢粉分析也表明由于气候波动曾引起艾比湖水位明显变化,约300~1400 AD,即东晋至15世纪初,是艾比湖的高水位时期^[48]。1500~500 a BP期间中国西部地区的一些湖泊(柴窝堡湖、巴里坤湖和青海湖等)也大多处于水位上升时期^[49-51],表明当时气候比较湿润。新疆吉木萨尔地区北庭古城东河坝剖面深0.15~0.6 m, ^{14}C 测年为 (590 ± 80) cal a BP,属元末明初时期,孢粉和沉积相研究均表明,该层水生植物含量较高,以香蒲和芦

苇为主,沼生莎草科植物也很多^[52]。而张芸等人^[53]最近对新疆石河子市草滩湖村湿地剖面进行的年代测定、孢粉、植硅体鉴定和炭屑统计,以及磁化率、烧失量和粒度等多项环境指标的综合分析认为1160~650 cal a BP期间(790~1300 AD),该区中旱生草本植物旺盛,种类丰富,并进入水生植物繁盛的荒漠草原时期。

可见,对于我国西北干旱区有关中世纪气候特征和暖期的起讫时间等的认识目前尚存在分歧,这种分歧也许是环境变化的地域差异的结果,因此深入研究这一区域中世纪暖期及其前后的气候特征仍很必要。

本文的研究显示,罗布泊西湖及其西岸地区,在距今2200 a以后自然环境开始好转,与此同时,丝绸之路和楼兰文化开始繁荣兴盛。因孔雀河下游改道,绿洲消失,楼兰文化于公元4世纪消失,但此时罗布泊的沉积环境并没有变化,并向好的方向发展,到唐宋时期进入最佳阶段,以后环境又开始变差。其中早期(2200~900 a BP)沉积粒度较粗,并具风尘暴沉积层理,表明当时风暴作用强。当时为咸水或半咸水湖,水生生物种类较少。900~700 a BP间环境最佳,气温与现在相似或略高,但降水增多,塔里木河可能又一次经孔雀河入罗布泊,使湖面和沼泽化面积扩大,湖水淡化成淡水或微咸水湖,水生生物大量繁殖,生物多样性增加,湖泊西岸地面植被覆盖度也增多,人们又回到了早已荒芜的楼兰古城、丝绸之路上又响起了驼铃声。后期(700~350 a BP)环境开始变差,沉积物变粗和风尘层理的出现显示风暴作用加强,气候干旱,雅丹顶部的红柳等植物枯萎死亡,从此开始进入现代环境的变迁。

总之,中世纪时新疆及我国其他一些地区气候普遍好转,降水量普遍增多,只是气温是偏暖还是偏凉这一问题上还存在分歧。

5 结论

新疆罗布泊西湖湖心剖面沉积物记录了研究区域末次盛冰期以来的气候和环境变化。本文通过 ^{14}C 、粒度、微体古生物化石、植物种子、C/N、地球化学元素比值等多指标综合分析,结合古文化特点,详细探讨了65~85 cm之间中世纪暖期的气候和环境变化特征,结果发现:

() 中世纪暖期及前后的沉积物粒度组成以粉

砂和细砂为主,反映沉积环境稳定,当时风暴作用较弱,而其上下部特别是下部沉积常出现强大的风暴作用。

()本阶段产丰富的微体古生物化石及螺和植物种子等,反映了温暖湿润的淡水至半咸水湖环境特征。

()该时期沉积物中C、N和稳定元素含量均出现高值,Rb/Sr、Ba/Sr和Ti/Sr出现稳定低谷,表现出温暖湿润的气候特点。此外,古文化及距今700 a前该地区还有大量红柳生长等也都反映了当时的环境

有明显改善。

()综合分析认为,罗布泊及其西岸地区在距今约2200 a以后环境好转,楼兰文化开始繁荣兴盛,到唐宋时期气候和环境进入最佳阶段,当时风尘暴作用减弱,降水量增多,入湖水量加大,湖水淡化为淡水至微咸水湖,因此不仅水生生物数量增多,而且种类也较丰富。楼兰文化的消失并不是因环境恶化,而是由于河流及丝绸之路改道等原因所致。由于测年数据不足,有关中世纪气候最佳期的出现和延续时间尚待进一步深入研究。

致谢 感谢两位匿名评审专家对论文修改提出的宝贵意见。

参考文献

- 1 Cathy W, Walter D, Joseph R, et al. A 2650-year-long record of environmental change from northern Yellowstone National Park based on a comparison of multiple proxy data. *Quat Int*, 2007, doi:10.1016/j.quaint.2007.06.005
- 2 Alfred N, Dominique J, Ilhem B, et al. Lowland rainforest response to hydrological changes during the last 1500 years in Gabon, Western Equatorial Africa. *Quat Res*, 2007, 67: 411—425[DOI]
- 3 Hans W L, Achim B. Comparison of high-resolution climate proxies from the Tibetan plateau and Scandinavia during the last millennium. *Quat Int*, 2006, (154-155): 141—148
- 4 Zhang Q, Marco G, Chen J Q. Climate changes and flood/drought risk in the Yangtze Delta, China, during the past millennium. *Quat Int*, 2008, (176-177): 62—69
- 5 Yang B, Braeuning A, Yao T D, et al. Correlation between the oxygen isotope record from Dasuopu ice core and the Asian Southwest Monsoon during the last millennium. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 1810—1817[DOI]
- 6 姚檀栋, Thompson L G, 秦大河, 等. 青藏高原2 ka来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学D辑: 地球科学*, 1996, 26(4): 348—353
- 7 Yao T D, Thompson L G, Shi Y F, et al. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core. *Ann Glaciol*, 1992, 16: 21—25
- 8 杨保. 青藏高原地区过去2000年来的气候变化. *地球科学进展*, 2003, 18(2): 285—291[DOI]
- 9 Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(9): 381—384
- 10 邵雪梅, 黄磊, 刘宏滨, 等. 对树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. *中国科学D辑: 地球科学*, 2004, 34(2): 145—153
- 11 刘晓宏, 秦大河, 邵雪梅, 等. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录. *中国科学D辑: 地球科学*, 2004, 34(1): 89—95
- 12 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去2000 a中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析. *地学前缘*, 2002, 9(1): 169—181
- 13 葛全胜, 郑景云, 方修琦, 等. 过去2000年中国东部冬半年温度变化. *第四纪研究*, 2002, 22(2): 166—173
- 14 张德二. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断. *第四纪研究*, 1993, 13(1): 7—15
- 15 王绍武, 龚道溢. 全新世几个特征时期的中国气温. *自然科学进展*, 2000, 10(4): 325—332
- 16 郑景云, 王绍武. 中国过去2000年气候变化的评估. *地理学报*, 2005, 60(1): 21—28
- 17 金章东, 沈吉, 王苏民, 等. 岱海的“中世纪暖期”. *湖泊科学*, 2002, 14(3): 209—216
- 18 沈吉, 张恩楼, 夏威岚. 青海湖近千年气候环境变化的湖泊沉积记录. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 508—513
- 19 张恩楼, 沈吉, 王苏民, 等. 近0.9 ka来青海湖湖水盐度的定量恢复. *科学通报*, 2004, 49(7): 697—710
- 20 羊向东. 西门错地区2000年来的花粉组合与古气候. *微体古生物学报*, 1996, 13(4): 437—440
- 21 杨保, 施雅风, 李恒鹏. 过去2 ka气候变化研究进展. *地球科学进展*, 2002, 2(1): 110—114
- 22 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. *中国科学A辑*, 1973, (2): 168—189
- 23 满志敏. 中国东部4000 a BP以来的气候冷暖变化. 见: 施雅风(总主编), 张丕远(本卷主编). *中国历史气候变化*. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 281—300

- 24 施雅风,姚檀栋,杨保. 近2000 a 古里雅冰芯10 a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较. 中国科学D辑: 地球科学, 1999, 29(增刊): 79—86
- 25 张芸,孔昭宸,闫顺,等. 新疆地区的“中世纪温暖期”——古尔班通古特沙漠四厂湖古环境的再研究. 第四纪研究, 2004, 24(6): 701—706
- 26 王弭力,刘成林. 罗布泊钾盐资源. 北京: 地质出版社, 2001. 47—67
- 27 夏训诚. 罗布泊科学考察与研究. 北京: 科学出版社, 1985. 1—5
- 28 闫顺,穆桂金,许英勤,等. 新疆罗布泊第四纪环境演变. 地理学报, 1998, 53(4): 332—340
- 29 王永,赵振宏,严华富,等. 罗布泊八一泉剖面孢粉组合及其意义. 干旱区地理, 2000, 23(2): 112—124
- 30 陈宗器. 罗布淖尔与罗布荒原. 地理学报, 1936, 3(3): 19—37
- 31 杨谦. 罗布泊不是游移湖——从罗布泊的演化讨论罗布泊的游移问题. 湖泊科学, 2004, 16(1): 1—9
- 32 袁国映,袁磊. 罗布泊历史环境讨论. 地理学报, 1998, 53(增刊): 83—89
- 33 胡东生,张华京. 罗布泊荒漠地区湖泊蒸发盐资源的形成及其环境. 冰川冻土, 2004, 26(2): 212—218
- 34 濮静娟,王长耀. 利用卫星遥感资料研究河口三角洲、湖泊的动态. 地理学报, 1979, 34(1): 43—54
- 35 李保国,马黎春,蒋平安. 罗布泊“大耳朵”干盐湖地形特征与干涸时间讨论. 科学通报, 2008, 53(3): 327—334
- 36 中国科学院新疆分院罗布泊综合考察队. 神秘的罗布泊. 北京: 科学出版社, 1958. 1—20
- 37 亨廷顿. 亚洲的脉搏. 见: 杨镰,陈宏博,主编. 探险与发现丛书. 新疆人民出版社, 2001. 161
- 38 王富葆,马春梅,夏训诚,等. 罗布泊地区自然环境演变及其对全球变化的响应. 第四纪研究, 2008, 28(1): 150—153
- 39 汪品先,陈嘉树,刘传联,等. 古湖泊学译文集. 北京: 海洋出版社, 1991. 19
- 40 陈敬安,万国江,汪福顺,等. 湖泊现代沉积物碳环境记录研究. 中国科学D辑: 地球科学, 2002, 32(1): 73—99
- 41 陈骏,王鹤年. 地球化学. 北京: 科学出版社, 2005. 216
- 42 Jin Z D, Cao J J, Wu J L, et al. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. Earth Surf Process Landf, 2006, 31: 285—291
- 43 马春梅,朱诚,朱光耀,等. 安徽蒙城尉迟寺地层的磁化率与元素地球化学记录研究. 地层学杂志, 2006, 30(2): 124—130
- 44 陈锐. 克里雅河流域全新世绿洲环境变迁. 第四纪研究, 2002, 22(3): 293
- 45 董光荣,陈惠忠,王贵勇,等. 150 ka 以来中国北方沙漠、沙地演化和气候变化. 中国科学D辑: 地球科学, 1995, 25(12): 1303—1312
- 46 钟巍,王立国,李偲. 塔里木盆地南缘9-14世纪期间气候环境特征研究. 干旱区资源与环境, 2004, 18(3): 22—26
- 47 李江凤. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候. 北京: 科学出版社, 2003. 736
- 48 阎顺,穆桂金,远藤邦彦,等. 2500年来艾比湖的环境演变信息. 干旱区地理, 2003, 26(3): 227—232
- 49 李栓科. 中昆仑山区封闭湖泊湖面波动及气候意义. 湖泊科学, 1992, 4(11): 19—30
- 50 王苏民,王富葆. 全新世气候变化的湖泊记录. 见: 施雅风,孔昭宸,主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 146—149
- 51 钟巍,韩淑妮. 中国西部内陆型晚冰期环境特征的湖相沉积记录. 湖泊科学, 1998, 10(3): 1—7
- 52 阎顺,阚耀平. 吉木萨尔地区历史时期环境演变与人类活动. 干旱区地理学集刊, 1993, 3: 162—175
- 53 张芸,孔昭宸,倪健,等. 新疆草滩湖村湿地4550年以来的孢粉记录和环境演变. 科学通报, 2008, 53(3): 306—316