

地下水与地表水相互作用的识别和量化方法研究

郑洁琼 (北京矿冶研究总院, 北京 100160)

摘要 结合国内外研究现状, 将地下水与地表水相互作用的识别和量化方法归纳总结为直接测量法、调查分析法、模拟计算法和环境示踪法 4 类, 并对各类方法的优缺点和适用范围进行了比较, 最后对其未来发展趋势作出了展望。

关键词 地下水与地表水相互作用; 渗透仪; 流量过程线; 耦合模型; 环境示踪剂

中图分类号 S181.3 **文献标识码** A **文章编号** 0517-6611(2015)24-203-03

Study on Recognition and Quantification Methods for Groundwater-Surface Water Interactions

ZHENG Jie-qiong (Beijing General Research Institute of Mining & Metallurgy, Beijing 100160)

Abstract Combined with domestic and foreign research status, this paper concluded four kinds of recognition and quantification methods for groundwater-surface water interactions. They were direct measurements, survey analysis, analog computation, and environmental tracer. And the advantages, disadvantages, and scope of application of the four methods were compared simultaneously. Finally this paper also pointed out the future development direction.

Key words Groundwater-surface water interactions; Seepage meters; Hydrograph separation; Integrated model; Environmental tracer

在自然界中, 地下水与地表水是一个不可分割的整体, 其中任何一方的开发和污染都将会给另一方造成不可忽视的影响^[1]。例如, 地下水的过度开采可能造成地表径流的衰减甚至干涸, 地下水中营养物质的排泄会导致地表水体富营养化, 海水入侵引起地下水盐度升高。如果水资源的管理政策中不考虑地下水与地表水的相互作用, 水资源匮乏、水质恶化和生态环境破坏等一系列水问题将得不到有效的解决^[2]。对此, 联合国教科文组织 (UNESCO)、国际水文科学协会 (IAHS) 和国际水文地质学家协会 (IAH) 等组织和机构, 都把地下水与地表水的相互作用作为目前研究的重要热点和前沿课题^[3], 以期为准评价水资源, 合理规划管理水资源, 有效保护水资源和生态环境系统提供技术支撑。

关于地下水与地表水的相互作用研究, 早在 1877 年, Boussinesq 就对河流与连续冲击含水层作用的规律进行探讨。而直到 19 世纪 60 年代, 人们对水体富营养化、酸雨以及生态系统功能退化等问题的关注, 才引发了地下水与湖水、河水、湿地以及海水等地表水相互作用的大量研究^[4]。至今, 有关两水相互作用的研究对象几乎涵盖了冲积平原、基岩山区、喀斯特岩溶区以及滨海地区等所有的地下水和地表水, 研究内容涉及了地下水与地表水的联合调度规划^[5]、地下水与地表水的综合污染防治^[6]以及水生生态环境健康^[7]等多个方面。但是, 如何准确识别和量化地下水与地表水的相互作用一直是一个非常复杂和困难的问题, 它对分析流域水循环机制、准确评价水资源量和控制流域水污染具有重要的意义。笔者对地下水与地表水相互作用的识别和量化方法进行总结归纳, 将目前国内外研究中所用到的方法分为直接测量法、调查分析法、模拟计算法和环境示踪法, 并指出了其未来发展的方向。

1 直接测量法

地下水与地表水水量和溶质交换量的直接测量工具是

渗透仪。渗透仪最早由 Israelsen 和 Reeve 于 1944 年设计用于测量灌溉渠中地表水的渗透损失量。之后, Lee^[8] 用一个 208 L 的铁筒接一个塑料收集袋子制成了最为经典的渗透仪, 即将一个开口的圆筒倒扣在河床沉积物中, 用袋子收集地下进入沉积物的水, 或者在袋子中装入已知体积的水测量地表损失的水。基于此, 为了避免收集袋子受水流压迫影响, 研究者们将收集的袋子改为排水管, 并安装热脉冲装置、超声波装置或者电磁表等设计出不同类型的自动渗透仪来记录水流速度^[9-11]。目前, 渗透仪这种直接测量法已被广泛应用于湖、河、水库、海洋以及河流与地下水的定量研究中^[12-13]。尽管这种用来直接量化地下水和地表水交换水量的渗透仪原理简单, 经济实用, 但是其操作非常麻烦。一般来说, 为了获得有代表性的平均渗透通量, 往往需要进行多个点的测量, 比较耗时费力, 且在测量时间段内渗透通量的变化过程也无法掌握。特别是通过渗透仪测量的渗透通量可能不完全是地下水排泄造成的, 还可能包括河流沉积物中排泄的水等^[14]。因此, 渗透仪的测试结果可能存在一定的误差。

2 调查分析法

调查分析包括长期的流量资料调查分析 (即流量过程线分析) 和某一均衡期的河流水均衡项调查计算。

2.1 流量过程线分析 河流的流量过程曲线是指河流流量随时间变化的曲线, 该流量包括河流的降水径流量和基流量 (一般是指地下水补给量) 两个部分。在地下水与地表水相互作用的研究中, 研究者通过图解法、滑动最小值法、HY-SPEP 和数字滤波法等方法将流量过程曲线中的基流量分割出来, 它属于基流分割法的一种^[15]。例如, 林学钰等^[16] 通过流量过程线分析方法查明了黄河流域地下水对黄河的贡献。伍立群等^[17] 将基流分割法应用于云南地下水资源量的评价, 提高了山丘区地下水资源评价的精度。但是, 由于流量过程线分析的方法将壤中流和河岸储量都归为地下水对地表水的基流量^[18], 而且要求长序列的河流流量数据, 因此它在计算地下水对地表水的补给量中应用较少。

作者简介 郑洁琼 (1984 -), 女, 山西阳高人, 工程师, 博士, 从事地下水环境影响评价与研究。

收稿日期 2015-07-08

2.2 水均衡计算 水均衡法是研究地下水与地表水相互作用较为简单的方法。若以地表水或地下水为研究主体,将一条河流分成若干段或尽量选取一个具有隔水边界的完整水文地质单元,查明该地区某一时间段内进入和流出的均衡项,即可计算出地下水与地表水的水量交换量。其中,涉及河流量测量的方法有水位-流量法、体积法、速度-面积法、坡度-面积法、稀释法、三角堰法等^[19]。如肖长来等^[20]以地下水为研究主体,用水均衡法研究了洮儿河扇形地地下水与地表水资源的转化规律。水均衡法虽然在确定地下水与地表水大致的补排关系,粗略估算两水交互量的研究中快速方便,但因为其各均衡项存在多方面的不确定性,且容易忽略短期内地下水与地表水交互量的微小变化,会导致计算结果不可信。

3 模拟计算法

模拟计算法是基于达西定律的一种常用量化方法,它是将两水之间的界面看作地下透水层的一部分,通过野外勘察获得地下水和地表水的水位、河床沉积物的渗透系数,用达西定律计算确定地下水排泄到地表水或地表水补给地下水的水量。Rushton 等^[21]曾对地下水与地表水之间交互带的达西定律水量计算提出改进的线性、非线性和综合模型,认为地下水与地表水水位差较大时,达西线性模型的计算结果偏大,地下水与地表水的交换量应该与水头差之间存在线性和非线性关系。但是,由于难以获取参数,该结论并没有得到广泛应用。

迄今为止,基于达西定律的地下水与地表水耦合模型一直是地下水与地表水相互作用的重要研究方向。胡立堂等^[22]将现有的水流耦合模型分为嵌入地表水模块的地下水模型、嵌入地下水模块的地表水模型和地下水与地表水模块兼容模型 3 种类型。嵌入地表水模块的地下水模型和嵌入地下水模块的地表水模型是最早用到的耦合模型,这两类模型不考虑地下水或地表水水位的时空变化,只是将其简单概化为边界条件或源汇项输入地下水或地表水模型。如 McDonal 和 Harbaugh 按照简单的达西公式将地表水模块(Stream 模块)添加到美国地质调查局开发的 MOFLOW 地下水模拟软件中。席丹等^[23]利用 SWAT 模型的水文响应单元(HRU)和 MODFLOW 模型的有限差分网格(CELL),构建地下水与地表水模型的交互面,将 SWAT 模型计算的地下水补给量和潜水蒸发量分别输入 MODFLOW 模型的地下水补给(RCH)模块和潜水蒸发(EVT)模块中,并应用于西安市黑河流域的地下水模拟计算,取得了很好的效果。地下水与地表水模块兼容模型是通过交换通量将成熟的地下水方程与地表水方程联系起来,考虑水头随时间的变化,它较嵌入型模型更能真实地反映实际情况,如 MODBRANCH、MIKE-SHE、SWATMOD 和 MODHMS、HydroGeoSphere 和 GSFOW 等耦合模拟软件中的模型^[24]。龙玉桥^[25]应用 HydroGeoSphere 软件,将二维圣维南方程组和三维 Richard 方程通过交互带水量交换量耦合模拟计算了辽宁白石水库的最小下泄量。

基于达西定律的方法对于认识地下水系统内部结构非

常重要,它是理解地下水与地表水相互作用机制,确定两水交互量的有效手段。但是,资料短缺情况下的模拟和地下水系统的空间非均质性处理是该方法需要解决的难点。

4 环境示踪法

天然水的化学成分在一定程度上记载着水体形成和运移历史的信息。在地下水与地表水的相互作用中,两水独具特色的溶解组分在彼此的水力联系下发生了特征性的变化,同时也留下了相互作用的印记。因此,将地下水与地表水中有明显差异的物质作为环境示踪剂来追踪水流运动,是识别和量化两水相互作用非常有效的手段之一。目前,研究中用到的示踪剂包括水环境参数、常见溶解性组分、同位素及其他物质。

4.1 水环境参数 研究发现,地下水与地表水差异明显的水环境参数包括 pH、溶解氧、氧化还原电位、电导率、碱度和温度等。如 Edet 等^[26]通过尼日利亚东南部 Calabar 地区连续 12 个月的地下水与河水温度、EC、pH、Eh 和 DO 的测定,发现该区地下水和河水的温度、EC、Eh 和 DO 都存在显著性差异,其中地下水中只有 DO 受季节和潮汐的显著性影响,而河水中除了 DO 受季节和潮汐的共同影响外,温度和 Eh 值还会随季节的变化而明显变化。宋献方等^[27]利用地下水和地表水电导率的差别,根据流域内不同水体的电导率空间分布趋势推断了两水的补排关系。Rodgers 等^[28]将碱度与二氧化硅作为天然示踪剂,识别了苏格兰 Cairngorms 地区 Feshie 河地下水与地表水的水力联系。值得说明的是,从 20 世纪 80 年代,温度示踪剂开始被逐渐引入不同类型的水生环境研究,直到最近,地表水和沉积物温度的监测才成为识别和量化地下水与地表水水力联系的有效手段^[29-30]。用耦合热传导对流方程来计算地下水与地表水之间水流速度在国外已被广泛应用^[31]。

4.2 常见溶解性组分 用来示踪地下水与地表水相互作用的常见溶解性组分包括主要离子和可溶性 SiO₂ 等。郎赞超^[32]通过比较贵阳不同季节地下水与地表水中 K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻、NO₃⁻、SiO₂ 和 TDS 的变化,发现地下水对地表水的水化学组成具有明显的响应关系,说明喀斯特地区地下水与地表水之间的水化学联系密切,水流交换比较活跃。Moore 等^[33]使用多元统计的方法如主成分分析(PCA)、因子分析和聚类分析,对大量的水化学数据进行了处理,识别了控制地下水和地表水水化学成分的主要因子,指出了不同水样点之间的关系。在这些主要离子中,Cl⁻ 作为保守性离子,可通过质量平衡方程定量评价地下水与地表水之间的混合比例^[34]。自然界水中的可溶性 SiO₂ 是岩石风化和水循环条件的有效指示剂,它可为地下水与地表水的相互作用提供可靠的依据^[35]。由于降水中 SiO₂ 的含量较低,一般为 1 mg/L 以下,而地下水中由于周围硅酸盐矿物的水解会存在大量的可溶性 SiO₂。因此,在地下水输入地表水时,地表水中 SiO₂ 含量则会增加;反之,如果地表水渗入地下水,则地下水中 SiO₂ 含量会减小。Gao 等^[36]对地下水中的可溶 SiO₂ 做了等值线,通过靠近地表水的地下水 SiO₂ 浓

度高低来判别地下水与地表水之间的补给关系。

4.3 同位素及其他物质 与水环境参数和常见溶解性固体一样,不同水体的同位素组成受不同环境分馏作用的影响也有所不同。如地表水中 ^2H 和 ^{18}O 因强烈的蒸发作用有明显富集,Kumar等^[37]利用这两个稳定同位素辨识了地下水和地表水的水力联系。由于放射性同位素 ^{222}Rn 从岩石或沉积物中释放出来随地下水流迁移排泄于地表时,因周围分压力的迅速减小造成地表水中 ^{222}Rn 浓度低于地下水。袁晓婕等^[38]应用 ^{222}Rn 评价了胶州湾的海底地下水排泄。而镅不发生动力学分馏, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值只随着岩石矿物中 Rb/Sr 值和水岩作用的时间而发生变化。Négrel等^[39]将稳定同位素 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值相结合,分析了法国卢瓦尔河附近不同层位地下水与地表水的复杂补给关系。此外, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 、碳和镭等的同位素以及人工合成化合物 SF_6 和 CFC (氟利昂)也有应用^[40]。

总体来说,流域水体中的水化学成分来源多样,发生的化学反应较为复杂,研究者们不会使用单独一种示踪剂来识别地下水与地表水的相互作用,而往往将各种水文地球化学成分相互比对,全面掌握地下水与地表水的水化学联系,并由几种敏感的环境示踪剂相互验证,共同确定两水的相互转化关系,甚至通过不同补给源的水化学成分分析,采用端元混合法(EMMA)得到地下水与地表水的混合比例。

5 结论与展望

近年来,地下水与地表水相互作用的识别和量化技术手段不断提高,但各方法都有一定的优缺点,适用的范围不同。

①直接测量法原理简单、成本低,但操作耗时费力,误差较大,适用于小尺度范围($10^{-2} \sim 1\text{ m}$);②调查分析法方便、快速,但不确定因素多,难以估算短期变化量,结果可能不可信,适用于大尺度范围($10 \sim 10^3\text{ m}$);③模拟算法具有可视化、仿真性,但耦合模拟存在难点,需要的数据量大,空间非均质性难以处理,操作复杂,适用于大、中、小尺度范围($10^{-2} \sim 10^3\text{ m}$);④环境示踪法原理简单、实用有效,但精度不高,温度和同位素示踪成本高,同位素采样要求高,干扰因素多,适用于中尺度范围($1 \sim 10^2\text{ m}$)。其中,温度示踪和模拟计算是目前地下水与地表水相互作用识别和量化方法应用的热点方向。但是,由于地下水温度的测量费效比(费用/效果)不高,耦合模拟的仿真性在实际情况下限制较多。因此,还需要不断改进或开发出更为简单有效且适用性广的方法,来推动地下水与地表水相互作用的研究。

参考文献

[1] SOPHOCLEOUS M. Interaction between groundwater and surface water: the state of the science[J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 10: 52–67.
 [2] WINTER T C, HARVEY J W, FRANK O L, et al. Ground water and surface water: A single resource[M]. USGS Circular 1139, 1998.
 [3] 胡俊锋,王金生,滕彦国. 地下水与河水相互作用的研究进展[J]. *水文地质工程地质*, 2004, 31(1): 108–113.
 [4] WINTER T C, ROSENBERRY D O. The interaction of ground water with prairie pothole wetlands in the Cottonwood Lake area, east-central North Dakota, 1979–1990[J]. *Wetlands*, 1995, 15(3): 193–211.
 [5] 孙栋元,伊力哈木,冯省利,等. 干旱内陆河流域地表水地下水联合调度研究进展[J]. *地理科学进展*, 2009, 28(2): 167–173.

[6] HILDEBRANDT A, GUILLAMÓN M, LACORTE S, et al. Impact of pesticides used in agriculture and vineyards to surface and groundwater quality (North Spain)[J]. *Water Research*, 2008, 42(13): 3315–3326.
 [7] HAYASHI M, ROSENBERRY D O. Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water[J]. *Ground Water*, 2002, 40(3): 309–316.
 [8] LEE D R. Device for measuring seepage flux in lakes and estuaries[J]. *Limnol Oceanogr*, 1977, 22(1): 140–147.
 [9] KRUPA S L, BELANGER T V, HECK H H, et al. Krupaseep – the next generation seepage meter[J]. *Journal of Coastal Research*, 1998, 26: 210–213.
 [10] PAULSEN R J, SMITH C F, OROURKE D, et al. Development and evaluation of an ultrasonic groundwater seepage meter[J]. *Ground Water*, 2001, 39(6): 904–911.
 [11] ROSENBERRY D O, MORIN R H. Use of an electromagnetic seepage meter to investigate temporal variability in lake seepage[J]. *Ground Water*, 2004, 42(1): 68–77.
 [12] LANDON M K, RUS D L, HARVEY F E. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds[J]. *Ground Water*, 2001, 39(6): 870–885.
 [13] 袁瑞强. 黄河三角洲浅层地下水特征及其向海输送[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2006.
 [14] KALBUS E, REINSTORF F, SCHIRMER M. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: A review[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, 10: 873–887.
 [15] 陈利群, 刘昌明, 李发东. 基流研究综述[J]. *地理科学进展*, 2006, 25(1): 1–15.
 [16] 林学钰, 廖资生, 钱云平, 等. 基流分割法在黄河流域地下水研究中的应用[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2009, 39(6): 959–967.
 [17] 伍立群, 代兴兰. 河川基流分割法在山丘区地下水资源量评价中的运用[J]. *中国农村水利水电*, 2005(1): 35–38.
 [18] BRODIE R S, HOSTETLER S. A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs[C]//Proceedings of the NZHS – IAHS – NZSSS 2005 Conference. Auckland, New Zealand, 2005.
 [19] HAUER F R, LAMBERTI G A. Methods in stream ecology[M]. San Diego: Academic Press, 1996.
 [20] 肖长来, 张力春, 方樟, 等. 洮儿河扇形地地表水与地下水资源的转化关系[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2006, 36(2): 234–239.
 [21] RUSHTON K R, TOMLINSON L M. Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers[J]. *J Hydrol*, 1979, 40: 49–65.
 [22] 胡立堂, 王忠静, 赵建世, 等. 地表水和地下水相互作用及集成模型研究[J]. *水利学报*, 2007, 38(1): 54–59.
 [23] 席丹, 张世艳, 何庆龙, 等. 基于 GPR 技术的地表水地下水的耦合计算及应用[J]. *水资源研究*, 2014(3): 298–306.
 [24] 徐力刚, 张奇, 左海军. 地表水地下水的交互与耦合模拟研究现状与进展[J]. *水资源保护*, 2009, 25(5): 82–102.
 [25] 龙玉桥. HydroGeoSphere 在白石水库最小下泄流量研究中的应用[D]. 长春: 吉林大学, 2008.
 [26] EDET A, WORDEN R H. Monitoring of the physical parameters and evaluation of the chemical composition of river and groundwater in Calabar (Southeastern Nigeria)[J]. *Environ Monit Assess*, 2009, 157: 243–258.
 [27] 宋献方, 刘相超, 夏军, 等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(1): 102–110.
 [28] RODGERS P, SOULSBY C, PETRY J, et al. Groundwater – surface – water interactions in a braided river: A tracer-based assessment[J]. *Hydrol Process*, 2004, 18(7): 1315–1332.
 [29] SILLIMAN S E, BOOTH D F. Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana[J]. *Journal of Hydrology*, 1993, 146: 131–148.
 [30] 刘传琨, 胡明, 刘杰, 等. 基于温度信息的地表–地下水交互机制研究进展[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(5): 5–10.
 [31] TANIGUCHI M, BURNETT W C, SMITH C R, et al. Spatial and temporal distributions of submarine discharge rates obtained from various types of seepage meters at a site in the Northeastern Gulf of Mexico[J]. *Biogeochemistry*, 2003, 66: 35–53.
 [32] 郎赞超. 喀斯特地下水文系统物质循环的地球化学特征[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2005.

表 4 羊草根、茎、叶、中 C、N、P 之间的异速生长关系

器官	logy	logx	样本数 <i>n</i>	异速生长指数 α_{RMA}	95% 置信区间 95% CI	异速生长常数 $\log\beta_{RMA}$	决定系数 R^2	显著水平 <i>P</i>
根	log C	log N	28	-0.216 2	[-0.315 9, -0.148 0]	2.850	0.072	0.168
	log C	log P	28	0.124 2	[0.084 0, 0.183 7]	2.653	0.010	0.619
	log N	log P	28	0.574 8	[0.390 6, 0.845 6]	1.008	0.036	0.334
茎	log C	log N	17	0.283 0	[0.013 9, 0.038 2]	2.628	0.076	0.283
	log C	log P	17	0.015 5	[0.009 2, 0.026 3]	2.651	0.001	0.890
	log N	log P	17	0.675 8	[0.449 4, 1.016 0]	0.972	0.420	0.005
叶	log C	log N	28	0.291 0	[0.198 7, 0.426 2]	2.254	0.060	0.210
	log C	log P	28	0.242 4	[0.172 6, 0.340 3]	2.597	0.264	0.005
	log N	log P	28	0.832 8	[0.594 4, 1.167 0]	1.178	0.273	0.004

注: α_{RMA} 表示简约主轴回归斜率; β 表示简约主轴回归截距; $P < 0.05$ 表示显著相关, $P < 0.01$ 表示极显著相关。

前人在研究 C、N、P 的异速生长关系时,多是研究不同物种的异速生长关系。比如, Niklas 等通过搜集 131 种禾草的元素数据,分析得出叶片中 N 含量与 C 含量呈显著的等速生长,叶片中 N 含量与 P 含量呈幂指数为 3/4 的异速生长^[20]。这里研究了单个物种的异速生长关系,因此异速生长规律在物种水平的应用需要进一步研究。

3 结论

(1) 随着吉林西部草地退化演替的进行,在 N、P 元素限制下,羊草地下部分生长率与根系 C:P 之间存在显著正相关关系,地上部分生长率与茎 N:P 之间存在显著正相关关系。羊草地下部分生长率与根系根 C:N, N:P 无明显的相关关系,羊草地上部分生长率与茎 C:N, C:P 无明显的相关关系,羊草地上部分生长率与叶 C:N, C:P, N:P 均无明显的相关关系,不符合生长速率假说。

(2) 羊草茎中的 N、P 呈显著的异速生长关系,羊草叶片中 C、P 以及 N、P 呈显著的异速生长关系,其余器官 C、N、P 之间没有显著的相关关系。吉林西部退化草地中羊草的生长不符合 3/4 法则。其他植物是否符合生长速率假说和异速生长关系还需要进一步研究。

(3) 研究了单个物种的生长速率假说和异速生长关系,为进一步研究不同物种、群落或生态系统的化学计量特征提供了参考。

参考文献

[1] HESSEN D O, LYCHE A. Inter-and intraspecific variations in zooplankton element composition[J]. Archiv für Hydrobiologie, 1991, 121(3): 343-353.

[2] ELSER J J, DOBBERFUHL D R, MACKAY N A, et al. Organism size, life history, and N:P stoichiometry[J]. Bio Science, 1996, 46(9): 674-684.

[3] STERNER R W, SCHULZ K L. Zooplankton nutrition: Recent progress and

a reality check[J]. Aquatic Ecology, 1998, 32(4): 261-279.

[4] ELSER J J, FAGAN W F, DENNO R F, et al. Nutritional constraints in terrestrial and freshwater food webs[J]. Nature, 2000, 408(6812): 578-580.

[5] STERNER R W, ELSER J J. Ecological stoichiometry: The biology of elements from molecules to the biosphere [M]. Princeton: Princeton University Press, 2002.

[6] 严正兵, 金南瑛, 韩廷申, 等. 氮磷施肥对拟南芥叶片碳氮磷化学计量特征的影响[J]. 植物生态学报, 2013, 37(6): 551-557.

[7] 庾强. 内蒙古草原植物化学计量生态学研究[D]. 北京: 中国科学院植物研究所, 2009.

[8] 刘秀香, 杨允非. 松嫩平原不同生境芦苇生殖分株的异速生长分析[J]. 草业学报, 2012, 21(4): 313-318.

[9] 李晓宇, 蒯吉祥, 李秀军, 等. 羊草苗期对盐碱胁迫的生长适应及 Na^+ , K^+ 代谢响应[J]. 草业学报, 2013, 22(1): 201.

[10] 桂花. 呼伦贝尔草原不同程度退化下羊草群落特征[J]. 南方农业学报, 2012, 43(12): 2035-2039.

[11] STERNER R W, HESSEN D O. Algal nutrient limitation and the nutrition of aquatic herbivores[J]. Annu Rev Ecol Syst, 1994, 25: 1-29.

[12] ANDERSEN T. Pelagic nutrient cycles: Herbivores as sources and sinks [M]. Berlin: Springer, 1997.

[13] 李月芬, 王冬艳, 杨小琳, 等. 基于土壤化学性质与神经网络的羊草碳氮磷含量预测[J]. 农业工程学报, 2014, 30(3): 104-111.

[14] FALSTER D S, WARTON D I, WRIGHT I J. (S) MATR: Standardised major axis tests and routines (Version 2.0) [EB/OL]. [2015-05-06]. <http://www.Bio.mq.edu.au/ecology/SMATR>.

[15] 张元明. 准噶尔荒漠 6 种短命植物生物量分配与异速生长关系[J]. 草业学报, 2014, 23(2): 38-48.

[16] 印婧婧, 郭大立, 何思源, 等. 内蒙古半干旱区树木非结构性碳、氮、磷的分配格局[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2009(3): 519-527.

[17] 徐劲草, 许新宜. 羊草生长率的研究和生长速率假说的验证[J]. 草业科学, 2013, 30(1): 74-79.

[18] ÅGREN G I. Stoichiometry and nutrition of plant growth in natural communities[J]. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics, 2008, 39: 153-170.

[19] NIKLAS K J. Plant allometry: The scaling of form and process [M]. Chicago: University of Chicago Press, 1994. 7-34.

[20] NIKLAS K J, COBB E D. N, P and C stoichiometry of *Eranthis hyemalis* (Ranunculaceae) and the allometry of plant growth[J]. American Journal of Botany, 2005, 92(8): 1256-1263.

(上接第 205 页)

[33] MOORE P J, MARTIN J B, SCREATON E J. Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls of spring discharge in an eogenetic karst aquifer[J]. Journal of Hydrology, 2009, 376: 443-455.

[34] MULLANEY J R, LORENZ D L, ARNTSON A. Chloride in groundwater and surface water in areas underlain by the glacial aquifer system, Northern United States[R]. USGS, 2009.

[35] ASANO Y, OHTE N, UCHIDA T. Sources of weathering-derived solutes in two granitic catchments with contrasting forest growth[J]. Hydrol Proc, 2004, 18: 651-666.

[36] GAO X B, WANG Y X, WU P L, et al. Trace elements and environmental isotopes as tracers of surface water-groundwater interaction: A case study at Xinán karst water system, Shanxi Province, Northern China[J]. Envi-

ron Earth Sci, 2010, 59: 1223-1234.

[37] KUMAR U S, SHARMA S, NAVADA S V. Recent studies on surface water-groundwater relationships at hydro-projects in India using environmental isotopes[J]. Hydrol Process, 2008, 22: 4543-4553.

[38] 袁晓婕, 郭占荣, 马志勇, 等. 基于²²²Rn 质量平衡模型的胶州湾海底地下水排泄[J]. 地球学报, 2015, 36(2): 237-244.

[39] NÉGREL P H, PETELET-GIRAUD E, BARBIER J. Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematic [J]. Journal of Hydrology, 2003, 277: 248-267.

[40] COOK P G, FAVREAU G, DIGHTON J C, et al. Determining natural groundwater inflow to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers[J]. Journal of Hydrology, 2003, 277: 74-88.