

美国 Sand Hills 地区地下水数值模拟及水量平衡分析

陈 喜¹, 陈洵洪²

(1. 河海大学水资源环境学院, 江苏 南京 210098; 2. University of Nebraska Lincoln, Lincoln, NE 68588)

摘要: 利用地下水数值模型 MODFLOW 和非饱和带水平衡模型对处于半干旱半湿润沙丘地区(Sand Hills) 地下水位进行了模拟, 并分析了含水层补排水量, 河流与地下水补排关系, 以及区域水平衡过程。揭示了独特沙丘地形和土壤特性对地下水补排量的影响。模拟结果表明, 入渗率大、非饱和带厚的沙丘有利于降水入渗补给, 减少了地下水蒸散发损失。加上上下覆含水层具有良好的地下水储水空间, 是该地区储存丰富的地下水量, 以维持河流稳定流量, 供给众多湖泊和湿地的原因。该研究对我国地下水资源评价和生态环境脆弱地区水资源保护具有指导意义。

关键词: 沙丘区; 降水入渗补给量; 地下水数值模拟; 水量平衡分析

中图分类号: P641 文献标识码: A 文章编号: 1001-6791(2004)01-0094-06

美国内布拉斯加 Sand Hills 处于蒸散发能力较大而降水量有限的半干旱半湿润地区, 是西半球最大的沙丘区, 也是全球最大的被草类植被固定的沙丘地区。该区域人口稀少, 与类似气候地区相比, 具有充足水量维持沙丘上覆盖的植被, 供给区域内众多的湖泊、湿地。该地区独特的水文地质条件有利于地下水资源补给和储存。沙壤土质的沙丘入渗率可高达 $3 \text{ m/d}^{[1]}$, 地表径流量少, 较厚的沙丘也减少了潜水蒸散发量; 此外, 由沙岩和砂砾组成的含水层(Ogallala 组) 平均厚度为 168 m, 为地下水提供了良好的储存空间。因此, 该地区地下水量非常丰富。河流流量主要来自地下水补给, 丰枯季节流量变化较小。该区域植物多达 720 种, 在地下水埋深大的沙丘区, 主要为耐旱的暖季草类和根系深、吸水能力强的植物。而在埋深浅的谷地, 主要分布冬季草类和根系较浅的植物。因此, 地下水在维护区域生态环境中起着至关重要的作用。该区域研究成果对我国半干旱、半湿润地区水资源规划和管理以及生态环境保护具有借鉴作用。

本文建立了能全面模拟地下水动态变化, 以及估算降水入渗补给量、蒸散发损失量、地下水对河流补给量、河流渗漏量的模型。以综合分析该区域水文过程的时空变化, 同时建立了非饱和带水量平衡模型, 模拟降水入渗补给量时空变化。

1 区域水文地质特征

研究区位于 Sand Hills 中部的 Dismal 和 Middle Loup 河控制区域, 面积为 10034 km^2 , 约为整个 Sand Hills 的 $1/5$ 。

研究区地表和含水层底板高程变化为西部高, 东部低, 因此地下水从西向东流动。非饱和层为较厚的沙土层, 入渗率大。研究区沙丘地貌变化大, 沙丘可高于谷底 120 m, 沙丘间的谷地分布着湿地、沼泽和湖泊。因此, 非饱和带厚度变化很大, 含水层对气候变化的响应存在空间上的不一致性。沙丘通常被认为是净补给区, 而谷地为净排泄区^[2], 在区域水量平衡中起不同作用。

该研究利用 30 m 网格精度的地面数值高程模型模拟地貌形态的变化。根据 1979 年 10 月地下水位资料进行

收稿日期: 2002-11-29; 修订日期: 2003-02-21

基金项目: 美国 National Atmospheric and Oceanic Administration 资助项目 (NA06GP0226)

作者简介: 陈 喜(1964-), 男, 江苏淮安人, 河海大学教授, 博士, 主要从事地下水及水文数值模拟研究。

E-mail: xichen@hhu.edu.cn

分析结果, 区域地下水平均埋深为 33m, 变化幅度为 0~ 116 m。根据气候、地貌和含水层特点, 本研究把研究区从东到西分为 3 个子区域: 分别占整个面积的 24%、36% 和 40%, 非饱和带平均厚度分别为 33 m、40 m 和 28 m(表 1)。中部地下水被厚度较大的非饱和带所覆盖, 西部分布大量湖泊、沼泽和湿地, 东部部分区域处于河道滩地。含水层可分为两层, Ogallala 组主含水层和上覆风积和冲积层。上层平均厚度为 47 m, 东、中、西部分别为 37 m、55 m、45 m; 下层平均厚度为 147 m, 东、中、西部分别为 157 m、159 m、131 m。根据 1979–1990 年资料, 区域平均降水量为 587 mm, 东部降水量为 629 mm, 西部降水量为 522 mm。降水主要集中在春季和夏季, 在作物生长季节蒸散发能力大于降水量, 积雪溶化为地下水主要补给来源。

表 1 率定的水文地质参数

Table 1 Value of calibrated hydrogeologic parameters

分区	非饱和层 厚度/m	含水层厚度/m		水文地质参数				S_s $/m^{-1}$	R_p 均值
		上层	下层	$K/(m\ d^{-1})$		S_y			
				上层	下层	上层	下层		
东部	32.9	36.9	157.3	46	13.8	0.16	0.09	10^{-5}	85.4
中部	39.7	55.6	158.8	52	12.6	0.19	0.1	10^{-5}	80.6
西部	27.5	44.9	130.7	48.5	14.5	0.16	0.08	10^{-5}	66.2
均值 (变幅)	33.3 (0~ 116.5)	46.9	147.3	49 (30~ 133)	13 (8~ 18.2)	0.17 (0.11~ 0.23)	0.09 (0.05~ 0.12)	10^{-5}	76.0

地下水也是研究区两条河(Dismal 和 Middle Loup 河)主要补给来源, 稳定的河流流量有利于区域水资源开发利用和维持生态环境。

地下水开采集中在 6、7、8 月份灌溉季节, 与其它补排量相比, 全区地下水开采量很小($72\ 255\ m^3/d$)。

2 地下水数值模拟系统

为了控制沙丘地形和河道形态变化, 在地下水数值模拟计算中, 采用较小的网格划分。水平网格为 $300\ m \times 300\ m$, 共有 298 行, 623 列。垂直方向划分为两层, 上层厚度为地下水水面到风积和冲积层底部, 下层为 Ogallala 组厚度。应用一般地下水数值模拟商业软件(如 Visual MODFLOW), 不能提供或显示这么多网格量。为此, 本研究采用美国地质调查局最新发布的三维地下水有限差分计算软件 MODFLOW2000^[3], 并结合 ArcView 作为模型计算的前处理和后处理。本文建立非饱和带水平衡模型以估算降水入渗补给量。此外, 还应用了 MODFLOW 子模块来计算潜水蒸发损失、河流与地下水相互作用等。地下水数值模拟系统建立在计算进出含水层水量的子模块与地下水系统相耦合的基础上, 以节点地下水位为模型耦合的连接点。

本研究采用 1979 年 10 月至 1990 年 10 月水文气象资料, 时段步长为月。1979 年 10 月地下水位分布作为模型计算的初始水位, 根据整个 Sand Hills 地下水位分布确定随时间变化的边界地下水位。

2.1 降水入渗补给和地下水蒸散发量计算

降水入渗补给的量化计算是进行地下水有效模拟和水量平衡计算的先决条件, 对 Sand Hills 区域尤为重要。但是, 目前精确计算降水入渗补给率还很困难。本文以非饱和带水平衡为基础, 计算降水入渗补给量。

非饱和带水量月平衡式为

$$S_t = S_{t-1} + P_t - E_t - R_{st} - R_{pt} \quad (1)$$

式中 P_t 为降水量; E_t 为蒸散发量; R_{st} 为饱和超渗流量; R_{pt} 为降水入渗补给含水层水量。降雨入渗和蒸散发造成的土壤水分变化主要在作物根系层(1 m)内, 非饱和带深部仅影响水分运动, 因此, S_t 和 S_{t-1} 为时段末、初作物根系层土壤含水量。

计算时段分为降水期 t_r 和无雨期 $\tau - t_r$ (τ 为一个月), 实际蒸散发率分别为 E_{1t} 和 E_{2t} , 计算公式采用:

$$E_{it} = ET_{it} \frac{S_t - S_w}{S_f - S_w} \quad i = 1 \text{ 和 } 2 \quad (2)$$

式中 ET_{it} 为降水期和无雨期蒸发能力, 根据蒸发皿日蒸发量资料统计而得; S_f 和 S_w 分别为田间蓄水量和作

物凋谢蓄水量, 这两个参数根据 Cosby^[4] 等试验结果和土壤类型确定。

降水入渗补给量采用下式计算:

$$R_{pt} = (P_t - E_{1t}) \times \left(\frac{S_t - S_w}{S_s - S_w} \right)^\alpha \quad (3)$$

式中 S_s 为饱和含水量; α 为一常数。

由于土壤入渗能力大, 地表水仅产生在饱和面上:

$$R_{st} = P_t - E_{1t} \quad (4)$$

为了考虑地下水位和地形对入渗补给量的影响, 在每个有限差分网格内进行上述水量平衡计算。

根据地下水位模拟率定参数结果, α 为 1.5。计算的年入渗补给量见表 1, 整个流域为 76 mm, 大约为年雨量的 13%; 地表径流量仅为 2.35 mm, 约占 Dismal 和 Middle Loup 河流流量的 4%, 因此, 河流水量的 96% 来自于地下水。这个比例与 Bentall^[5] 等用 11 月份流量进行估算的结果相同。

潜水蒸发损失 E_g 采用 MODFLOW 子模块计算, 根据 Ginsberg^[6] 分析, 极限埋深为 4.2 m。

2.2 河流与含水层之间水量交换

Sand Hills 地区地下水位大都高于河流水位, 河流附近渗透系数大, 非常有利于地下水排泄。

采用 MODFLOW 河流计算子模块, 河流与含水层交换水量计算公式为

$$Q_{riv} = C_{riv}(h_r - h) \quad (5)$$

式中 Q_{riv} 为河流与含水层之间交换流量; h_r 为河流水位; h 为河流附近网格的地下水位; C_{riv} 为河流与含水层相互作用的水力传导系数:

$$C_{riv} = \frac{K_{riv} L_{riv} W}{M} \quad (6)$$

式中 K_{riv} 为河底渗透系数; L_{riv} 为网格单元内的河道长度; W 为网格单元内河道宽度; M 为河底沉积物的厚度。该研究区内, 河道部分切割含水层, 河宽等信息根据 30m 精度的地面数值高层模型 (DEM) 确定。式 (6) 中 K_{riv}/M 或 C_{riv} 根据地下水向河流补给量等于两条河流基流量方法进行估算 (图 1)。两条河流的 C_{riv} 平均值为 $106 \text{ m}^2/\text{d}$, 变幅为 $30 \sim 180 \text{ m}^2/\text{d}$ 。1979 年 10 月至 1990 年 10 月地下水总补给量为 74.03 亿 m^3 , 约为同期河流总水量 77.11 亿 m^3 的 96%。这与 2.1 中用水平衡模型估算结果一致。相比之下, 河流渗透地下水量很小, 仅为河流流量的 1%。

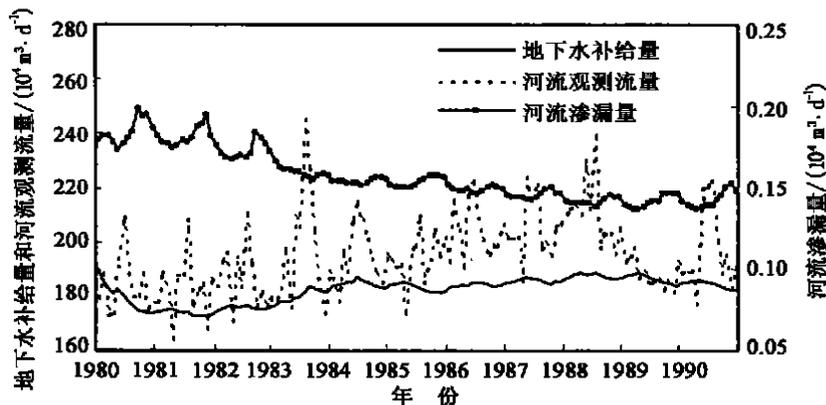


图 1 地下水与河流相互补排水量以及河流实测流量过程线

Fig 1 Hydrograph of flow discharge and recharge between groundwater and stream, and observed streamflow

2.3 地下水位模拟及含水层参数率定

在上述模拟系统中, 输入逐月降水量、蒸发量、地下水开采量以及边界水位等, 就可以计算出逐月地下水

位的变化。模型参数设定上下层水平渗透系数与垂直渗透系数之比分别为 10 和 20, 储存率 S_s 为 10^{-5} m^{-1} 。采用试错法率定上下两层渗透系数 K 和给水度 S_y 以及 2.1 中 α 。采用 1980–1990 年 10 月份 75 眼观测井地下水位资料, 得出研究区实测水位分布。模型模拟地下水位与观测水位进行拟合, 率定出两者拟合最佳的模型参数 (表 2)。上层平均渗透系数为 49 m/d, 变幅为 30~133 m/d, 下层为 13 m/d, 变幅为 8~18 m/d。面平均导水系数为 $1900 \text{ m}^2/\text{d}$, 变幅为 $500\sim 3500 \text{ m}^2/\text{d}$ 。这个结果与 Bleed^[1] 估算相近。上层给水度为 0.17, 变幅为 0.11~0.23; 下层为 0.09, 变幅为 0.05~0.12。10 月份观测水位与模拟水位相对误差见表 2, 地下水位相对误差的平均值为 0.28%, 约为整个含水层厚度的 1%。

表 2 模拟与观测地下水位相对误差

Table 2 Relative errors between simulated and observed groundwater heads

年 份	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	均值
均值	0.19	0.27	0.24	0.21	0.30	0.33	0.23	0.33	0.36	0.33	0.32	0.28
最大	0.50	0.74	0.58	0.44	0.66	0.55	0.54	0.80	0.90	0.95	0.99	0.70
最小	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.22	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.04

3 区域水量平衡分析

进出含水层系统水量及水平衡式为

$$\Delta S = B_{in} - B_{out} + R_p - E_g + R_{riv} - D_{riv} - D_w \quad (7)$$

式中 ΔS 为地下水变化量; B_{in} 和 B_{out} 分别为边界进出水量; R_p 为降水入渗补给量; E_g 为潜水蒸散发损失; R_{riv} 和 D_{riv} 分别为河流入渗补给含水层和地下水排泄到河流水量; D_w 为地下水开采量。

在由 MODFLOW 计算出逐月地下水位分布的基础上, 研究区及分区水平衡量计算采用与 MODFLOW 相匹配的计算软件 ZONEBUDGET, 各项计算结果见表 3。可以看出, 降水入渗补给为含水层主要补给来源, 约占总补给量的 57%。潜水蒸散发损失为含水层总出水量的 16%, 仅为降水入渗补给的 24%。因此, 沙丘覆盖显著降低了潜水蒸散发损失。由于西部地下水位高于东部 30 多 m, 边界入流量主要从西部进入研究区, 约占总入流量的 40%。大部分从东部边界流出研究区, 边界出流量占总出流量的 27%。

河流排泄地下水水量占总出流量的 58%, 相当于降水入渗补给量的 88%, 因此, 大部分入渗水量最终通过河流流出该区域。

总体来说, 从 1979 年 10 月至 1990 年 10 月, 该地区总入流量大于总出流量, 地下水位上升了 0.18 m。

由于水文地质条件在空间分布上的差异, 水平衡在三个子区域也表现出不同特征。与中部相比, 非饱和带厚度较小的西部和东部受气候变化影响较大。东部和西部降水入渗量分别占总入流量的 44% 和 62%, 但中部只有 33%。东部和西部潜水蒸散发损失分别为 18% 和 13%, 中部仅为 6%。由于河道主要分布在中东部, 且地形相对较低, 是地下水排泄的主要通道, 地下水通过河道排泄量占总出流的 45% 和 64%, 西部仅为 9%。

为了进一步分析沙丘和谷地在 Sand Hills 水循环和水平衡中所起的作用, 本文在研究区西部选择位于谷地的 A 区和位于沙丘的 B 区进一步加以分析。A 区非饱和厚度平均值为 13 m, 变化幅度为 0~57 m, 大部分面积在极限埋深以内; B 区非饱和厚度平均值为 33 m, 变化幅度为 11~75 m。这两个子区内, 无河流和地下水开采的影响, 因此, 子区内进出水量主要为降水入渗补给、低洼处蒸散发以及与相邻区域的水量交换。

模拟结果表明, 从 1979 年至 1990 年, 谷地 A 降水入渗补给率为 $14078 \text{ m}^3/\text{d}$ 或 $0.30 \text{ mm}/\text{d}$, 大于沙丘区 B 的 $11138 \text{ m}^3/\text{d}$ 或 $0.25 \text{ mm}/\text{d}$ 。但谷地潜水蒸散发率为 $33897 \text{ m}^3/\text{d}$ 或 $0.72 \text{ mm}/\text{d}$, 沙丘区为零。因此, 谷地为净排泄区, 潜水蒸散发损失为降水入渗补给量的两倍多, 需从相邻区域补充 $20805 \text{ m}^3/\text{d}$ 流量, 以维持谷地水平衡。相比之下, 具有较大厚度沙丘覆盖的含水层, 接受降水入渗补给, 但无蒸散发损失, 为净补给区, 在保持自身水平衡状态下, 可向临近区域补充 $3976 \text{ m}^3/\text{d}$ 水量。因此, 入渗率大的沙丘在维持丰富地下水资源中起关键作用。

表 3 多年平均水文平衡项计算(1979 年 10 月- 1990 年 10 月)
Table 3 Average yearly hydrologic budget (Oct 1979- Oct. 1990)

研究区	项 目	入 流		出 流		差值 / 亿 m ³
		量/ 亿 m ³	占总量/ %	量/ 亿 m ³	占总量/ %	
全区	边界流入(出)量 B	5.70	43.0	2.73	23.9	2.97
	降水入渗量 R_p	7.56	57.0			7.56
	河流渗漏(排泄)量 R_{riv}	0.006	0.05	6.66	58.2	- 6.65
	开采量 D_w			0.27	2.33	- 0.27
	地下水蒸散发量 E_g			1.79	15.6	- 1.79
	总量	13.27	100	11.45	100	1.82
	含水层变动水量 S	4.39		6.21		- 1.82
东部	边界流入(出)量 B	0.88	19.3	1.19	29.4	- 0.31
	降水入渗量 R_p	2.02	44.2			2.02
	河流渗漏(排泄)量 R_{riv}	0.0002	0.004	1.83	45.1	- 1.83
	东- 中部边界交换	1.67	36.5	0.24	5.92	1.43
	开采量 D_w			0.063	1.57	- 0.063
	地下水蒸散发量 E_g			0.73	18.0	- 0.73
	总量	4.57	100	4.05	100	0.52
含水层变动水量 S	0.95		1.47		- 0.52	
中部	边界流入(出)量 B	3.32	37.7	0.22	3.21	3.10
	降水入渗量 R_p	2.93	33.2			2.93
	河流渗漏(排泄)量 R_{riv}	0.0056	0.06	4.38	63.9	- 4.37
	东- 中部边界交换量	0.24	2.72	1.67	24.4	- 1.43
	中- 西部边界交换量	2.32	26.3	0.074	1.08	2.25
	开采量 D_w			0.097	1.42	- 0.097
	地下水蒸散发量 E_g			0.41	5.98	- 0.41
总量	8.82	100	6.85	100	1.97	
含水层变动水量 S	1.25		3.22		- 1.97	
西部	边界流入(出)量 B	1.50	35.9	1.32	27.2	0.18
	降水入渗量 R_p	2.61	62.4			2.61
	河流渗漏(排泄)量 R_{riv}			0.45	9.22	- 0.45
	中- 西部边界交换量	0.074	1.77	2.32	47.8	- 2.25
	开采量 D_w			0.11	2.27	- 0.11
	地下水蒸散发量 E_g			0.65	13.4	- 0.65
	总量	4.18	100	4.84	100	- 0.66
含水层变动水量 S	2.19		1.53		0.66	

4 结 论

在 Sand Hills 地区, 沙丘较大的入渗率使得有限降雨量迅速入渗并储存在含水层中, 较厚的非饱和层覆盖减少了潜水蒸散发损失, 因此, 位于半干旱半湿润气候带的研究区能保持丰富的地下水量。本文建立的地下水系统数值模拟模型能有效地模拟该地区地下水运动、水平衡过程, 揭示气候、地形、地质条件对该地区水循环过程的影响, 以及河流与含水层相互补排关系, 为地下水资源评价和区域生态环境保护提供了分析方法。

参考文献:

- [1] Bleed A, Flowerday C. An atlas of the Sand Hills: Lincoln, Nebraska, Conservation and Survey Division[M]. Nebraska: University of Nebraska, 1989, 67- 92.
- [2] Drda S. Hydrology of two interdunal valleys in the Nebraska Sand Hills[D]. Nebraska: University of Nebraska Lincoln, 1998. 1- 89.
- [3] Harbaugh A W, Barta R E, Hill M C, *et al.* MODFLOW- 2000, The U. S. Geological Survey modular ground-water model user guide to modularization concepts and the ground water flow process[R]. Denver: U S Geological Survey Oper File Report 00- 92, 2000.
- [4] Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, *et al.* A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils[J]. Water Resour Res, 1984, 20: 682- 690.

- [5] Bleed A, Flowerday C. An atlas of the Sand Hills: Lincoln, Nebraska, Conservation and Survey Division[M]. Nebraska: University of Nebraska, 1989, 93– 114.
- [6] Ginsberg M H. Water budget model of the south central sand hills of Nebraska[D]. Nebraska: University of Nebraska Lincoln, 1987.

Numerical modeling of groundwater flow and analysis of water budget in Nebraska Sand Hills, USA

CHEN Xi¹, CHEN Xun hong²

(1 College of Water Resource and Environment, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. University of NebraskaLincoln, Lincoln, NE 68588, USA)

Abstract: Numerical simulation of groundwater flow in the semiarid and semi-humid climate of the Nebraska Sand Hills was made using the MODFLOW and the water balance model in the unsaturated zone. Analysis of groundwater recharge and discharge and water balance in the aquifer reveal influences of unique topography of the sand dunes and soil property on groundwater recharge and discharge. The simulation results demonstrate that the large infiltration rate of the sand soil results in much precipitation recharging into the aquifer, and thick unsaturated zone reduces groundwater evaporation losses. Therefore, sufficient groundwater could be stored in the thick aquifer, which maintains a steady streamflow and supplies numerous lakes and wetlands. This study is beneficial for groundwater resources evaluation and water resources protection in the environmentally vulnerable area of our country.

Key words: Sand Hills; precipitation recharge into groundwater; numerical simulation of groundwater; analysis of water budget