黄土高原不同林龄苹果树根系吸水策略对降水的响应

刘柯渝，司炳成，张志强

（西北农林科技大学水利与建筑工程学院，陕西 杨凌 712100）

摘要：在黄土高原陕西省长武塬区选取品种和管理手段均相同的 3 种林龄果园（尚未结果的 5 年幼龄果园、已结果的 8 年初果园和 13 年壮果园）苹果树，采用空间换时间的试验设计，分别于 2015 年 7 月 12 日和 8 月 19 日对 0—500 cm 深度土壤及对应取样处的苹果树枝条取样，测定土样和枝条样中水分的稳定氢氧同位素，并利用贝叶斯模型量化降水前后不同土层对苹果林耗水的贡献。结果表明：(1)不同林龄苹果树降雨前后的主要水分来源深度不同。干旱时，13 年壮龄果树的主要吸水深度比 5 年和 8 年果树深；而生长旺季，雨季降水只能补充未挂果的 5 年幼龄果园土壤水分消耗，即使降水量很大，也无法满足已经开始挂果的 8 年和 13 年果园土壤水分消耗。(2)在干旱期，5 年和 8 年果树 50%以上的水分来自表层 0—100 cm 土壤，而 13 年果树 50%的水分来自 100—300 cm 土层。而降水后，5 年和 8 年果树的主要水分来源变为 100—300 cm 土层，贡献值在 40%左右；13 年果园的主要水分贡献层为 0—100 cm 土层，贡献了近 50%的水分。(3)3 种林龄果树根系对 300—500 cm 土层土壤水分的吸收对降雨的响应非常弱，降雨前后贡献率始终保持在 30%。

关键词：同位素；贝叶斯模型；水分来源；苹果树；降水

中图分类号：S271；S661.1　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1009-2242(2018)04-0088-07

DOI：10.13870/j.cnki.stbcxb.2018.04.014

Responses of Water Uptake Pattern of Apple Trees with Different Stand Ages to Precipitation on the Loess Plateau

LIU Keyu, SI Bingcheng, ZHANG Zhiqiang

(*Institute of Water Conservancy and Civil Engineering, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling, Shaanxi* 712100)

Abstract: Using the space-for-time substitution experimental design, three apple orchards with different ages but the same species and management (i.e. 5-year old young orchard has not yet borne fruit, 8-year old orchard has borne fruit for two years, and 13-year old mature orchard, respectively) were selected on the Loess Plateau in Changwu County, Shaanxi Province. On July 12th and August 19th, 2015, soil samples were taken at 0.2 m intervals from the surface to 5 m depth of a profile, and the corresponding apple tree branches were taken at each site. The stable oxygen and hydrogen water isotopes of the soil and branch samples were measured and the Bayesian mixing model was used to quantify the contribution of soil layers from different depths to apple water uptake and their responses to precipitation. Results showed that: (1) The depth of the primary water source for apple trees before and after precipitation differed with stand ages. During the dry season, the main water absorbing depth of 13-year old trees was deeper than that of 5- and 8-year old trees. At the peak growing season, rainfall in the rainy season could only increase the soil water storage in 5-year old young orchards that has not borne fruits, thus young orchards were free of deep soil water deficit. For the 8- and 13-year old mature apple orchards that has borne fruits for several years, the deep soil water could not be replenished even under the large precipitation. (2) For 5- and 8-year-old apple trees, the contribution of 0—100 cm shallow soil layer to the plant transpiration was more than 50% during the drought period. However, 50% of tree water came from 100—300 cm depth for the 13-year-old apple orchard. After precipitation, the main water source of trees was 100—300 cm for the 5- and 8-year-old orchards, and the resulting contribution was about 40%. For the 13-year-old apple orchard, the main water contribution layer was 0—100 cm soil layer, with nearly 50% of the total contribution. (3) The contribution of soil water in 300—500 cm layer showed very weak response to

收稿日期：2018-01-30

资助项目：国家自然科学基金项目(41371233,41630860)

第一作者：刘柯渝(1993—)，女，硕士研究生，主要从事土壤水文研究。E-mail:1713374990@qq.com

通信作者：司炳成(1964—)，男，教授，博士生导师，主要从事土壤物理与农业水文研究。E-mail:bingchengsi@sina.com

precipitation for all the three orchards, maintained around 30% consistently.

Keywords: isotope; Bayesian model; water source; apple tree; precipitation

陆地生态系统中水分供应是影响区域植物生长与植物活性的重要因素[1]。水分短缺会对生态系统初级生产产生巨大影响，尤其是在降水作为主要水分来源的干旱半干旱地区[2]。在 SPAC(Soil-Plant-Atmosphere continuum)界面之间的水相互作用中，根系吸水通过作物利用土壤水资源的能力和对土壤水分分布变化的响应发挥着重要作用[3]，并为合理分配水资源及管理植物种植提供重要信息。

作为典型的干旱半干旱地区，位于我国西北内陆的黄土高原是世界上黄土面积最大和黄土层最深厚的地区，同时是我国重要的苹果产地之一。该地区深厚的土层导致苹果等木本植物的根系深度远超其他地区，使其不仅可以吸收浅层土壤中的近期降水，还可在水分需求较大时吸收已储存多年的深层土壤水。经过多年的苹果种植，黄土高原地区深层土壤出现一定厚度的稳定低湿层，即干层[4]。干层的出现严重阻碍了该地区苹果产业的可持续发展和地区生态水文过程。同时，降水是黄土高原地区影响环境的关键因素，根系对降水的响应决定了该地区生态系统的水资源利用率，从而影响系统内几乎所有生态过程[5]。因此，亟需摸清黄土高原地区植物根系的吸水规律对降水的响应，以探明干层的成因。目前，已有研究[6-7]对果园多年土壤水分变化及干层进行描述，但黄土高原地区果树如何随着林龄增长吸收土壤水从而导致干层的出现尚无报道。

研究植物对水分吸收利用的方法有很多，可以通过测定树木的液流[8]、根系[1]、GIS[9]和放射性示踪剂^{3}H[10]等信息得到。相比以上方法，稳定同位素法最为有效和简单[3]。已有研究[11]表明，除少数旱生和盐生植物外，植物根系对水分吸收不会产生同位素的分馏；因此，植物液流的水分可以认为是不同水源水分的混合，根据不同水源的同位素信息即可判别各水源的比例。例如：通过对稳定性氢氧同位素的分析，可以判别植物利用的水源来自土壤表层还是深层[1]、径流水还是土壤水[12]、降水还是雾水[8]。国内学者对不同气候条件下各种植物的水分来源进行了大量试验探究[13-15]，一般需要利用同位素信息通过模型运算才能得到各潜在水源对植物的具体贡献情况。此前常用的 IsoSource 模型[16]未能考虑来源的不确定性，因而不能提供严谨可靠的结果。本研究将运用一种更好的水分贡献率计算工具：基于贝叶斯统计的混合模型软件包 MixSIAR[17]，综合各水源同位素信息的不确定性并考虑先验信息。

综上，本文以黄土高原长武塬区苹果树为例，通过对土壤水和不同林龄苹果树木质部水的稳定氢氧同位素组成的测定，利用贝叶斯模型进行植物水分来源解析，探究苹果树吸水规律随林龄和降水的变化，为黄土高原苹果产业的可持续管理提供科学依据。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

试验区位于黄土高原南部的陕西省咸阳市长武县王东村(35°14′N，107°40′E)，塬面最高海拔 1 226 m，属暖温带半湿润、大陆性季风气候区，四季干湿分明。多年平均降水量 582 mm(1957—2011 年)，降水年际变化较大且年内分布不均，7—9 月降水量占多年平均降水量的 54%以上。受黄土高原地形和海拔影响，光能资源比较丰富，年日照时间 2 226.5 h，历史最高气温为 36.9 ℃，最低气温为－24.9 ℃[7]。当地主要土壤类型为黏黑垆土，母质为中壤质马兰黄土，全剖面土质均匀疏松，非饱和层深厚，地下水埋深 50～80 m，基本不参与土壤水分循环。农业生产完全依赖天然降雨，实行旱作农业，主要种植小麦、玉米和以苹果为主的经济林等。

1.2　样品采集与研究方法

由于苹果树的生长年限长达 20 多年，很难对其整个生命周期进行连续的长期定位试验。但试验区种植有不同年限的苹果树，且整个试验区土层质地均一，空间变异性小[18]，为利用空间换时间[19]的方法研究不同林龄果树的吸水规律提供了有利的天然条件，即：对同一时间不同林龄果树进行研究来代替对同一果树在不同林龄的研究。

每年 6—7 月的枯雨期和 8—9 月的丰雨期是研究区苹果整个生育期内最关键的两个时期[20]，强烈的蒸发和果实膨大期的大量需水使该时期根系吸水比其他时期更为明显。因此，本研究选取这两个最具代表性的时期来探究苹果树的吸水规律，并将两次取样时间确定在耗水量最大、气温相似但降水量截然不同的 7 月和 8 月。第 1 次取样在较干旱的 2015 年 7 月 12 日，第 2 次为已经进入雨季的 2015 年 8 月 19 日，两次取样间的降水总量为 125 mm(图 1)，降水量、气温等气象资料通过当地气象站获取。

选择两两间距为 10 m 的 3 块相邻果园，其苹果树品种均为富士，田间管理方式完全相同。果树种植年限分别为 5 年(尚未开始结果的幼龄果园)、8 年(已结果两年的初果园)和 13 年(壮龄的盛果园)。利用人工土钻法对剖面土样进行采集。为使取样点具

有代表性并尽可能减小取样误差，在每片果园的中心附近平坦位置选择冠幅、胸径等长势与整个果园基本一致的 4 棵树，取样点在这 4 棵果树的中心位置，每块地的两次取样点间距离不超过 3 m，每次取样均以 20 cm 为间隔，采取从表层到 5 m 深度的土样。钻取的鲜土样混合均匀后分为两份，一份立即装入塑料瓶用 Parafilm 封口膜封口并放入便携式冷藏箱中，随后带回实验室放置在－20 ℃冰箱里储存，等待后续测定同位素；另一份土样装入铝盒，用于测定土壤含水量。测定方法为烘干法，在 105 ℃的烘箱中烘至少 8 h 至恒重，利用烘干前后的质量差异计算得到土壤质量含水量，随后利用土壤剖面的容重数据[6]转化为土壤体积含水量。

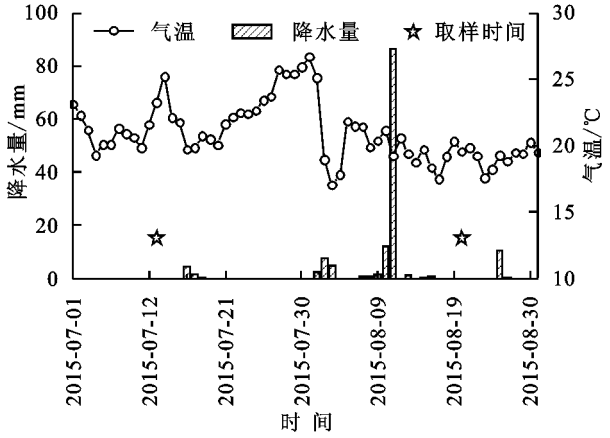


图 1 取样时期内的气温与降水量

植物木质部枝条取样与土壤取样同时进行，对上述取土样位置周围的 4 棵果树各选择大小相同、数量相等的一年生枝条，剪下枝条后迅速剥去树皮，将木质部切成小块装入玻璃瓶，用 Parafilm 封口膜密封，立即放入便携式冷藏箱保存，随后带回实验室后装入－20 ℃冰箱储存，待后续进行水分的抽提和同位素测定。

土壤样和植物样中的水分均利用低温冷冻真空抽提系统(Li－2000，理加联合，中国)进行提取。为保证提取水分的可靠性，用千分位天平称量试验前后的样品重，抽提后再用烘箱烘干至少 8 h 后称重，计算提取效率与收集效率，并保留两种效率均在 98%～102%之内的提取水样进行同位素分析。抽提出的水分及收集的降水利用西北农林科技大学旱区节水农业研究院的液态水同位素分析仪(LWA －45EP，Los Gatos Research，美国)进行进行氢氧同位素(^2H 和 ^{18}O)测定。

1.3 数据分析

利用稳定同位素进行水源划分，需进行两种假设[21]：(1)在根区范围内，土壤水同位素在水平方向上无明显差异；(2)土样和植物样的采样时间差与水分在植物体内运输的时间差无明显差异。对植物水分来源进行探究的方法有图解法和计算法[3,11]。图解法，即交点法，是将土壤水同位素与植物水同位素进行直观对比并通过两者交点所处的位置来定性判断植物水分来源。而计算法则可进一步利用模型对各水源的贡献比例进行量化。本研究使用的 Bayesian 模型基于同位素质量守恒原理：

$$\delta^2 H_p = \sum_{i=1}^{n} f_i \delta^2 H_i \tag{1}$$

$$\delta^{18} O_p = \sum_{i=1}^{n} f_i \delta^{18} O_i \tag{2}$$

$$1 = \sum_{i=1}^{n} f_i \tag{3}$$

式中：$\delta^2 H_p$、$\delta^{18} O_p$ 分别为植物样品的氢氧同位素值；$\delta^2 H_i$、$\delta^{18} O_i$ 为不同水源水分的氢氧同位素值；f_i 是对应水源的贡献率；n 为水源数量。模型计算前需对数据进行预处理，将同位素值根据土壤储水量进行加权平均，得到对应各源的同位素，将处理过的同位素作为源信息、不同水源之间的标准偏差以及各水源的有效水量同时输入作为先验信息[17]。由于根系吸水不会造成分馏，分馏因子设为 0。植物样不需经过处理直接输入模型。然后通过输入相应的源汇同位素信息得到各源的贡献比。

由于没有可供利用的径流水和地下水等水源，本试验区植物的水分来源全部为土壤水。不同深度的土壤水来源不同，浅层土壤水更多为近期降水，深层土壤水则为经过长期入渗的降水。利用贝叶斯模型分析需先将土层进行划分。黄土高原地区土壤水物理蒸发影响深度为 200—300 cm[18]，降水入渗深度不超过 300 cm[4]，且苹果林地的干湿交替层为 0—350 cm[22]。综合已有研究，先将土壤剖面划分为 0—300 和 300—500 cm 两层；由于 0—100 cm 层受蒸发影响最大，同位素波动变异也最大，为避免在后续计算中将表层的土壤水波动削弱，将第一层再划分成 0—100 cm 和 100—300 cm 两部分。最终，将整个剖面被划分为 0—100，100—300，300—500 cm 3 层。

2 结果与分析

2.1 两个时期不同苹果园土壤含水量变化

不同林龄的土壤含水量在不同时期均呈现一定差异(图 2)。土壤在枯雨期相对干旱，小龄果园含水量高于大龄果园。5 年与 8 年果园的土壤含水量相近，均在 300 cm 土层左右深度达到最低值 0.23 cm^3/cm^3，300 cm 以下土壤水分逐渐增加。表明 300 cm 以上的土壤水分能够满足 5 年和 8 年果园的大部分需求，对 300 cm 以下深层土壤水的依赖较低，因此，含水量逐渐增加。13 年果园含水量明显低于其他两个果园，且随土层深度增加呈持续下降趋势，由表层的 0.25 cm^3/cm^3 逐渐降到 500 cm 的 0.2 cm^3/cm^3，各土层的含水量差异也相对很小。因此，认为

13 年果园受到的水分胁迫远大于 5 年果园和 8 年果园,根系的吸水深度达到甚至超过 500 cm。

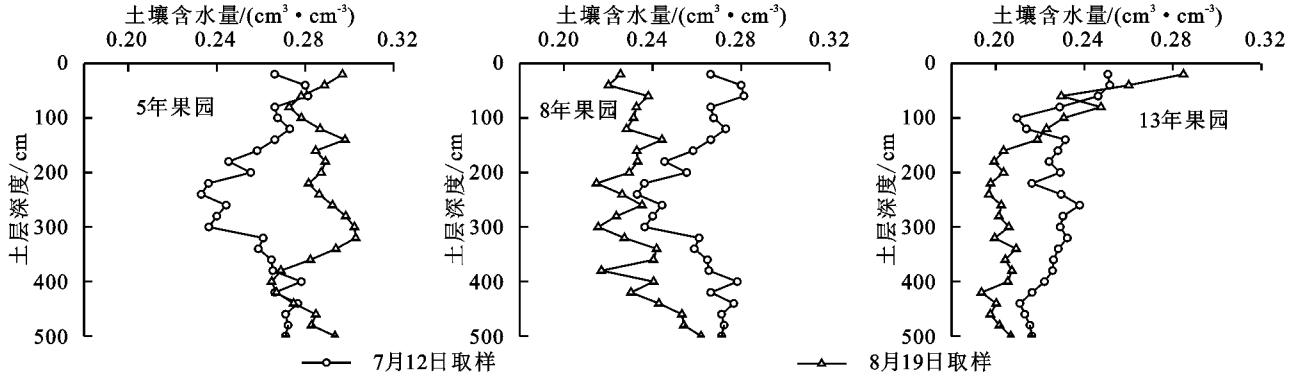


图 2　长武塬区不同林龄苹果园土壤体积含水量变化

由图 2 可以看出,经过 1 个月共 125 mm 的丰富降水补充后,5 年果园土壤含水量有明显上升,尤其是 100—300 cm 深度的土壤储水量增加约 80 mm。而 8 年与 13 年果园土壤含水量分别减少 154,88 mm。这主要是由于尚未开始结果的 5 年果园水分需求小,雨季的降水能够充分补充之前由于根系吸水造成的水分亏缺并入渗到 300 cm 以下深度。而对于已经结果的 8,13 年果园,丰富的降水虽然能对土壤水有补充,但是果实膨大期的果树需水量更大,并且要吸收大量深层土壤水,因此剖面的土壤含水量降雨后反而降低。

2.2　两个时期不同果园土壤水同位素及苹果木质部水同位素变化

在降水前后,不同林龄的果园土壤水氢氧同位素值存在差异,但沿垂直剖面方向的变化剖面趋势基本一致(图 3)。表层土壤由于受到蒸发影响,导致同位素较富集,且波动较大;而深层土壤水同位素基本不受降水补给或蒸发的影响,显示出较弱的波动。7 月的强烈蒸发作用和 8 月持续的降水入渗作用使同位素值波动在 7 月大于 8 月。深层土壤基本不受蒸发和降水影响,而根系吸水也不会改变同位素组成,因此,不同果园的深层土壤水同位素在任何时期均基本相同,δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 分别维持在−70‰和−10‰。

7 月份,5 年与 8 年果园的土壤水同位素变化规律基本相同。δ^2H 范围为−80‰～−52‰,$\delta^{18}O$ 为−11‰～−6.7‰。土壤水从表层开始逐渐贫化,受蒸发的影响在 60 cm 深度出现同位素第 1 个拐点后开始富集,降水信号的入渗使得 100 cm 处再次开始贫化并在 100—200 cm 之间出现第 2 个拐点,随后同位素值开始逐渐稳定。13 年果园由于水分需求远大于其他两个果园,降水入渗后迅速被吸收,不会带来新的同位素信息。因此,土壤剖面同位素波动不大,在 60 cm 处出现一个蒸发影响峰后逐渐平稳。

8 月份,降水同位素值 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 分别为−45.2‰和−7.2‰,远比土壤同位素富集。因此,5 年和 8 年果园土壤同位素均有较大变化;13 年果园的降水没有产生入渗补给,土壤水同位素基本没有变化。

相对于土壤同位素,木质部同位素变异较小。图 3 中的实竖直和虚竖线分别代表了各果园降水前后的植物同位素平均值。枯雨期,5 年果园木质部同位素 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 分别为−62‰和−7‰,8 年果园为−57‰和−7.3‰,13 年果园为−60‰和−7.3‰,不同果园之间差异较小。丰雨期,由于土壤同位素发生变化,各果园木质部同位素均产生相应的变化,其中 5 年果园木质部同位素值变化量最大,变为−54‰和−7.3‰,反映了植物对降水的快速响应,8 年果园木质部同位素变化相对 5 年果园减小,13 年果园木质部同位素变化最小。

2.3　图解法判断果树水分来源

将各果园植物木质部水与土壤水对比(图 3),发现所有果园在两个时期的交点(土壤水与植物水 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 数值一样的深度)均在 0—300 cm,由此推断植物的主要吸水来源为表层至 300 cm 的土壤水,且不随年龄增长或降水而发生变化。

在枯雨期,13 年果园同位素交点比 5 年和 8 年果园都要深。5 年果园土壤水剖面与植物水的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点在 100 cm。而 100—300 cm 土壤水又是整个剖面中最贫化的区间,通过直观比对能够得到尚未挂果的 5 年果树的主要水分来源是浅层 0—100 cm 的土壤水,同时 100—300 cm 土壤水贡献是最小的。随着果树的生长,对于 8 年果园,枯雨期 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点也在 100 cm,则此时 100 cm 土层水分也是植物主要的水分来源。由于相同的土壤水 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 变化趋势,5 年果园与 8 年果园的水分来源也基本相同。随着果树继续生长,对于 13 年果园,δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的交点更深,0—100 cm 与 100—300 cm 土层各有 1 个交点。这种情况下每个土层对植物吸水的具体贡献比例难以通过读图进行直观判断。

经过丰雨期的降水补给后,δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 剖面相对富集,交点深度也发生不同变化。5 年果园 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点变浅,由 100 cm 变为 30 cm,但 100 cm 以

下土壤水 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 也因降水入渗变得更富集、更靠近植物同位素，由此推断植物的主要吸水层没有发生变化，但 100 cm 以下土壤水贡献增加。8 年果园中虽然降水未能充分补给土壤水，但 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点深度增加，同时土壤水 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 的变化使得 100—300 cm 以下土壤水同位素与植物变得十分接近。因此，该层土壤水的贡献值相对 7 月有较大增加。13 年果园受到降水影响后的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点深度变化很小，土壤水 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 剖面也基本没有变化，此时能引发各水源贡献率发生变化的主要因素可能只有土壤水分状况的改变。值得注意的是，δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 在土壤剖面中的变化规律以及交点深度随时间的变化规律基本一致（图 3），8 年和 13 年林龄的 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 交点深度从枯水期到丰雨期的变化趋势基本一致。但是，5 年林龄的果园 δ^2H 交点在枯水期浅于丰雨期，而 $\delta^{18}O$ 则呈相反趋势。这是由于 $\delta^{18}O$ 在两个时期的变化非常小，在测量误差范围，不足以用于判断交点深度变化。

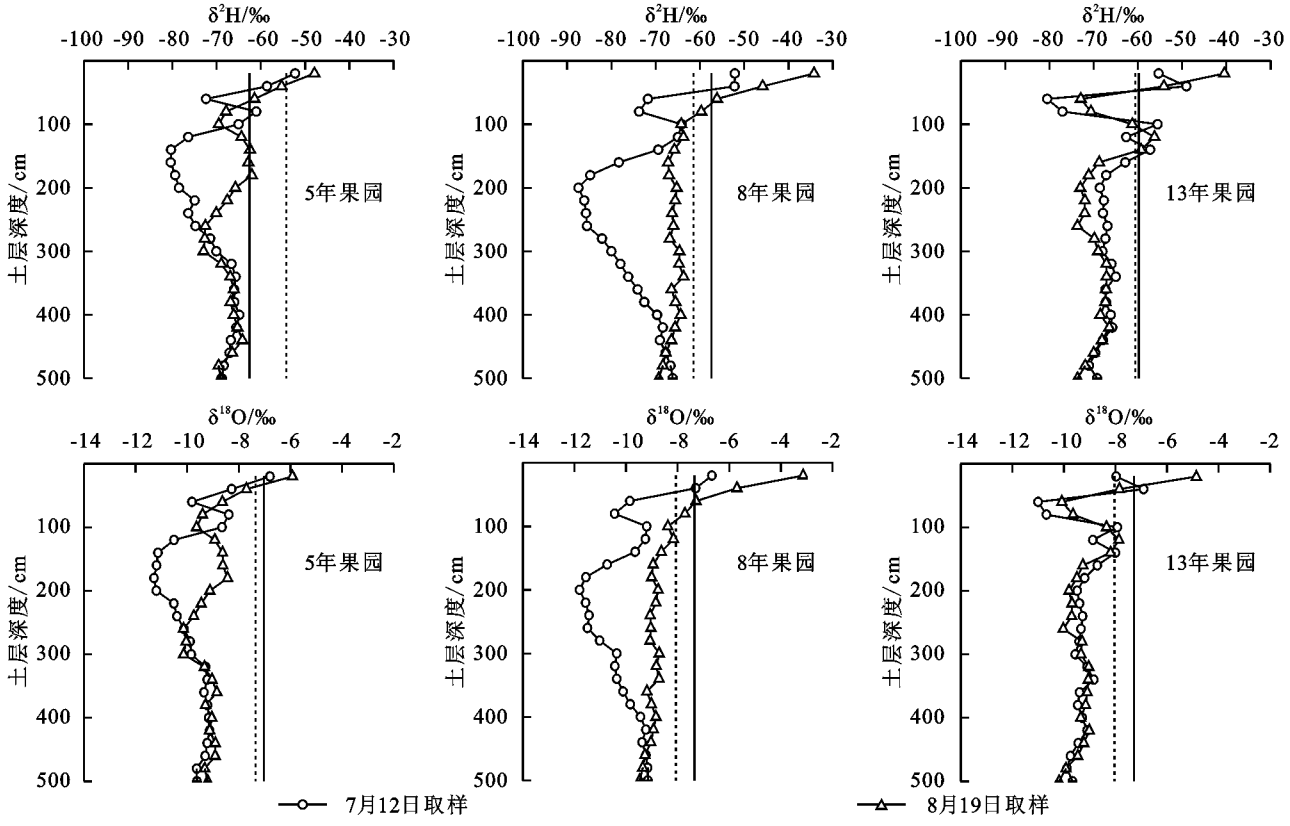


图 3 不同林龄苹果园土壤水（曲线）、木质部水（竖线）δ^2H、$\delta^{18}O$ 值比较

2.4 贝叶斯模型量化水分贡献比例

图解法只能得到植物的大致分水来源，且当交点不唯一或 δ^2H 和 $\delta^{18}O$ 变化趋势不一致时，很难定量划分植物水分来源，而贝叶斯模型则能将植物吸水来源及比例进行量化。各水源在有显著差异时通过贝叶斯模型得出的结果将具有更高的可信度，因此，使用单因素方差分析对各果园 0—100，100—300，300—500 cm 的土壤水同位素进行差异分析，发现除了 8 月 19 日取样的 13 年果园各土层之间无显著差异（$p>0.05$），其余果园均有显著差异（$p<0.05$）。利用贝叶斯模型计算各水源的贡献值的结果见图4。

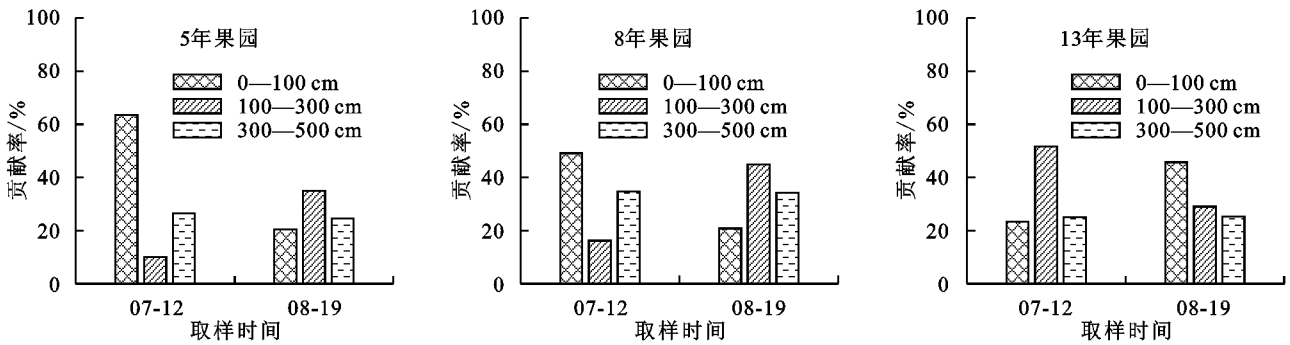


图 4 不同林龄苹果园各土层水分贡献值

与图解法得出的结论一致：在枯雨期，5 年和 8 年林龄果园的主要水分贡献层都为 0—100 cm 土层，

尤其是 5 年果园 0—100 cm 的平均贡献值达 60%以上;100—300 cm 土层的水分贡献在 5 年和 8 年果园中均是最少的,仅为 10%;而 13 年果园的主要吸水层更深,100—300 cm 层的贡献值在 50%。此时 0—100 cm 土壤水对植物水分的贡献值与深层 300—500 cm 均在 30%。

随着雨季及果实膨大期的到来,8 月各果园的主要吸水深度发生了改变。5 年果园中植物最大水分贡献层变为 100—300 cm,贡献率接近 40%,各土层间的水源贡献差异相对 7 月减小很多;8 年果园的主要水分来源也变为 100—300 cm,贡献率为 45%;而对于已经产生水分胁迫的 13 年果园,植物主要的水分来源深度变浅,将近 50%的水分来自于 0—100 cm 的土壤水。贝叶斯模型模拟结果显示,从果树幼龄到壮龄,深层土壤水分对植物始终有大约 30%的稳定贡献。

3　讨 论

3.1　不同林龄苹果树水分来源

随着果树林龄的增长,当水分供给不足时,产生水分胁迫的大龄果树主要水分来源相比土壤水分充足的幼龄果树更深,但都在能受到降水影响的深度范围内。这与对胡杨和玉米的研究[14-15]中,林龄越大的胡杨和生长逐渐深入的玉米其主要水分来源均越深的结论相同;其他研究[4]多针对浅土层和浅地下水位,植物主要水分来源与根系生长的深度最为相关;而本研究中苹果根系均很深,超过 5 m。因此,不同林龄水分来源的差异更多与植物本身的需水及可持续的吸水策略有关。

不同林龄果树的主要水分来源与含水量最高的土层基本一致。没有水分补给时,5 年果园中 0—100 cm 土层平均体积含水量为 0.27 cm^3/cm^3,高于 100—300 cm 的 0.25 cm^3/cm^3。因此,0—100 cm 土层贡献大于 100—300 cm 土层是符合土壤水状况的。300 cm 以下含水量虽然也是 0.27 cm^3/cm^3,但考虑此处根系相对少,根系在此处的吸水需求必然小于 0—100 cm 层,水分贡献自然会小于浅层。8 年果园的土壤水分状况与 5 年果园基本一致,均没有发生水分胁迫现象,土壤同位素同样具有明显的波动,各土层的贡献情况也与 5 年果园一致。对于 5 年果园(幼龄果园)和 8 年果园(初果园),100—300 cm 土层含水量小于 0—100 cm 土层,0—100 cm 土壤水对植物的贡献大于 100—300 cm 土壤水。而对于 13 年盛果园,其叶面积指数约是 5 年果园的 3 倍,是 8 年果园的 2 倍[23],需水量也远大于其他两个果园。此时表层含水量仍最高,达 0.24 cm^3/cm^3。尽管如此,贝叶斯得出的植物主要水分来源却是更深的 100—300 cm 土层。这可能是由于 0—100 cm 土层水量无法满足植物需求,根系开始寻求更深处的水源,而 100—300 cm 土层含水量仅略低于 0—100 cm,既能受到降水补给同时含水量也要高于更深层土壤,100—300 cm 土壤水成为 13 年果树的主要水分来源。由于 300 cm 以下土层无法受到降水的补充,果树在不同林龄的主要水分来源主要还是 300 cm 以上的土壤水。降水补给后的果园有相同的吸水模式,300 cm 以上含水量高的土层即有最大的水分贡献。

3.2　降水前后植物对不同土层的水分吸收

降水前大龄果园主要水分来源比小龄果树深,降水后小龄的 5 年果园与 8 年果园的主要水分来源均变为 100—300 cm 土层,13 年果园则变为 0—100 cm 土层。这种转变分别与油松和侧柏降水前后的吸水策略一致[23]。由于不同树种的根系生长类型不同,具有明显垂直主根的油松降水后增加对更深土壤水的吸收,而主根不发达侧根较发达的侧柏在降水后更多利用表层水分,与土壤水分的变化关联不大。而本研究中苹果树皆为相同品种,水分来源随降水发生变化更多与土壤水分状况的变化有关。

虽然 5 年和 8 年两个果园的主要水分来源深度转变相同,但引发这种变化的因素是不同的。对于 5 年果园,由于需水量小,持续的降水能够入渗到土壤深层,全剖面的土壤水分均增加。其中,100—300 cm 土层水分增长最多,平均含水量也最高。此时下层土壤含水量高于上层土壤的可能原因有两个:一是 0—100 cm 受到更多蒸发作用,水分减少;另一个可能是因为降水入渗到更深的土层导致上层含水量小于下层。由于最多的水量增长和最高的含水量,100—300 cm 土壤也就对应有最高的水分贡献值。同时,由于各土层含水量均增加,各土层对植物的贡献度差异变小。随着林龄增加,果树开始结果,果实的生长需要大量水分,8 年果园的果实膨大导致 8 月水分需求远大于 5 年果园。持续的降水入渗到土壤中迅速被根系吸收以供果实发育,导致土壤含水量不增反降。在各土层中,100—300 cm 的土壤水分减小量是最低的。因此,虽然这一层含水量与其他土层含水量相当,但水分贡献率大于其他土层。

13 年果园植物在丰雨期的主要水分来源变浅为 0—100 cm 土层。同样是结果的果树,经过降水补给后的 13 年果园土壤总水量也仍是降低的。但 0—100 cm 土层含水量有增加,其他土层含水量下降,从而这一层对植物水分的贡献最大。通过对两个结果果园的水分比较发现,林龄更大的 13 年果园的水分减小量为 88 mm,小于 8 年果园的 154 mm。出现这种现象的原因与根系的吸水范围有关。含水量变化趋势说明 8 年果园的植物水分更多来源于 300 cm 以

上土壤水，且吸水范围随着根系的生长变深，到 13 年时已经超过了 500 cm 深度。能够供给果树需求的水分要大于 8 年果园，因此，500 cm 以上土壤水量减小量小于 8 年果园。需水不同导致尚未开始结果的幼龄果园，雨季的降水能够充分补充之前由于根系吸水造成的水分消耗，而已经结果的 8 年与 13 年果园，丰富的降水也无法满足生长旺季的需水要求。

3.3 深层土壤水对果树的重要性

贝叶斯模拟结果表明，不论气候干旱与否，随着林龄增长，深层 300—500 cm 土壤始终都对植物有较大的水分贡献。虽然通过 t 检验没有发现各土层贡献值之间有显著差异，但深层的贡献值均显著大于 0。这也正能说明深层土壤水对于植物的重要性。

植物对深层土壤水的依赖，一方面是因为深层土壤水库对植物的水分供给能够始终保持稳定，另一方面也说明植物本身具有可持续的吸水策略。从幼龄果树逐渐生长到壮龄，植物的主要水分来源虽然是上层土壤水，但在干旱或降水不足的情况下也可能无法满足果树需求。为保持深层根系吸水的活性并保证果树的持续健康生长，无论幼龄或壮龄，无论 300 cm 以上土壤水能否满足植物需求，深层土壤水对果树终保持在大约 30%的贡献率(图 4)。因此，检测或模拟土壤水分需要考虑深层土壤水的贡献，否则会对蒸散量造成严重低估。

由于取样、测样工作量较大以及其他条件所限，本研究在每个果园取土壤剖面没有设置重复，如果有重复取样，结果的可靠性将更高。同时，为减小空间变异性带来的误差而选取的相邻果园仅种植了林龄为 5 年、8 年和 13 年的苹果树。若想明晰果树整个生长过程的根系吸水策略及其变化规律，可选取更多的果园以扩大林龄范围至 25 年果树。最后，从 13 年果园的土壤含水量情况来看，为了得到大龄果树的准确根系吸水范围，今后研究的土壤取样深度需要更深。

4 结 论

(1)黄土塬区尚未结果的幼龄果树(5 年)和刚开始结果两年的初果园(8 年)土壤尚未出现亏损，根系对土壤水的消耗更多在 300 cm 以上，300 cm 以下土壤水逐渐增加。13 年果园深层土壤出现水分亏损，土壤含水量随土层深度逐渐降低。丰雨期降水入渗仅能够补给 5 年果树的水分消耗，8 年和 13 年果园由于果实生长耗水导致水分持续下降。

(2)不同林龄的苹果树在不同时期主要水分来源均为 300 cm以上土壤水。对于 5 年和 8 年果树，枯雨期主要水分来源为 0—100 cm 土壤水，13 年果树主要水分来源更深，为 100—300 cm 土壤水；降水后，5 年果园 100—300 cm 土壤含水量增长最多，8 年果园含水量降低，其中 100—300 cm 土壤水减少最小，因此，100—300 cm 土层成为这两个果园的主要吸水层。而 13 年果园中，降水补给后仅有 0—100 cm 土壤水含量上升，因此，0—100 cm 土壤水成为主要水分来源。

(3)位于 300—500 cm 的深层土壤水始终对果树保持 30%左右的水分贡献。

参考文献：

[1] Xu H, Li Y. Water-use strategy of three central Asian desert shrubs and their responses to rain pulse events[J]. Plant and Soil, 2006, 285(1/2): 5-17.

[2] Schwinning S, Ehleringer J R. Water use trade-offs and optimal adaptations to pulse-driven arid ecosystems[J]. Journal of Ecology, 2001, 89(3): 464-480.

[3] Ma Y, Song X F. Using stable isotopes to determine seasonal variations in water uptake of summer maize under different fertilization treatments[J]. Science of the Total Environment, 2016, 550: 471-483.

[4] 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.

[5] 樊军，胡波. 黄土高原果业发展对区域环境的影响与对策[J]. 中国农学通报，2005，21(11)：355-359.

[6] 王锐，刘文兆，李志. 黄土塬区 10 m 深剖面土壤物理性质研究[J]. 土壤学报，2008，45(3)：550-554.

[7] 程立平，刘文兆，李志. 长武黄土塬区土地利用变化对潜水补给的影响[J]. 水科学进展，2016，27(5)：670-677.

[8] Cassana F F, Eller C B, Oliveira R S, et al. Effects of soil water availability on foliar water uptake of Araucaria angustifolia[J]. Plant and Soil, 2016, 399(1): 147-157.

[9] Howard J, Merrifield M. Mapping groundwater dependent ecosystems in California[J]. PLoS One, 2010, 5(6): e11249.

[10] Zhang Z Q, Evaristo J, Li Z, et al. Tritium analysis shows apple trees may be transpiring water several decades old[J]. Hydrological Processes, 2017, 31(5): 1196-1201.

[11] Chimner R A, Cooper D J. Using stable oxygen isotopes to quantify the water source used for transpiration by native shrubs in the San Luis Valley, Colorado U. S. A[J]. Plant and Soil, 2004, 260(1/2): 225-236.

[12] Busch D E, Ingraham N L, Smith S D. Water uptake in woody riparian phreatophytes of the Southwestern United States: A stable isotope study[J]. Ecological Applications, 1992, 2(4): 450-459.

[13] 刘自强，刘新晓，邓文平，等. 华北山区油松侧柏降雨前后水分来源[J]. 中国水土保持科学，2016，14(2)：111-119.

[14] 刘树宝，陈亚宁，陈亚鹏，等. 基于稳定同位素技术的黑河下游不同林龄胡杨的吸水深度研究[J]. 生态学报，2016，36(5)：729-739.

[15] 张景文，陈报章. 基于同位素分析研究山东禹城夏玉米水分来源[J]. 水土保持学报，2017，31(4)：99-104.

(下转第 108 页)

趋于分散,相互独立,说明它的物质来源具有单一性,从野外考察的过程中,发现托拉海河现代爬坡沙丘下覆盖有古沙丘,因此该地古沙翻新和就地起沙的可能性很大,但是不能排除托拉海河冲洪积扇的沉积物对其的贡献。河床与河流阶地的散点图相对趋向集中,说明它们的物质来源具有多样性,其中粒度特征也表明该地形部位的沉积环境具有风水交互的特点。因此,初步认为托拉海河爬坡沙丘的形成经历了两个阶段:一为古沙丘形成时期,此阶段受风、水交替影响,古沙丘的沙源多样;二为爬坡沙丘的形成时期,此阶段主要受到了风力的影响,沉积物经过分选后粒径组成趋于一致,这与巴丹吉林高大沙山的形成过程具有相同之处[19]。

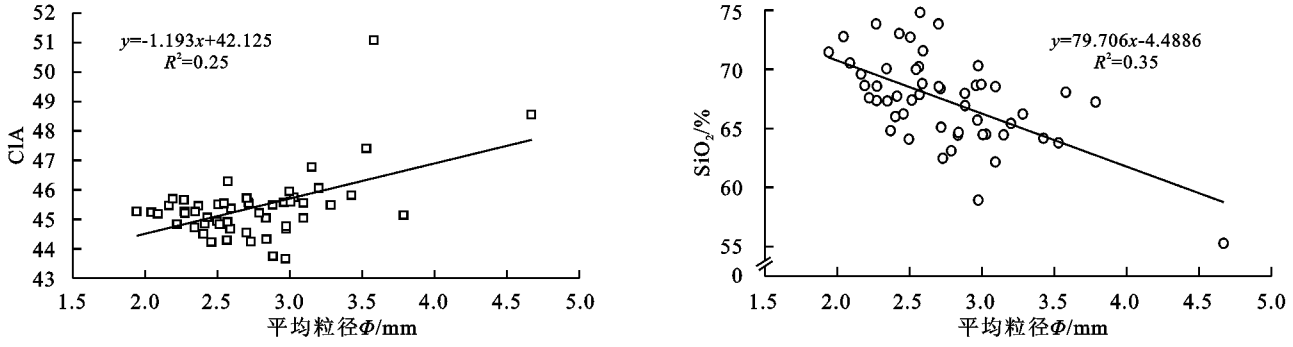


图 9　托拉海河爬坡沙丘沉积物 CIA 值、SiO_2 含量与平均粒径的关系

4　结 论

(1)托拉海河爬坡沙丘地表沉积物的粒度主要为极细砂、细砂、中砂,属于中等风选水平,偏度近对称,峰度为近对称的窄峰,表现出较强的风成特点;不同地形部位,粒度组成特征差异较大,自河床到迎风坡顶,粒度变粗,分选性变好,迎风坡顶到背风坡底,粒度变细,分选变差。

(2)爬坡沙丘地表沉积物的地球化学元素,除 Co、As、CaO 有富集,SiO_2 含量与 UCC 接近,其余化学元素均处于亏损状态;常量氧化物之间均有着很好的相关性,有些氧化物与平均粒径关系密切。从风化程度来看,地表沉积物总体处于初等化学风化阶段,不同的地形部位风化程度有一定差异,自河床到迎风坡顶风化程度呈递增趋势,从迎风坡顶到背风坡底风化程度呈缓慢递减趋势。

(3)托拉海河爬坡沙丘从河床到河流阶地,物源主要来自于现在河流及其阶地沉积物;迎风坡到背风坡的物源主要为古沙翻新与就地起沙,受现代河流及其冲洪积扇沉积物的影响较小。

(4)在不同空间尺度上,托拉海河爬坡沙丘的地表沉积物特征具有明显的差异,这与物源有很大的关系。尤其在尺度较小的不同地貌部位表现比较明显,这反映了在爬坡沙丘形成演变的过程中,风力作用和流水作用的差异引起了沉积物的空间分异,不同地形部位沙源不同表明地形在时间尺度的演化过程。

致谢:特别感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室孙忠老师、张彩霞老师在模具制样、化学元素测试中给予的帮助。

参考文献:

[1] 崔徐甲,孙虎,董治宝,等. 巴丹吉林沙漠高大沙山沉积物地球化学元素组成及其环境意义[J]. 中国沙漠,2017,37(1):17-25.

[2] 徐志伟,鹿化煜,赵存法,等. 库姆塔格沙漠地表物质组成、来源和风化过程[J]. 地理学报,2010,65(1):53-64.

[3] 刘英俊,王鹤年,曹励明,等. 元素地球化学[M]. 北京:科学出版社,1984.

[4] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985.

[5] 尚媛,鲁瑞洁,贾飞飞,等. 青海湖湖东风成剖面化学元素特征及其环境指示意义[J]. 中国沙漠,2013,33(2):463-469.

[6] 谢远云,孟杰,郭令芬,等. 松嫩平原杜蒙沙地地表物质的地化组成及风化特征[J]. 中国沙漠,2013,33(4):1009-1018.

[7] 刘佳. 兰州市大气降尘粒度分布特征与来源研究[D]. 兰州:兰州大学,2012.

[8] 王斌,曾琳,赵万苍,等. 对黄土高原风尘搬运动力与沉积控制因素的新认识[J]. 中国沙漠,2017,37(2):237-246.

[9] 李恩菊. 巴丹吉林沙漠与腾格里沙漠沉积物特征的对比研究[D]. 西安:陕西师范大学,2011.

[10] Xie J, Ding Z L. Compositions of heavy minerals in northeastern China sandlands and provenance analysis[J]. Science in China: Series D,2007,50(11):1715-1723.

[11] 王峰,刘玄春,邓秀芹,等. 鄂尔多斯盆地纸坊组微量元素地球化学特征及沉积环境指示意义[J]. 沉积学报,2017,35(6):1265-1273.

[12] 陈鹏飞,李潮流,康世昌,等. 雅鲁藏布江表层沉积物地球化学元素研究[J]. 地球化学,2012,41(4):387-392.

[13] 高文华,高抒,王丹丹,等. 废黄河沉积记录中来自不同河流物质的信息:基于重矿物与地球化学元素分析[J]. 地理科学,2015,35(12):1631-1639.

[14] 毛沛妮,庞奖励,黄春长,等.汉江上游黄土常量元素地球化学特征及区域对比[J].地理学报,2017,72(2):279-291.

[15] 李小妹,严平,吴伟,等.克里雅河中下游流域地表沉积物的粒度与化学元素空间分布[J].地理科学,2016,36(8):1269-1276.

[16] 梁丽,师育新,戴雪荣,等.苏州澄湖湖底硬粘土地球化学特征及其成因意义[J].地球与环境,2010,38(4):449-455.

[17] 魏志强,钟巍,陈永强,等.亚热带季风区湖沼流域表生地球化学元素研究:以江西定南大湖为例[J].地理科学进展,2015,34(7):909-917.

[18] 颜永毫,周杰,何忠,等.3 万年来卤阳湖沉积物地球化学元素变化特征及其环境意义[J].水土保持学报,2016,30(3):208-212,219.

[19] 罗万银,董治宝,钱广强,等.戈壁表层沉积物地球化学元素组成及其沉积意义[J].中国沙漠,2014,34(6):1441-1453.

[20] 龙黎,董玉祥,孙忠.海岸沙丘表面现代风成沙地球化学元素分异的典型研究:以河北昌黎黄金海岸横向沙脊为例[J].沉积学报,2012,30(4):724-730.

[21] 杨纫章.柴达木盆地托拉海河西地区的自然景观[J].地理学报,1959(6):422-434.

[22] Folk R L, Ward W C. Brazos River bar: A study in the signification of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Petrology,1957,27:3-27.

[23] Taylor S R, McLennan S M. Continental crust: Its composition and evolution[M]. London: Blackwell,1985:277.

[24] 邵菁清,杨守业.化学蚀变指数(CIA)反映长江流域的硅酸盐岩化学风化与季风气候?[J].科学通报,2012,57(11):933-942.

[25] Muhs D R, Lancaster N, Skipp G L. A complex origin for the Kelso Dunes, Mojave National Preserve, California, USA: A case study using a simple geochemical method with global applications[J]. Geomorphology,2017,276:222-243.

(上接第 94 页)

[16] Phillips D L, Gregg J W. Source partitioning using stable isotopes: Coping with too many sources[J]. Oecologia,2003,136(2):261-269.

[17] Moore J W, Semmens B X. Incorporating uncertainty and prior information into stable isotope mixing models[J]. Ecology Letters,2008,11(5):470-480.

[18] 李玉山.黄土高原土壤水分性质及其分区[J].中国科学院西北水土保持研究所集刊,1985,2:1-17.

[19] Ma J, Xiao X M, Bu R C, et al. Application of the space-for-time substitution method in validating long-term biomass predictions of a forest landscape model[J]. Environmental Modelling and Software,2017,94:127-139.

[20] 陈锡云,刘文兆.半干旱黄土丘陵区果园水分蒸散特征研究[J].水土保持学报,2000,14(3):67-71.

[21] Wang J, Fu B J, Lu N, et al. Seasonal variation in water uptake patterns of three plant species based on stable isotopes in the semi-arid Loess Plateau[J]. Science of the Total Environment,2017,609:27-37.

[22] 程立平,刘文兆,李志.黄土塬区不同土地利用方式下深层土壤水分变化特征[J].生态学报,2014,34(8):1977-1983.

[23] 王亮,郭小平,毕华兴,等.晋西地区不同树龄富士苹果树群体冠层结构特征研究[J].西北农林科技大学学报(自然科学版),2010,38(11):115-120.

(上接第 100 页)

[22] 苏永中,赵哈林.农田沙漠化过程中土壤有机碳和氮的衰减及其机理研究[J].中国农业科学,2003,36(8):928-934.

[23] 刘谦,陈亚宁,李卫红.干旱荒漠区新垦荒地的土壤理化状况研究[J].新疆农业科学,2007,44(3):318-321.

[24] 贾晓红,李新荣,王新平,等.流沙固定过程中土壤性质变异初步研究[J].水土保持学报,2003,17(4):46-50.

[25] 徐丽恒,王继和,李毅,等.腾格里沙漠南缘沙漠化逆转过程中的土壤物理性质变化特征[J].中国沙漠,2008,28(4):690-695.

[26] 李新荣,张景光,刘立超,等.我国干旱沙漠地区人工植被与环境演变过程中植物多样性的研究[J].植物生态学报,2000,24(3):251-257.

[27] Rosenzweig M L. Species diversity in space and time[M]. Cambridge: Cambridge University Press,1995.

[28] 王晓龙,常龙飞,李恒鹏,等.巢湖低丘山区典型植被群落与土壤环境因子特征研究[J].土壤,2011,43(6):981-986.