青海湖南侧江西沟土壤水分研究

成爱芳[1], 赵景波[1,2], 曹军骥[2], 胡 健[1], 侯雨乐[1], 阴雷鹏[1]
(1. 陕西师范大学 旅游与环境学院, 陕西 西安 710062;
2. 中国科学院 地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 陕西 西安 710075)

摘 要: 根据含水量和粒度测定, 对青藏高原东部的青海湖南侧土壤水分含量特征、土壤干层与草原发育的适宜性和土壤水库等问题进行了研究。结果表明, 青海湖南侧土壤含水量随深度增加呈现减小的趋势, 在土壤 1.0 m 左右深度以下有长期性土壤干层发育; 从上向下土壤干层发育强度呈现加重趋势, 由轻度干层变为中度干层, 这主要与气候暖干化和降水量少有关。虽然该区丰水年土壤剖面上部的水分明显升高, 但还没有使土壤干层中的水分得到全部恢复。青海湖南侧土壤是与黄土相似的粉沙土, 但该区土层较薄, 土壤水库的调蓄能力较小。土壤干层的发育和较弱的土壤蓄水能力指示该区不适于植树造林, 适宜发展消耗水分较少的草原植被。

关键词: 土壤含水量; 土壤干层; 土壤水库; 丰水年; 青海湖南部
文献标识码: A 文章编号: 1000-288X(2011)03-0075-06 中图分类号: S152.7

Soil Moisture Status in Jiangxigou in the South of Qinghai Lake

CHENG Ai-fang[1], ZHAO Jing-bo[1,2], CAO Jun-ji[2], HU Jian[1], HOU Yu-le[1], YIN Lei-peng[1]
(1. *College of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xi'an, Shaanxi* 710062, *China*; 2. *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, Shaanxi* 710075, *China*)

Abstract: Based on determinations of soil moisture content and particle size, the features of soil moisture content, dried soil layer, the suitability of grassland development, soil reservoir and so on were studied in the south of the Qinghai Lake in the Eastern Tibetan Plateau. The results indicate that the soil moisture content increased with depth. Permanently dried soil layer developed at the depth of about 1 m. Soil layers were increasingly dry with depth; weakly dried soil layer shifted to moderately dried soil layer from upper to lower parts of soil profiles, which could be related to the warming and drying climate and low precipitation. Although during rainy year the moisture contents of the upper soil profile were significantly higher, the dried soil layers could not receive enough water to restore in this area. The soil texture of the South Qinghai Lake was similar to silty soils found in the Loess Plateau. However, the soil was shallow, resulting in soil reservoir of poor adjustment ability. The dried soil layer and poor soil reservoir suggested that grassland vegetation consuming less moisture are more preferable than forests in this area.

Keywords: soil moisture content; dried soil layer; soil reservoir; rainy year; the south of Qinghai Lake

土壤水分在区域农业生产, 水资源利用, 环境治理以及生态恢复中意义重大。随着全球气候变暖, 区域土壤水分的研究备受关注。在中国干旱、半干旱地区以土壤干化为特征的土壤水分亏损状况极为普遍, 杨文治等[1]、李玉山[2]、陈洪松等[3]研究了黄土高原的土壤干化问题, 探讨了土壤干化的成因及其区域水文效应。杨维西等[4]研究了我国北方人工林地土层含水量的变化, 注意到了土壤干化问题及其危害。土壤干化的直接后果是形成土壤干层。对我国黄土高原地区土壤干层的量化指标、区域分异、影响因素、减缓措施以及产生土壤干化的植物种类等方面已作了大量研究, 取得了许多成果[5-9]。青海湖周边地区作为青藏高原的组成部分, 属于气候变化的敏感地区和生态环境脆弱区。近年来, 青海湖水位下降、湖泊萎

收稿日期: 2010-10-25 修回日期: 2010-11-28
资助项目: 陕西师范大学研究生创新基金项目"青海湖周边土壤水环境研究"(2010CXS014); 国家科技支撑计划项目"青海湖流域生态和环境综合监测与评估技术"(2007BAC30B01)
作者简介: 成爱芳(1982—), 女(汉族), 陕西省澄城县人, 硕士研究生, 主要从事环境评价与治理研究。E-mail: chengaifang2008@sina.com。
通信作者: 赵景波(1953—), 男(汉族), 山东省滕州市人, 教授, 博士生导师, 主要从事第四纪与区域环境研究。E-mail: zhaojb@snnu.edu.cn。

缩、入湖径流量减小, 加之气候暖干化, 其周边的生态环境不断恶化。许多学者从气象要素变化、荒漠化发展、草地退化、水文效应以及水量平衡等方面对该区因气候变化所引发的生态环境问题进行了研究[10-15]。然而, 从土壤水分变化角度, 认识青海湖周边生态环境问题的研究还较少。鉴此, 本文根据土壤含水量的研究, 揭示该区土壤水分的剖面分布、土壤水库特点和适于发展的植被, 以期为青海湖周边生态环境建设提供科学依据。

1 研究区概况与研究方法

青海湖南侧江西沟乡属共和县, 位于青藏高原东北部, 深居亚洲大陆腹地, 属高原大陆性气候。年均温 3.97 ℃, 1 月均温- 14 ℃, 7 月均温 18.3 ℃, 年平均风速 1.8 m/s, 年日照时数 2 922.4 h。多年平均降水量为 322 mm, 降水多集中在 5—9 月。地势由南部山前向北倾斜, 海拔约 3 100 m。2009 年 8 月上旬, 在共和县江西沟乡选取了 3 个样点进行研究。每个样点利用轻型人力钻采取 8 个钻孔的样品, 各钻孔间隔 10~ 50 m。由于受采样点土壤性质的影响, 取样深度各不相同, 一般在 1~ 2 m 之间, 每个样品间距约 10 cm。第 1 采样点位于 109 国道以北约 1 km 处, 海拔 3 221 km, 地理坐标为 36°37′ N, 100°16′ E。第 2 采样点位于第 1 采样点以北 1 km 处, 第 3 采样点位于第 2 采样点以北 1 km 处。含水量测定采用烘干称重法。为了防止水分的散失, 在采样现场进行烘干前的土壤样品称重。烘干温度为 105 ℃, 烘干时间为 24 h, 烘干前后土重用高精度电子天平称重。

$$W = (W_1 - W_2)/W_2 \times 100\%$$

式中: W ——所测样品的土壤含水量; W_1 ——烘干前样品重量; W_2 ——烘干后土壤样品重量。粒度测定用的是英国马尔文仪器公司生产的 Mastersizer 2000 激光粒度仪完成, 测量范围为 0.02~ 2 000 mm, 重复测量误差小于 3%, 对大于 2 mm 的土样用筛析法测定。

2 实验结果

2.1 第 1 采样点土壤含水量测定结果

第 1 采样点土壤含水量变化如图 1 所示。样地 a 处为稀疏的牧草, 高 5~ 10 cm。对 a, b 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0.8 m 含水量平均值为 23.1%, 第 2 层 0.9—1.1 m 含水量平均值为 9.8%, 第 3 层 1.2 m 以下含水量平均值为 8%。样地 b 处牧草较为稀疏, 高约 5 cm。对 c, d 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0.8 m 含水量平均值为 22.1%, 第 2 层 0.9—1.1 m 含水量平均值为 11.8%, 第 3 层 1.2 m 以下含水量平均值为 7.6%。样地 c 处牧草较为茂密, 高约 10 cm。对 e, f 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0.6 m 含水量平均值为 20.4%, 第 2 层 0.7 m 以下含水量平均值为 11.6%。样地 d 处牧草较为茂密, 高约 20 cm。对 g, h 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0.8 m 含水量平均值为 20.9%, 第 2 层 0.9—1.1 m 含水量平均值为 9.5%, 第 3 层 1.2 m 以下含水量平均值为 4.9%。

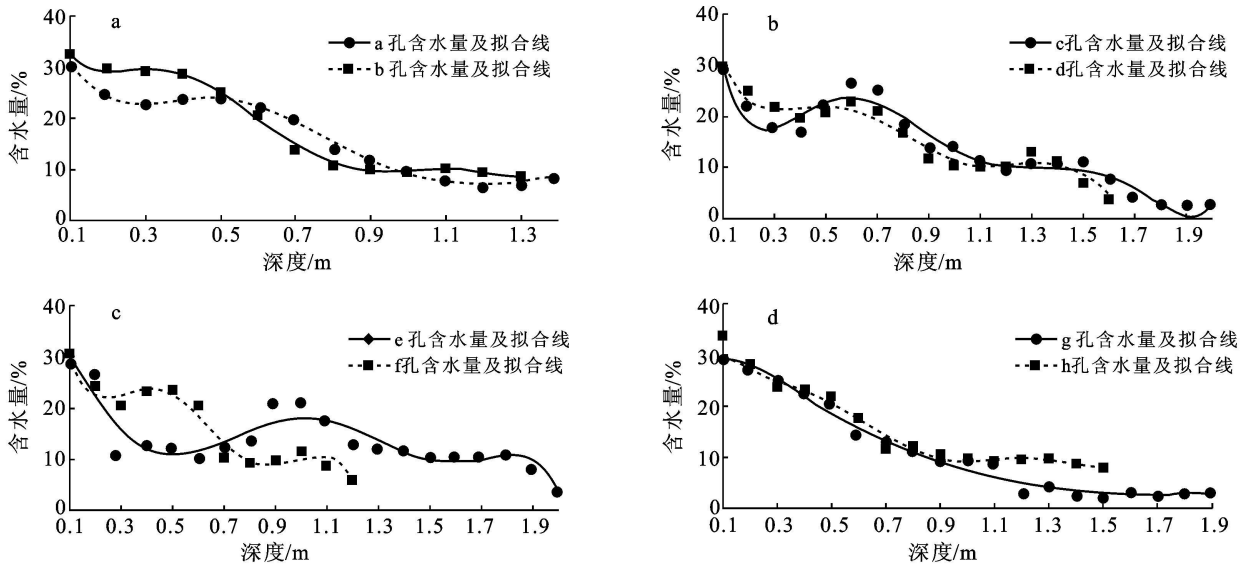


图 1 第 1 采样点土壤含水量及拟合曲线

2.2　第 **2** 采样点含水量测定结果

第 2 采样点含水量变化如图 2 所示。样地 a 处为稀疏的牧草, 高 2~ 5 cm。对 a, b 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 6 m 含水量平均值为 23. 2%, 第 2 层 0. 7 m 以下含水量平均值为 8. 2%。样地 b 处为茂密的牧草, 高 15 ~ 20 cm。对 c, d 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 5 m 含水量平均值为 23. 2%, 第 2 层 0. 6—0. 8 m 含水量平均值为 12%, 第 3 层 0. 9 m 以下含水量平均值为 6. 5%。样地 c 处为茂密的牧草, 高 20~ 30 cm。对 e, f 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 5 m 含水量平均值为 21. 4%, 第 2 层 0. 6—0. 8 m 含水量平均值为 10. 7%, 第 3 层 0. 9 m 以下含水量平均值为 4. 9%。样地 d 处为稀疏的牧草, 高约 5 cm。

对 g, h 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 8 m 含水量平均值为 21. 9%, 第 2 层 0. 9 —1. 1 m 平均值为 11. 3%, 第 3 层 1. 2 m 以下含水量平均值为 7. 7%。

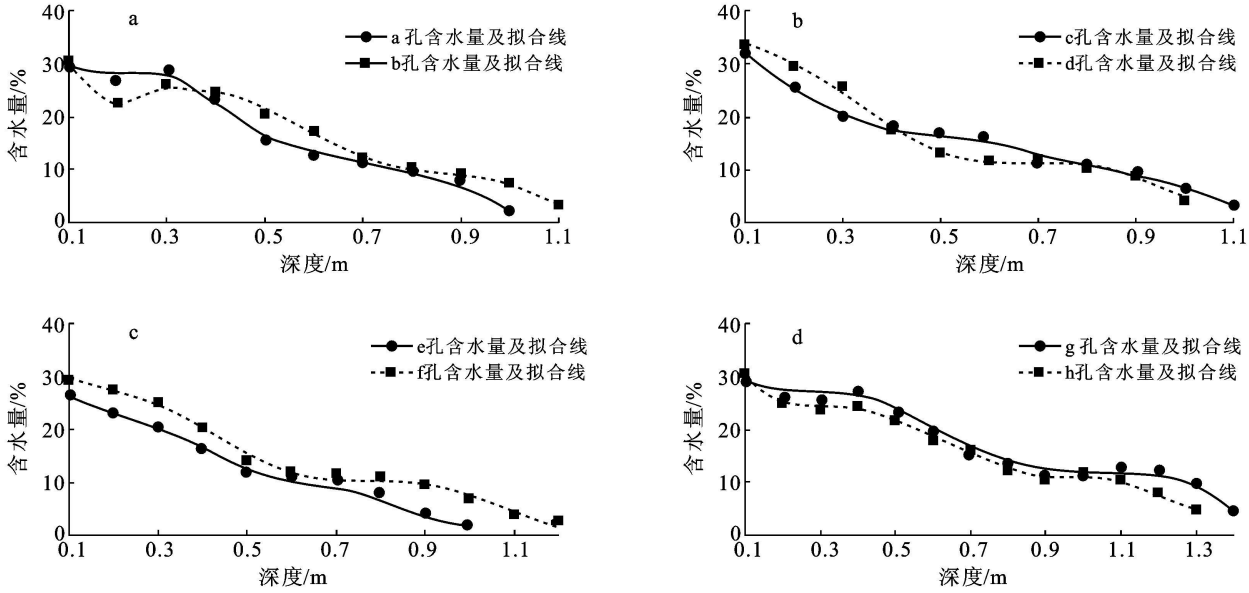


图 **2**　第 **2** 采样点土壤含水量及拟合曲线

2.3　第 **3** 采样点含水量测定结果

第 3 采样点含水量变化如图 3 所示。样地(a)处为稀疏的牧草, 高约为 10 cm。对 a, b 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0 —0. 8 m 含水量平均值为 18. 5%, 第 2 层 0. 9 m 以下含水量平均值为 8. 3%。样地(b)处为稀疏的牧草, 高约 5 cm。对 c, d 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 9 m 含水量平均值为 20. 3%, 第 2 层 1 m 以下含水量平均值为 7%。样地(c)处为茂密的牧草, 高 2~ 5 cm。对 e, f 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 8 m 含水量平均值为 19. 3%, 第 2 层 0. 9 m 以下含水量平均值为 5. 7%。样地(d)处为稀疏的牧草, 高约 5 cm。对 g, h 钻孔含水量求其平均值作为该样地含水量的测定值, 第 1 层 0—0. 8 m 含水量平均值为 17. 8%, 第 2 层 0. 9 m 以下含水量平均值为 9%。

2. 4　粒度分析结果

为判别青海湖南侧江西沟土壤干层划分标准, 在每个采样点选取 3 个钻孔进行粒度测定, 通过对共 9 个钻孔的粒度测定结果进行分析发现, 各个钻孔土壤颗粒组成大致相同, 各钻孔上部黏粒、细粉砂、粗粉砂和极细砂较多, 以粗粉砂为主; 钻孔下部细砂、中砂、粗砂和砾粒开始增多, 并且各粒级土壤颗粒含量相差较小。为此, 我们选取其中的 1 个钻孔进行粒度测定结果的介绍, 粒度分类标准采用地质部门的粒度分类体系[16]。

由图 4 可看出, 在 0~ 2 m 之间小于 0. 005 mm 的黏粒均有出现, 含量变化在 2. 5% ~ 15. 4% 之间, 平均为 10. 8%。在 0~ 1. 5 m 之间黏粒较多, 平均为 12. 8%; 在 1. 5~ 2 m 之间黏粒逐渐减少, 平均为 3. 8%。在 0~ 2 m 之间细粉砂(0. 005~ 0. 01 mm)均有出现, 含量变化在 1. 5% ~ 16. 8% 之间, 平均为 11. 5%。在 0~ 1. 5 m 之间细粉砂较多, 平均为13. 9%; 在 1. 5~ 2 m 之间细粉砂急剧降低, 平均为 4. 5%。在 0 ~ 2 m 之间粗粉砂(0. 01~ 0. 05 mm)均有出现, 含量变化在 6% ~ 59. 1% 之间, 平均为45. 4%。在 0~ 1. 6 m 之

间粗粉砂较多, 平均为53. 4%; 约 1. 6~ 2 m 之间粗粉砂急剧降低, 平均为 13. 4%。在 0~ 2 m 之间极细砂(0. 05~ 0. 1 mm) 含量波动较强, 含量变化在 10. 5%~ 24. 3% 之间, 平均为 17. 7%。在 0~ 2 m 之间细砂(0. 1~ 0. 25 mm) 均有出现, 含量变化在 0. 7%~ 32. 6% 之间, 平均为7. 6%。1. 6 m 以上细砂较少, 平均为 3. 1%; 在 1. 6~ 2 m 之间细砂增多, 平均为 25. 5%。该钻孔中砂(0. 25~ 0. 5 mm) 和粗砂(0. 5~ 2 mm) 呈断续分布, 含量变化范围分别为 0~ 16. 1%, 0~ 36. 1%, 平均含量分别为 2. 5%, 6. 7%。0. 4 m 以上该钻孔含有少量中砂和粗砂, 含量变化范围分别为 1. 1%~ 1. 8%, 0. 2%~ 0. 8%, 平均含量分别为 1. 3%, 0. 4%; 在 0. 4~ 1. 5 m 之间没有中砂和粗砂; 在 1. 5~ 2 m 之间中砂、粗砂和砾粒(> 2 mm) 逐渐增多, 含量变化范围分别为 2. 3%~ 16. 1%, 2. 5%~ 38. 4%, 8. 4%~ 26. 6%, 平均含量分别为 9%, 26. 7%, 15. 3%。值得说明的是, 在各个钻孔底部以上约 0. 4 m 处, 各采样点土壤剖面颗粒组成上部和下部相差较大。

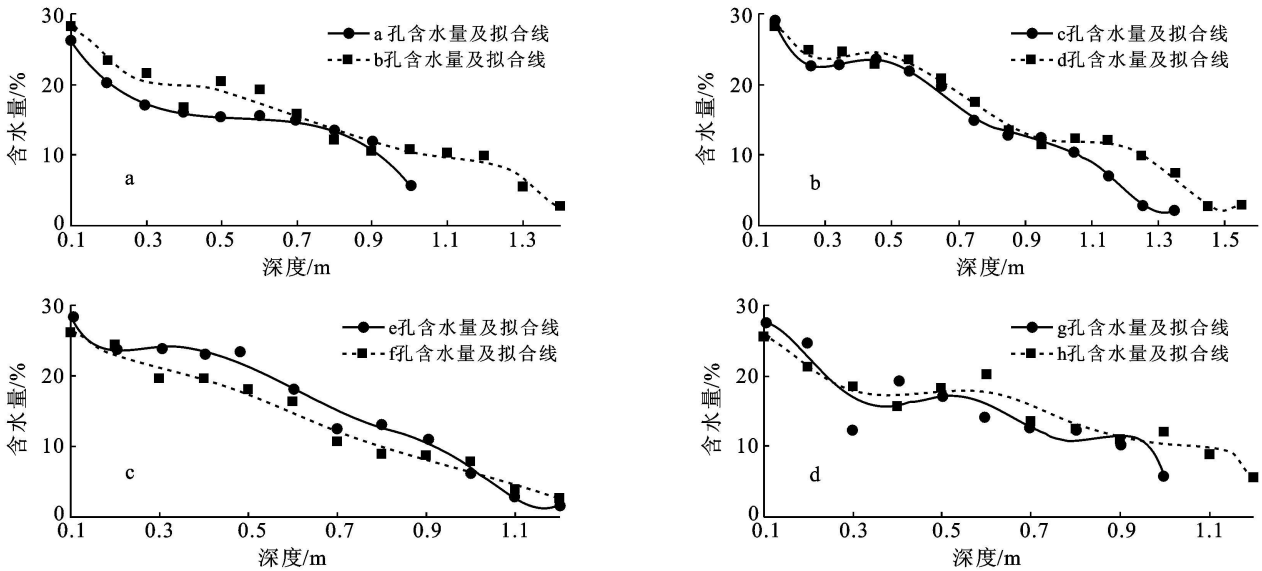


图 3 第 3 采样点土壤含水量及拟合曲线

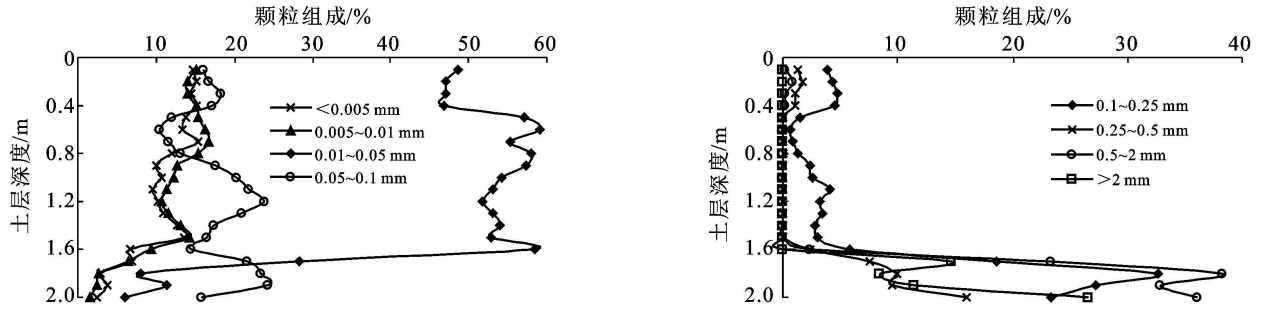


图 4 青海湖南侧江西沟土壤粒度组成

3 讨 论

3. 1 青海湖南侧的土壤干层和适宜植被

土壤干层是指在林草植被过度耗水的情况下, 土壤含水量低于凋萎湿度的土层[17]。这种水分亏缺在正常降水年一般得不到补偿, 土壤湿度长期处于一种较稳定的低水平上[6-7], 也称为长期性干层。季节性土壤干层在雨季通常消失, 一般不叫土壤干层。在陕西黄土高原, 当年降水产生的重力水入渗深度一般为 2 m[18], 所以 2 m 之下才有长期性干层发育。前人在黄土高原延安一带的研究[5], 将土壤干层次划分为 3 个等级, 轻度干层含水量为 9%~ 12%, 中度干层含水量为 9%~ 6%, 严重干层含水量在 6% 以下。研究区土壤剖面上部至下部土壤质地差异大, 总特征为剖面上部土壤粒径较小, 下部粒径较大, 因而剖面上部的土壤质地构成对土壤持水能力影响较大。由图 4 可知, 研究区剖面上部粗粉砂含量变化在 46. 9%~ 59. 1% 之间, 与黄土颗粒构成较为相似, 但研究区土壤黏粒含量较延安一带低, 干层含水量标准应小于 12%。

为此, 我们以 11% 作为青海湖南侧土壤干层的划分标准, 将含水量在 8% ~ 11% 之间的确定为轻度干层, 含水量介于 5% ~ 8% 之间为中度干层, 含水量小于 5% 为严重干层。

青海湖南侧是否存在长期性土壤干层, 首先要确定该区当年降水产生的重力水入渗深度。在我们采样的 8 月中旬已接近该区的雨季之末, 这时降水的入渗深度能够代表该区降水的入渗深度。根据秋季钻孔剖面含水量分布可知, 即使在丰水年, 该区 1 m 左右深度也存在水分不足的土壤干层, 表明当年降水产生的重力水到不了 1 m 的深度。由此可见, 青海湖南侧存在长期性土壤干层。由于受地形和植物分布等因素的影响, 青海湖南侧土壤干层发育深度存在一定差异(图 5) 。

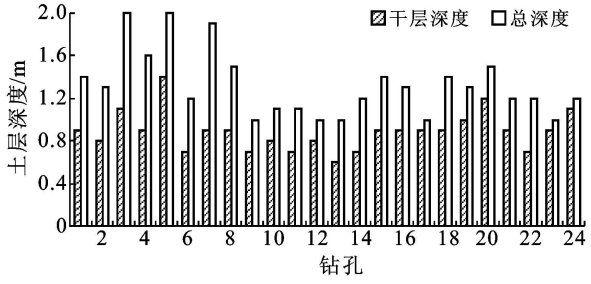


图 **5**　青海湖南侧江西沟土壤干层深度

对于较薄的土壤, 约在 0. 8 m 深度出现土壤干层, 对于较厚的土壤, 约在 1 m 深度出现土壤干层。该区土壤含水量测定结果表明, 从土壤干层开始发育深度到钻孔底部 0. 4 m 以上深度, 含水量变化在 11% ~ 5% 之间, 有轻度干层和中度干层发育。虽然该区各土壤剖面钻孔底部以上 0. 4 m 深度范围内含水量小于 5% , 但钻孔底部以上 0. 4 m 深度范围内土壤粒度成分显著变粗, 以细沙和粗沙为主, 显然此深度以下的干层不是严重干层。

根据轻度干层以下有中度干层发育(图 1 —3) 分析, 钻孔底部以上 0. 4 m 深度范围内仍然应为中度干层。根据我们以往的研究[18-19], 干层的存在并非表明不能在干层地区进行植树种草, 只是表明自然的植被发育不会很好。因此, 青海湖南侧土层较薄, 干层深度较浅, 不适宜种树, 即使是种草, 也要选择适宜于当地环境的种群, 不适于发展高产草种。

3. 2　土壤含水量变化特点及原因

青海湖南侧各钻孔土壤含水量在垂向上有着相似的分布特征, 均呈现随深度增加而减少的特点。从钻孔上部到下部, 含水量变化范围很大, 约变化在 2% ~ 30% 之间。约 0. 6 m 深度是含水量高低变化的分界深度, 在这一深度以上含水量一般大于 15% , 在约 0. 6 m 以下土壤含水量明显减小。在干旱区土壤剖面中如此大的土壤含水量差异是少见的。据了解, 2009 年青海湖附近年降水量接近 500 mm, 比正常年的 322 mm 增加了近 180 mm, 出现了该地区的丰水年。该年 8 —9 月份青海湖流域出现了持续性降水, 持续水分入渗使得土壤含水量显著升高。由于当年的降水入渗不能到达下部土层或很少能够到达下部土层, 造成了土壤上部含水量显著高于下部。因此, 0. 6 m 深度以下的土壤含水量可代表该区正常年土壤含水量和土壤水分不足状况。

3. 3　土壤水的存在形式与湖水的联系

土壤水是潜水位以上土层中存在的水。土壤水存在的主要形式为重力水、毛管水和薄膜水[20] 。当土层含水量超过田间持水量时, 就有部分水分成为受重力作用影响的重力水。当土层含水量低于田间持水量时为薄膜水和毛管水。薄膜水是从水膜厚的地方向水膜薄的地方移动, 移动速度很缓慢。毛管水是借助毛管力, 吸收和保存在土壤毛细孔隙系内的液态水[21] 。

根据在黄土高原地区黄土层水分的研究, 在粉沙土中, 含水量大于 20% 时才出现重力水[6] 。青海湖南侧土壤含水量测定结果表明, 在 0. 6 m 以上范围内, 含水量变化在 15% ~ 30% 之间, 多数钻孔土层产生 3% ~ 5% 的重力水, 最高产生了 10% 左右的重力水。

即使在 0. 6 m 深度之上, 土层重力水也尚未达到饱和。加之该区降水较少, 产生地表径流较少。因此, 青海湖流域的大气降水通过土壤径流和地表面状径流补给湖水的可能性小。但在个别年降水量很集中的情况下, 偶尔可以产生超渗径流, 可为湖泊提供少量水分来源。

3. 4　青海湖流域土层厚度与土壤水库

土壤水库的功能主要指土壤的蓄水、调水和供水功能。土壤水库的蓄水能力, 即土壤水库的库容, 是土壤水库利用和调节的基础, 其大小与土壤类型、结构、质地和地下水埋深等因素有关[22] 。黄土高原的土壤水被称为巨大的土壤水库, 主要原因在于黄土区土壤渗透性强, 并且土层较厚。深厚黄土层的存在使得保存在土体中的水分能够持续性地为植物提供水源, 从而能够减小旱季和干旱年土壤浅层因水分不足而造成的干旱灾害。

通过在青海湖周边的实际考察和对土壤打钻得知, 该区土壤较薄, 在离湖泊较远的 3 km 以外地段, 土壤厚度多为 0. 5 m 左右。在靠近湖泊的边缘, 厚度

有所增大, 但厚度多介于 0. 8~ 1. 6 m 之间, 超过 2 m 厚度的较少。虽然青海湖周边土壤颗粒组成和黄土相近, 土壤渗透性也较高, 但该区土层薄、降水少, 土壤水库容纳的水分较少, 如果发生干旱年, 对草原植物的生长不利, 更不适于树木生长。

4 结 论

(1) 青海湖南侧土壤 1. 0 m 左右深度以下有长期性土壤干层发育, 土壤干层带的含水量变化在 2% ~ 11% 之间, 有轻度干层和中度干层发育。该区土壤干层发育深度距离地表较浅, 不适于植树造林, 适于发展耗水较少的草原植被。

(2) 青海湖南侧 2009 年秋季土壤上部 0. 6 m 深度范围内含有 3% ~ 5% 的重力水, 这是该年降水量增加造成的。丰水年增加的降水没有使正常年产生的土壤干层得到恢复, 表明该区丰水年深部土层水分含量仍然较低。

(3) 地表 1. 0 m 以下长期性土壤干层的存在表明该区正常年或降水增多年水分入渗深度小于 1 m, 1 m 深度以下水分存在明显不足。

(4) 青海湖南侧的土壤主要为粉沙土, 土壤厚度一般变化在 0. 8~ 1. 6 m 之间。土层较薄, 土壤水库的调蓄能力较差, 在干旱年易出现土壤缺水, 发展的植被和农作物应以耗水少的种类为主。

[参 考 文 献]

[1] 杨文治, 田均良. 黄土高原土壤干燥化问题探源[J]. 土壤学报, 2004, 41(1): 1-6.

[2] 李玉山. 黄土区土壤水分循环特征及其对陆地水分循环的影响[J]. 生态学报, 1983, 3(2): 91-101.

[3] 陈洪松, 邵明安, 王克林. 黄土区深层土壤干燥化与土壤水分循环特征[J]. 生态学报, 2005, 25(10): 2491-2498.

[4] 杨维西. 试论我国北方地区人工植被的土壤干化问题[J]. 林业科学, 1996, 32(1): 78-85.

[5] 王力, 邵明安, 侯庆春. 土壤干层量化指标初探[J]. 水土保持学报, 2000, 14(4): 87-90.

[6] 杨文治, 余存祖. 黄土高原区域治理与评价[M]. 北京: 科学出版社, 1992: 91-294.

[7] 侯庆春, 韩蕊莲, 韩仕峰. 黄土高原人工林草地“土壤干层”问题初探[J]. 中国水土保持, 1999(5): 11-14.

[8] 王克勤, 王斌瑞. 集水造林防止人工林植被干化的初步研究[J]. 林业科学, 1998, 34(4): 14-21.

[9] 王力, 邵明安, 侯庆春. 延安试区人工刺槐林地土壤干层状况[J]. 西北植物学报, 2001, 21(1): 101-106.

[10] 李林, 王振宇, 秦宁生. 环青海湖地区气候变化及其对荒漠化的影响[J]. 高原气象, 2002, 21(1): 59-65.

[11] 李凤霞, 伏洋, 杨琼, 等. 环青海湖地区气候变化及其环境效应[J]. 资源科学, 2008, 30(3): 348-353.

[12] 杨修, 孙芳, 任娜. 环青海湖地区生态环境问题及其治理对策[J]. 地域研究与开发, 2003, 22(2): 39-42.

[13] 时兴和, 李生辰, 江青春, 等. 青海湖区降水序列及其变化的特征研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(5): 795-800.

[14] 丁永建, 刘凤景. 近三十年来青海湖流域气候变化对水量平衡的影响及其预测研究[J]. 地理科学, 1995, 15(2): 128-135.

[15] 孙永亮, 李小雁, 汤佳, 等. 青海湖流域气候变化及其水文效应[J]. 资源科学, 2008, 30(3): 354-362.

[16] 徐馨, 何才华, 沈志达, 等. 第四纪环境研究方法[M]. 贵阳: 贵阳科技出版社, 1992: 74-75.

[17] 何福红, 黄明斌, 党延辉. 黄土高原沟壑区小流域土壤干层的分布特征[J]. 自然资源学报, 2003, 18(1): 30-35.

[18] 赵景波, 孙贵贞, 顾静, 等. 陕西省靖边县不同土层含水量与干层差异研究[J]. 水土保持学报, 2007, 27(5): 1-5.

[19] 赵景波, 孙贵贞, 岳应利, 等. 关中平原人工林地的干层及其成因[J]. 地理研究, 2007, 26(4): 763-771.

[20] 杨文治, 邵明安. 黄土高原土壤水分研究[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 94-106.

[21] 杨培岭. 土壤与水资源学基础[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2005: 86-87.

[22] 靳孟贵, 张人权, 孙连发, 等. 土壤水资源评价的研究[J]. 水利学报, 1999, 16(2): 73-78.