

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2009.05123

陕西长武黄土剖面 S₁—L₄ 土层入渗率与成因

赵景波^{1, 2}, 阴雷鹏¹, 刘护军¹

(1 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, 西安 710075;

2 陕西师范大学 旅游与环境学院, 西安 710062)

摘要: 根据渗水实验、空隙度、粒度和磁化率等测定, 研究了长武黄土剖面 S₁—L₄ 土层的渗透性及其成因。结果表明, 长武黄土与红褐色古土壤前 20 min 入渗速率大, 变化大, 为剧变入渗速率阶段, 20 min 之后入渗速率变化较小, 为弱变入渗速率阶段。黄土层入渗率较大, 所研究的 3 层黄土平均入渗系数为 2.02 mm/min, 红褐色古土壤层入渗率较低, 所研究的 3 层古土壤平均入渗系数为 0.71 mm/min。黄土层空隙度较高, 含水空间发育较好, 利于构成含水层。红色古土壤层空隙度较低, 含水空间发育较弱, 利于构成隔水层。由于红褐色古土壤也有一定的渗透性, 其隔水性较弱, 这是黄土地下水具有多层性的原因。磁化率与粒度成分分析表明, 黄土层与红褐色古土壤层渗透性、含水空间与隔水性的差异主要是冰期与间冰期的气候变化决定的成壤作用强弱造成的。研究表明第四纪气候变化对黄土地层土壤水和地下水资源富集条件、富集规律具有重要控制作用, 在黄土水资源开发利用中有重要应用价值。

关键词: 黄土渗透性; 空隙度; 隔水层; 含水层; 陕西长武

中图分类号: P641

文献标识码: A

文章编号: 0256-1492(2009)05-0123-08

近 20 多年来, 国内外研究者对中国黄土进行了大量研究^[1-6], 取得了许多重要成果。然而, 近 20 多年来对黄土水理性质和地下水富集的研究很少。对黄土地下水有关的研究主要在 20 世纪 80 年代前后。在这一时期, 人们对黄土水理性质和黄土地下水来源、运移、富集条件和赋存状态进行了许多研究, 取得了一些重要研究成果^[7-13]。已认识到黄土地下水赋存类型为孔洞、孔隙水^[7], 黄土地下水来自大气降水^[7-9], 黄土地下水具有多层性^[9-10]。然而, 过去没有查明黄土地下水隔水层的构成, 没有区分具体的含水层位, 没有查明黄土与红色古土壤层渗透性的差异及其原因。如有的研究者认识到离石黄土为含水层^[14], 但究竟哪一层或哪几层是含水层没有明确认识。对有些层位可成为含水层的原因缺少深入研究。对隔水层的具体土层类型也缺少认识。隔水层是黄土层、还是红色古土壤层、CaCO₃ 结核层或其他层位, 是没有解决的问题。在黄土高原地区, 虽然粒度较粗的第 15 层黄土常成为含水层, 但在许多剖面中该层位也不见地下水出露, 原因有待查明。这些问题的解决对查明黄土地下水富集规律和黄土

地下水资源开发利用具有重要现实意义。20 世纪 80 年代以来, 人们对黄土水理性质和黄土地下水的研究很少, 除少量与黄土水资源开发利用有关的研究之外^[14-16], 其他方面没有取得明显进展。黄土地下水运移和富集条件、分布规律受多种因素控制, 是较为复杂的科学问题, 这也是近 20 多年来开展研究很少的原因。黄土水理性质研究对揭示黄土地下水富集条件与分布规律具重要理论意义与实际意义。本文针对以往研究存在的问题, 重点研究陕西长武黄土层和红色古土壤层的水理性质, 为查明含水层与隔水层提供科学依据。

1 剖面的地层与方法

研究剖面位于长武塬东部边沿, 距长武县城东约 2 km, 剖面地理坐标为 35°12'N、107°47'E。研究剖面中黄土地层发育好, 第四纪黄土总厚度 120 m, 由 30 余层黄土与 30 余层红色古土壤构成。我们对剖面上部第 2、3、4 层黄土 (L₂, L₃, L₄) 和第 1、2、3 层红色古土壤 (S₁, S₂, S₃) 进行了研究。从上向下, 各土层主要特点如下。

(1) 古土壤 (S₁) 浅红褐色, 团块状和粗棱柱状结构, 较致密坚硬, 垂向裂隙发育, 裂隙间距 2~3 cm。铁质胶膜发育差, 偶尔可见斑点状铁质胶膜。黏化层厚 2~4 m, 在黏化层底部可见 5~10 cm 大

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40672108); 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室项目 (SKLLQG0605)

作者简介: 赵景波 (1953—), 男, 教授, 博士生导师, 从事第四纪地质与自然地理研究。

收稿日期: 2009-02-28; 改回日期: 2009-06-29. 张光威编辑

小的CaCO₃结核淀积层,厚 20 cm 左右。

(2)黄土(L₂) 灰黄、棕黄色,松散,植物根孔发育,团粒结构为主,团块少量,可见 CaCO₃斑点,无 CaCO₃结核出现。厚 4.8 m。

(3)古土壤(S₂) 分为两层。上层的黏化层为棕红色,团块状及粗棱柱状结构,较致密坚硬,垂向裂隙发育,裂隙间距 3 cm。黏化层厚 1.5 m。黏化层底部有 0.2 m 厚的 CaCO₃结核淀积层,结核大小为 5 cm。下部古土壤层比上部古土壤层发育差,团块结构,不具棱柱状结构,黏化层厚 0.9 m。黏化层底部为 0.1 m 厚的 CaCO₃结核淀积层。在上、下部古土壤之间为厚 1.1 m 的黄土层。该层黄土为灰黄色,植物根孔发育,含 CaCO₃薄膜。

(4)黄土(L₃) 灰黄色,疏松多孔,植物根孔发育,团粒结构为主,团块结构少量,含 CaCO₃薄膜及斑点,未见 CaCO₃结核发育。厚 2.9 m。

(5)第 3 层古土壤(S₃) 棕红色,团块结构为主,略显棱柱状结构,铁质胶膜不发育,紧接黏化层底部有 20 cm 厚的 CaCO₃结核层,厚度为 2.2 m。

(6)第 4 层黄土(L₄) 灰黄色,团粒及团块结构,大孔隙较少,较坚硬,含 CaCO₃小结核,厚 3.6 m。

由上述土层特点分析可知,黄土层较为松散,黏土化较弱,孔洞、孔隙等含水空间较发育;红色古土壤较为致密坚硬,黏土化较强,孔洞、孔隙发育差,微裂隙较发育。总的说来,红色古土壤含水空间较黄土层发育差。根据宏观的观察,还难以确定黄土与红色古土壤渗透性的强弱差异,这种差异有待实验确定。

研究方法采用了双环入渗实验法、环刀采样法、激光粒度分析法、磁化率仪测定法。入渗实验具体作法是先在野外土层表面挖出一个直径近 1 m 的平坦面,将高 15 cm、直径 30 cm 和 60 cm 的两个铁环放置在待实验的土层平坦面上,并将铁环下端埋入土层 10 cm 深度,在环内加 1 cm 的细砾石,以防止加水时冲击土层表面而影响水的入渗。双环放置后,向两环内同时加水到 5 cm 的高度,随着环内水的入渗,需不断加水以始终保持 5 cm 的水体高度,同时记录加 1 杯水所需时间。在入渗速度稳定后,再持续进行 3~4 杯水的实验,即可结束整个实验。磁化率测定样品间距为 10 cm。

2 实验结果

2.1 渗水实验

由渗水实验结果可知,第 1 层红褐色古土壤在入渗开始的前 40 min 内入渗速率较大,在经过 80 min 之后入渗速率已达到稳定状态(图 1)。入渗稳定前的平均入渗速率为 0.39 mm/min,稳定入渗率即入渗系数为 0.28 mm/min。

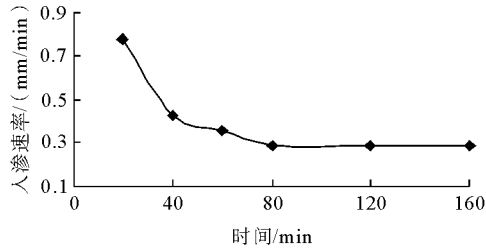


图 1 长武黄土第 1 层红褐色古土壤入渗实验曲线
Fig. 1 Permeable experimental curve of the first red-brown paleosol layer of Changwu loess

第 2 层黄土入渗速率与第 1 层红褐色古土壤明显不同,在入渗过程的前 20 min 入渗速率很大,20 min 之后入渗速率变小,约 80 min 之后入渗速率达到稳定状态。稳定前的平均入渗速率为 2.18 mm/min,稳定入渗率为 0.85 mm/min(图 2)。

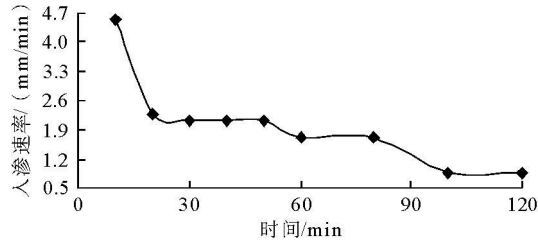


图 2 长武黄土第 2 层黄土入渗实验曲线
Fig. 2 Permeable experimental curve of the second loess layer in Changwu

第 2 层红褐色古土壤在入渗过程的前 20 min 入渗速率较大,变化大,在持续 40 min 之后入渗速率变小,80 min 之后入渗速率达到稳定状态。稳定前的平均入渗速率为 0.77 mm/min,稳定入渗率为 0.64 mm/min(图 3)。

第 3 层黄土在入渗过程的前 10 min 入渗速率很大,在入渗持续 10 min 之后明显变小,90 min 之后入渗速率达到稳定状态。在入渗稳定之前的平均入渗速率为 4.26 mm/min,稳定入渗率为 2.95 mm/min(图 4)。

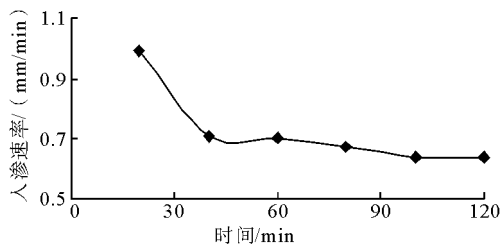


图 3 长武黄土第 2 层红褐色古土壤入渗实验曲线
Fig. 3 Permeable experimental curve of the second red-brown paleosol layer of Changwu loess

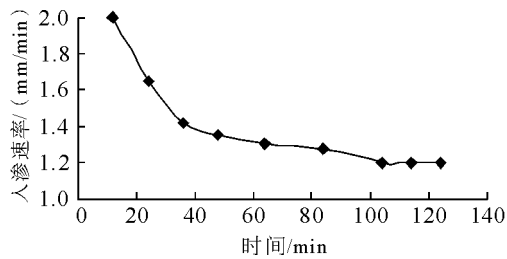


图 5 长武黄土第 3 层古土壤入渗实验曲线
Fig. 5 Permeable experimental curve of the third paleosol layer of Changwu loess

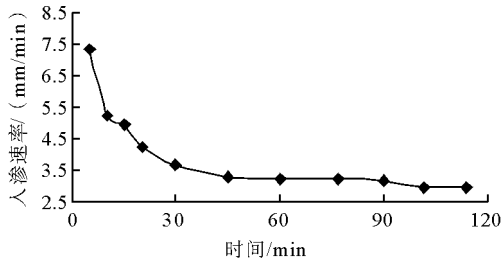


图 4 长武黄土第 3 层黄土入渗实验曲线
Fig. 4 Permeable experimental curve of the third loess layer in Changwu

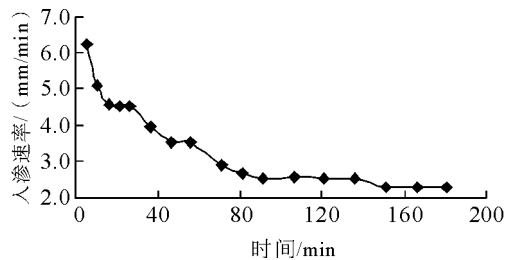


图 6 长武黄土第 4 层黄土入渗实验曲线
Fig. 6 Permeable experimental curve of the fourth loess layer in Changwu

第 3 层古土壤(S₃)在入渗过程的前 36 min 入渗率较大, 36 min 之后入渗率变小, 100 min 之后入渗达到稳定状态。稳定前的入渗率为 1.50 mm/min, 稳定入渗率为 1.2 mm/min(图 5)。

第 4 层黄土入渗率与第 4 层红褐色古土壤明显不同, 在入渗过程的前 60 min 入渗率很大, 平均入渗率为 4.49 mm/min, 60 min 之后入渗率变小, 150 min 之后达到稳定状态。稳定前的平均入渗率为 3.7 mm/min, 稳定入渗率为 2.26 mm/min(图 6)。

2.2 土层磁化率和空隙度测定

黄土地层磁化率与经受的风化成壤强弱有密切

关系, 所以, 磁化率的大小能够反映黄土地层风化成壤作用的强弱和当时气候特点^[17-18]。为查明土层渗透性产生与差异的原因, 我们对 S₁-L₄ 土层磁化率进行了测定。测定结果(图 7)显示, 黄土与红褐色古土壤磁化率差异显著, 黄土层磁化率低, 红色古土壤层磁化率高; 黄土层低频磁化率一般在(30~120)×10⁻⁶SI 之间, 高频磁化率一般在(30~100)×10⁻⁶SI 之间; 红褐色古土壤层低频磁化率多在(200~240)×10⁻⁶SI 之间, 高频磁化率一般在(180~200)×10⁻⁶SI 之间。磁化率测定结果指示, 黄土层经受的风化成壤作用比红褐色古土壤弱。如后所

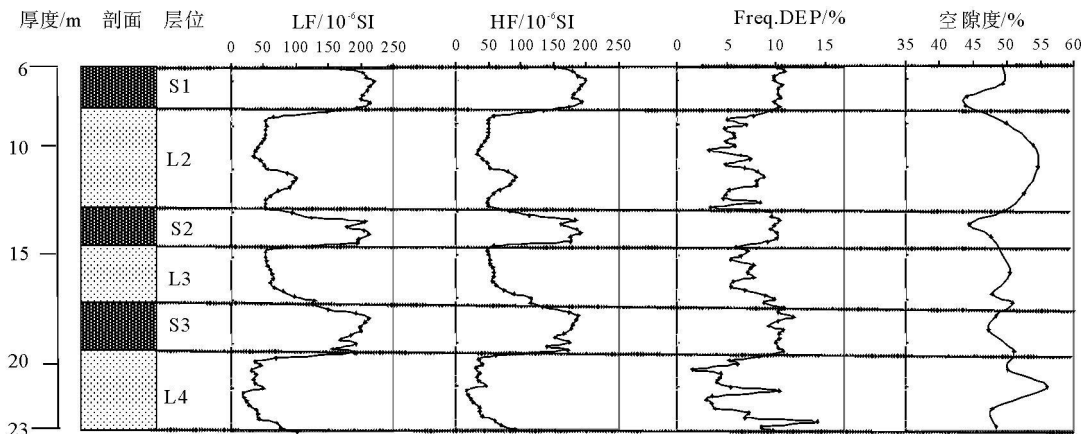


图 7 长武黄土剖面 S₁-L₄ 空隙度和磁化率变化
Fig. 7 Change of porosity and susceptibility from S₁ to L₄ in Changwu section

述,磁化率测定为我们查明黄土与红褐色古土壤水理性质差别原因提供了依据。

空隙度测定结果(图 7)显示,第 1 层古土壤空隙度较低,平均空隙度为 45.61%,变化范围为 43.98%~49.43%。该层上部的空隙度比中部和下部高。第 2 层黄土空隙度较大,平均为 52.84%,变化范围为 50.03%~54.66%。该层黄土中下部空隙度高,上部空隙度较低。第 2 层古土壤空隙度较低,平均为 47.20%,变化范围为 44.47%~49.52%。该层上部空隙度最大。第 3 层黄土空隙度平均为 50.72%,变化范围为 48.72%~52.95%。该层黄土中上部空隙度大,中下部空隙度较小。第 3 层古土壤平均空隙度为 49.49%,变化范围为 47.40%~51.12%。该层下部的空隙度较高,上部和中部空隙度也较低。第 4 层黄土空隙度平均值为 50.65%,变化范围为 42.02%~46.09%。该层上部和中部的空隙度较高,下部较小。空隙度测定数据显示黄土的空隙度比红色古土壤高 4%~7%,这说明黄土的含水空间发育比古土壤要好。

2.3 土层粒度测定

采用英国 Marveal 公司生产的 Mastersizer 型激光粒度仪进行粒度测定。测定结果显示,第 1 层古土壤粗粉砂和细粉砂合计平均含量为 65.1%,分布范围为 61.9%~59.6%;黏粒和胶粒合计平均含量为 30.1%,分布范围为 26.1%~34.2%,细砂较少。第 2 层黄土粗粉砂与细粉砂平均含量为 67.3%,分布范围为 64.1%~71.5%;黏粒和胶粒合计平均含量为 26.0%,平均含量为 24.2%~29.6%,极细砂少量。第 2 层古土壤粗粉砂与细粉砂合计平均含量为 63.3%,分布范围为 58.7%~69.7%;黏粒和胶粒合计平均含量为 30.5%,分布范围为 26.4%~31.9%。第 3 层黄土细粉砂与粗粉砂合计平均含量为 67.9%,分布范围为 63.0%~72.3%;黏粒与胶粒合计平均含量为 26.2%,分布范围为 23.0%~31.9%。第 3 层古土壤粗粉砂与细粉砂合计平均含量为 62.3%,分布范围为 56.5%~72.3%;胶粒与黏粒合计平均含量 33.6%,分布范围为 27.3%~37.6%。第 4 层黄土细粉砂与粗粉砂合计平均含量为 64.6%,分布范围为 69.4%~68.1%;胶粒、黏粒平均含量为 28.0%,分布范围为 24.4%~32.8%。第 4 层古土壤细粉砂与粗粉砂合计平均含量为 60.2%,分布范围为 54.0%~66.9%;胶粒与黏粒

平均含量为 34.8%,分布范围为 29.5%~39.6%,极细砂少量。

上述表明,黄土层中粉砂与极细砂含量比古土壤层高约 4%~7%,黏粒和胶粒含量比古土壤层低约 4%~7%。

3 讨论

3.1 入渗速率与入渗系数的差异

根据入渗实验资料可知,黄土与红色古土壤水分入渗过程相似,入渗率都是开始时较大,随后逐渐减小,最后达到稳定状态,呈现平滑下凹曲线。黄土层入渗过程中的前 20 min,入渗速率很高,平均入渗速率大于 2 mm/min,入渗曲线斜率很大(图 2、4、6);在入渗过程持续 20 min 之后,入渗曲线变得平缓,入渗速率都变的比较小,一般小于 1 mm/min,与 20 min 之前相比,具有明显的差异。红褐色古土壤层入渗过程中的前 20 min 左右平均入渗速率比黄土层明显小,约在 0.78~2.0 mm/min 之间;在入渗持续 20 min 之后,入渗曲线变得平缓,但与 20 min 之前的入渗速率差异较小(图 1、3、5)。根据图 1 至图 6 的实验曲线变化,我们可以划分为 20 min 之前的入渗速率剧变阶段,20~80 min 之间的微弱变化阶段,80 min 之后的稳定阶段。黄土层的剧变入渗速率阶段与弱变入渗速率阶段的差异性比较明显,各古土壤层的剧变入渗速率阶段与弱变入渗速率阶段的差异性较小(图 8)。通过计算标准差可以得出,剧变入渗速率阶段的标准差 S 为 1.70,弱变入渗速率阶段的标准差 S 为 0.99,稳定入渗阶段的标准差 S 为 0.83。从 3 个入渗速率变化的阶段来看,剧变速率阶段的差异性要大于弱变速率阶段的差异性。所研究的第 1、2、3 层红色古土壤的渗透系数分别为 0.28、0.64、1.2 mm/min,3 个红色古土壤层位的平均稳定入渗率或平均入渗系数为 0.71 mm/min。所研究的第 2、3、4 层黄土的渗透系数分别为 0.84、2.95、2.26 mm/min,3 个层位的平均入渗系数为 2.02 mm/min。以上分析表明,黄土层与红褐色古土壤层入渗速率变化的差异有两点:一是黄土层入渗系数比红褐色古土壤明显大,二是黄土层剧变入渗速率比红褐色古土壤层大,并且黄土层剧变阶段入渗速率与弱变化阶段入渗率两者差异更加明显。

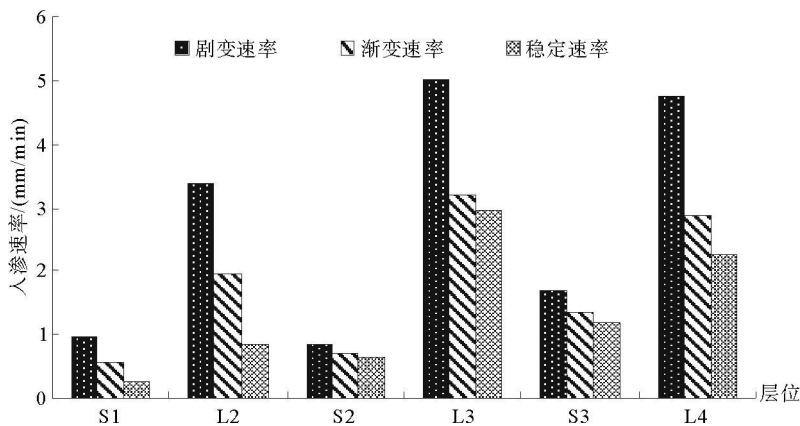


图 8 长武黄土 S₁—L₄ 各层入渗性比较

Fig. 8 Comparison among the seeping rates from S₁ to L₄

3.2 粒度组分的影响

黄土-古土壤粒度成分是指示气候变化与风化成壤作用强弱的较敏感的指标^[1, 19]。粒度成分对黄土与古土壤的入渗率有很大影响。黏粒含量的增加会造成土层孔径变小, 空隙度减低, 密度增大, 孔隙的连通性减弱, 引起渗透性变弱。而黄土中相对较粗的粉砂含量的增加决定了土层空隙度较高, 孔径较大, 孔隙连通性较好, 渗透性较强。野外观察得知, 黏化作用还使植物根孔等大孔隙减少, 这会更明显降低孔隙连通性。因此, 土层的粒度组成在很大程度上决定了土壤的物理性质和水理性质^[20-21]。粒度测定结果显示, 黄土层粉砂含量较古土壤高, 黏粒含量比红色古土壤层低, 这就决定了黄土渗透性比古土壤强。粒度成分不仅有减小渗透性的作用, 而且对土层吸附水的性质也有影响。黏粒含量较多, 土层吸水性较强, 反之较弱。土层吸水性的变化会影响渗透过程的变化以及土层供水性等水理性质。空隙度测定显示, 黄土层空隙度比红色古土壤层高, 反映了黄土含水空间发育比红色古土壤好。

3.3 含水性及隔水性及影响因素

黄土与红色古土壤层的粒度、空隙度、入渗速率是我们确定其是含水层还是隔水层的主要依据。黄土层粒度较粗、空隙度较高^[20-21]、入渗速率较大, 指示黄土层比红色古土壤层有利于构成含水层。黄土层能否成为含水层还取决于有无隔水层和较多的水分来源。在有隔水层和水分来源较为充足的条件下, 黄土层就会成为较好的含水层。在水分来源较充足的条件下, 黄土层会有较丰富的地下水富集。在水分来源不充足的条件下, 黄土层可以有少量地

下水富集。在水分来源很少的条件下, 黄土层一般没有地下水富集。过去一般认为, 黄土中的地下水为孔洞、孔隙水^[7], 这也表明过去已认识到黄土是含水层, 但是对红褐色古土壤是否为含水层或隔水层还不清楚。红褐色古土壤层粒度成分细, 空隙度低, 入渗速率小, 表明其透水性较差, 利于成为隔水层。我们的调查也指示, 地下水常从红色古土壤之上的黄土层流出, 反映古土壤是隔水层^[21]。需要指出的是, 古土壤空隙度虽然较黄土低, 但空隙度仍然较高, 所以, 古土壤是相对隔水层, 其隔水性较弱, 仍有明显的透水性。在水分较充足的情况下, 会有一部分水分透过古土壤进入下一黄土层, 并可以再次富集形成地下水, 这就是黄土地下水具有多层性的原因。

3.4 透水性及隔水性产生原因

不同成因的沉积物水力性质成因不同, 河流、洪流等流水作用搬运、沉积的粗粒碎屑松散沉积层的渗透性主要是水动力条件决定的^[22]。虽然黄土地层的物质是风力作用带来的, 但黄土孔隙、孔洞、裂隙主要是在其堆积后的成壤过程中产生的^[23-24], 所以, 黄土渗透性主要是在成壤过程中形成的。当然, 时代老的黄土层被埋藏后会受到重力作用的影响, 其渗透性也会发生不同程度的变化。越是深部的黄土, 其渗透性受重力作用的不利影响越大, 渗透性减弱, 隔水性增强。然而, 本文研究的 6 层土层位于剖面上部, 受重力作用影响很小, 它们的渗透性主要取决于当时成壤作用的强弱。黄土层透水性强是成壤作用较弱决定的。在较弱的成壤过程中, 黏土化作用微弱, 新形成的黏粒少, 粉砂含量高, 土层松散, 孔隙与根孔发育。这些特点决定了土层具有较强的透水性。成壤作用的强弱取决于当时的生物气

候条件,所以,本文研究的3层黄土的透水性实际上是当时较为冷干的气候决定的。

红褐色古土壤层的透水性弱是其在形成过程中经受的成壤作用较强决定的。在较强的成壤过程中,黏土化较强,土壤中黏粒含量增加,土壤孔隙减少,变得密实,这使得透水性减弱,隔水性增强。而成壤作用增强是温湿的间冰期气候决定的,因此,可以说温湿的气候决定了红褐色古土壤层具有隔水性。

4 结论

(1)长武剖面黄土层渗透性较强,稳定入渗率大,红褐色古土壤渗透性较弱,稳定入渗率较小。3层黄土平均入渗系数为 2.02 mm/min,3层古土壤平均入渗系数为 0.71 mm/min。

(2)黄土层比红褐色古土壤层含水空间发育好,黄土层比红色古土壤层利于构成含水层。红褐色古土壤层比黄土层空隙度小、入渗率低,红褐色古土壤利于构成隔水层。但由于红褐色古土壤仍具有一定的透水性,它是相对隔水层,这是黄土地下水具有多层性的原因。

(3)长武S₁-L₄黄土与红褐色古土壤前 20 min 入渗速率大,变化大,为剧变入渗速率阶段,20 min 之后入渗速率变化较小,为弱变入渗速率阶段。黄土层的剧变入渗速率阶段与弱变入渗速率阶段的差异性比较明显,红色古土壤层的剧变入渗速率阶段与弱变入渗速率阶段的差异性较小。

(4)黄土层含水空间发育好、渗透性强和利于构成隔水层是冷干气候决定的成壤作用较弱造成的,红褐色古土壤层的入渗速率小、孔隙度低和利于构成隔水层是温湿气候决定的成壤作用较强造成的。

致谢:参加此项研究的还有郁耀闯、孙贵贞、王娜、张春林等。

参考文献 (References)

[1] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985:340-345.
[LIU Dongsheng. Loess and the Environment[M]. Beijing: Science Press, 1985: 340-345.]

[2] 安芷生,吴锡浩,汪品先,等.最近 130 ka 的古季风—古季风记录[J].中国科学 B 辑,1991,21(11):1209-1215.[AN Zhisheng, WU Xihao, WANG Pinxian, et al. Palaeomonsoon in China in recent 130 ka—: Palaeomonsoon record[J]. Science in China (Series B), 1991, 21(11): 1209-1215.]

[3] GUO Zhengtang, LIU Dongsheng, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep water formation in the North Atlantic[J]. Global and Planeta-

ry Change, 1998, 18: 113-128.

[4] Porter C, AN Zhisheng. Episodic gullyng and paleomonsoon cycles on the Chinese Loess Plateau [J]. Quaternary Research, 2005, 64: 234-241.

[5] Kohfeld K E, Harrison S P. Glacial-Interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Science Review, 2003, 22: 1859-1878.

[6] Thomas S, David S G, Thomas S J, et al. Reinterpreting climate proxy records from late Quaternary Chinese loess: A detailed OSL investigation[J]. Earth-Science Reviews, 2007, 80: 111-136.

[7] 曲焕林.黄土地下水研究[J].水文地质工程地质,1990(5):9-10. [QU Huanlin. Research of the groundwater in loess stratá[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1990(5): 9-10.]

[8] 阎太白,王德潜.洛川黄土原黄土潜水补给机制及黄土含水特征[J].地质论评,1983,29(5):419-427.[YAN Taibai, WANG Deqian. Supply geological review and groundwater of loess-groundwater in loess tableland of Luochuan[J]. Geological Review, 1983, 29(5): 419-427.]

[9] 阎太白.黄土潜水补给周期探讨[J].水文地质工程地质,1986(3):42-44.[YAN Taibai. Discussion on cycle of loess-phreatic water recharge[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1986(3): 42-44.]

[10] 阎太白.洛川地区区域地下水资源及计算方法探讨[J].水文地质工程地质,1981(5):43-46.[YAN Taibai. A discussion on the calculation methods and groundwater resources in loess tableland of Luochuan[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1981(5): 43-46.]

[11] 王德潜.洛川黄土潜水补给特征[J].水文地质与工程地质,1982(5):1-8 [WANG Deqian. Supply characteristics of groundwater in loess tableland of Luochuan[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1982(5): 1-8.]

[12] 薛根良.黄土地下水的补给与赋存形式探讨[J].水文地质工程地质,1995,22(1):38-39. [XUE Genliang. Discussion on supply form and enriched form of loess-groundwater[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1995, 22(1): 38-39.]

[13] 杨小雄,林文亮,俞尧龙.黄土塬区潜运移规律的探讨[J].水文地质工程地质,1982(1):1-7. [YANG Xiaoxiong, LIN Wenliang, YU Yaolong. A discussion on moving regularity of groundwater in the loess tableland[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1982(1): 1-7.]

[14] 李佩成,刘俊民,魏晓妹,等.黄土原灌区三水转化机理及调控研究[M].西安:陕西科学技术出版社,1999:126-136.[LI Peicheng, LIU Junmin, WEI Xiaomei, et al. A Study on Adjusting and Controlling Function in “Three Water Conversion” in Loess Tableland Irrigation District [M]. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1999: 126-136.]

[15] 周文斌,钱天伟,武贵斌.铈、钍、钍在黄土地下水中的地球化学行为的模拟研究[J].辐射防护,2003,23(6):355-361. [ZHOU Wenbin, QIAN Tianwei, WU Guibin. Modelling of geochemical behavior of neptunium, plutonium and strontium

in a loess aquifer[J] . Radiation Protection, 2003, 23 (6): 355-361.]

[16] 曹满益, 董志塬地下水资源及其可持续利用[J] . 甘肃水利水电技术, 2003, 39(4): 285-286.[CAO Manyi. Groundwater resources and sustainable using in Dongzhi tableland[J] . Gansu Water Conservancy and Hydropower Technology, 2003, 39(4): 285-286.]

[17] 刘秀铭, 刘东生, Heller F. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义[J] . 中国科学 B 辑, 1991 (6): 639-644. [LIU Xiuming, LIU Dongsheng, Heller F, et al. Chinese loess magnetic grain size and its palaeo- climatic signature[J] . Science in China (Series B), 1991(6): 639-644.]

[18] 郭斌, 朱日祥, 白立新, 等. 黄土沉积物的岩石磁学特征与土壤化作用的关系[J] . 中国科学 D 辑, 2001, 31(5): 377-386. [GUO Bin, ZHU Rixiang, BAI Lixin, et al. Rock magnetic properties of a loess-paleosol couple along an N-S transect in the Chinese Loess Plateau[J] . Science in China (Series D), 2001, 31(5): 377-386.]

[19] 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J] . 中国科学 D 辑, 1998, 28(3): 278-283. [LU Huayun, AN Zhisheng, Granularity component in Loess Plateau and its paleoclimatic significance[J] . Science in China (Series D), 1998, 28 (3): 278-283.]

[20] 徐芹选, 赵景波. 西安地区黄土含水率变化特点[J] . 现代地质, 2002, 16 (4): 435-438. [XU Qinxuan, ZHAO Jingbo. The change characteristic of moisture content of loess stratum in the Xi'an area[J] . Modern Geology, 2002, 16(4): 435-438.]

[21] 赵景波, 董心刚, 张晓龙, 等. 长安县杨湾剖面黄土含水条件研究[J] . 陕西师大学报: 自然科学版, 2002, 30(3): 109-113.[ZHAO Jingbo, TONG Xingang, ZHANG Xiaolong, et al. Moisture content of loess profile at Yangwan village in Chang'an county of Shaanxi Province[J] . Journal of Shaanxi Normal University (Natural Science Edition), 2002, 30(3): 109-113.]

[22] 张宝正, 陈琦. 地质学原理[M] . 北京: 地质出版社, 1983: 156-158.[ZHANG Baozheng, Chen Qi. Principles of Geology[M] . Beijing: Geological Publishing House, 1983: 156-158.]

[23] 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境[M] . 西安: 陕西科学技术出版社, 1994: 70-91.[ZHAO Jingbo. Soil and Environment of Quaternary in Northwest Loess Areas[M] . Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1994: 70-91.]

[24] 赵景波. 淀积理论与黄土高原环境演变[M] . 北京: 科学出版社, 2002: 45-66.[ZHAO Jingbo. Illuvial Theory and Environment Evolution in Loess Plateau[M] . Beijing: Science Press, 2002: 45-66.]

PERMEABILITY AND ORIGIN OF S₁-L₄ SOIL LAYERS IN CHANGWU LOESS SECTION IN SHAANXI

ZHAO Jingbo^{1,2}, YIN Leipeng¹, LIU Hujun¹

(1 State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Environmental Institute of Earth, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China;

2 College of Tourism and Environment Science, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062 China)

Abstract: Using the methods such as infiltrating water experiment, total porosity, measurement of susceptibility and magnetic susceptibility, we did some research on the permeability of S₁-L₄ layers in the Changwu loess section and on its mechanism of formation. The research result shows that the infiltration rate of the loess and red-brown paleosol layers changed greatly. During the first 20 minutes, the change was extreme and we called it an enormous change stage. In about twenty minutes the infiltration rate changed less than before and we called it a gradual change stage. The infiltration rate of the loess is larger than the red-brown paleosol layers. For example, the steady infiltration rate of loess layers is 2.01 mm/min and that of red-brown paleosol layers is 0.71 mm/min. Porosity and moisture space of the loess layers are also larger than those of red-brown paleosol layers, so the loess layers can form water-bearing layers more easily than the red-brown paleosol ones and the latter can form water-resistant layers more easily than the former. The red-brown paleosol layers have definite permeability and the nature of water-resistance is stronger than that of the loess layers. It is the reason why the groundwater of loess has many layers. The susceptibility of loess layers is lower while that of the red-brown paleosol layers is higher, which shows that the difference between the red-brown paleosol layers and loess layers in permeability was mostly determined by climate changes during ice age and interglacial stage. The result showed that conditions and laws of enrichment of the loess groundwater were controlled by climate changes during Quaternary. This has an important application value to development and utilization of loess water resources.

Key words: loess section; hydraulic property; pedogenesis; Changwu of Shaanxi