

灌溉农田深层土壤水分动态试验研究

康凌艳^{1,2}, 雷玉平¹, 郑力¹, 张圣微^{1,2}, 孙世卫^{1,2}

(1. 中国科学院 遗传与发育生物学研究所 农业资源研究中心, 石家庄 050021;
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘 要: 针对近年来华北平原农田地下水开采多, 补给少, 地下水位普遍下降的问题, 通过分析在栾城试验站获得的 2005– 2006 年冬小麦– 夏玉米生长季节不同灌溉条件下的土壤水分观测资料, 探讨了地下水埋深较大条件下 (大于 30 m) 0– 6 m 土层土壤水分动态变化规律。结果表明: 在土壤干旱时期农田灌溉或降雨后, 灌水和降雨 (在 60~ 170 mm 之间) 主要补充于 0– 2 m 土层, 在土壤湿润时期, 当表层土壤水分得到一定补充后, 水分会向下移动, 渗漏到 2– 6 m 土层的水量可达灌水量的 9.6%~ 40.9%, 而且灌水量越大渗漏到 2– 6 m 土层的水分占灌水量的比例越大。研究还表明, 0– 6 m 土层土壤对降水有很强的调蓄能力, 在降水较大 (小于 170 mm) 的情况下都可以滞留在土壤中, 而不形成产流。

关键词: 土壤含水量; 灌溉; 土壤水动态

中图分类号: S152.7 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2007)06-0054-04

Experimental Study on Water Dynamics of the Deep Soil Layer in Irrigation Field

KANG Ling-yan^{1,2}, LEI Yu-ping¹, ZHENG Li¹, ZHANG Sheng-wei^{1,2}, SUN Shi-wei^{1,2}

(1. Center for Agricultural Resources Research, Institute of Genetic and Developmental Biology, CAS, Shijiazhuang 050021, China; 2. The Graduate School of the Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China)

Abstract: Groundwater resource has been used with growing intensity since years ago in the Northern Plain of China due to lack of water. As a result, the farm-land water table has decreased and the storage capacity of soil has changed accordingly in the well irrigation areas. It is necessary to take measures to reduce the loss of surface flow and evaporation and to use flood and runoff water to recharge the local groundwater. The data from the year 2005 to 2006 on rainfall, irrigation and soil moisture from the water resources experimental area in the Luancheng station were processed in order to study the dynamic characteristics of soil water under the condition of a deep water table. The results show that during the dry season the watering or precipitation (between 60 mm and 170 mm) was primarily stored in 0– 2 m soil layer, and during the rainy season, when the top soil is relatively damp, 9.6%~ 40.9% of irrigation will be seeped to 2– 6 m soil layer, and with the more irrigation the larger percent of irrigation will be seeped to 2– 6 m soil layer. The research also showed that the soil reservoir had very good regulation capacity and the precipitation (< 170 mm) was stored in the 0– 6 m soil layer (named soil reservoir) without surface flow appearing.

Key words: water content; irrigation; dynamic state of soil water

农田土壤水分运移规律对于科学制定灌溉方案、有效调控土壤水分、节约水资源和提高农作物产量等均具有十分重要的意义^[1]。在华北平原农田土壤水分动态变化也有过较多研究^[2-6], 由于取样和观测手段的限制, 过去较多研究侧重于作物根系层, 很少对农田土壤水分运移的研究涉及到根层以下, 但是随着地下水开发利用程度的提高, 地下水位也在逐年下降, 地下水埋深的逐年加大使得平原区地下水的补给、径流、排泄条件发生了变化, 土壤水分的运移规律也就相应的发生了变化^[7]。龚元石、李保国等人曾指出在华北平原夏玉米的生长期正是跨多雨的湿季, 在这期间, 一部分降水未被作物利用而渗漏至根层以下^[8]。李雪峰等人对华北平原地下水深埋区降水入渗补给过程的实验研究中发现在正常灌溉的情况下地下水深埋区包气带垂向上在距离地面

2– 6 m 段内每米土壤储水量的变化在 50~ 90 mm 之间波动, 在距离地面 6– 8 m 段每米土壤储水量的变化 10 mm^[9]左右。因此, 研究深层土壤水分的动态变化对于探讨农田土壤水分的动态变化规律是必要的。

1 试验站概况与研究方法

1.1 试验站的基本概况

试验在中国科学院栾城农业生态系统试验站进行, 该站位于北纬 37° 50', 东经 114° 40', 地貌特征为太行山山前平原, 海拔高度为 50.1 m, 属暖温带半湿润半干旱气候, 区域内地势平坦开阔, 土层深厚, 质地良好, 农业生产以冬小麦– 夏玉米为主, 农业生产力高, 可代表整个山前平原的高产区, 该站多年平均降水量 480.7 mm, 区内无地表水源, 农业灌溉

*收稿日期: 2007-02-05
基金项目: 中科院知识创新重要方向项目 (KSCXZ-YW-N-037); 国家自然科学基金项目 (30570335)
作者简介: 康凌艳 (1980–), 女, 硕士生, 主要从事水文水资源研究。

主要靠抽取地下水^[4]。

1.2 研究方法

1.2.1 土壤水分观测方法和灌溉处理

试验在大田中进行,试验面积为 240 m×60 m。在试验田均匀埋设 26 根 6 m 的中子管,土壤水分动态监测利用装有 8 m 电缆的 CNC503DR 型中子水分仪。水分监测深度间隔 20 mm。观测时间间隔为 7 d,遇到灌溉或降雨时会加密观测次数,确保准确监测土壤水分的动态变化。在试验田内设置了 8 个水分试验区用于灌溉处理,每个小区面积为 5 m×10 m,四周由厚 25 cm、高 30 cm 土墙隔离,以防止不同水分处理间水分侧向运动,小区内土壤为原状土。设计 4 种不同水平的水分处理(A, B, C, D),每一个处理另设置一个对照小区,每个小区里都有一根长为 6 m 的中子管,4 个处理每次的灌溉量分别是 60, 100, 140, 170 mm。

1.2.2 土壤采样方法

土壤采样利用 Geoprobe Model 54DT 钻机,该钻机是美国 GEOPROBE 公司研发改良的履带自走式多功能钻机,可装中空螺旋式(Hollow auger)钻孔设备直接进行土壤、土壤气体及地下水采样作业,钻机采用干式取样方式,不加水或其它钻液,可在单一钻孔中连续分层采样,每钻取得的土样为长 112 m,直径 5 cm 的土柱,可取到人为无法获取土样。

1.2.3 土壤样品分析方法

将野外取得的土样按土壤岩性和含水量的不同进行分层处理,选用 50 ml 0.5 mol/L 六偏磷酸钠溶液作为分散剂,利用比重计法对土壤进行颗粒分析,对于粒径> 0.075 mm 的利用筛分法进行颗粒分析,并依照美国农业部颁布的美国制土壤机械组成分类标准对土壤岩性进行划分,利用烘干法分析土壤重量含水量。

2 结果分析与讨论

2.1 土壤的含水率在不同深度的变化特点

图 1 表示试验区 2005 年 10 月初到 2006 年 9 月末整个冬小麦-夏玉米生长期内的 6 次土壤水分随深度的变化。2005 年 10 月在实验田内选择 8 个深达 6 m 取土样点,在实验室内将所取土样根据岩性和含水量目测分段,并进行颗粒分析后可知试验区典型土壤剖面如图 1 所示,0-2 m 土层土壤含水率的变化受土壤蒸发、作物蒸腾和降雨灌溉入渗的影响比较明显,受岩性影响的变化不明显;从图 1 上可以看出 2-6 m 土层土壤含水率与土壤岩性有着很强的相关性,在 2-4 m 土层内土壤的黏性比较强,土壤含水率的变化明显小于其它土层,4-6 m 土层土壤砂性比较强,土壤含水率的变化相对较大。根据图 1 土壤含水率随深度变化特点,将地面以下 6 m 厚度的土壤分为 6 层,即 0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-6 m 6 个层次。

2.2 冬小麦和夏玉米农田土壤水分动态变化特征

由图 2 可以看出,11 月 20 日灌水后至次年的 3 月中旬 0-6 m 土层土壤水分处于缓慢变化阶段,含水量呈缓慢递减趋势,4 月中旬灌水后土壤含水量增加,至 6 月下旬 0-6 m 土层土壤水分处于消退阶段,从 7 月至 9 月下旬 0-6 m 土层土壤水分处于剧烈变化阶段。由图 3 可以看出在土壤水分缓慢变化阶段 0-6 m 土层各层土壤体积含水率的变化范围分别是: 24.3%~28.0%, 28.2%~30.1%, 33.4%~

34.3%, 27.2%~27.9%, 12.2%~12.8%, 9.8%~10.6%, 土壤含水量的变化主要集中在 0-1 m 土层内,1-2 m 土层含水量也略有变化,而 2-6 m 土层含水量的变化波动不大。这是由于在该季节降雨很少,灌水只有一次,土壤含水量小,气温低,土壤的蒸发量少,此时冬小麦处于休眠状态。土壤含水量变化幅度不大,维持在相对稳定的状态,从总体上看呈缓慢递减趋势。土壤水分消退阶段 0-6 m 土层各层土壤体积含水率的变化范围分别是: 20.9%~29.0%, 28.1%~30.5%, 33.6%~34.5%, 27.4%~28.3%, 12.6%~13.1%, 9.9%~10.5%, 土壤含水量的变化主要集中在 0-1 m 土层内,在 4 月中旬为 29.0% 至 6 月下旬降到了 20.9%,1-2 m 土层含水量也由 30.5% 降到了 28.1%,2-6 m 土层含水量的变化波动不大。这是由于在 4-6 月份,气温急剧升高,农作物处于生长旺盛季节,作物的蒸腾量和土壤蒸发量大,降水补给已经满足不了区域蒸散发的需求,虽然在 4-6 月灌水 3 次,但是大部分都用于植被消耗和地面蒸发,土壤含水量仍然处于消退状态,在 6 月份土壤含水量达到一年中的最小值。在土壤水分剧烈变化阶段 0-6 m 土层各层土壤体积含水率的变化范围分别是: 26.4%~29.9%, 29.0%~33.2%, 34.1%~35.8%, 28.0%~30.5%, 13.5%~16.0%, 11.0%~14.8%, 各土层土壤含水率的变化幅度分别是: 3.5%, 4.2%, 1.7%, 2.5%, 2.5%, 3.8%, 这段时间内 0-6 m 各土层土壤含水率都明显高于其它时期的含水量,0-6 m 各土层土壤含水率出现剧烈波动。由于该时期气温高,土壤蒸发和作物蒸腾强烈,这段时间灌水和降雨比较多,每灌水或者降雨过后,土壤含水率随之上升,然后,随着土壤表面蒸发失水,含水率很快下降,循环往复。

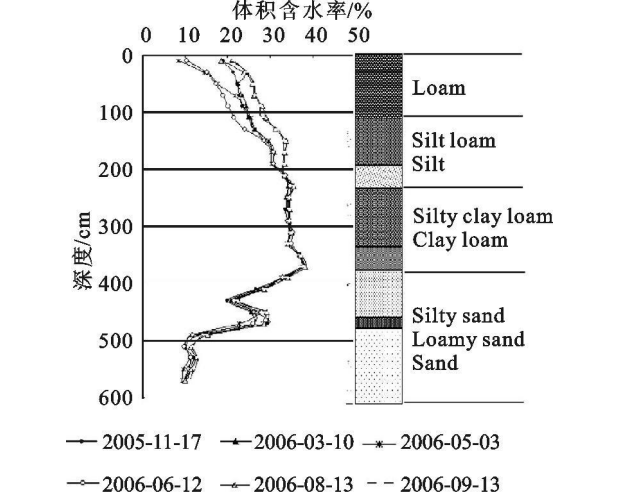


图 1 试验区典型的土壤剖面图和土壤体积含水率的变化

2.3 不同灌溉量下农田土壤水分动态平衡的差异

2.3.1 不同灌溉量下相同深度土层的含水量变化情况

A 区、B 区、C 区、D 区 4 区中每一个小区在这 3 次灌水中灌水量是相同的,灌水量分别是 60, 100, 140, 170 mm。11 月 26 日灌水后第 4 天与灌水前相比较, A 区、B 区、C 区、D 区的 0-1 m 土层含水量分别增加了 37.9, 63.4, 90.2, 100.2 mm, 1-2 m 土层含水量增值分别是 10.24, 22.8, 30.4, 42.4 mm, 4 个小区 2-6 m 土层各层含水量只是略有波动,变化幅度都在 5 mm 以内,可以认为灌水没有影响到

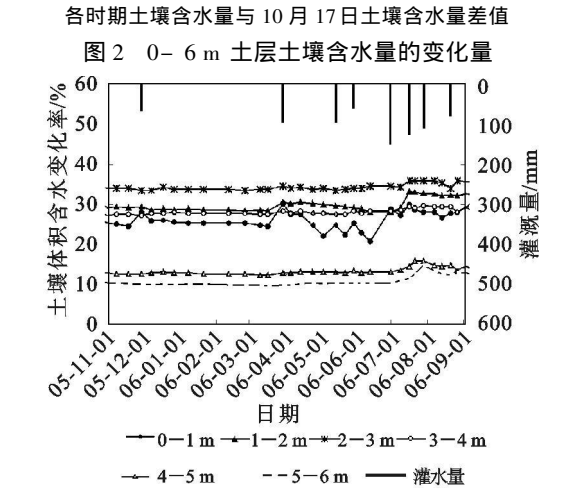
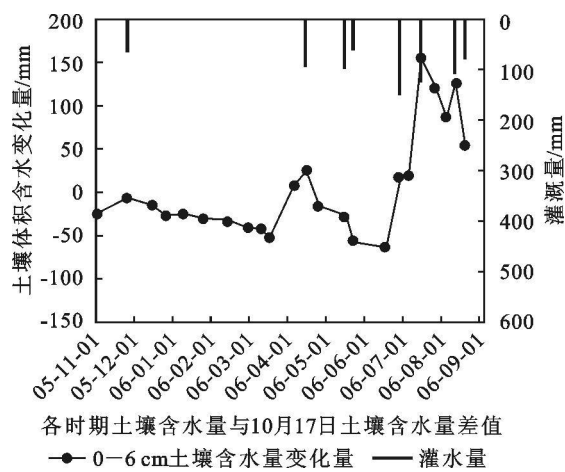


图 3 不同季节各土层土壤体积含水率的变化

2-6 m 土层含水量的变化。6 月 20 日灌水后第 4 天与灌水前相比较, A 区、B 区、C 区、D 区的 0-1 m 土层含水量分别增加了 31.9, 57.1, 82.0, 100.3 mm, 1-2 m 层含水量增值分别是: 5.7, 17.5, 28.7, 34.0 mm, 4 个小区 2-6 m 土层各层土壤含水量只是略有波动, 变化幅度在 4 mm 以内, 可以认为灌水没有影响到 2-6 m 土层含水量的变化。从图 4 可以看出, 8 月 19 日灌水前后 4 个小区因灌水量的不同, 0-6 m 土层各层土壤含水量的变化都存在着明显的差别, 8 月 19 日灌水后第 4 天与灌水前相比较, A 区、B 区、C 区、D 区的 0-1 m 土层含水量分别增加了 12.4, 20.4, 40.7, 41.6 mm, 1-2 m 土层含水量增值分别是 15.2, 18.2, 20.0, 25.4 mm, 2-3 m 土层含水量增值分别是 0.6, 4.6, 5.4, 7.3, 3-4 m 土层含水量增值分别是: 2.0, 4.0, 5.1, 9.0 mm, 4-5 m 土层含水量增值分别是: 1.6, 12.6, 22.4, 30.4 mm, 5-6 m 土层含水量增值分别是: 1.6, 10.6, 17.2, 22.8 mm, 在 0-6 m 土层内除了 2-4 m 土层因土壤的黏性比较强含水量变化比较小之外, 其它各层土壤含水量都有明显的增加。在 11 月 26 日和 6 月 20 日, 由于田间植被的叶面积指数比较小, 地面蒸发比较强烈, 这两个时期的土壤含水量比较小, 灌水量主要集中在 0-2 m 土层内。从图 4 可以看出, 4 个小区因灌水量的不同 0-1 m 土层含水量的增值差异比较明显, 1-2 m 土层的增值略有差异, 2 m 以下土层含水量的增值没有明显的差异。在 8 月 19 日的灌水中因为有部分灌水量已经渗入到 5-6 m 土层内, 4 个小区 0-6 m 土层除 2-4 m 土层因土壤的黏性比较强含水量变化比较小之外其它各层土壤含水量

的变化因灌水量的不同而不同, 其中 4-6 m 土层各层土壤含水量的因为灌水量不同差异比较明显。

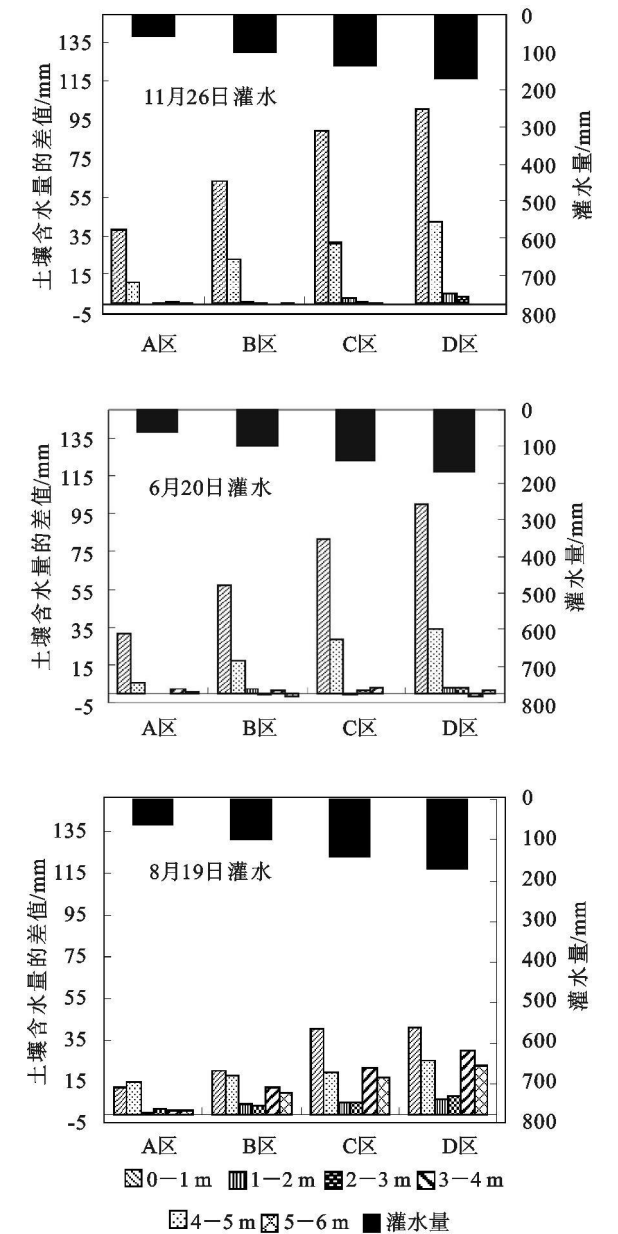


图 4 灌溉前后各小区在 0-6 m 各土层土壤含水量的变化

2.3.2 不同灌溉量下灌水前后各层土壤水分的变化情况

由表 1 可以看出, 因灌溉量不同存留在 0-6 m 土层的水分有明显的差异, 而且随着灌水量的增多, 存留在土壤中的水分比例也在增大。不同的灌溉条件直接影响了作物的蒸散量和土壤水分的深层下渗, 11 月 26 日、6 月 20 日和 8 月 19 日 3 次灌水后的 4 d 内, 土壤水分的蒸发量依次增大, 但是幅度不同, 这是由于地面蒸发和作物蒸腾的条件不同, 11 月 26 日地面温度比较低, 蒸发比较小, 冬小麦处于休眠状态, 蒸腾量比较小; 6 月 20 日地面温度升高, 地面蒸发量增大, 但是这个时期夏玉米刚刚出苗, 蒸腾量比较小; 8 月 19 日地面温度比较高, 地面蒸发量比较大, 夏玉米的生长比较旺盛, 蒸腾量比较大, 因此, 灌溉后土壤水分减少较多。如表 1 所示, 在 11 月 26 日和 6 月 20 日这两次灌水中, 灌水量主要集中在 0-2 m 土层, 渗漏到 2-6 m 土层的水分不足灌水

量的 5%, 是由于这 2 个时期降水和灌溉少, 土壤含水量较小, 当灌水量在 60~ 170 mm 时, 水分主要补充了 0~ 2 m 层。在 8 月 19 灌水, 灌水后第 4 天与灌水前土壤含水量的增值占灌水量的百分比在 0~ 1 m 土层内分别是 20. 7%, 20. 4%, 29. 1%, 24. 5%, 灌水量渗漏到 1~ 2 m 土层的水量分别占灌水量的 25. 4%, 18. 2%, 14. 3%, 15. 0%, 灌水量渗漏到 2~ 3 m 土层的水量分别占灌水量的 1. 0%, 4. 6%, 3. 9%, 4. 3%, 灌水量渗漏到 3~ 4 m 土层的水量分别占灌水

量的 3. 3%, 4. 0%, 3. 6%, 5. 3%, 灌水量渗漏到 4~ 5 m 土层的水量分别占灌水量的 2. 7%, 12. 6%, 16. 0%, 17. 9%, 灌水量渗漏到 5~ 6 m 土层的水量分别占灌水量的 2. 6%, 10. 6%, 12. 3%, 13. 4%, 随着灌水量的增加水分下渗量也增大, 由于受土壤岩性的影响, 在 4~ 6 m 表现比较明显。这是由于在这个时期降水比较多, 土壤含水量比较大, 当降水或灌溉在 60~ 170 mm 时, 灌水量渗漏到 2~ 6 m 土层的水量分别占灌水量的 9. 6%, 31. 7%, 35. 7%, 40. 9%。

表 1 用不同深度计算灌水前后土壤含水量的增值占灌水量的比例 %

土层/ m	11 月 26 日灌水后第四天与灌水前土壤含水量的增值占灌水量的百分比				6 月 20 日灌水后第 4 d 与灌水前土壤含水量的增值占灌水量的百分比				8 月 19 日灌水后第四天与灌水前土壤含水量的增值占灌水量的百分比			
	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
	60 mm	100 mm	140 mm	170 mm	60 mm	100 mm	140 mm	170 mm	60 mm	100 mm	140 mm	170 mm
0~ 1	63. 2	63. 4	64. 4	58. 9	53. 2	57. 1	58. 6	59. 0	20. 7	20. 4	29. 1	24. 5
0~ 2	80. 6	86. 2	86. 1	83. 9	62. 6	74. 7	79. 1	79. 0	46. 0	38. 6	43. 4	39. 4
0~ 3	80. 7	87. 2	87. 9	86. 7	62. 2	76. 7	78. 1	80. 5	47. 0	43. 2	47. 2	43. 7
0~ 4	79. 2	86. 3	88. 6	88. 3	61. 5	75. 4	78. 8	82. 3	50. 3	47. 2	50. 8	49. 0
0~ 5	80. 2	86. 4	88. 0	88. 1	65. 6	76. 7	81. 1	81. 3	53. 0	59. 8	66. 8	66. 8
0~ 6	77. 9	85. 7	88. 1	88. 0	66. 8	74. 7	81. 0	82. 3	55. 6	70. 4	79. 1	80. 3

3 结论与讨论

(1) 根据观测数据可将试区内土壤水分动态分为 3 个阶段: 土壤水分缓慢消减阶段(11 月至次年 3 月), 土壤水分消退阶段(3~ 6 月) 和土壤水分剧烈变化阶段(6~ 9 月)。

(2) 11 月下旬和 6 月中下旬灌水量在 60~ 170 mm 之间时, 土壤含水量增减主要集中在 0~ 2 m 土层内, 灌水后渗入到 2 m 以下的水分均低于灌水量的 5%, 而且因灌水量的不同, 0~ 1 m 土层含水量变化有明显的差异, 1~ 2 m 也略有差异, 2~ 6 m 没有明显差异。在 8 月蓄墒期灌水量 60~ 170 mm 之间时, 0~ 6 m 各土层含水量都有增加, 灌水后除了 2~ 4 m 土层因土壤岩性影响变化比较小之外, 其它各层含水量都有大量增加, 渗漏到 2~ 6 m 土层的水量占灌水量的百分比在 9. 6% ~ 40. 9% 之间, 另外因灌水量不同, 各土层土壤含水量的变化都存在差异, 其中 4~ 6 m 土层含水量变化的差异最为明显。

(3) 当前, 在研究区内地下水位埋深较大(大于 30 m), 农田在大雨后基本不形成产流。研究发现, 现实条件下, 0~ 6 m 土层具有很强的调蓄能力。据此, 可以在田间采取一定的拦蓄水措施, 如平整土地, 修筑田埂, 采用深松、深翻的耕作及覆盖措施等, 在遇到大暴雨(150~ 200 mm) 的情况下, 也是可以做到农田地表不形成产流或少产流、绝大部分降雨就地拦蓄入渗, 从而增加土壤水资源量^[9]。

参考文献:

[1] 康绍忠, 张富仓, 梁银丽. 玉米生长条件下农田土壤水

分动态预报方法的研究[J]. 生态学报, 1997, 17(3): 245~ 251.

[2] 刘继龙, 张振华, 谢恒星. 基于表层水分信息的胶东樱桃园深层土壤水分估算研究[J]. 水土保持研究, 2006, 13(4): 96~ 100.

[3] Eloise K, Marchant P G, Walter M T. A soil-water balance approach to quantify ground-water drainage from irrigated cropland in the North China Plain[J]. Hydrological Processes, 2003, 17: 2011~ 2031.

[4] 姜杰, 张永强. 华北平原灌溉农田的土壤水量平衡和水分利用效率[J]. 水土保持学报, 2004, 18(3): 61~ 65.

[5] 郭凤台, 迟艺侠, 程东娟, 等. 土壤水分特征曲线试验研究[J]. 南水北调与水利科技, 2006, 4(2): 47~ 48.

[6] 何锦, 韩淑敏. 太行山山前平原农田水分动态模拟研究[J]. 甘肃农业大学学报, 2006, 41(1): 56~ 60.

[7] 毛学森, 刘昌明. 太行山山前平原地下水变化趋势与农业持续发展[J]. 水土保持研究, 2001, 8(1): 147~ 149.

[8] 龚元石, 李保国. 应用农田水量平衡模型估算土壤水渗漏量[J]. 水科学进展, 1995, 6(1): 16~ 21.

[9] 李雪峰, 李亚峰, 樊福来. 降水入渗补给过程的实验研究[J]. 南水北调与水利科技, 2004, 2(3): 33~ 35.

[10] 孙仕军, 丁跃元, 马树文, 等. 地下水埋深较大条件下井灌区土壤水分动态变化特征[J]. 农业工程学报, 2003, 19(2): 70~ 74.