中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 4 期: 461 ~ 472
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

巴丹吉林沙漠沙山表层径流的发现及其指示意义

赵景波[1,2], 马延东[1*], 罗小庆[1], 岳大鹏[1], 邵天杰[1], 董治宝[1]

1. 陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062;
2. 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 710061
* 通讯作者, E-mail: mayandongemail@163.com

收稿日期: 2016-08-05; 接受日期: 2017-02-20; 网络版发表日期: 2017-03-15
国家自然科学基金国际合作重大项目(批准号: 41210002, 40672108)和教育部长江学者计划项目(编号: 801813)资助

摘要 在全球高差最大的巴丹吉林沙漠发现了沙山斜坡上的表层径流物理沉积及化学沉积、沙山洼地罕见的地表超渗径流和沙山底部泉水溪流. 根据电镜观察、能谱分析、入渗实验、含水量测定和粒度分析等资料, 研究了表层径流化学沉积物的矿物和化学组成、物理沉积物的粒度组成、沙山区水分平衡、大气降水对地下水与湖水的补给条件和补给机制. 超渗径流与表层径流的存在表明, 该区存在能够为地下水提供补给来源的较强有效降雨过程. 各种表层径流物理沉积与化学沉积、泉水溪流、超渗径流与含量为3~6%的重力水等8项科学证据十分可靠地从深层次上证明, 该区降水通过入渗达到了沙山的底部, 已经对地下水构成了补给. 新生方解石和石膏等径流化学沉积物和灰黑色物理沉积物以及径流沉积扇形地演化的阶段性均指示该区大气降水对地下水的补给不是偶然的降水事件造成的, 具有长期补给性. 细粒层的隔水性是该区地下径流出露于地表的原因. 沙山区具有一定有效降水能够提供水分补给源、沙层的高入渗率能够将大气降水快速转化沙层水、植被稀少蒸腾量少、沙层受蒸发影响深度小降低了蒸发对水分的消耗、沙层含有运移较快的重力水是该区水分出现正平衡和大气降水能够补给地下水的5个因素, 这5个因素的共同作用构成了该区大气降水向地下水的补给机制, 为地下水和湖泊提供了水分补给来源. 本文对国内外沙漠区水循环、地下水补给条件、补给动力和补给机制的研究具有重要参考意义.

关键词 表层径流与地下径流, 径流物理与化学沉积, 次生盐与水循环, 地下水补给条件与机制, 巴丹吉林沙漠

1 引言

巴丹吉林沙漠发育了140余个湖泊(Dong等, 2013; Yang等, 2010; Zhang等, 2014)并拥有全球高差最大的沙山(朱震达等, 1980; Yang等, 2011), 形成了沙山与湖泊相伴的独特景观. 该区独特的自然景观引起了国内外学者的高度关注(郭华东等, 2000; Hofmann, 1996; Jakel, 1996; Gates等, 2008; Shao等, 2012, 2015; 王乃昂等, 2016; Wu等, 2014). 前人对巴丹吉林沙漠地貌区沙山形成与物质组成(Yang等, 2011; Dong等, 2004; Shao等, 2015)开展了许多研究, 并取得了一些重要成果. 现已认识到该区风沙沉积物粒度组成较粗, 细砂含量与

中文引用格式: 赵景波, 马延东, 罗小庆, 岳大鹏, 邵天杰, 董治宝. 2017. 巴丹吉林沙漠沙山表层径流的发现及其指示意义. 中国科学: 地球科学, 47: 461–472, doi: 10.1360/N072016-00044
英文引用格式: Zhao J B, Ma Y D, Luo X Q, Yue D P, Shao T J, Dong Z B. 2017. The discovery of surface runoff in the megadunes of Badain Jaran Desert, China, and its significance. Science China Earth Sciences, 60: 707–719, doi: 10.1007/s11430-016-9019-2

© 2017 《中国科学》杂志社

中砂相近或略高于中砂(Dong等, 2004; Shao等, 2015). 众多湖泊的湖水补给来源是近年来争论的焦点, 目前存在有3种不同的认识. 一是有学者认为湖水来自于大气降水的入渗(Hofmann, 1996; Yang等, 2010; 马荣华等, 2011; Shao等, 2012). 由于该区年降水量少, 大气降水作为湖水来源的观点缺少有说服力的直接证据. 二是有研究者认为该区湖水来自晚更新世或全新世间冰期的水(Ma等, 2003, 2008; Gates等, 2008). 鉴于该区蒸发强烈, 晚更新世残留水能否保存到现今也存在分歧. 三是少数研究者认为湖水主要是通过深大断裂从外围山区输送而来地下水(Chen等, 2004). 这种观点缺少可靠的地质证据支持, 存在难以解释的矛盾问题, 受到了绝大多数研究者的质疑. 过去对巴丹吉林沙漠及其相邻的腾格里沙漠沙层含水量进行了一定研究, 已认识到该沙漠干沙层厚度很小, 一般为10~20cm左右, 干沙层含水量通常小于1%; 20cm以下为湿沙层, 含水量一般在1~3%(冯起和程国栋, 1999; 马金珠等, 2011). 近40年来, 巴丹吉林沙漠沙山–湖泊区的湖泊数量和面积有所减少, 沙漠腹地90个湖泊的总面积为18km^{2}左右(Zhang等, 2014). 该区湖水化学成分变化研究显示, 大气降水很可能是湖水的补给来源(陆莹等, 2010). 根据氯质量平衡原理, 有的研究者估算出巴丹吉林沙漠降水对地下水略有补给(刘晓艳等, 2010).

虽然国内外研究者对巴丹吉林沙漠地貌及其成因进行了一些研究, 但在已出版的专著和发表的成果中, 尚未报道在沙山斜坡中上部发现因大气降水而产生的地表径流和径流侵蚀及由地下径流转变而来的地表径流产生的径流物理沉积和径流化学沉积, 更没有发现该区存在的高含量重力水与指示积水存在的黑色沙层. 尽管巴丹吉林沙漠风成沙中具有含量极低的来自于大气沉降的盐类物质(Zhu和Yang, 2010), 但这与我们发现的显著聚集的径流化学沉积完全不同. 本文根据新发现的多种证据和实验分析, 探讨巴丹吉林沙漠沙山内部水分补给与运移, 这不仅能够对从深层次上揭示该沙漠沙山区水分平衡和水分循环具有重要作用, 而且为揭示该区众多湖泊的湖水来源和补给机制具有重要作用.

2 研究区概况与研究方法

巴丹吉林沙漠(图1a)位于内蒙古自治区阿拉善右旗境内, 为中国第三大沙漠, 面积约为4.43×10^{5}km^2, 高大沙山密集分布约占该沙漠总面积的61%(朱震达等, 1980). 巴丹吉林沙漠海拔高程在1200~1700m. 沙山的高差多在200~300m, 最大高差接近500m, 是世界上高差最大的沙山. 巴丹吉林沙漠位于温带, 气候极端干旱, 降水稀少, 多集中在6~8月份. 沙山地区正常年的降水量为105mm左右(王乃昂等, 2013). 该区年平均气温为7~8℃, 夏季最高气温可达38~43℃. 年平均风速为4m s^{-1}, 八级大风日为约30天, 以西北风为主.

巴丹吉林沙漠沙山上因降水产生的地表径流和径流侵蚀在雨季较容易发现. 地下径流及其出露产生的地表径流物理沉积和化学沉积次生盐在沙山上部和中部的斜坡位置较为容易被观察到, 在沙山下部偶尔可见泉水溪流存在. 为了进一步认识这些自然现象, 需要采集必要的样品进行实验分析. 在沙山上, 采样点一般选在坡度适中的代表性地段, 并且同一种样品选择不少于2个采样点, 采样点分布及概况见图1b和

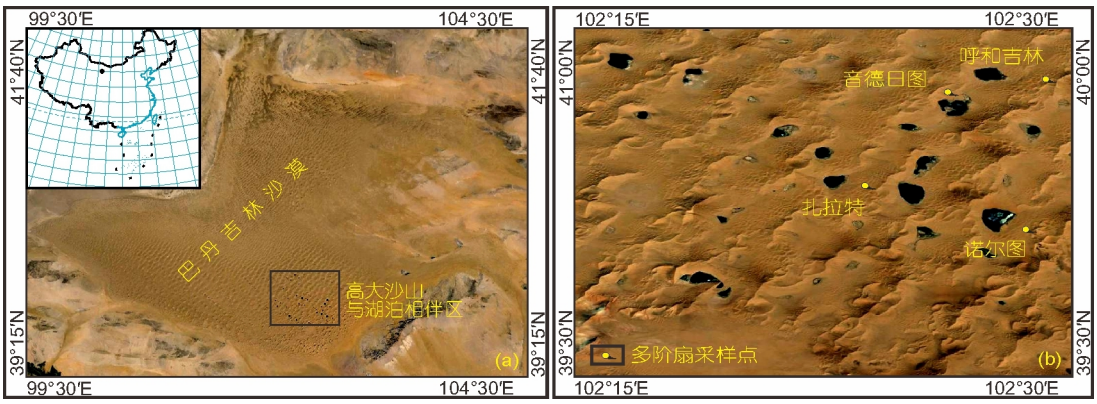


图 1　巴丹吉林沙漠全貌(a)及采样点分布(b)

表1. 化学沉积次生盐分布在径流物理沉积表面, 在扎拉特湖东沙山、音德日图湖东沙山、呼和吉林湖东沙山和诺尔图湖东沙山共采集了28个次生盐样品, 每个样品重100g左右. 在呼和吉林湖东沙山中下部海拔1271、1223和1201m处分别打2个间距为5m、深度为4m的钻孔采集粒度与含水量分析样品, 采样间隔为10cm, 每个样品重约80g, 每个钻孔采样40个, 共采集粒度与含水量样品各240个. 利用电子显微镜观察次生盐的形态及检测误差为1%的能谱仪分析次生盐的化学成分. 利用Mastersizer2000激光粒度仪进行沉积物粒度分析, 并根据中国地质部门对粒度的划分标准(熊毅和李庆逵, 1987), 以0.005mm、0.01mm、0.05mm、0.1mm、0.25mm、0.5mm、2mm作为黏粒、细粉砂、粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂的分界线. 利用烘干称重法进行含水量测定. 利用双环法在扎拉特湖东沙山下部较平坦位置选择5个实验点进行入渗实验. 样品的实验分析均在陕西师范大学环境实验室和化学实验室进行.

3　结果与分析

3.1　沙山表层径流特征识别

在巴丹吉林沙漠沙山不同海拔高度上发现了表层径流形成的特殊地貌、物理沉积及化学沉积. 沙山表层径流包括降水直接导致的地表超渗径流、泉水渗出形成的地表径流和斜坡带沙层地下径流出露而产生的地表径流. 识别这些表层径流的特征对揭示该区的水分来源具有重要意义.

3.1.1　地貌特征

在扎拉特湖东沙山距湖面高约349m高度低洼处, 存在直径约30m、深度约4m的洼地. 洼地周边可见宽度约为1~4cm的侵蚀细沟, 细沟边的沙层因含水量很高而变得颜色较深(图2a). 洼地径流主沟右侧发育了5条更细的侵蚀沟(图2a). 极端干旱沙漠区的沙层入渗率很高, 沙层上发育地表径流与侵蚀沟是很罕见的自然现象. 径流细沟的出现指示了该沙漠区超渗径流的存在. 地表超渗径流发生的前提条件是降雨强度要大

表 1　巴丹吉林沙漠沙山采样点概况

沙山地点	湖面/沙山海拔(m)	样品类型	采样剖面数量(个)	采样点海拔(m)	采样点坡度	采样点植被
扎拉特湖东沙山	1164/1548	盐, 入渗点	2, 5	1350, 1200	15°, 2°	无
音德日图湖东沙山	1162/1609	盐	2	1520	25°	稀少
呼和吉林湖东沙山	1163/1617	盐, 粒度, 含水量	2, 6, 6	1469, 1201, 1223, 1271	20°	局部灌丛
诺尔图湖东沙山	1165/1610	盐	2	1326	20°	无

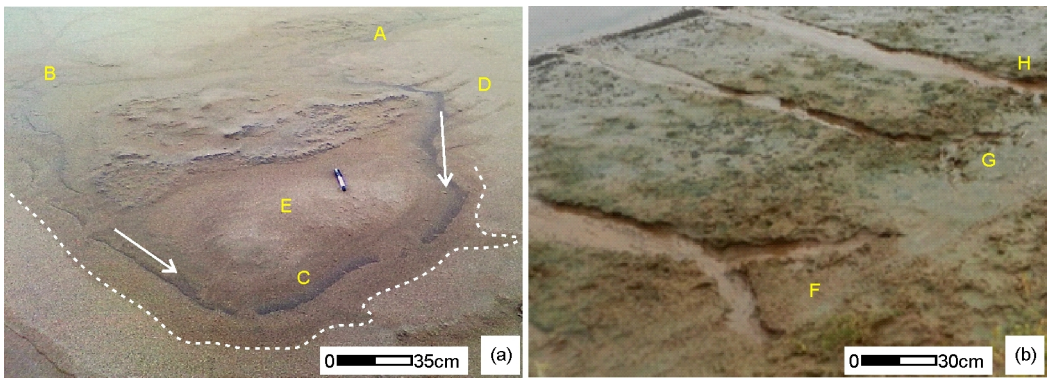


图 2　扎拉特湖东沙山地表径流与侵蚀沟

(a) 扎拉特湖东沙山上部海拔1513m处的洼地; (b) 扎拉特湖东沙山底部海拔1164m处的3条泉水径流. A, 右侧径流源头; B, 左侧径流源头; C, 径流主沟; D, 5条径流支沟; E, 洼地中部; 虚线为径流湿润的外侧边界; F、G、H, 扎拉特湖东沙山底部高出湖面2m的沙层中流出的3条泉水溪流

于地表沙层或土层入渗率. 根据3.2节入渗实验结果可知, 该区沙层入渗率很高, 表明该区存在很强的降水过程, 超渗径流的出现不是偶然的.

在扎拉特湖东沙山, 沿湖泊和沙山背风坡底部边缘存在多个泉水点, 构成地下水溢出带, 并可见明显的泉水径流分布在其表面(图2b). 泉水径流冲刷而形成的侵蚀沟宽约5~15cm、深度不超过5cm(图2b). 当地牧民在泉水旁边设置了多个0.5m^{2}左右的饮水用蓄水池, 在降水连续偏少的年份, 泉水流量减少常造成蓄水池缺水. 因此, 可以推断沙山底部地下水溢出带是沙山内部地下水出现蓄满产流的结果, 是大气降水补给地下水的可靠证据.

在扎拉特湖东沙山、诺尔图湖东沙山、呼和吉林湖东沙山以及音德日图湖东沙山斜坡发现了因地下径流出露而产生的地表径流物理沉积和化学沉积, 海拔高度分别为1350、1326、1469和1520m(图3). 这种径流物理沉积在沙山的上部和中部较为常见, 下部偶尔可以见到. 水分渗出使得沙层颜色加深质地变硬, 明显区别于其周边的风沙沉积(图3a和b). 仍在发育过程中的沉积物, 其表面还可以观察到水分的渗出(图3a). 地表径流物理沉积物是在地表微弱径流近距离搬运和堆积的结果, 其搬运距离约为2~5m(图3a和b). 径流物理沉积物通常构成小型扇形地貌(图3a和b). 扇形地长宽多在2~5m, 坡度一般为5°~23°, 常由多个小台阶构成.

地表径流化学沉积常与径流物理沉积物同时出现, 主要分布在物理沉积物的表面和扇形地的前缘, 呈现白色或灰白色(图3). 径流化学沉积形成的薄膜松散易破碎, 为水分蒸发形成的盐类物质. 值得注意的是, 地表径流化学沉积物在较老的物理沉积物表面富集更明显(图3c和d), 这是较老物理沉积发育时间长, 盐类聚集多的结果.

3.1.2 沉积物结构特征

沙山斜坡上的扇形径流物理沉积物与Yang等(2010)在该地区发现的古湖泊沉积物有根本区别. 一

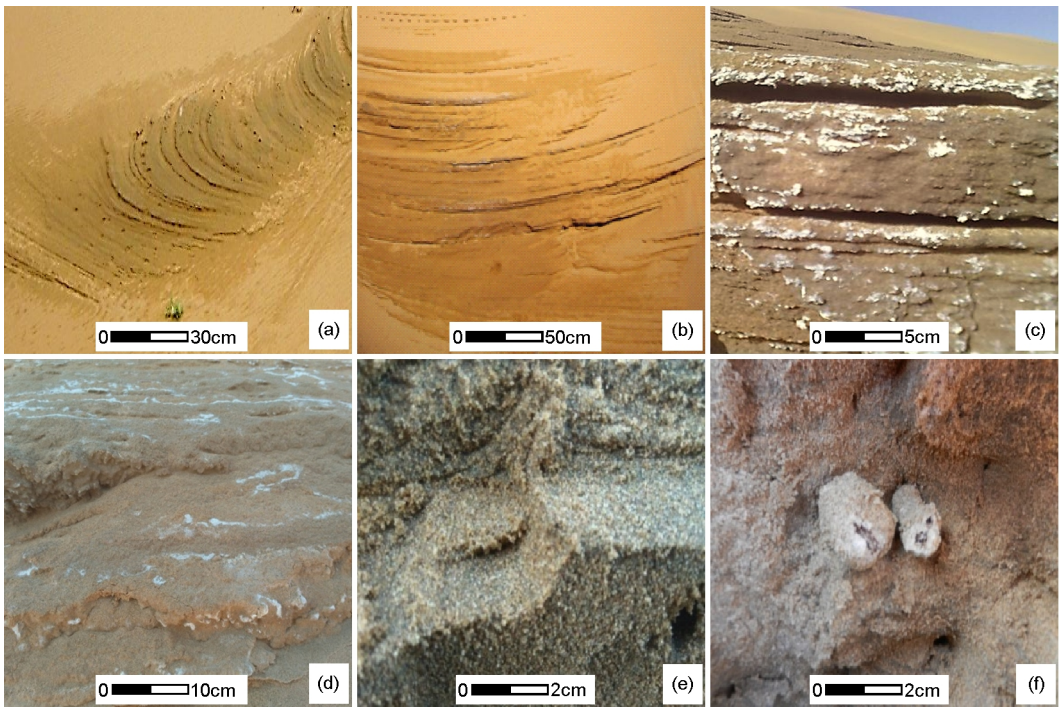


图 3　地下径流转变而成的地表径流物理沉积物与化学沉积物

(a) 扎拉特湖东沙山迎风坡海拔1469m处的指示地下径流存在的地表径流物理沉积; (b) 呼和吉林湖东沙山斜坡中部指示地下径流存在的地表径流物理沉积; (c) 音德日图东沙山背风坡海拔1431m处的径流物理沉积与化学沉积; (d) 音德日图湖东沙山背风坡海拔1429m灰褐色物理沉积与白色条带状化学沉积; (e) 音德日图湖东沙山背风坡海拔1429m灰黑色物理沉积; (f) 音德日图湖东沙山背风坡海拔1429m处地表之下30cm深处的灰褐色物理沉积

是表现在古湖泊沉积物具有较坚硬的钙质胶结层, 厚度大, 层理构造清晰. 二是古湖泊沉积不具备扇形地貌特点, 没有现代泉水渗出. 径流物理沉积物来自风沙物质的近距离搬运, 其粒度组成与其周边风积沙基本相同, 这在很大程度上决定了径流物理沉积物没有明显的层理构造(图3e), 呈扇形形态, 常有泉水渗出. 但按照这种径流物理沉积物的颜色差异, 可将其分为两种类型. 一是灰黄色为主的物理沉积(图3a和b). 一般说来, 沙山斜坡上灰黄色为主的径流物理沉积是最常见的沉积类型. 这种径流物理沉积表明沙层中没有有机物积累, 有机物含量非常低, 这与其形成时间较短或形成过程中地表径流流量很小有关. 二是灰黑色为主的物理沉积(图3c~e). 沙漠区气候极端干旱, 沙层孔隙度高, 沙山斜坡上很难形成灰黑色沙层. 灰黑色物理沉积物在沙山斜坡上极少出现, 其成因是沙层水分含量较充足且有时达到饱和, 这造成了沙层中氧气不足并出现了生物活动产生的有机物积累. 在灰黑色径流沉积之下30cm深度通常也是颜色较深的灰褐色沙层, 有时还可见到植物根孔与植物根钙化的结核(图3f). 地表径流物理沉积是地下径流以泉水的形式出露于地表形成的, 代表了地下径流的存在, 指示了沙山地区大气降水通过入渗到达了沙山的深处. 灰黑色的地表径流物理沉积物更具有重要的指示作用, 能够证明地表径流不是偶尔出现的, 水分的渗出是经常发生的, 而且沙层经常处于水分饱和缺氧的环境条件下.

3.1.3　沉积物化学特征

电镜观察可见, 化学沉积盐类矿物呈现清楚的结晶形态, 晶体集合体呈现规则排列, 形态主要有短柱形颗粒状(图4a~c)和针状(图4d). 根据结晶较好的晶体形态可以确定, 这些微小晶体为可溶盐的矿物结晶. 根据结晶形态推断, 短柱形颗粒状的晶体是溶解度较小的盐类, 呈针形的晶体为较易溶解的盐类.

为了确定次生盐类矿物和化学成分, 我们对次生盐进行了能谱分析. 结果表明, 次生盐的氧化物组成主要是$CaCO_3$组成的方解石, 呈针形的晶体为$CaSO_4$构成的石膏(表2). 碳酸盐类形成条件较广, 在半湿润、半干旱和极端干旱气候条件下都可形成, 而硫酸盐类形成于干旱与极端干旱气候条件下, 是荒漠环境条件下最常见的盐类. 一般说来, 由于$CaSO_4$比$CaCO_3$易于溶解, $CaSO_4$的沉淀聚集层位一般位于$CaCO_3$沉淀层之下, 有时两者混合在一起. 风积沙中可溶盐物质含量非常低, 一般在0.14~1.32‰(Zhu和Yang, 2010), 更无肉眼可见的盐类出现, 它们的沉淀聚集充分证明了地

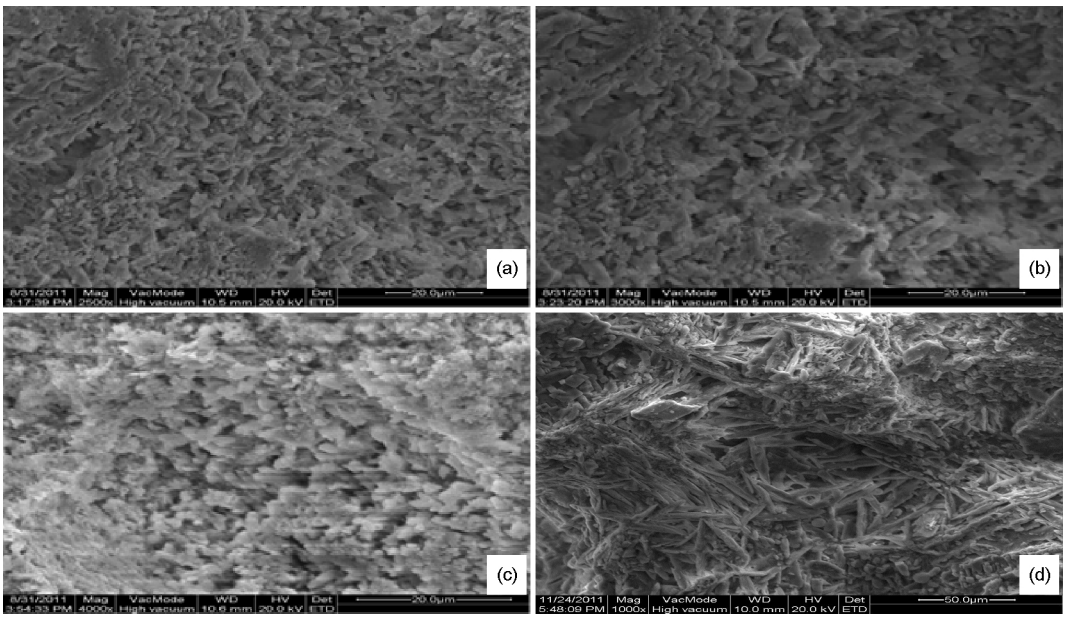


图 4　径流化学沉积物的矿物结晶形态

(a)~(c) 扎拉特湖东沙山、音德日图湖东沙山和呼和吉林沙山斜坡上的径流沉积物中的短柱颗粒状结晶方解石; (d) 扎拉特湖东沙山斜坡上的针状石膏

表 2　化学沉积次生盐类样品能谱分析获得的化学成分(%)

采样点	样品号	CaO	CO_2	SO_3	MgO	Na_2O	Cl_2O	Al_2O_3	SiO_2
扎拉特沙山	BDZ01	52.86	44.68	–	1.33	–	–	–	1.13
音德日图沙山	BDY01	62.21	35.32		1.45	–	–	1.03	–
音德日图沙山	BDY02	52.01	44.65		1.31	–	–	–	1.11
呼和吉林沙山	BDH01	45.18	48.11		2.43	–	–	0.50	3.8
扎拉特沙山	B01-001	36.95	0.51	51.66	0.94	5.27	2.06	–	2.61
扎拉特沙山	B01-002	32.45	0.50	52.97	2.34	6.12	0.95	–	4.67
呼和吉林沙山	B02-001	30.79	0.45	46.47	1.62	10.14	4.74	0.76	4.77
诺尔图沙山	C01-001	37.17	0.30	56.08	0.54	2.78	0.19	–	2.31

表径流的存在.

按盐类物质的化学成分不同(表2; 图5), 新生盐样品可分为以下两类. 第一类样品中以CaO和CO_2为主, 两者含量在93~98%, 另有1%左右的MgO和1%左右的SiO_2. 这一类新生盐的化学组成表明其为碳酸盐, 矿物成分为方解石和少量白云石及少量石英. 第二类样品以SO_3和CaO为主, 两者含量达77~90%, 另有少部分Na_2O、MgO、Cl_2O和SiO_2(表2; 图5), SO_3和CaO的高含量显示次生盐矿物以石膏为主. 另外, 第二类样品中一般含有5~10%的Na_2O, 并都含有少量与Na相结合的Cl. 因为SiO_2含量都低于4.8%, 所以Na不是钠长石含有的Na, 而是天然食盐中的Na, 这指示NaCl的存在, 也显示了荒漠区水分强烈蒸发的环境. 上述两类样品中都含有少量MgO, 代表了白云石的存在, 也指示了

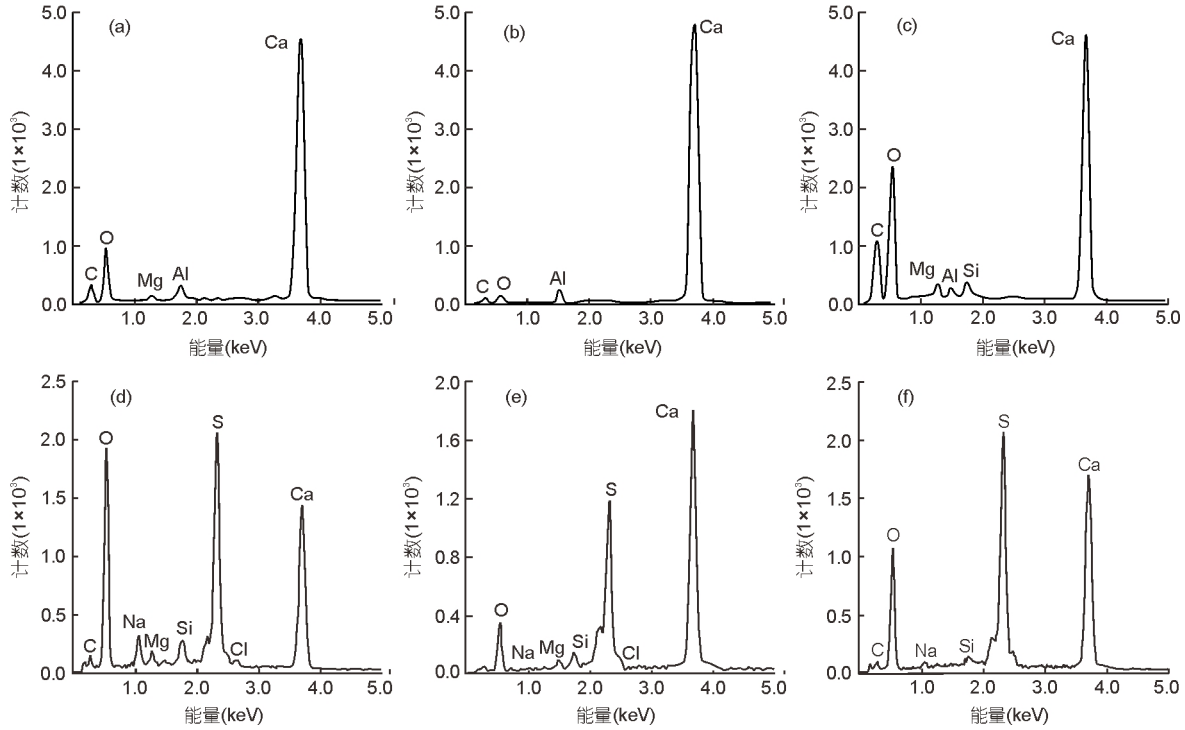


图 5　沙山径流形成的次生盐样品的能谱分析曲线

(a)~(c) 扎拉特、音德日图和呼和吉林湖东沙山化学沉积样品方解石能谱曲线; (d)、(e) 扎拉特与呼和吉林湖东沙山化学沉积样品的石膏能谱曲线; (f) 音德日图湖东沙山化学沉积样品的石膏能谱曲线

较强烈的蒸发环境.

3.2 降水入渗与重力水存在的证据

降水入渗是沙质地表水循环过程的重要环节. Warner (2004)估算了干旱荒漠区的降水90%能够入渗到沙层中, 在入渗率高的区域就有一部分水分能够入渗到免于蒸发的深度. 饱和入渗实验结果(表3)表明, 该区沙层入渗率很高, 渗透系数为20mm min^{-1}或略大于20mm min^{-1}, 高的可达30mm min^{-1}. 与我们过去在相邻的腾格里沙漠测定的渗透系数(赵景波等, 2011)相比, 该区沙层渗透系数略大, 这是巴丹吉林沙漠沙层粒度较粗决定的(见3.3节). 与黄土高原中部的洛川黄土渗透系数相比, 该区沙层入渗率比黄土大15~28倍(表3). 高的入渗率能够使大气降水较快速的渗入地下, 使部分水分免受蒸发消耗的影响. 显然, 该沙漠区沙层入渗率非常高, 为该区沙山水分出现正平衡起到了重要作用.

沙质荒漠区沙层受蒸发作用影响深度很有限, 这与沙质地表快速形成的干沙层有关(Warner, 2004). 中国古尔班通古特沙漠、腾格里沙漠和毛乌素沙地沙层水分研究表明, 这些地区干沙层的厚度一般为20cm左右(郭柯等, 2000; 王新平等, 2003; 朱玉伟等, 2008), 干沙层之下就是湿沙层. 我们对巴丹吉林和腾格里沙漠的测量资料也表明, 即使在干旱的春季, 干沙层的分布一般不大于40cm深度(表4). 冯起和程国栋(1999)对比了中国不同气候带的沙地含水量状况, 认为干旱荒漠地区的沙层蒸发下限约在40~60cm. 与黄土高原地区粉砂为主的持水性较好的黄土受蒸发影响深度一般为2m左右(杨文治和邵明安, 2002; 赵景波等, 2008)相比, 沙层受蒸发影响的深度仅是黄土类土壤的1/5. 因此, 干沙层的厚度很小有力地证明了沙层受蒸发影响的深度很小. 由于该区沙层入渗率很大, 较集中的一次降水能够很快入渗到达沙层免受蒸发的深度, 所以沙层中的水分能够持续向下运移到较大深处. 这均表明沙层受蒸发影响深度小的物理特性对入渗到免受蒸发深度的水分具非常好的有保护作用.

植被与土壤水有密切联系, 对沙层水分分布有重要指示作用(Enright等, 2005; Liu等, 2013). 呼和吉林湖东沙山6个4m深的钻孔剖面的含水量测定结果表明(图6), VZ-1-1和VZ-1-2剖面沙层平均含水量为2.6%, 在1.2~2.4 m深度范围内平均含水量为3.8%, 最高含量层段达到了6%. VZ-2-1和VZ-2-2剖面沙层平均含水量为2.9%, 1.2~4.0m深度范围内平均含量为3.3%, 最高含量为5.2%. VZ-3-1和VZ-3-2沙层平均含水量为2.8%, 0.7~2.3m和3.3~4.0m深度范围内平均含量为3.2%, 最高含量为4.2%. 过去的研究表明, 巴丹吉林沙漠5.5mm降水前后表层风沙沉积物的干密度由1.75g cm^{-3}增加到1.93g cm^{-3}(顾慰祖等, 2004). 由于沙层粒度成分较粗和有机质含量很少, 加之缺少黏土成分, 导致持水性很低, 田间持水量只有3%左右(Warner, 2004; 顾慰祖等, 2004). 高于田间持水量的水分为重力水, 低于田间持水量的水分为吸附水或薄膜水(杨文治和邵明安, 2002). 重力水的运移较快, 吸附水运移较慢. 含水量测定结果指示, 呼和吉林湖东沙山6个剖面均储存

表 3 沙层与土壤入渗系数对比

入渗实验点编号	a	b	c	d	e
巴丹吉林沙漠扎拉特沙山沙层入渗系数(mm min^{-1})	30.0	20.6	21.1	21.0	21.3
腾格里沙漠沙坡头沙层入渗系数(mm min^{-1})	14.4	15.0	19.2	21.0	12.6
洛川现代土壤入渗系数(mm min^{-1})	1.32	1.46	1.28	1.10	1.63

表 4 巴丹吉林与腾格里沙漠2008年旱季干沙层厚度

地貌位置	30°斜坡	25°斜坡	平坦高地	15°斜坡	洼地
巴丹吉林干沙层分布深度(cm)	35	32	25	22	12
腾格里中卫干沙层分布深度(cm)	33	30	20	18	10

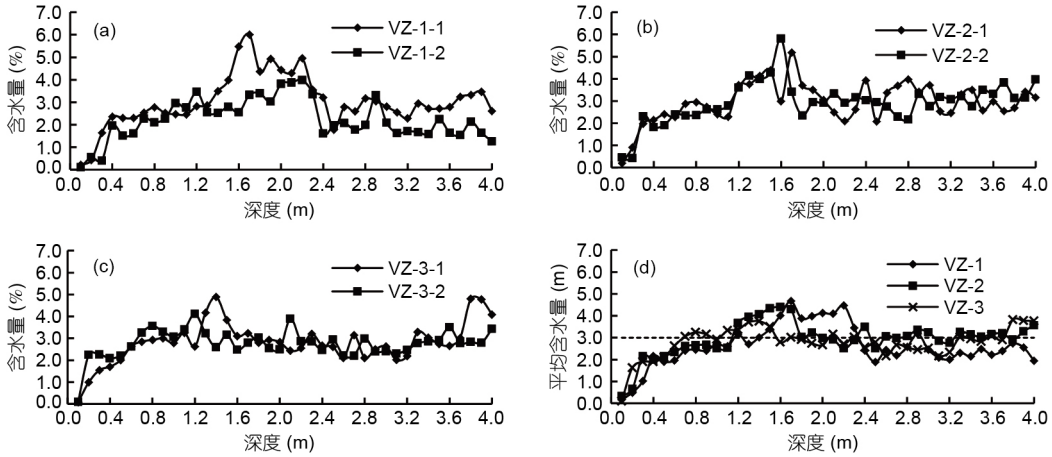


图 6　呼和吉林湖东大沙山沙层含水量

(a) 第1采样点含水量, 两个钻孔编号为VZ-1-1和VZ-1-2; (b) 第2采样点含水量, 两个钻孔编号为VZ-2-1和VZ-2-2; (c) 第3采样点含水量, 两个钻孔编号为VZ-3-1和VZ-3-2; (d) 3个采样点平均含水量

有含量在3~6%的重力水(图6), 这对地下水的补给非常重要. 接受降水补给的沙层水以运移较快的重力水的形式向沙山深层运移, 非常利于大气降水向地下水的转化, 更有利于包气带水的富集产流.

在极端干旱的沙漠地区, 受降水量、蒸发及植被蒸散作用的影响, 沙层含水量一般很低(冯起和程国栋, 1999; 朱玉伟等, 2008; 赵景波等, 2011). 然而, 巴丹吉林沙漠高大沙山沙层含水量峰值和重力水的出现深度表明该区当年大气降水至少入渗到达了2~3m的深度. 采样剖面位于灌木植被带内, 灌木植被需要较长的生长时间才能够形成, 这也表明该地区沙层中高含量薄膜水及重力水是多年存在的. 前人对巴丹吉林沙漠大沙山区1m以下深度沙层水分研究很少, 虽然马金珠等(2011)测定了该地区最大深度接近20m的沙层含水量, 但其并没有认识到该地区1~4m深度范围内沙层中存在含量大于3%的重力水的现象. 另外, 该区植被稀疏和植物蒸腾消耗的水分很少, 利于降水转化为地下水. 调查表明, 沙山区植被覆盖不足2%, 植被稀少导致沙山区裸露沙层面积广大. 湖泊与植被覆盖面积很小, 广大面积的裸露沙地起到了大气降水“转化器”和地下水“保护器”的重要作用, 导致了大气降水向地下水快速的转化并得到保存. 沙层中赋存的重力水在重力作用下向下运移较快, 在遇到相对隔水层时会形成局部上层滞水, 为沙山斜坡部位地表径流的出现提供了水分来源.

3.3　沙层渗透性变异的粒度证据

上层滞水径流的出现表明沙层存在有相对隔水性的较细粒的沙层. 为了揭示沙层粒度成分的垂向变化和泉水渗出的原因, 我们对巴丹吉林沙漠呼和吉林湖东沙山(海拔1617m, 高差约450m)背风坡6个剖面中240个样品进行了粒度分析. 结果(图7)表明, 各剖面不同深度上沉积物均以细砂和中砂为主, 极细砂与粗砂含量均较低, 但极细砂含量略高于粗砂含量; 各剖面沉积物中均无粉砂和粘粒出现, 各深度上细砂含量一般高于中砂.

呼和吉林湖东沙山6个沉积物剖面中的细砂和中砂含量变化显示, 各剖面一般包括了3~4个或更多的粒度粗细变化层段(图7). 各层段粒度成分差异明显, 在细粒层段细砂含量比粗粒层段常常高20%左右, 在粗粒层段中砂含量比细粒层段高20%左右或更多(图7). 应用SPSS软件中的“配对样本t检验”方法, 对每个剖面的细砂和中砂含量差异的显著性进行分析, 结果显示6个剖面的粗粒层和细粒层中的细砂与中砂含量差异显著($P < 0.05$), 细砂含量较高的细粒层具有相对隔水性, 是包气带上层滞水及径流形成的原因.

4　讨论

4.1　沙山表层径流指示的水循环机理解释

水分平衡能够反映一个地区的水分收支情况. 水

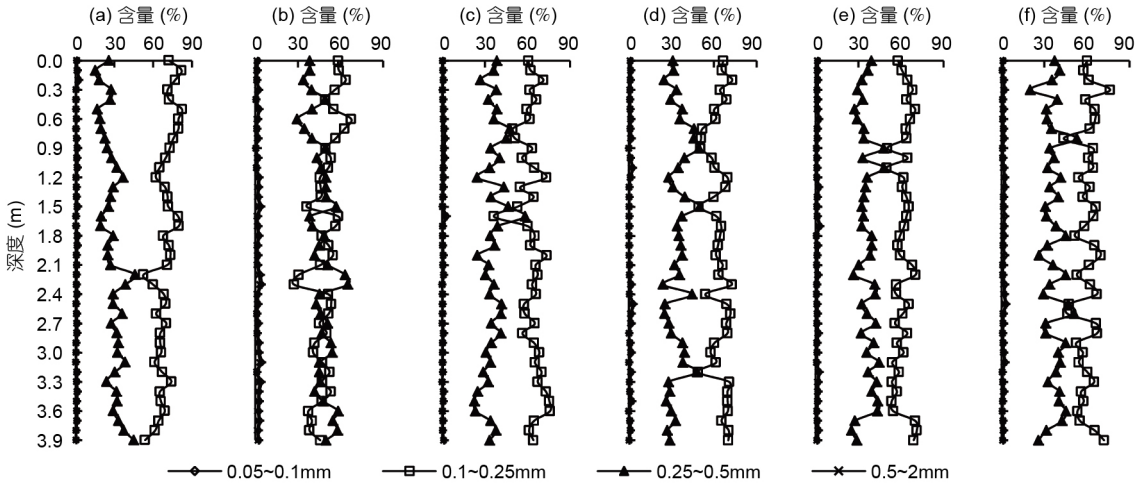


图 7　呼和吉林湖东沙山背风坡粒度含量变化

(a)~(f) VZ-1-1, VZ-1-2, VZ-2-1, VZ-2-2, VZ-3-1, VZ-3-2剖面

分收入大于支出为正平衡, 收入小于支出为负平衡. 大沙山区的超渗径流、泉水溪流、沙层重力水、径流物理沉积和化学沉积均具有指示沙山区水分正平衡的关键作用. 虽然沙山-湖泊地区降水比过去认识的偏多, 但年降水量也只有105mm左右(王乃昂等, 2013), 远小于该区湖面蒸发量(Yang等, 2010; 胡文峰等, 2015). 在这样的气候区应该是沙层水分为明显负平衡的地区, 出现水分的正平衡必定有内在的原因. 过去对毛乌素沙地的研究表明, 15mm以下的单次降雨量一般被全部蒸发消耗, 而15mm以上的单次降雨蒸发后仍有剩余, 有一部分降水补给了地下水(原鹏飞等, 2008). 有资料显示, 2008年和2010~2012年巴丹吉林沙漠沙山区4年内至少出现了5次降水量超过15mm的降水, 分别为2008年7月30日23.9mm(Wen等, 2014)、2010年5月25日27.8mm和9月20日25.4mm(王乃昂等, 2013)、2011年8月17日17.8mm(王乃昂等, 2013)及2012年7月20日43mm(马宁等, 2014). 据杨文斌等(2014)研究, 在紧靠沙山地区的阿拉善右旗近50年大于25mm的降水出现了20次, 除去蒸发与蒸腾等消耗之外, 为该区地下水提供了约415.6mm的水分补给. 这些都充分表明该区确实存在较强降水过程, 可为地下水提供不可缺少的水分来源. 沙山区存在单次降水量超过15mm的降水、沙层入渗率很高、沙层受蒸发影响深度小、植被稀少蒸散发耗水少及沙层中含有运移较快的重力水为该地区出现水分正平衡创造了条件.

水分收支的不同能够引起水循环途径的不同. 沙山区的大气降水能够补给沙层(Wen等, 2014)并且在地下不同深度形成径流出露于地表, 这充分表明该区大气降水在通过蒸发、蒸腾及地表径流损失之后, 确实还有剩余水分通过入渗到达了沙山深处, 并发生了一定聚集. 尽管沙山内部富集的水分有部分出露于沙山斜坡表面, 但是向下入渗的水分要远多于出露于斜坡表面的水分. 沙山底部泉水径流(图2b)有力地证明了该区大气降水已经通过沙层入渗到达了沙山底部并补给了湖泊. 因此, 该区的水分循环途径应为大气降水-土壤水-地下水-地表水循环类型. 沙山区表层径流指示的水循化机理可以做出如下解释(图8). 大于15mm的单次大气降水能够通过入渗很快穿过厚度小的干沙层, 进入湿沙层的水分由于植物稀少蒸腾消耗少和干沙层之下蒸发很少, 因而成为沙层包气带水分的有效来源. 沙层持水性与田间持水量很低, 利于包气带部分沙层水分以非饱和重力水的形式快速向下运移, 遇到局部细粒的低渗透沙层产生聚集并形成饱和重力水(上层滞水)(图8). 少部分上层滞水侧向流动形成地下径流, 并能够到达沙山斜坡产生沙山径流物理和化学沉积物(图3)及蒸发耗损(图8). 大部分上层滞水继续向沙山深部运移, 在到达沙山底部时补给地下潜水并以潜水径流的形式补给湖泊(图8). 沙山斜坡底部潜水蓄满产流并出露形成潜水泉和泉水溪流, 以地表径流形式补给湖泊(图8和图2b). 湖泊水分的持续补给, 维持了湖泊的长期存在. 这种水循环模式对认识该区沙山及湖泊的演变具有重要意义, 同时也为研

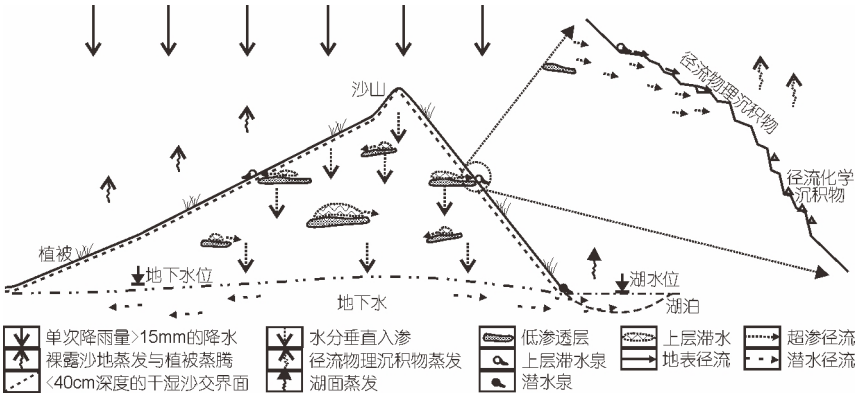


图 8　沙山地区表层径流指示的水循环模式

究其他沙漠区的水循环提供了重要参考.

4.2　沙山径流与径流沉积地貌的演化分析

受沙山地形、风沙作用和沙层渗透性差异的影响, 沙山区地下径流和地表径流的形成、发展和持续性存在差别. 沙山斜坡上的径流物理沉积物构成的扇形地貌是沙山内部上层滞水产生的地下径流流出的结果. 地下径流由水压力大的沙山内部向水压力小的沙山边缘移动, 并在沙山斜坡出露于地表形成地表径流(图3a和b). 地下径流到达地表时径流呈扇形分散, 并搬运当地的风沙物质沉积形成沙质扇形地貌(图3a和b). 由于受到了沙层的蠕动作用, 扇形地表面形成了许多小台阶(图3a和b). 受该区降水量少(王乃昂等, 2013)的制约, 地下径流量与地表径流量总体很小, 径流稳定性较差, 这是决定地表径流物理沉积扇形地貌规模不大且存在较大差异的主要原因. 一般来说, 径流量小的地下径流出露形成的物理沉积扇形地规模亦小, 沉积物稳定性差, 易于被风沙侵蚀和掩埋; 径流量大的地下径流出露形成的径流物理沉积扇形地规模较大, 稳定性较好, 不易被风沙侵蚀和掩埋. 发育达到较大规模的径流物理沉积扇形地貌表面积大, 由于地表径流在所流经的沙质沉积物上较快地向下入渗和蒸发, 从而导致地表径流减弱甚至消失, 扇形地的发育变得缓慢或者基本停止. 虽然在有些径流沉积扇形地貌表面已观察不到地表径流的存在, 但实际上地下径流仍然存在. 当然, 在径流与扇形地发育过程中, 地下径流补给来源减少或消失的个别现象也可能存在.

径流化学沉积是地下径流出露于地表近饱和(任明达和王乃梁, 1981)并经过蒸发沉积的结果. 与径流物理沉积相比, 径流化学沉积比径流物理沉积更能指示沙山表层径流发生的时间过程. 因为沙山区风沙物质中可溶盐和大气降水中的Ca^{2+}、Na^{+}、Cl^{-}、SO_4^{2-}离子含量都特别低(Zhu和Yang, 2010), 加上降水很少和径流量很小, 沙山区径流通过蒸发使得盐类积累非常缓慢, 所以在物理沉积扇形地形成的初期, 通常很少出现盐类化学沉积. 随着径流物理沉积过程的延续, 蒸发作用使得盐类物质不断在物理沉积物中沉淀聚集, 盐类含量不断增加, 使得扇形地呈现一定的灰白色(图3b~d). 荒漠区土壤$CaCO_3$含量能够用于计算土壤或沙层发育的年龄(Marion等, 1985), $CaCO_3$含量较高的土壤发育需要数百年或更长的时间(Marion等, 1985). 可以确定, 沉淀较多$CaCO_3$的径流沉积扇形地貌(图3b~d)的形成要明显多于5~6年的时间. 因此, 含有较多盐类沉积的扇形地指示径流发生是较长时期的, 不是偶然的降水事件造成的. 风沙沉积中有机物含量很低, 富含有机物而变为黑褐色的径流沉积物(图3d~f)也表明有些沙山径流和扇形地的发育过程经历了较长时间.

综上所述, 沙山径流与径流物理沉积扇形地的演化可分为下面3个阶段. (1) 初期阶段: 一般形成规模约2~3m^2的物理沉积扇形地(图3a). 扇形地面积小, 地表径流的蒸发面积小, 地表径流在沙质沉积物上渗入地下的水量小, 地表径流活跃, 搬运与沉积作用明显, 扇形地得到初步发育(图3a) . 扇形地构成物质几乎全为物理沉积物, 呈灰黄色, 化学沉积物很少或缺少化学沉积物. 扇形地稳定性差, 易为风蚀消失或风沙掩埋消失. (2) 中期阶段: 形成的扇形地规模较大, 面积为约5~8m^2. 扇形地面积增大, 蒸发面积加大, 地表径流向沙质沉积物中的渗入水量增多, 导致地表径流搬运动

力有一定减弱. 不断蒸发使得扇形地表面有较多白色盐类沉淀聚集, 呈现灰白色斑点和条带(图3b), $CaCO_3$等盐类胶结作用使得扇形地抗风蚀能力增强, 稳定性较好, 遇到强风沙也可能被掩埋. (3) 晚期阶段: 形成的扇形地规模约9~12m^2. 地表径流的蒸发面积、蒸发量与入渗量进一步增大, 导致地表径流逐渐减小或消失, 扇形地发育停止. 白色盐类大量沉淀聚集, 扇形地表面呈现灰白色(图3c)或有生物活动变为灰黑色(图3d~f), $CaCO_3$等盐类胶结作用使得扇形地抗风蚀能力很强, 稳定性最好, 可被强风沙掩埋, 也可以较长时期存在. 在上述3个发展阶段中, 稳定性好的地下径流通常变化不大, 稳定性差的地下径流有时会消失.

4.3 研究工作的局限和进一步研究的建议

本文对巴丹吉林沙漠沙山上发现的地表径流、地下径流、径流沉积物与径流地貌等进行了一定的研究工作, 获得了大气降水补给了该区地下水和湖水的8项证据. 然而, 本文的观测范围、测试内容还有局限性. 本文仅对4个沙山进行了观测和采样, 还需要扩大范围, 研究更多沙山. 本研究中未采集到径流水样, 未能分析其同位素成分及年龄; 该区大气降水对地下水的补给时间过程和补给周期, 也未能进行评估. 因此, 还有一些重要的研究工作需要进一步开展. 针对该沙漠存在的水循环和水分平衡以及降水对地下水的补给量等问题, 需要注重开展以下几个方面的研究: (1) 增加长期的降水量的观测, 尤其是沙山中上部的降水量的观测, 为定量计算该区大气降水对地下水的补给量提供科学依据. (2) 采集沙山不同深度径流水样, 分析其H、O同位素组成, 确定该区大气降水对地下水的补给过程和补给周期. (3) 调查沙山植被类型及其分布, 探索植被回应当代降水及沙山水文过程的方式. (4) 开展该区湖面蒸发与沙层水分蒸发的观测研究, 为准确计算该区水分的收入量和支出量提供数据支撑.

5 结论

综上所述, 可得出以下结论:

(1) 在巴丹吉林沙漠沙山斜坡带新发现的地表超渗径流与侵蚀地貌、多个泉水溪流、地下径流、地下径流转变而成的地表径流灰黑色与灰黄色物理沉积物及化学沉积物、沙层中含量在3~6%的重力水等8项证据十分可靠地证明沙山区存在水分正平衡, 即大气降水在经过蒸发和蒸腾的消耗之后, 还有剩余的水分通过入渗到达沙山底部, 构成了地下水的重要补给来源.

(2) 沙山斜坡上的新生方解石与石膏等径流化学沉积物和灰黑色物理沉积物的发育以及径流沉积扇形地演化的阶段性均指示该区大气降水对地下水的补给不是偶然的降水事件造成的, 具有长期补给性.

(3) 在沙层入渗率很高的沙山区形成超渗地表径流与侵蚀沟表明, 虽然该区降水量少, 但确实存在强度较大的有效降水过程, 这是沙山斜坡上可见地下径流出露形成表层径流物理沉积物与化学沉积物的关键自然条件.

(4) 沙山区风沙沉积剖面具有粗粒层和细粒层的交替变化的特征, 细粒层中的细砂含量比粗粒层高约20%, 甚至更高. 细粒层具有相对隔水性, 加之该区单次降水强度较大和沙层持水性很低, 这是大气降水通过入渗在细粒层上部暂时部分富集并产生超渗径流必不可少的条件.

(5) 巴丹吉林沙漠沙山地区水分呈现正平衡和大气降水对地下水构成补给的五个因素是该区存在较强的有效降水、沙层入渗率高、沙层中含有运移较快的重力水、沙层受蒸发影响深度小和植被稀少蒸腾消耗水分少, 这五个因素的共同作用构成了该区大气降水向地下水转化的补给机制, 导致了该区地下水资源较为丰富和众多湖泊的发育.

参考文献

冯起, 程国栋. 1999. 我国沙地水分分布状况及其意义. 土壤学报, 36: 225–236

顾慰祖, 陈建生, 汪集, 赵霞, 谢民, 陆家驹, Seiler K P. 2004. 巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义. 水科学进展, 15: 695–699

郭柯, 董学军, 刘志茂. 2000. 毛乌素沙地沙丘土壤含水量特点—兼论老固定沙地上油蒿衰退原因. 植物生态学报, 24: 275–279

郭华东, 刘浩, 王心源, 邵芸, 孙岩. 2000. 航天成像雷达对阿拉善高原次地表古水系探测与古环境分析. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 88–96

胡文峰, 王乃昂, 赵力强, 宁凯, 张洵赫, 孙杰. 2015. 巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面水-热交换特征. 地理科学进展, 34: 1061–1071

刘晓艳, 陈建生, 孙晓旭. 2010. 采用氯离子示踪法计算沙漠降雨入渗量. 农业工程学报, 26(增刊): 146–149

陆莹, 王乃昂, 李贵鹏, 李卓仑, 董春雨, 路俊伟. 2010. 巴丹吉林沙

漠湖泊水化学空间分布特征. 湖泊科学, 22: 774–782
马宁, 王乃昂, 赵力强, 张振瑜, 董春雨, 沈士平. 2014. 巴丹吉林沙漠腹地降水事件后的沙山蒸发观测. 科学通报, 59: 615–622
马金珠, 周向阳, 王云权, Gates J B. 2011. 巴丹吉林沙漠南部高大沙丘包气带水分空间分布特征研究. 中国沙漠, 31: 1365–1372
马荣华, 杨桂山, 段洪涛, 姜加虎, 王苏民, 冯学智, 李爱农, 孔繁翔, 薛滨, 吴敬禄, 李世杰. 2011. 中国湖泊的数量、面积与空间分布. 中国科学: 地球科学, 41: 394–401
任明达, 王乃梁. 1981. 现代沉积环境概论. 北京: 科学出版社. 8–16, 119–124
王乃昂, 马宁, 陈红宝, 陈秀莲, 董春雨, 张振瑜. 2013. 巴丹吉林沙漠腹地降水特征的初步分析. 水科学进展, 24: 153–160
王乃昂, 宁凯, 李卓仑, 王奕心, 贾鹏, 马玲. 2016. 巴丹吉林沙漠全新世的高湖面与泛湖期. 中国科学: 地球科学, 46: 1106–1115
王新平, 李新荣, 康尔泗, 张景光, 周海燕, 杨诗秀, 雷志栋. 2003. 腾格里沙漠东南缘人工植被区降水入渗与再分配规律研究. 生态学报, 23: 1234–1241
熊毅, 李庆逵. 1987. 中国土壤. 北京: 科学出版社. 67–82
原鹏飞, 丁国栋, 王炜炜, 王翔宇, 石慧书. 2008. 毛乌素沙地降雨入渗和蒸发特征. 中国水土保持科学, 6: 23–27
杨文斌, 唐进年, 梁海荣, 党宏忠, 李卫. 2014. 我国典型沙漠(地)流动风沙土的深层渗漏量及动态变化. 中国科学: 地球科学, 44: 2052–2061
杨文治, 邵明安. 2002. 黄土高原土壤水分研究. 北京: 科学出版社. 84–111
赵景波, 马延东, 邢闪, 董治宝. 2011. 腾格里沙漠宁夏回族自治区中卫市沙层水分入渗研究. 水土保持通报, 31: 12–16
赵景波, 顾静, 杜娟. 2008. 关中平原第5层古土壤发育时的气候与土壤水环境研究. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 364–374
朱玉伟, 陈启民, 刘茂秀, 刘康. 2008. 古尔班通古特沙漠南缘沙丘水分的时空分布特征. 草业科学, 25: 6–12
朱震达, 吴正, 刘恕. 1980. 中国沙漠概论(修订版). 北京: 科学出版社. 1–7, 68–75
Chen J S, Li L, Wang J Y, Barry D A, Sheng X F, Gu W Z, Zhao X, Chen L. 2004. Water resources: Groundwater maintains dune landscape. Nature, 432: 459–460
Dong Z B, Wang T, Wang X M. 2004. Geomorphology of the megadunes in the Badain Jaran Desert. Geomorphology, 60: 191–203
Dong Z B, Qian G Q, Lv P, Hu G Y. 2013. Investigation of the sand sea with the tallest dunes on Earth: China's Badain Jaran Sand Sea. Earth-Sci Rev, 120: 20–39
Enright N J, Miller B P, Akhter R. 2005. Desert vegetation and vegetation-environment relationships in Kirthar National Park, Sindh, Pakistan. J Arid Environ, 61: 397–418
Gates J B, Edmunds W M, Ma J Z, Scanlon B R. 2008. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. Hydrogeol J, 16: 893–910
Hofmann J. 1996. The lakes in the SE Part of Badain Jaran Desert, their limnology and geochemistry. Geowissenschaften, 8: 275–278
Jakel D. 1996. The Badain Jaran Desert: Its origin and development. Geowissenschaften, 14: 272–274
Liu Y, Fu B J, Lü Y H, Gao G Y, Wang S, Zhou J. 2013. Linking vegetation cover patterns to hydrological responses using two process-based pattern indices at the plot scale. Sci China Earth Sci, 56: 1888–1898
Ma J Z, Li D, Zhang J W, Edmunds W M, Prudhomme C. 2003. Groundwater recharge and climatic change during the last 1000 years from unsaturated zone of SE Badain Jaran Desert. Chin Sci Bull, 48: 1469–1474
Ma J Z, Ding Z, Gates J B, Su Y. 2008. Chloride and the environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the Gobi Desert, northwest China. Environ Geol, 55: 1407–1419
Marion G M, Schlesinger W H, Fonteyn P J. 1985. A regional model for soil $CaCO_3$ deposition in Southwestern Desert. Soil Sci, 139: 468–481
Warner T T. 2004. Desert meteorology. Cambridge: Cambridge University Press. 44–106
Wen J, Su Z B, Zhang T T, Tian H, Zeng Y J, Liu R, Kang Y, van der Velde R. 2014. New evidence for the links between the local water cycle and the underground wet sand layer of a mega-dune in the Badain Jaran Desert, China. J Arid Land, 6: 371–377
Wu Y, Wang N A, Zhao L Q, Zhang Z Y, Chen L, Lu Y, Lü X N, Chang J L. 2014. Hydrochemical characteristics and recharge sources of Lake Nuoertu in the Badain Jaran Desert. Chin Sci Bull, 59: 886–895
Shao T J, Zhao J B, Zhou Q, Dong Z B, Ma Y D. 2012. Recharge sources and chemical composition types of groundwater and lake in the Badain Jaran Desert, northwestern China. J Geogr Sci, 22: 479–496
Shao T J, Zhao J B, Dong Z B. 2015. Grain-size distribution of the aeolian sediment and its effect on the formation and growth of mega-dunes in the Badain Jaran Desert, north-west China. Zeit für Geo, 59: 273–286
Yang X P, Ma N, Dong J F, Zhu B Q, Xu B, Ma Z B, Liu J Q. 2010. Recharge to the inter-dune lakes and Holocene climatic changes in the Badain Jaran Desert, Western China. Quat res, 73: 10–19
Yang X P, Scuderi L, Liu T, Paillou P, Li H W, Dong J F, Zhu B Q, Jiang W W, Jochems A, Weissmann G. 2011. Formation of the highest sand dunes on Earth. Geomorphology, 135: 108–116
Zhang Z Y, Wang N A, Ma N, Wu Y. 2014. Lake area changes and the main causes in the hinterland of Badain Jaran Desert during 1973–2010, China. Sci Cold Arid Regions, 6: 22–29
Zhu B Q, Yang X P. 2010. The origin and distribution of soluble salts in the sand seas of northern China. Geomorphology, 123: 232–242