关中平原黄土中第1层古土壤发育时的 土壤水分研究

赵景波^{1,3)},罗小庆¹⁾,刘瑞²⁾,陈宝群¹⁾,岳应利¹⁾

1) 陕西师范大学旅游与环境学院,西安,710062;2) 武警工程大学,西安,710086;

3) 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

內容提要:根据关中平原西安地区和宝鸡地区调查和实验分析资料,研究了该区黄土中第1层红褐色古土壤 发育时的土壤有效水含量、重力水分布、水循环和水分平衡等问题。结果表明,该层古土壤 CaCO₃与元素 Sr 迁移 深度达到了 4.2 m,位于古土壤黏化层底界之下的风化黄土层发育厚度为 2.2 m,淋滤裂隙发育深度为 3.9 m, Fe₂O₃含量较高的红色铁质黏土胶膜迁移到了土壤黏化层底界之下约 1 m 深处的黄土中,迁移到了 4.2 m 深处的 CaCO₃结核中方解石结晶良好。这些指标显示,在西安和宝鸡地区该层古土壤发育的最温湿阶段,土壤重力水带 分布深度至少达到了 4.2 m,当时该区 4.2 m 深度范围内土层水分充足,在植被生长季节和每年绝大部分时间里土 层平均含水量一般为 22%左右,在蒸发与植被吸收、树冠截留以及地表径流损失之后剩余的可利用有效水含量为 14%左右,当时土壤水分充足,没有土壤干层发育,能够满足茂盛森林植被发育的需要。西安和宝鸡附近 S₁古土壤 发育时的最湿润时期土壤重力水带分布深度比现今大 2 m 左右,土壤水是酸性的。在关中平原 S₁古土壤发育时, 土壤水分的收入量大于支出量,土壤水分为正平衡,土壤水循环正常,每年雨季一般有较多的水分通过土壤入渗补 给地下水,这也是当时土层含水量高的原因。关中平原与洛川等地 2003 丰水年的重力水分布深度与含水量证实 了 S₁古土壤发育时的土壤水研究结果是可靠的。多项指标显示,在 S₁古土壤发育的最温湿阶段,夏季风气团能够 频繁越过秦岭山脉到达关中平原地区,秦岭南北均为亚热带气候,这表明当时秦岭失去了温带与亚热带气候分界 线的作用。S₁古土壤发育过程经历了 5 万余年的漫长时间,在最温湿阶段之外的其它阶段,发育森林草原等植被 是可能的。本项研究确定的土壤古水分水指标对国内外的研究有重要应用价值。

关键词:Si古土壤;化学成分迁移;土壤古湿度;有效水含量;水分存在形式;植被发育条件;关中平原

前人在 20 世纪 50 年代(朱显谟,1958)就提出 中国黄土中的红层是古土壤。黄土与古土壤是第四 纪气候变化的良好的地质记录,对研究陆地第四纪 气候变化有非常重要的作用(刘东生,1985;安芷生 等,1991;郭正堂等,1996;陈发虎等,2006)。黄土 中第1层红褐色古土壤是末次间冰期发育的代表, 是国内外第四纪研究的热点内容之一。过去对黄土 高原这一时期的环境变迁进行了大量研究,取得了 许多引人瞩目的重要成果(刘东生,1985;郭正堂等, 1996)。已认识到黄土高原当时夏季风活动增强(刘 东生,1985;刘秀铭等,2014;王涛等,2014),降水量 增加(丁仲礼等,1996;孙东怀等,1996),当时植被发 育好,沙漠南界北移。

国外学者对中国黄土和末次间冰期的黄土也进

行了许多研究,揭示了黄土气候变化的地球轨道原 因和周期性及其与深海沉积气候的异同(Kukla et al.,1998;Kohfeld et al.,2003;Stephen et al., 2005;Thomas et al.,2007)。在国际上,中亚和欧 洲黄土也较为发育,并开展了许多研究,取得了黄 土地层气候变化具有旋回性的认识(Bronger et al.,1995;Dodonov et al.,1995;Pecsi,1997)。国 外学者广泛重视的也是末次间冰期以来的黄土与环 境变化。

过去国内外学者对非黄土地层研究较多的主要 是地层、年代(张永双等,2008;樊启顺等,2010;赵勇 等,2013)和气候环境(吕洪波等,2012;胡东生等, 2013),对黄土地层研究较多的内容是主要年代、气 候、植被、土壤等,对黄土与古土壤发育时的古水分

注:本文为陕西省自然科学基础研究计划项目(2015JM4135)、国家自然科学基金国际合作重大项目(41210002);中国科学院黄土与第四 纪地质国家重点实验室项目(SKLLQG1428)资助。

收稿日期:2014-07-31;改回日期:2015-01-24;责任编辑:黄敏。

作者简介:赵景波(1953一),男,博士,教授,博士生导师,主要从事第四纪研究与环境研究。Email: zhaojb@snnu.edu.cn。

含量与水循环未做专门研究。过去也有少数研究者 注意到了黄土中微结构与古湿度的联系,并作了有 重要价值的探讨(Fedoroff et al., 1982;郭正堂等, 1996),但尚未确定定量的古含水量。虽然库克拉研 究的指标涉及到土壤结构等湿度指标(Kukla, 1977),但缺少对土壤古湿度的分析。因此,目前国 内外对土壤古水分的研究还非常少。

分析国内外对土壤古湿度开展研究很少的主要 原因是土壤古水分遗留下来的直接标志较少,给开 展研究带来了较大难度。虽然古水分的研究较为困 难,但这方面的研究涉及古水分循环和水分平衡等 许多深层次重要环境变化问题的解决,而且这方面 的研究能够拓宽第四纪研究的新领域,开展这方面 的研究是非常必要的。

1 采样与研究方法

为研究 S₁古土壤发育时的土壤水分含量,我们 在西安蓝田杨家湾、西安南郊长安杨万村、宝鸡何家 村 S₁古土壤黏化层、淋溶黄土层和淀积层进行了采 样研究,采样间距为 5 cm,共采集样品 232 个。元 素分析是先将样品烘干,并研磨至 200 目以下,然后 将样品压制成片,采用 Axios advanced PW4400 型 X 荧光光谱仪对制备好的样本进行测试。对所测元 素的含量进行了碳酸盐校正。CaCO₃含量利用气量 法测定。样品的制备和测试在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和陕西师 范大学环境实验室完成的。

2 结果与分析

2.1 S₁古土壤剖面分层

西安蓝田杨家湾剖面位于蓝田县城东约1 km 的灞河二级阶地上,任家坡剖面位于西安市东约10 km的白鹿塬北坡,杨万村剖面位于西安市南约10 km的少陵塬西坡,何家村剖面位于宝鸡市北约2 km的陵塬南坡。在这些地区S₁古土壤发育好,宏 观分层清楚。现场观察可见,第1层古土壤黏粒胶 膜发育较好,不仅在土壤黏化层中有分布,而且也迁 移到了黏化层底部之下0.6~1 m 左右深处的第2 层黄土中(图1a,表1)。根据第1层古土壤剖面变 化与黏粒胶膜的分布等特点,可将该层土壤风化剖



图 1 关中平原 S₁古土壤剖面分层和淋滤黄土层中铁质胶膜的分布

Fig. 1 Subdivision of S₁ paleosol section and distribution of red ferri-argillans in leaching loess in Guanzhong Plain (a、b)—为何家村与杨家湾 S₁古土壤剖面分层; (c、d)—为何家村与杨家湾淋滤黄土层中铁质胶膜; Bts—黏化层;Cs—含铁质胶膜的淋滤黄土层;Cl—不含铁质胶膜的淋滤黄土层;Ck—CaCO₃结核层;C—黄土母质层

(a, b)—The stratification of the S₁ palaeosol section at Hejiacun and Yangjiawan; (c, d)—the distribution of red ferri-argillans in leached loess at Hejiacun and Yangjiawan; Bts—argillic horizon; Cs—the leached loess layer with red argillans; Cl—the leached loess layer without argillans; Ck—the illuvial layer of CaCO₃; C—the parent loess 面分为4层(图 1a)。

表 1 关中平原 S₁土壤剖面分层

Table 1 Subdivision of section of S_1 paleosol in

Guanzhong Plain

土壤剖面	Bt 层	Cs 层	Cl层	Ck 层分布	红色铁质黏粒胶
分层与分布	厚度(m)	厚度(m)	厚度(m)	深度(m)	膜分布深度(m)
蓝田杨家湾	1.8	1.0	1.2	4.0	2.8
西安东郊任家坡	1.9	1.1	1.2	4.2	2.6
长安杨万村	2.0	1.2	1.1	4.3	2.9
宝鸡何家村	1.8	1.2	1.4	4.4	3.0

第1层为红褐色黏化层(Bt 层)(图 1a),黏化较 强烈,铁质黏粒胶膜发育好,厚度在 1.8 ~2.0 m之 间。第2层是含有铁质黏粒胶膜的风化淋滤黄土层 (Cs 层)(图 1a 和 1b),铁质黏粒胶膜多沿根孔呈条 带状分布(图 1b),厚度为 1.0 m 左右。第3 层是不 含红色铁质黏粒胶膜的风化淋滤黄土层(Cl 层),淋 滤裂隙发育,厚度在 1.1~1.4 m 之间。第4 层是 CaCO₃结核淀积层(Ck 层),位于黏化层底部之下 2.0 m 左右深处的黄土中,厚度为 0.2~0.3 m。各 剖面分层(表 1)基本相同。

2.2 S₁古土壤的 CaCO₃ 淀积层分布

根据西安蓝田灞河二级阶地区、西安东郊白鹿 塬区、西安南郊少陵塬区和宝鸡陵塬地区 Si古土壤 剖面的观察得知,Si古土壤的 CaCO3 淀积层没有分 布在古土壤黏化层的底部,而是分布在黏化层底界 之下约2m深处的黄土母质中(图la,图lb)。 CaCO3结核淀积层厚度多为 0.2 m 左右,结核直径 多为 10~30 cm,呈灰白色,层位稳定。CaCO₃ 的迁 移需要具有一定溶解力的水,如后所述它的迁移和 沉淀对土壤水含量有重要指示作用。在土壤黏化层 底界到 CaCO₃结核淀积层顶界之间的土层中,没有 CaCO₃结核淀积层出现,表明这一 CaCO₃结核淀积 层是该层古土壤的淀积层。在紧接该层 CaCO3 结 核层的上部 L₂土层中,没有红色古土壤发育,也证 明该层 CaCO₃结核层是 S₁古土壤的淀积层。这种 脱离了土壤黏化层底界而分布在深部母质中的 CaCO3结核层在我国南方北部的黄棕壤剖面中是普 遍现象(李天杰等,1983;熊毅等,1987),是降水量较 丰富条件下发育的土壤的突出特点,在华北与关中 地区的现代土壤中一般不存在。

2.3 S₁古土壤 CaCO₃淀积层中方解石结晶形态

一定的重力水存在和足够的晶体生长空间以及 缓慢的结晶过程是形成完好晶体的必要条件(曾允 孚等,1986)。如岩溶洞穴内具备良好的晶体生长空 间,在洞穴裂隙滴水(为重力水)沉积过程中一般都 能够形成结晶较好的方解石(袁道先等,1988;张海 伟等,2010)。在重力水的作用下结晶很差的微晶方 解石也能通过重结晶转变成为结晶好的方解石(曾 允孚等,1986;张海伟等,2010)。9个样品的电镜观 察得知,CaCO3结核靠外层中的方解石结晶较差,结 核内部方解石有时结晶良好(图 2)。结核外层是沉 淀相对较晚的 CaCO₃,由于黄土疏松和孔隙度高, 直接沉淀在黄土中的 CaCO₃ 由于水分的分散而导 致快速的沉淀一般不能形成较好的方解石晶体。在 结核内部,形成良好结晶方解石有下面两种情况。 一是结核内部有时存在裂隙与空洞,重力水缓慢进 入结核内部利于晶体生长的空洞能够直接沉淀形成 完好的方解石晶体。二是重力水流入结核内部并使 结晶差的或未结晶的方解石溶解,之后重新生长(重 结晶)成为完好的晶体形态。这两种情况都指示了 高含量重力水的存在。因此,S1古土壤的 CaCO3结 核中结晶完好和纯净的方解石的存在指示了高含量 重力水的存在。

2.4 S₁古土壤剖面中的 CaCO₃含量变化

根据气量法的 CaCO₃ 含量测定结果(图 3)可 知,3 个剖面中 CaCO₃ 含量很低,波动变化较小, 特别是在黏化层中部到淋滤黄土层底部之间, CaCO₃含量低且差异很小,一般在 0.0~1.5%之 间;仅在黏化层上部 30 cm 深度范围内,CaO 含量 略大,变化在 0.2%~8.9%之间;在 CaCO₃结核淀 积层中,CaCO₃含量很高,多在 40%~60%之间。 野外观察得可见,土壤黏化层上部含有较多的白色 CaCO₃薄膜,而且越接近黏化层顶部白色 CaCO₃薄 膜含量越多,白色薄膜主要分布在黏化层棱柱状结 构体表面,指示黏化层上部的 CaCO₃来自上覆的黄 土层发育时的淋滤作用,是后期复钙作用的结果。 剖面中的 CaCO₃含量变化表明 S₁ 剖面中的 CaCO₃ 受到了强烈淋溶,淋溶深度达到了 4.2~4.4 m(图 3)。

2.5 S₁古土壤淋滤裂隙与风化黄土层与分布

北方土壤由于发育在降水量较少的条件下,土 壤之下一般没有淋滤裂隙和风化黄土层发育,南方 土壤底界之下常常都有淋滤裂隙和风化母质层发育 (李天杰等,1983;熊毅等,1987;朱鹤健等,2001)。 通过野外现场观察得知,在西安蓝田灞河二级阶地 区、西安东郊白鹿原区、南郊少陵塬区和宝鸡陵塬地 区不仅 S₁古土壤黏化层中微裂隙发育,而且很特别 的是在黏化层底界到 CaCO₃结核淀积层上界之间 的 L₂中上部黄土中有很清楚的许多裂隙发育(图



图 2 关中平原 S₁古土壤 CaCO₃淀积层中结核中的结晶方解石 Fig. 2 Crystallized calcites in nodules of illuvial CaCO₃ horizon of S₁ palesol in Guanzhong Plain (a, b)—为何家村 S₁古土壤淀积层结晶的方解石;(c, d)—杨万村 S₁古土壤淀积层中结晶的方解石 (a, b)—Crystal calcite in illuvial horizon of CaCO₃ of S₁ palesol at Hejiacun;

(c, d)—Crystal calcite in illuvial horizon of ${\rm CaCO}_3$ of ${\rm S}_1$ palesol at Yangwancun



Fig. 3 CaCO₃ content variation in section of S_1 paleosol in Guanzhong Plain

(a、b、c)一分别为何家村、杨万村和杨家湾剖面 CaCO3含量;1一黏化层;2一含红色胶膜的淋滤黄土层;

3一不含红色胶膜的淋滤黄土层;4一 CaCO3结核层;5一黄土母质

(a, b, c)—CaCO3 content in sections at Hejiacun, Yangwancun and Yangjiawan respectively; 1—argillic horizon;

2-the leached loess layer with red argillans; 3-the leached loess layer without argillans; 4-the illuvial layer of CaCO; 5-the parent loess

1a,图 1b)。裂隙呈垂向分布,上部裂隙较为密集, 裂隙间距 10 cm 左右,下部裂隙较稀疏,间距为 20~30 cm。发育好的裂隙从黏化层下界直达 CaCO₃结核淀积层上界(图 1a,1b)。这种裂隙具有 淋滤裂隙的特点,与黄土形成过程中土体收缩产生 的垂直节理不同,表现在以下 3 个方面的差异。一 是淋滤裂隙较为密集,比其下的黄土层中的垂直节 理密度明显大,这是淋滤黄土层受到了较强淋溶作 用的结果。二是裂隙发育密度有变化,从风化淋滤 黄土层上部向下部淋滤裂隙密度减少,这是上部淋 溶作用一般比下部强造成的。三是裂隙分布受淋溶 层位控制,在 CaCO₃结核淀积层之下没有受到淋溶 的土层中,这类裂隙不存在。

在 S₁古土壤底界之下,有很特别的其它多数古 土壤下部不存在的风化黄土层(图 1Cs 层和 Cl 层)。 风化黄土层有 3 个明显特点,一是经受了 S₁古土壤 发育时的淋滤作用,其中的 CaCO₃发生了强烈淋 溶。二是受到了 S₁古土壤发育时地表较高气温的 影响,发生了一定的氧化作用,土层略显棕红色。三 是其中有淋滤裂隙发育。淋溶裂隙与风化黄土层对 土壤水分含量有重要指示作用,这一内容将在后面 讨论。

2.6 S₁古土壤层铁质黏粒胶膜分布

黏粒胶膜或铁质黏粒胶膜是不可溶解的胶体物 质,它的迁移需要特殊的水分条件。野外观察得知, 在 S₁古土壤黏化层中可见红色铁质胶膜发育,而且 在黏化层底界之下 1 m 左右深处的黄土中也可见 到少量红色铁质胶膜分布(图 1a~1d)。在黏化层 中的胶膜发育好,呈光亮的薄膜包裹在土体表面。 在黏化底界之下1m左右深处的黄土中可见红色 铁质胶膜分布,主要以斑点状和细条状分布在细长 孔道内(图1a~1d)。虽然迁移到黄土中的红色铁 质黏粒胶膜数量较少,但有力证明了Fe₂O₃的 迁移。

由于铁质胶膜为不可溶解的胶体物质,其在薄 膜水的作用下是不能迁移的,需要较强重力水的推 动才能迁移。据研究铁质胶膜的形成在土壤水接近 饱和的条件下(郭正堂等,1996),它们的迁移需要 较强的水分推动力。

2.7 S₁古土壤层微量元素 Sr 的迁移特征

根据元素 Sr 含量分析结果(图 4)可知,蓝田杨 家湾、宝鸡何家村和长安杨万村剖面 Si 古土壤微量 元素 Sr 的含量变化在 100×10⁻⁶~235×10⁻⁶之 间,不同层位含量差别较大。根据 Sr 的含量变化, 可将剖面分为5个层段。第1层段在土壤上部0~ 0.5 m 之间,相当于黏化层的上部, Sr 含量较高。 野外观察可见该层中含有很多白色 CaCO₃薄膜,显 示这一层段中的 Sr 含量较高是上覆黄土层中迁移 下来的 Sr 的沉淀造成的。第2 层段在 0.5~2.2 m 之间,相当于黏化层中下部,为 Sr 含量最低层段(图 4), 指示 Sr 发生了迁移。第3 层段在约2.2~4.0 m 之间,各剖面分布深度略有差别,相当于淋滤黄土 层,在蓝田杨家湾剖面和宝鸡何家村剖面该层段 Sr 含量高于第1和第2层段,但低于下伏的黄土层, 在长安杨万村剖面低于第2层段(图4)。该层从上 向下 Sr 含量有增加的变化特点,各剖面均显示 Sr 也发生了淋溶迁移。第4层段在约4.0~4.3 m之 间,各剖面分布深度略有差别,为CaCO₃淀积层,是



 Fig. 4 Sr content variation in section of S₁ paleosol in Guanzhong Plain (a,b,c) 一分别何家村、杨万村和杨家湾第1层古土壤 Sr 含量;图例说明同图 3
(a, b, c)—Sr content in sections at Hejiacun, Yangwancun and Yangjiawan respectively; Legend as in Figure 3 剖面中 Sr 含量最高层段(图 4),CaCO₃结核中的 Sr 含量很高,表明 Sr 在淀积层中与 CaCO₃一样发生了 淀积和聚集。第5 层段在 4.0 m 或 4.3 m 以下,为 CaCO₃淀积层之下的黄土母质层,Sr 的含量仍然较 高,仅略低于 CaCO₃淀积层中的 Sr 含量。上述表 明,Sr 在研究剖面中淋失非常显著,在土壤的不同 发生层 Sr 含量一般的变化是 Ck 层 > C 层(母质 层) > Cl 层 > Bts 层 > Cs 层。Bts 层的 Sr 含量低 于 Cs 层和 Cl 层的原因是 Bts 层为黏化层,黏粒吸 附了一定量的 Sr。从 Sr 在剖面中的含量分析,其 迁移深度与 CaCO₃相同,为 4.0 m 左右。

3 讨论

3.1 第1层古土壤发育时的气候与秦岭气候分界 线的变化

野外调查与实验分析资料表明,S₁古土壤剖面 由上部红色铁质胶膜发育的黏化层(Bts)、中部含铁 质胶膜的风化淋滤黄土母质层(Cs)、不含铁质胶膜 的风化淋滤黄土母质层(Cl)和下部的CaCO₃结核 淀积层(Ck)构成,具有典型亚热带黄棕壤的剖面特 征。S₁古土壤的黏土胶膜呈明显的棕红色(图 1c, 图 1d),呈棕红色的黏土胶膜是亚热带土壤的特征 (Fedoroff et al., 1982; 郭正堂等, 1996; Zhao Jingbo, 2003),表明该层古土壤具有亚热带土壤的 特点。通过 S₁风化剖面中 CaCO₃、红色铁质黏粒胶 膜迁移深度、风化淋滤黄土层发育深度与现代南方 亚热带黄棕壤的对比可知,S₁风化剖面中的这些指 标比现代北亚热带北北部的江苏泗洪黄棕壤分布深 度(熊毅等,1987)要大,而且还略大于北亚热带中部 的江苏六合黄棕壤风化剖面(熊毅等,1987)中同类 指标分布深度(图 5)。由于可溶成分与非可溶的胶 体成分以及母质层的风化深度各项指标均有同样的 显示,所以我们得出关中平原 S₁发育时的气候与现 代江苏六合地区基本相同。江苏六合现今年平均温 度为 15.1℃,年平均降水量为 990 mm 左右(李天 杰等,1983)。由此我们确定 S₁发育时的年平均温 度为15~16℃左右,年平均降水量为约1000 mm。 这表明在 S₁古土壤发育时亚热带气候迁移到了关 中平原地区。由于当时关中平原的亚热带气候是从 南方迁移来的,显然当时秦岭以南是比关中平原更 为湿热的亚热带气候,那么由此完全可以确定当时 秦岭失去了亚热带与温带气候分界线的作用。这也 表明当时夏季风能够频繁越过秦岭山脉,并给该区 带来了丰富的降水,这决定了后面所述的该区当时 土层含水量较高。

3.2 第1层古土壤发育时的重力水分布和有效水 含量

通常将土壤一地下水垂向分带由上而下划分为 重力水带、薄膜水带和包气带之下的地下潜水带(黄 锡荃等,1998)。确定古土壤水分分带对揭示古湿度 具有十分重要的科学意义。根据野外观察和实验分 析,我们发现 CaCO₃、Sr 和铁质胶膜的迁移深度、风 化淋滤黄土层和淋滤裂隙发育深度都有指示水分分 带的作用。使土层化学成分发生溶解和迁移的水主 要是重力水。前人一般认为,薄膜水也能够溶解可 溶盐,但其溶解作用很弱(黄锡荃等,1998)。据我们



图 5 关中平原第 1 层古土壤和黄棕壤气候指标分布深度与降雨量关系(现代土壤资料据熊毅等,1987,S₁资料据本文作者) Fig. 5 relation between distributive depth of climatic indexes and mean annual precipitation in Guanzhong Plain

1一代表 CaCO₃淀积层从土壤黏化层上界到 CaCO₃结核淀积层下界之间的迁移距离;2一代表 Fe₂O₃从土壤黏化底界到红色铁质黏粒胶膜分 布下界之间的迁移距离;3一淋滤黄土层的厚度;4一年平均降水量曲线

1—Migration distance of CaCO₃ illuvial horizon between the upper boundary of the argillic horizon and the lower boundary of the CaCO₃ concretions illuvial horizon; 2—migration distance of Fe₂O₃ from the bottom boundary of the argillic horizon to the lower boundary of red argillans; 3—the thickness of the leached loess layer; 4—the average annual precipitation curve

的观察,薄膜水可以溶解易溶的盐类,但对难溶的碳 酸盐几乎没有溶解作用,也不具备使 CaCO₃发生沉 淀的作用(赵景波,1999;Zhao Jingbo,2004)。如西 安地区发育很好的 S4、S5古土壤黏化层形成之后至 今经历了长达约40~50万年的薄膜水的作用,但该 区这两层古土壤黏化层中下部的 CaCO₃含量仍然 为古土壤层当时的 0.0 或接近 0(Zhao Jingbo, 2004), CaCO₃结核淀积层仍然保持当时的 CaCO₃ 高含量,这有力证明薄膜水对 CaCO₃没有溶解和沉 淀作用,也充分证明这些古土壤的 CaCO₃ 淀积层不 是薄膜水作用的结果,而是重力水溶解、迁移和沉淀 的结果,而且后期的薄膜水运移通过该层时对其没 有发生作用。在黄土高原现代土壤中,薄膜水可以 经过多年的运移到达 50 m 左右深度的地下水位, 但 CaCO₃就沉淀在重力水带分布的 2 m 左右的深 度范围(熊毅等,1987)。土壤薄膜水是吸附水,特点 是运移缓慢(黄锡荃等,1998;杜娟等,2006),含量 低,这是薄膜水溶解力很小而不能溶解难溶 CaCO₃ 的原因。

野外观察和理论分析得知, CaCO₃和 Sr 发生 淀积的可能原因有以下两个。第一是随着水溶液的 向下运移,水溶液由酸性变为碱性,含有 CaCO₃和 元素 Sr 的水溶液达到过饱和而发生沉淀。第二是 随着水分的向下运移,土层含水量不断降低,当含水 量小于约 20%时,重力水转变成为薄膜水,水分存 在形式的转变导致水的溶解力强烈降低,从而造成 CaCO₃和 Sr 在溶液中达到过饱和而沉淀。在发生 化学沉淀的第一种情况下,CaCO₃和 Sr 沉淀的下界 小于重力水带的下界,在发生沉淀的第二种情况下, CaCO₃和 Sr 沉淀的下界等于重力水带的下界。为 获得可靠结论,我们认为 CaCO₃和 Sr 的沉淀发生在 第二种情况下,即CaCO₃和Sr的沉淀发生在由重力 水转变为薄膜水的情况下。虽然这种认识是保守 的,但得出的结论是可靠的。这一认识表明,S₁古土 壤发育时重力水带分布深度至少到达了 CaCO₃ 和 Sr 淀积层的下界,而且可能还要更深。关中平原 3 个 S₁古土壤风化剖面中的 CaCO₃、Sr 迁移下界深度 为 4.2 m 或大于 4.2 m, S₁发育时的重力水带分布 深度应该略大于 CaCO₃ 淀积层分布的下界深度,指 示当时含水量高的重力水带的分布深度至少达到了 4.2 m (图 6)。在关中平原和洛川等地,2003 丰水 年重力水分布深度达到了 4.0~4.5m(陈宝群等, 2006;杜娟等,2006;Liu Wenzhao et al., 2010)。这 也表明,在年降水量接近 1000mm 的 Si 古土壤发育 时期,重力水分布深度会超过4m深度。

除了 CaCO₃和 Sr 的迁移与沉淀具有指示土壤 一地下水水分分带的作用之外,风化淋滤黄土层的 发育深度和淋溶裂隙的分布深度也同样具有指示当 时土壤水分分带的作用。风化淋滤黄土层中垂向淋 滤裂隙实在强烈的淋滤作用下产生的,这种淋溶不





Fig. 6 Distributive depth of water zones during S1 developing in Guanzhong Plain

(a、b、c、d)一分别代表杨家湾剖面、任家坡剖面、杨万村剖面和何家村剖面的重力水分带指标;

1一黏化层;2一淋滤黄土层;3一重力水带;4一薄膜水带

(a, b, c, d)—The index of zonation of gravitational water from the profiles at Yangjiawancun, Renjiapo, Yangwancun and Hejiacun respectively;1—argillic horizon; 2—leached loess layer; 3—gravitionla water zone;4—adhensive water zone

但会造成土层中的可溶成分的迁移,还会使不可溶 解的胶体成分 Fe₂O₃发生迁移(图1),无疑代表了高 含量流动较强的重力水的作用。在所研究的 4 个 S₁古土壤风化剖面中,风化淋滤裂隙分布较密集 (图1),以垂向分布为主(图1),裂隙宽度多在 2~ 4 mm 之间,从土壤顶部向下一直分延伸到 CaCO₃ 结核层的顶界(图1),分布深度为 4 m 左右。淋溶 裂隙也指示当时重力水带分布的深度至少达到了 4 m 左右(图 6),红色铁质胶膜的明显迁指示当时的 土壤水是酸性的。

土壤重力水是土层含水量高于田间持水量时的 那部分水的含量(杨文治等,2000)。在黄土高原南 部和关中平原地区,土壤的田间持水量为20%(杨 文治等,2000),该区重力水是含量大于20%的那部 分水的含量。在关中平原和洛川等地,降水量为 880mm的 2003 丰水年雨季土层重力水带含水量一 般为22%左右(陈宝群等,2006;杜娟等,2006;Liu Wenzhao et al., 2010),这可作为 S₁发育时重力水 带的含水量标准。重力水带之下的薄膜水带含水量 会减少,但其减少量也是渐变的,所以在重力水带之 下 1 m 左右深度范围内的土层中薄膜水含水量一 般为18%左右(陈宝群等,2006;杜娟等,2006;Liu Wenzhao et al., 2010)。这表明在 S₁发育时,5m 深 度范围内土壤水分充足,土层 0~4.2 m 深含水量 为22%左右,那时重力水分布深度比现今大2m左 右(图 6)。土壤水含量包括有效水含量和无效水含 量。被土壤紧密吸附的不能为植物吸收利用的紧束 缚水为无效水,土含水量减去无效水含量就是有效 水含量。在关中平原地区,黄土中无效水含量约为 8%(杨文治等,2000)。根据上述确定的 4.2 m 深 度范围内的平均含水量为22%计算,S₁古土壤发育 时植被吸收和蒸发之后剩余的有效水含量为 14% 左右。

3.3 关中平原第1层古土壤发育时的土壤水分循 环与平衡

根据过去的研究,林地土壤水分平衡方程为W =P-R-E(杨文治等,2000),式中W为土壤储水 量(mm),P-为年降水量(mm),I-为树冠截流量 (mm),R-为地表径流量(m³),E-为土壤总蒸发 量(mm)(土壤水蒸发量和植物蒸腾量之和)。前人 的多年观测表明,在地表平坦年平均降水量 600 mm 左右条件下的黄土高原地区,林地土壤总蒸发 量与年降水量基本保持平衡(杨文治等,2000),即土 壤年总蒸发量与年均降水量基本相等,在这种情况 下没有剩余的水分渗入地下补给地下水。在年降水 量多于 600 mm 的年份土壤水量平衡值为正值,即 经过蒸发、蒸腾、树冠截留及地表径流损失之后仍有 剩余的水分渗入地下补给地下水。在年均降水量少 于 600 mm 的年份土壤水量平衡值为负值,即在经 过蒸发、蒸腾、树冠截留及地表径流损失之后没有剩 余的水分渗入地下。如前所述,S1发育时年均降水 量达到了 900 余 mm,由此可以推断当时年降水量 显著大于年土壤总蒸发量。一般认为,淋溶土壤发 育区的年降水量大于土壤蒸发量(朱鹤健等,2001)。 前述的资料表明关中平原 S1 中的红色铁质胶膜与 CaCO₃迁移均显示该层土壤受淋溶较强烈,也指示 该层土壤发育时的年均降水量大于年土壤总蒸发 量。土壤化学成分迁移深度和风化剖面特征是指示 年降水量和土壤总蒸发量多少的可靠证据,而且还 能用于判定大气降水对地下水的补给情况。土壤化 学成分迁移深度越大,指示的降水量越多,化学成分 迁移达到了一定深度就能够指示年降水量大于土壤 总蒸发量。土壤的 CaCO₃ 淀积层迁移深度超过 2 m 就指示土壤为淋溶类型(李天杰等,1983;熊毅等, 1987;朱鹤健等,2001),就能指示年降水量大于土壤 年总蒸发量。黄土高原现代年降水量偏少,土壤不 属淋溶类型,所以该区年降水量一般等于或略小于 土壤总蒸发量。如前面所述,S₁古土壤的 CaCO₃淀 积层迁移到了 4.2 m 深度, Fe₂O₃ 也迁移到了土壤 黏化层底界之下接近1m的深度,显然指示当时年 降水量显著大于土壤总蒸发量。由于水分平衡计算 公式包括了树冠截留的雨量和地表径流量,所以在 年降水量显著大于土壤总蒸发量的条件下,必然会 有一部分剩余的大气降水通过入渗补给地下水。由 此可以确定,在S1发育时期,关中平原年降水量显 著大于年土壤总蒸发量,每年一般会剩余较多的大 气降水补给地下水。

3.4 第1层古土壤发育时的植被类型

前述研究表明,关中平原 S₁古土壤发育时 6 m 深度范围内水分充足,在植被生长季节和每年的绝 大部分时间里含水量为 22%左右。虽然乔木根系 分布可达 10m,但乔木主根分布深度多在 1~2 m 深度,向下逐渐减少(徐连魁等,1956;彭少麟等, 2006)。因为在土层 2 m 深度范围内土壤水分充足 的条件下,树木对 2~6 m 深度范围土壤水的利用 就很少了,所以当时土壤水分在满足森林发育的同 时,还有较多水分的剩余。黄土高原土壤优良,温 度适宜,水分多少是决定植被类型的关键因素。由 于当时具备森林植被发育的水土条件和间冰期的较高温度条件,所以当时植被应有森林植被发育。在现代年均降水量为800 mm多的温暖气侯区发育的地带性植被均为阔叶森林(李天杰等,1983;熊毅等,1987)。从S₁发育时年降水量为多于900 mm的亚热带气候推断,当时完全具备阔叶林植被发育的降水条件。

关于对黄土中红色古土壤发育时的黄土塬区植 被类型还存在分歧。有的研究者根据碳同位素的研 究认为,西安蓝田黄土塬区 80 万年来的植被主要为 草原和森林草原(林本海等,1992;孙湘君等,1996; 吕厚远等,1999)。根据土壤微型态研究认为,黄土 高原中南部比 Si 古土壤发育时气候偏干的全新世 古土壤发育时的植被为阔叶林(唐克丽等,2004)。 据研究,在黄土塬区的年降水量达到 800 mm 以上 就会有森林发育(吕厚远等,1999)。土壤微型态研 究表明, 渭南黄土塬区 S₁发育早期出现过较长时间 的阔叶林(郭正堂等,1994)。本文作者根据古土壤 孢粉组合中有典型森林乔木花粉的存在认为关中黄 土塬区当时有森林植被发育(赵景波,1984)。黄土 地层孢粉受到了菌类和 CaCO3 严重破坏(朱志诚, 1982),据此恢复植被要慎重考虑。还有的研究者认 为,黄土层厚度大,地下水埋藏深度大,树木不能利 用深部的地下水,不利于森林发育。然而需要特别 指出的是,树木生长可以利用地下水,但更多的是利 用了土壤水,只要有具备两者任一较为充足的水分 来源,树木就能正常生长。因此,只要降水量达到森 林发育的需要,不论黄土层厚度有多大,发育森林都 是可能的。黄土是粉砂为主含有一定量黏土的持水 性较好优良土壤,在降水量较多时就能保持较多的 水分。

本文研究的 S₁古土壤发育时的年降水量略多 于 900 mm,超过了被认为黄土塬区森林植被发育 所需要的 800 mm 的年降水量(吕厚远等,1999), 当时土壤水分在植被吸收之后仍然充足,那时发育 森林是完全可能的。还需特别指出的是,因为关中 平原 S₁古土壤中的红色铁质胶膜的形成和明显迁 移需要较长的时间过程,所以当时适于森林发育的 湿润气候持续过程是相当长的。S₁古土壤发育过程 长达近 6 万年(刘东生,1985),在此期间出现气候和 植被的多阶段变化是正常的,所以关中平原 S₁形成 时也可能出现过森林草原等植被。

4 结论

综上所述,可得出以下认识:

(1)关中平原 S₁古土壤之下的风化淋滤黄土 层、淋滤裂隙、CaCO₃和元素 Sr 分布深度具有指示 年平均降水量和土层重力水带分布的重要作用,它 们指示在该层土壤发育的最温湿阶段,该区年均降 水量为近 1000mm,土壤重力水带分布深度至少达 到了 4.2 m。当时该区在植被生长季节和每年绝大 部分时间里 4.2 m 深度范围内平均含水量一般为 22%左右,土层水分充足,在蒸发与植被消耗及树 冠截留之后的可利用土壤有效水含量为 14%左右。

(2)在关中平原 S₁古土壤发育的最温湿阶段, 土壤水分为正平衡,当时大气降水能够参与地下水 循环,在每年雨季和雨季之后有较多剩余水分渗入 地下,成为该区当时地下水的补给来源。

(3) 在关中平原 S₁古土壤发育的最温湿阶段, 土壤水分的收入量明显大于支出量,没有长期性土 壤干层发育,具有森林植被发育的较充足的土壤水 分条件。除在最温湿的阶段之外,其它阶段也可能 有森林草原等植被发育。

(4)关中平原 S₁古土壤风化剖面中多项环境指标均显示,该层古土壤经受的风化成壤强度与现代 江苏六合亚热带黄棕壤相近,具有亚热带黄棕壤的 明显特点。关中平原 S₁古土壤发育时为亚热带气候,当时秦岭失去了亚热带与温带气候分界线的作 用,夏季风能频繁越过秦岭山脉,并给该区带来了 丰富的降水。当时年降水量显著大于年土壤总蒸发 量,这也是当时土层含水量很高的原因。

参考文献

- 安芷生,吴锡浩,汪品先,王苏民,董光荣,孙湘君,张德二,卢演侍, 郑绍华,赵松龄.1991. 最近 130ka 中国的古季风一Ⅱ古季风变 迁. 中国科学,B辑,21(11):1209~1215.
- 陈宝群,赵景波,李艳花.2006.特大丰水年洛川人工林地土壤水 分特征研究.干旱区地理,29(4):532~536.
- 陈发虎,饶志国,张家武,金明,马剑英.2006. 陇西黄土高原末次 冰期有机碳同位素变化及其意义.科学通报,51 (11):1310 ~1317.
- 丁仲礼,任剑璋,刘东生,孙继敏,周晓权.1996.晚更新世季风沙 漠系统千年尺度不规则变化及其机制问题.中国科学,D辑, 26(5):386~391.
- 杜娟,赵景波.2006. 西安地区不同植被土壤含水量及水分恢复. 水土保持学报,20(6):60~63.
- 郭正堂, N Fedoroff, 刘东生. 1996. 130ka 来黄土-古土壤序列的 典型微形态特征与古气候事件.中国科学, D辑, 26(5): 392 ~399.
- 郭正堂,刘东生,安芷生.1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古 土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究,14(3):256~269.
- 樊启顺,赖忠平,刘向军,孙永娟,隆浩. 2010. 晚第四纪柴达木盆地

东部古湖泊高湖面光释光年代学.地质学报,84 (11):1652 ~1600.

- 胡东生,李小豫,胡蓉,熊卫强,胡文瑄,田新红,刘卫国,张国伟. 2013. 中国庐山晚第四纪沉积地层同位素的环境示踪及表层过 程. 地质学报,87(12):1922~1930.
- 黄锡荃,李惠明,金伯欣. 1998. 水文学. 北京:高等教育出版社, 228~236.
- 刘东生. 1985.黄土与环境. 北京:科学出版社, 350~351.
- 刘秀铭,吕镔,毛学刚,温昌辉,俞鸣同,郭雪莲,陈家胜,王涛. 2014.风积地层中铁矿物随环境变化及其启示.第四纪研究, 34(3):443~457.
- 李天杰,郑应顺,王芸. 1983. 土壤地理学. 北京:高等教育出版 社,134~151.
- 林本海,刘荣谟. 1992. 最近 800 ka 黄土高原夏季风变迁的稳定同 位素证据. 科学通报, 37(18): 1691~1693.
- 吕洪波,徐兴永,易亮,李萍. 2012.山东鲁山混合岩表面发现第四纪 冰川剥蚀的直接证据一颤痕.地质学报,86(3):514~520.
- 吕厚远,刘东生,吴乃琴,韩佳,郭正堂.1999.末次间冰期以来黄 土高原南部植被演变的植物硅酸体记录.第四纪研究,19(4): 336~347.
- 彭少麟,都艳茄.2006.森林演替过程中根系分布的动态变化.中 山大学学报(自然科学版),44(5):65~69.
- 孙东怀,安芷生,吴锡浩,刘东生. 1996. 最近 150 ka 黄土高原夏 季风气候格局的演化.中国科学,D辑,26(2):417~422.
- 孙湘君,宋长青,王奉瑜,孙孟蓉. 1996. 黄土高原南缘近 10 万年 来的植被. 植物学报, 38(12): 982~988.
- 唐克丽, 贺秀斌. 2004. 黄土高原全新世黄土-古土壤演替及气候 演变的再研讨. 第四纪研究, 24(2): 129~138.
- 王涛,刘秀明,吕镇,马明明,赵国永,陈家胜. 2014. 新疆尼勒克 黄土岩石磁学特征及变化机制研究. 第四纪研究, 34(3): 491 ~503.
- 熊毅,李庆逵. 1987. 中国土壤. 北京:科学出版社, 67~82.
- 徐连魁,周鸿岐,商淳,刘景西. 1956. 乔灌木树种根系的研究. 林 业科学,1956,(2):147~166.
- 袁道先,蔡桂鸿. 1988. 岩溶环境学. 重庆:重庆出版社.
- 杨文治,邵明安.2000.黄土高原土壤水分研究.北京:科学出版 社,67~89.
- 张海伟,蔡演军,谭亮成. 2010. 石笋矿物类型、成因及其对气候和 环境的指示. 中国岩溶, 29(3): 222~228.
- 张永双,赵希涛. 2008. 澜沧江云南德钦古水一带第四纪堰塞湖的 沉积特征及其环境意义. 地质学报,82(2): 262 ~268.
- 赵景波. 1999. 关中平原 500-10ka BP 黄土地层岩溶作用研究. 地 质论评, 45(5): 548~554.
- 赵景波. 1984. 西安附近黄土中红褐色古土壤发育时的植被与气候. 科学通报, 29(7): 417~419.

- 赵勇,蔡向民,王继明,吴怀春,白凌燕,张磊,何静,何付兵. 2013. 北京平原顺义 ZK12-2 钻孔剖面第四纪磁性地层学研究.地质 学报,87(2):28~293.
- 曾允孚,夏文杰.1986. 沉积岩石学.北京:地质出版社,177~178.
- 朱鹤健,何宜庚. 2001. 土壤地理学. 北京:高等教育出版社,42 ~43.
- 朱显谟. 1958. 关于黄土中红曾问题的讨论. 中国第四纪研究,1:74 ~82
- 朱志诚. 1982. 对黄土地层古植被研究中困难问题的讨论. 科学通 报, 27(24): 1515~1518.
- Bronger A, Winter R, Derevjanko. 1995. Loess-paleosol sequences in Tadjikistan as a palaeoclimatic record of the Quaternary in centralAsia. Quaternary Proceedings, 4: 69~81.
- Dodonov A E, Baiguzina L. 1995. Loess stratigraphy of centralAsia: Palaleoclimatic and paleoenvironmental aspects. Quaternary Sciences Reviews, 14(7-8): 707~720.
- Fedoroff N, Glodberg P. 1982. Comparative micromorphology of two Late Pleistocene paleosols (in theParis Basin). Catena, 9: 227~251.
- Kohfeld K E, Harrison S P. 2003. Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau. Quaternary Science Review, 22: 1859~1878.
- Kukla G J. 1977. Pleistocene land-sea correlations. Earth Science Reviews, 13: 307~374.
- Kukla G J, Heller F, Liu X M, Xu Tong Chun, Liu Tung Sheng, An Zhi Sheng. 1998. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 16: 811~814.
- Liu Wenzhao, Zhang X C, Dang Tinghui, Zhu Ouyang, Li Zhi, Wang Jun, Wang Rui, Gao Changqing. 2010. Soil water dynamics and deep soil recharge in a record wet year in the southern Loess Plateau of China. Agricultural Water Management, 97: 1133~1138.
- Pecsi M. 1997. Loess and other subaereal sequences in the middle Danubian basin. Earth Science Frontiers, 4(1~2): 43~59.
- Stephen C. Porter, Zhisheng An. 2005. Episodic gullying and paleomonsoon cycles on the Chinese Loess Plateau. Quaternary Research, 64: 234~241.
- Thomas Stevens, David S. G. Thomas, Simon J. 2007. Armitage, Hannah R. Lunn, Huayu Lu. Reinterpreting climate proxy records from late Quaternary Chinese loess: a detailed OSL investigation. Earth Science Review, 80: 111~136.
- Zhao Jingbo. 2003. A pedocomplex and its paleoclimatic significance in Chinese Loess Plateau. Soil Science, 168(1): 64~73.
- Zhao Jingbo. 2004. The new theory on Quaternary environmental research. Journal of Geographic Science, 14(2): 242~250.

Research in Soil Moisture during Development of S₁ Paleosol in Guanzhong Plain

ZHAO Jingbo^{1,3}, LUO Xiaoqing¹⁾, LIU Rui²⁾, CHEN Baoqun¹⁾, YUE Yingli¹⁾

1) College of Tourism and Environment Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062;

2) Engineering University of CAPE, Xi'an 710062;3) State Key Laboratory of Loess and

Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075

Abstract

Based on field investigation in the Guanzhong plain and Baiji area, this study analyzed available water content, distribution of gravity water, water cycle and balance in the first paleosol layer (S_1) using laboratory analysis. The results show that the migration depth of $CaCO_3$ and Sr is up to 4.2m. The development thicknesses of weathering loess under the bottom of argillic horizon and leaching fracture are 2.2 m and 3.9 m respectively. The migration depth of red ferruginous clay adhesive film rich in Fe_2O_3 is 1m under the bottom of argillic horizon. The crystal calcite of $CaCO_3$ concretion is well developed. These indexes indicate that the developmental condition of the first paleosol layer was warm and humid, the distribution depth of gravity water is up to 4. 2m at least and the content of water is adequate in the range of 4.2m. The average moisture content of S_1 is about 22% during vegetation growing season and in most time every year. Meanwhile, the available water content is about 14% after evaporation, absorption, crown interception and surface runoff loess. When there was sufficient soil moisture and no dried earth layer developed in the Guanzhong Plain, paleosol can provide enough water to satisfy the need of forest to grow. The distribution depth of gravity water during the development of S_1 was 2 m thicker than that nowadays and the soil water was acid. The input volume of soil water was higher than output volume during the development of S_1 , indicating the value of soil moisture balance is positive and atmospheric precipitation during rainy season could supply the underground with much water. This was why there is high content of soil water at that time. The fact that the distribution depth and content of gravity water in Guanzhong Plain and Luochuan ws sufficient in 2003 can demonstrate that the research results of soil water during the development of S_1 is reliable. These indexes indicate that, during the most humid and moisture stage of S_1 paleosol development, summer atmosphere surpassed the Qingling Mountains to the Guanzhong plain and the subtropical climate was prevailing over the northern and southern sides of Qingling Mountains, suggesting the Qingling Mountains be no longer the boundary between the subtropical zone and the temperate zone in China. The development of the first paleosol layer lasted more than 50,000 years and it is possible to develop forest steppe vegetation outside the range of humid and warm. This study not only broadens a new content for Quaternary research but determines the important application value of paleowater content in paleosol study at home and abroad.

Key words: the first paleosol; migration of chemical composition; paleo-moisture content; available water content; water existence form; vegetation developmental condition; Guanzhong Plain