

doi: 10.12097/gbc.2022.07.051

拉萨市河谷平原区地下水位动态特征及影响因素

王丹^{1,2}, 唐蕴^{1*}

WANG Dan^{1,2}, TANG Yun^{1*}

1. 中国水利水电科学研究院, 北京 100038;

2. 天津华北地质勘查局核工业二四七大队, 天津 301800

1. China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China;

2. The Nuclear Industry 247 Bridge of Tianjin North China Geological exploration, Tianjin 301800

摘要: 为加强拉萨市河谷平原区地下水资源的合理开发和可持续利用, 以拉萨市城关区为例, 对拉萨市河谷平原区地下水位动态特征及影响因素进行分析。对 1996—2015 年拉萨城关区地下水位进行了年内与年际变化特征分析, 运用反距离加权法 (IDW) 进行空间插值, 得出地下水位空间分布及变幅。利用 Pearson 相关分析法及灰色关联分析法对城关区地下水位动态的影响因素及各因素影响程度进行了分析。分析结果显示, 城关区地下水位具有东高西低, 中间高南北低的空间分布特征。1996—2015 年间地下水位逐年下降, 下降范围为 0.2~3.7 m, 年均降幅为 0.01~0.19 m。地下水位动态受降水量、气温、开采量、建设用地面积的共同影响, 影响程度为: 气温>降水量>建设用地面积>开采量。

关键词: 拉萨市河谷平原区; 降水量; 地下水位动态; 影响因素

中图分类号: P641.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)06-0971-13

Wang D, Tang Y. Analysis of groundwater level dynamic characteristics and influencing factors in Valley Plain of Lhasa City. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(6): 971-983

Abstract: In this paper, taking Chengguan District of Lhasa City as an example, the dynamic characteristics and influencing factors of groundwater in the valley plain of Lhasa City are analyzed. The intra-year and inter-annual variation characteristics of groundwater level from 1996 to 2015 in Chengguan District are analyzed, and the spatial interpolation of inverse distance weighting method (IDW) is used to obtain the spatial distribution and amplitude of groundwater level. The Pearson correlation analysis method and the Grey correlation method are used to analyze the influencing factors of groundwater level dynamics in Chengguan District and the degree of influence of each factor. The analysis results show that the groundwater level has the distribution characteristics of high in the east and low in the west, high in the middle, and low in the north and south. From 1996 to 2015, the groundwater level decreased year by year, with a decline range of 0.2~3.7 m, and an average annual decline is between 0.01 m and 0.19 m. The groundwater level is jointly affected by precipitation, temperature, extraction and the construction land area. The degree of influence is: the temperature > precipitation > the construction land area > the amount of groundwater extraction.

Key words: valley plain of Lhasa City; precipitation; groundwater level dynamics; influencing factors

拉萨市河谷平原区是青藏高原人类活动最密集、经济发展最迅速的核心地区之一(刘久潭, 2020)。地下水是拉萨市的主要供水水源, 地下水开

采的密集程度较高, 地下水资源供需矛盾日趋突出。城关区地处拉萨市河谷平原, 位于拉萨市南部, 为拉萨市地下水开采最密集的地区之一。地下水水

收稿日期: 2022-07-26; 修订日期: 2023-03-09

资助项目: 国家科技部项目《艾丁湖流域地下水合理开发及生态功能保护研究与示范》(编号: 2017YFC0406102) 和水利部项目《重点地区地下水水位控制指标研究》(编号: WR0145B502016)

作者简介: 王丹(1997-), 女, 硕士, 助理工程师, 从事水文地质方面研究。E-mail: 2773436685@qq.com

* 通信作者: 唐蕴(1968-), 女, 博士, 教授级高级工程师, 从事水资源开发利用中的生态环境问题研究。E-mail: tangyun@iwhr.com

源地不仅供给区内城市生活用水和工业用水,还需向周围城市供水,人工开采量较大。本文以拉萨城关区为例,对拉萨市河谷平原区地下水位动态进行研究,深入了解河谷平原区地下水位动态情况,为地下水合理利用与保护提供支撑。

近年来,专家学者对拉萨地区地下水的研究主要集中在地下水水化学特征、地下水水质评价及地下水动态特征等方面。Liu et al.(2018)利用 Piper 三线图及离子比值端元图,分析了拉萨河谷平原地下水化学类型及变化特征;林聪业等(2021)运用 Gibbs 模型模拟、水化学分析方法分析了拉萨地区地下水化学特征及水岩作用机理;周文武等(2020)采用美国环保局推荐的健康风险评价模型,对拉萨市垃圾填埋场地区地下水中的 Cr^{6+} 、As 等 6 项指标进行评价;安红梅等(2018)运用单指标评价法、综合评价法及离子比例系数法对拉萨市地下水进行了评价;Liu et al.(2018)、Fan et al.(2005)对拉萨市地下水动态特征进行了分析。然而,有关拉萨河谷平原地区地下水资源的影响因素量化分析等方面研究较少。本文参考前人的研究,运用反距离加权法、Pearson 相关分析法、灰色关联分析法等多种统计学方法,对城关区地下水位时空变化特征进行了较为全面的分析,在此基础上对多种影响因素的影响程度进行量化分析。研究结果可为拉萨市河谷平原地区地下水资源管理及开发利用提供数据支撑,同时对经济发展及生态环境保护具有积极作用。

1 研究区概况

西藏自治区拉萨市城关区位于西藏中部偏东南的雅鲁藏布江支流拉萨河下游段南北两岸。城区面积 554 km^2 ,海拔 3650 m ,行政区域东西跨距 28 km ,南北跨距 31 km 。

城关区属高原温带半湿润气候区,多年平均气温为 8°C ,最高气温为 29.4°C ,最低气温为 -16.5°C 。降雨量少且集中,干湿季节分明,年均降水量为 444.48 mm ;蒸发强烈,年均蒸发量为 2205.6 mm 。

城关区地下水主要为松散岩类孔隙水、基岩裂隙水和碳酸盐岩类裂隙溶洞水 3 种类型(图 1、图 2)。其中,松散岩类孔隙水广泛分布于拉萨河谷平原区,地下水单井涌水量多在 $1000 \text{ m}^3/\text{d}$ 以上,富水性较好,具有集中供水价值。含水层主要为上更新统(Q_3)和全新统(Q_4)的冲积卵石、漂卵石、砾

石、含泥质卵石等,含水介质结构松散—稍密,卵石多呈圆状、次圆状。碳酸盐岩类裂隙溶洞水零星分布于拉萨北基岩山地,岩性为灰岩、白云岩、结晶灰岩、大理岩等。基岩裂隙水主要分布于区内各时代的碎屑岩、浅变质岩中,岩性主要为砂岩、板岩、粉砂岩、页岩、泥灰岩、火山碎屑岩等,多以互层、夹层或复理层出现。本文仅对城关区拉萨河谷平原区进行研究,下文均称为城关区边界。

在城关区河谷平原区,第四系松散岩类孔隙水补给项主要为上游地下水的径流补给、两侧基岩裂隙水和岩溶水侧向径流补给、大气降水入渗,以及河水渗漏补给;排泄项主要为向下游河谷平原的径流排泄、人工排泄,以及蒸发排泄。区内基岩裂隙水补给项主要为大气降水和冰雪融水的入渗补给,地下水在重力作用下径流,排泄项主要为泉水排泄,以及向第四系松散层孔隙水的径流排泄。

2 数据来源与研究方法

2.1 数据来源

本次研究所用的 1970—2015 年降水数据及 1996—2015 年气温数据来自中国气象数据网(<https://data.cma.cn/data/detail/dataCode/A.0019.0001.S001.html>)。1996—2015 年监测井地下水位数据及 2006—2015 年地下水开采量数据来自水利及地质部门。1995—2015 年土地利用数据来自资源环境科学与数据中心(<https://www.resdc.cn/DataList1.aspx?FieldTyepID=1,3>)。

2.2 研究方法

采用 ArcGIS 10.4 软件中的反距离加权法(IDW)(张孟丹等,2021)进行空间插值,得到地下水位标高图及水位变幅图。整理数据,分析降水量及气温的基本变化特征,采用线性拟合(任建英,2012;杨媚,2016)、坎德尔(Kendall)秩次相关检验(普发贵,2014;翟思贝等,2021)、斯波曼(Spearman)秩次相关检验(王国庆,2006)、小波分析法(王文圣等,2005;吴建峰,2018)分析其变化趋势及周期性。采用 SPSS 26 软件中的 Pearson 相关分析法对地下水位与降水量、气温、开采量、建设用地面积进行相关性分析(徐羽,2018;刘婕等,2019;商佐等,2020;井江楠等,2023),采用灰色关联分析法分析各因素对地下水位的影响程度(郭秀云,2004;张玉春等,2011;王青等,2012)。

灰色关联分析方法是用来分析系统中母因素与

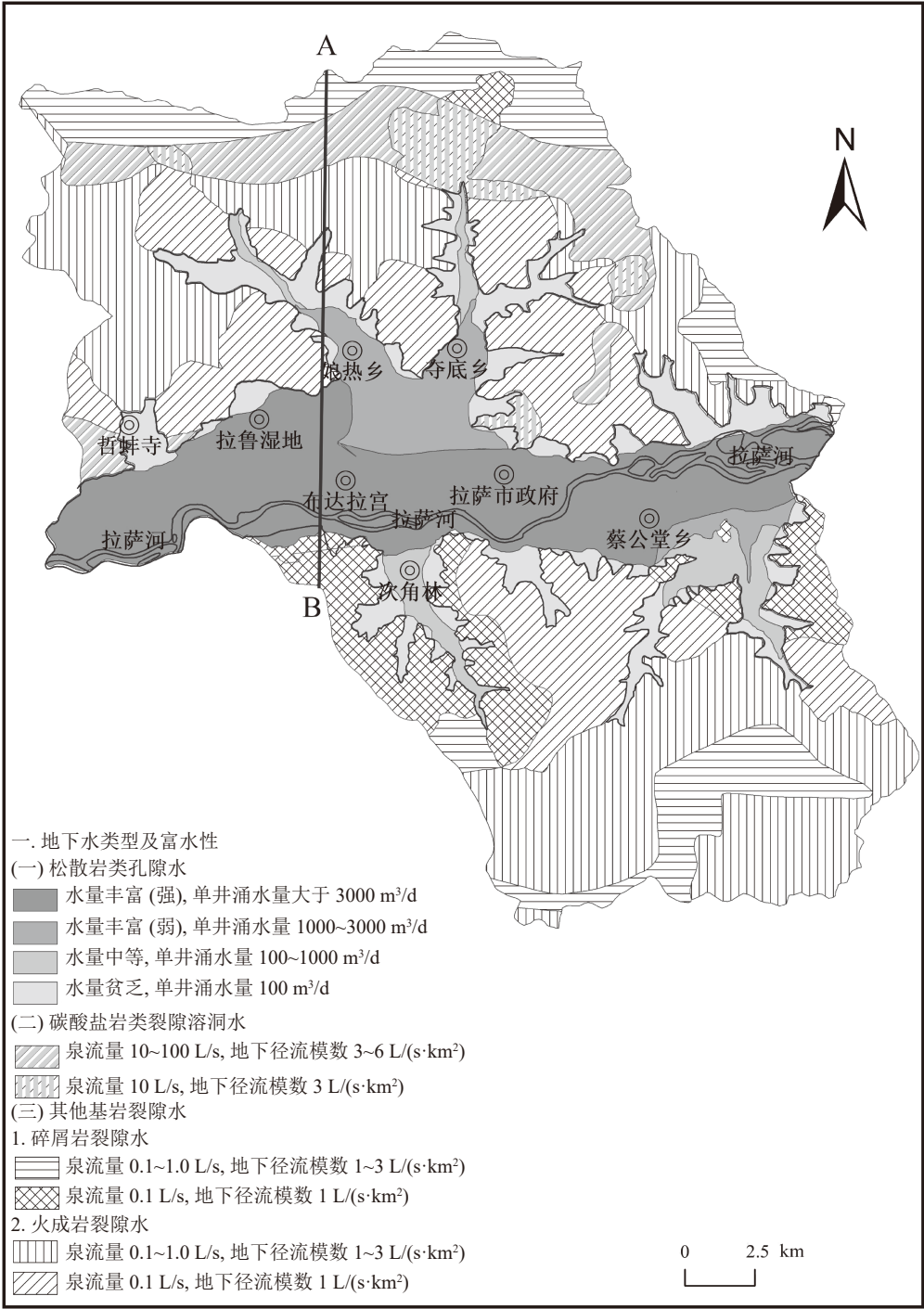


图 1 城关区水文地质简图

Fig. 1 Hydrogeological diagram of Chengguan District

子因素关系密切程度的一种统计分析技术, 计算公式如下:

$$\xi_i(k) = \frac{\min_i \min_k |X'_0(k) - X'_i(k)| + \rho \max_i \max_k |X'_0(k) - X'_i(k)|}{X'_0(k) - X'_i(k) + \rho \max_i \max_k |X'_0(k) - X'_i(k)|} \quad (1)$$

式中, ξ_i 为关联系数; X'_0 为系统特征序列; X'_i 为相关因素行为序列; ρ 为分辨系数, 一般取 0.1~0.5, 本文分析取 $\rho=0.5$ 。

参考序列和比较序列的关联度, 以这 2 个比较序列各个时刻的关联系数之平均值计算, 即:

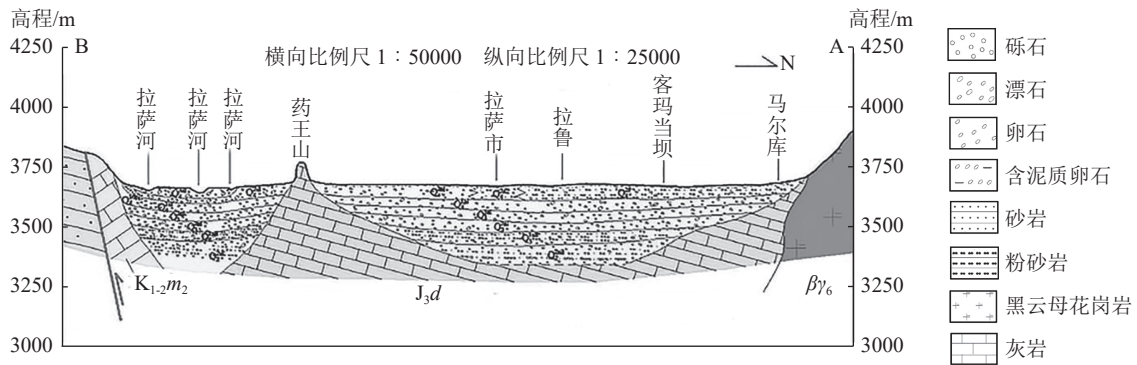


图2 城关区 A-B 水文地质剖面(河谷平原区部分)(据刘久潭, 2020)

Fig. 2 A-B hydrogeological profile of Chengguan District (valley plain section)

K₁₋₂m₂—下白垩统马尔康组; J₃d—上侏罗统当坝组; βγ₆—喜马拉雅期花岗岩脉

$$r_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \xi_i(k) \quad (2)$$

当 r_i 值高于 0.8 时, 变量间相关性显著; 当 r_i 为 0.5~0.8 时, 变量间具有中等相关性; 当 r_i 低于 0.5 时, 变量间相关程度较低。

3 结果与分析

3.1 地下水位基本特征

3.1.1 监测站点分布及剖面线位置

本次研究收集了城关区地下水位长期观测数据, 监测时间为 1996—2015 年, 监测范围主要是拉萨河谷平原区, 以及娘热沟、夺底沟等山间沟谷冲洪积扇区。其中, 监测井 LS01、LS02、LS04、LS05、LS06、LS11、LS12 位于拉萨河谷平原区, 监测井 LS03、LS07、LS08、LS09、LS10 位于山间沟谷冲洪积扇区。监测站点主要对区内孔隙潜水含水层进行监测。本文按照城关区不同地质地貌特点进行分区分析, 在拉萨河谷冲积平原区选择 LS12-LS06-LS04-LS01 沿线剖面、在山间沟谷冲洪积扇区选择 LS08-LS07 沿线剖面, 开展地下水位动态特征及其影响因素分析。城关区内地下水监测点分布及 2 条剖面线位置见图 3。

3.1.2 水位年内变化特征

在拉萨河谷冲积平原区选取 LS01、LS12 两眼典型地下水监测井, 在山间沟谷冲洪积扇区选取 LS07、LS08 两眼典型地下水监测井, 对不同地质地貌区地下水位的年内变化特征进行分析。监测井年内平均地下水位变化见表 1。

城关区地下水位年内水位变幅在 0.53~1.61 m 之间, 多年平均变幅 1.21 m。低水位期一般出现在

3—4 月, 高水位期一般出现在 8—9 月。地下水位变化一方面受开采程度影响, 开采强度较大处水位变化幅度较大, 开采强度较小处水位变化幅度较小; 另一方面受河水涨落影响, 靠近主要河流的河岸地带, 受河水涨落影响明显, 水位变化幅度较大, 远离河岸地带水位变化幅度较小。

(1) 拉萨河谷冲积平原区

监测井 LS01、LS12 年内地下水位变化与降水量变化趋势具有一致性, 均表现为单峰型(图 4)。2—4 月降水量较少, 且正值春季, 开采量增大, 地下水位较低; 7—9 月降水量迅速增加, 地下水位随之升高, 在 8 月达到峰值。受人类活动影响, 年内地下水位波动较大, 水位变幅一般在 0.18~2.67 m 之间。

(2) 山间沟谷冲洪积扇区

监测井 LS07、LS08 年内地下水位变化与降水量变化趋势具有一致性, 但存在一定的延迟性(图 5)。4—6 月地下水位较低, 随后由于降水量增加, 地下水位呈上升趋势, 8—10 月地下水位较高, 在 9 月达到峰值。年内水位变幅一般在 0.54~2.84 m 之间。该区地下水位变化滞后于拉萨河谷冲积平原区, 主要与地下水埋深较大有关, 这一动态变化特征明显有别于其他单元区。

3.1.3 水位年际变化特征

地下水位受地形地貌、气候变化及人类活动等多种因素共同影响。为了解城关区地下水位年际变化特征, 对城关区 1996—2015 年地下水位监测数据进行统计分析, 结果见表 2。城关区多年平均地下水位在 3642.22~3644.25 m 之间, 最低水位出现在 2015 年, 最高水位出现在 1998 年。随着时间推移, 城关区地下水位呈下降趋势, 近 20 a 下降 1.6 m。

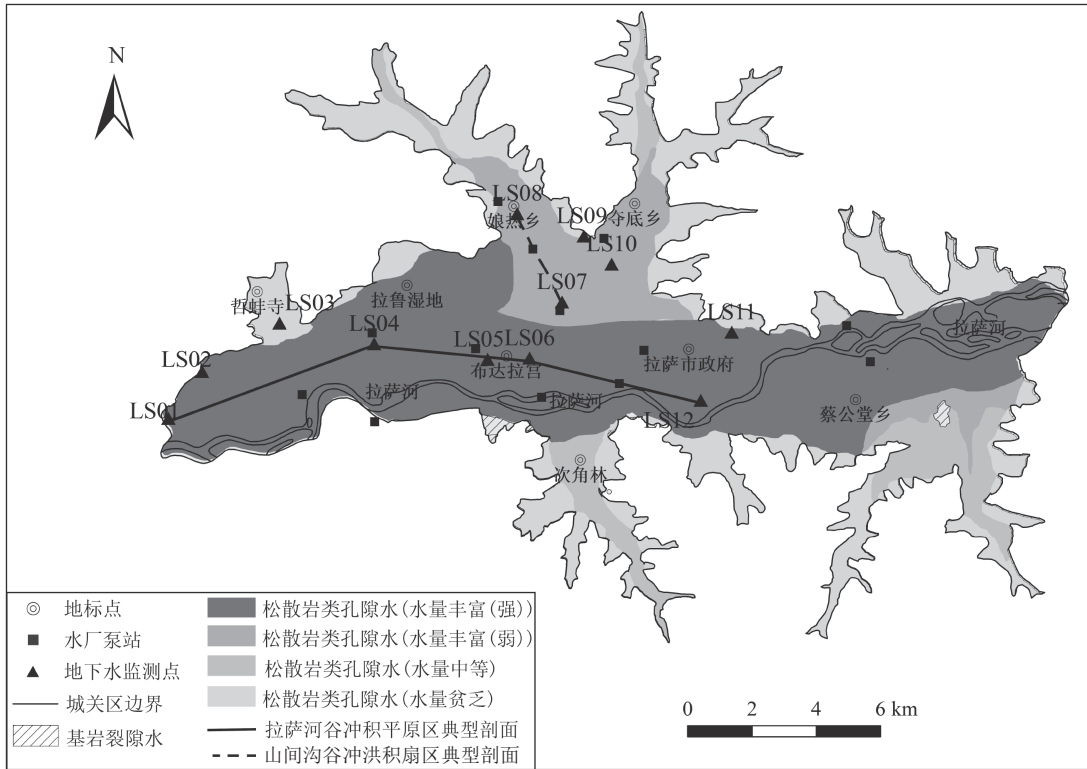


图 3 城关区地下水位长期监测点分布

Fig. 3 Distribution of long-term groundwater level monitoring points in Chengguan District

表 1 城关区典型监测井年内平均地下水位变化

Table 1 Changes in the average groundwater level of typical monitoring wells in Chengguan District during the year

监测站点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	m
LS01	3629.62	3629.56	3629.67	3629.64	3629.74	3629.89	3630.04	3630.09	3630.04	3629.88	3629.80	3629.65	
LS12	3651.10	3651.05	3651.07	3651.25	3651.49	3652.01	3652.54	3652.59	3652.40	3651.98	3651.52	3651.25	
LS07	3644.29	3644.20	3644.20	3644.16	3644.18	3644.43	3644.90	3645.15	3645.21	3644.89	3644.56	3644.26	
LS08	3645.55	3645.35	3645.21	3645.08	3644.99	3645.15	3645.61	3646.14	3646.50	3646.36	3645.89	3645.60	

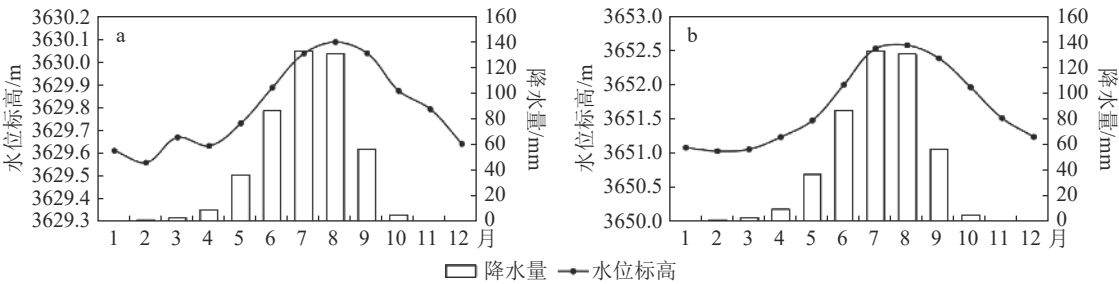


图 4 监测井 LS01(a)、LS12(b)年内平均地下水位变化

Fig. 4 Average groundwater table changes in monitored wells LS01 (a) and LS12 (b) during the year

拉萨市城关区 1996—2015 年的地下水位年际变化见图 6。城关区地下水位变化整体可划分为 3 个阶段: 1996—2001 年, 地下水位以相对稳定为

主; 2001—2008 年, 受水源地开采影响, 地下水位呈逐年下降趋势, 下降速度约为 0.19 m/a; 2008—2015 年地下水位仍呈下降趋势, 但下降幅度较

表 2 1996—2015 年城关区地下水位数据统计结果

Table 2 Statistical results of groundwater level data in Chengguan District from 1996 to 2015										m
年份	1996年	1997年	1998年	1999年	2000年	2001年	2002年	2003年	2004年	2005年
最大值	3654.42	3654.48	3654.54	3654.46	3654.43	3654.40	3654.33	3653.31	3653.21	3653.16
最小值	3630.35	3630.34	3630.36	3630.30	3630.36	3630.43	3630.38	3630.42	3630.21	3630.43
平均值	3644.23	3644.16	3644.25	3644.20	3644.21	3644.156	3643.90	3643.59	3643.57	3643.37
年份	2006年	2007年	2008年	2009年	2010年	2011年	2012年	2013年	2014年	2015年
最大值	3652.03	3651.71	3652.10	3651.98	3651.76	3651.67	3651.62	3651.40	3651.44	3651.25
最小值	3629.65	3629.62	3629.73	3629.71	3629.31	3629.05	3628.93	3628.91	3628.89	3628.75
平均值	3642.67	3642.50	3642.73	3642.70	3642.53	3642.42	3642.50	3642.42	3642.49	3642.22

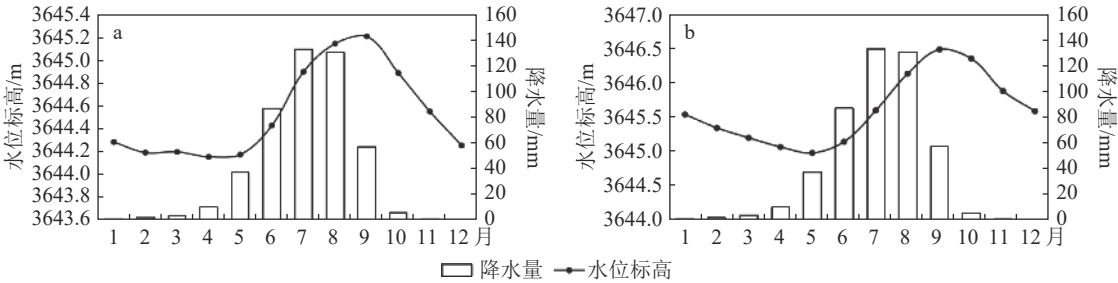


图 5 监测井 LS07(a)、LS08(b)年内平均地下水位变化

Fig. 5 Average groundwater table changes in monitored wells LS07 (a) and LS08 (b) during the year

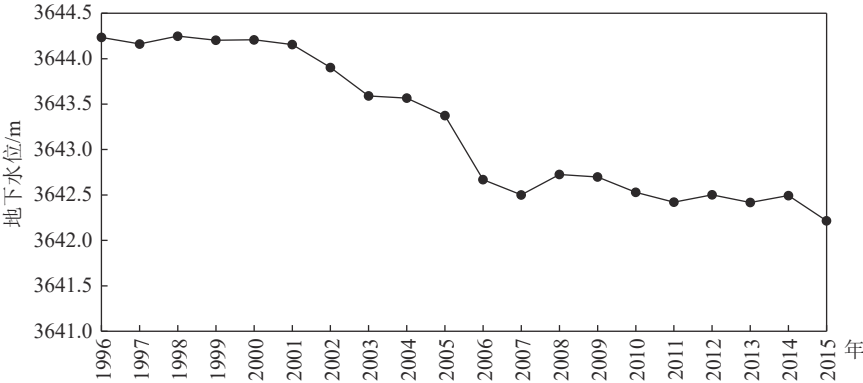


图 6 1996—2015 年城关区年均地下水位变化

Fig. 6 The annual average groundwater table change in Chengguan District from 1996 to 2015

2000—2008 年变缓,下降速度约为 0.06 m/a,与压缩开采量有直接关系。

3.1.4 地下水位空间变化特征

根据收集到的地下水位标高资料,运用 ArcGis10.4 软件中的反距离加权法(IDW)进行空间插值,绘制出城关区 1996 年和 2015 年年均地下水位等值线图(图 7)及 1996—2015 年年均地下水位变幅图(图 8)。

城关区地下水的埋藏和分布总体受地形、地貌

控制,平面上具有东高西低,中间高南北低的分布特征,垂向上具有周期变化规律(图 7、图 8)。1996 年地下水位标高处于 3630.7~3654.4 m 之间,2015 年水位标高处于 3629.2~3651.5 m 之间。1996—2015 年,城关区地下水位下降范围在 0.2~3.7 m 之间(图 9),年均下降速率为 0.01~0.19 m/a,在拉萨市政府北部及娘热乡附近,水源地开采导致地下水变幅相对较大。整体上,地下水位基本稳定,且区内未形成明显的降落漏斗,地下水的总体分布没有显

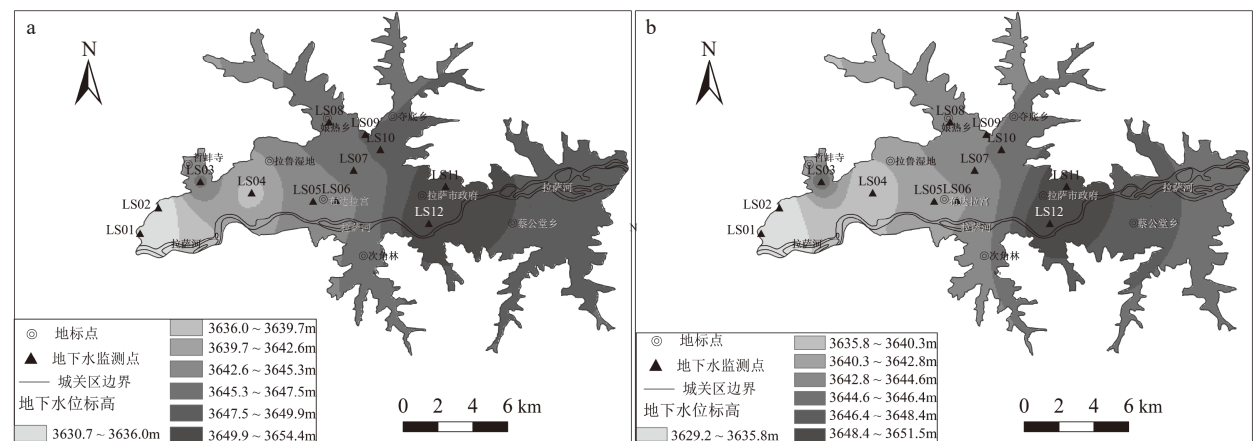


图 7 1996 年(a)及 2015 年(b)城关区年均地下水位

Fig. 7 Average annual groundwater level in Chengguan District in 1996 (a) and 2015 (b)

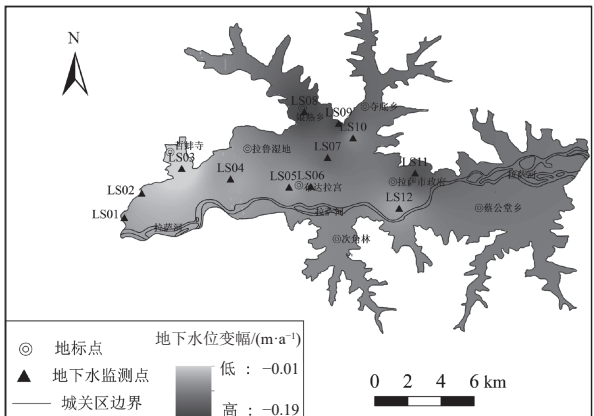


图 8 1996—2015 年城关区年均地下水位变幅

Fig. 8 Average annual groundwater level variation in Chengguan District from 1996 to 2015

著变化,说明政府在地下水开发利用上进行了有效管理。

3.2 地下水位动态影响因素分析

城关区地下水的补给项主要为大气降水、山前

侧向径流、河道入渗补给、冰雪融水等,排泄项主要为人工开采、径流排泄、河流排泄、潜水蒸发等。查阅相关资料发现,近年来拉萨河流量年际变化较小,整体相对稳定,因此本文选择降水量、气温、开采量、建设用地面积等主要因素,通过研究各因素与拉萨河谷冲积平原区(LS12-LS06-LS04-LS01 沿线剖面)、山间沟谷冲洪积扇区(LS08-LS07 沿线剖面)典型监测井的相关关系(2 条剖面线如图 2 所示),对影响地下水位动态的自然因素及人为因素进行分析。

3.2.1 降水量对地下水位的影响

降水入渗补给是城关区地下水获得补给的主要方式,对地下水位具有一定的调节作用。本文选取 1996—2015 年降水数据,分析其变化特征及其与地下水位的相关关系。城关区 1996—2015 年降水量变化曲线见图 9。近 20 a 城关区多年平均降水量为 471.96 mm,最低降水量(1997 年)为 321.5 mm,最高降水量(2014 年)为 637.8 mm,降水量年际变化较大。

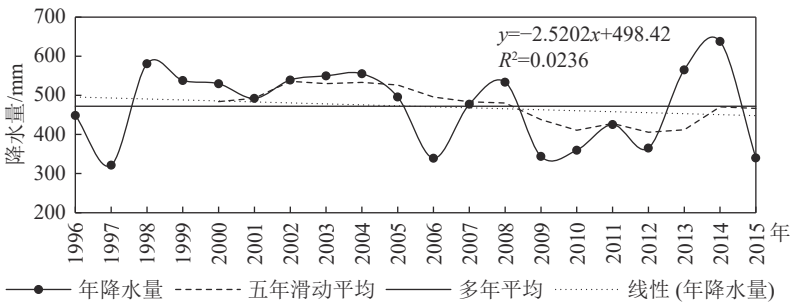


图 9 1996—2015 年城关区年均降水量变化曲线

Fig. 9 The change curve of average annual precipitation in Chengguan District from 1996 to 2015

为确定 1996—2015 年降水量是否具有显著的变化趋势,本文采用 Kendall 秩次相关检验及 Spearman 秩次相关检验 2 种方法对城关区降水量序列进行趋势性分析,给定显著性水平 $\alpha=0.05$,计算结果见表 3。2 种方法的统计量均低于显著性水平 $\alpha=0.05$ 时的相应临界值,且降水量平均变化率小于 0,说明城关区降水量呈减少趋势,但趋势性并不显著。与前人得出的拉萨地区降水量增加这一结论不一致,与大范围的气候相比有其自身的特征(尼玛吉等,2014)。

本文对城关区 1970—2015 年降水量序列进行周期性分析,降水量序列小波系数实部等值线图、小波方差图见图 10、图 11。降水量在整个时间域存在 15~25 a 和 5~10 a 尺度的周期变化规律。2015 年后等值线未闭合,说明降水量序列可能存在更长尺度的变化周期。小波方差图中有 3 个相对明显的峰值,分别对应 4 a、7 a、20 a,其中 20 a 对应的峰值最大,为其第一主周期。

利用 SPSS 统计分析软件的 Pearson 相关分析方法,研究 1996—2015 年 6 眼监测井地下水位与降水量的相关关系,分析结果见表 4。结果显示,地下水位与降水量之间存在正相关关系,其中拉萨河谷冲积平原区 4 眼监测井均呈现出 0.01 水平的显著性,监测井 LS12 与降水量相关性较高。说明在拉萨河谷冲积平原区,降水量对地下水位变化影响相对较大;在山间沟谷冲洪积扇区,降水量对地下水位变化影响较小,主要是因为该区域地势较高,地形坡度大,降水难以对地下水进行有效补给。

3.2.2 气温对地下水位的影响

气温变化会影响地下水的蒸发强度和冰雪的融化速度,进而对地下水位动态变化产生影响。因此,选取 1996—2015 年气温数据,分析其变化特征及其与地下水位的相关关系。城关区 1996—2015 年年均气温变化曲线见图 12。1996—2015 年年均气温波动较大,整体上呈逐年上升趋势,年均增幅

0.046℃。多年平均气温为 9.1℃,在 1997 年气温最低,为 7.52℃,在 2009 年气温达到最大值,为 10.28℃。

为进一步确定城关区 1996—2015 年气温是否具有显著变化趋势,本文采用 Kendall 秩次相关检验及 Spearman 秩次相关检验 2 种方法对城关区气温序列进行趋势性分析,给定显著性水平 $\alpha=0.05$,计算

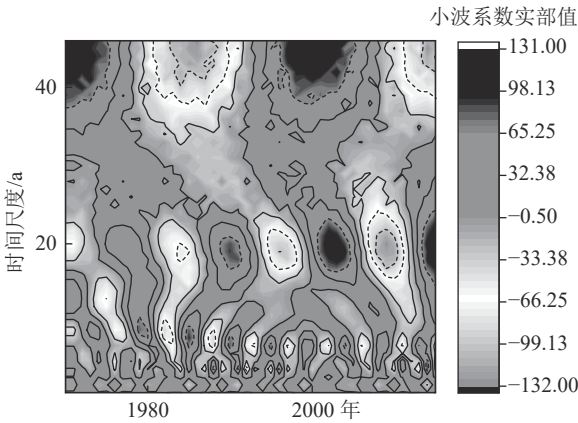


图 10 降水量序列小波系数实部等值线

Fig. 10 Real contour of wavelet coefficient of precipitation series

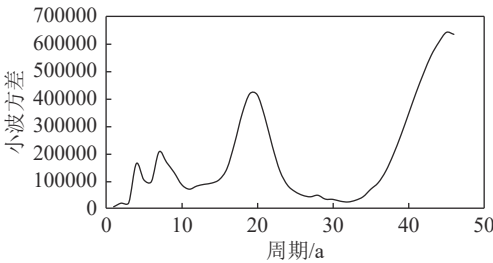


图 11 降水量序列小波方差

Fig. 11 Wavelet variance of precipitation sequence

表 4 城关区监测井地下水位与降水量相关性分析结果

Table 4 Correlation analysis results between groundwater level and precipitation in monitoring wells in

Chengguan District

地貌分区	监测井号	相关系数	显著系数
山间沟谷冲洪积平原区	LS08	0.111	0.088
	LS07	0.271**	0.000
	LS012	0.562**	0.000
拉萨河谷冲积平原区	LS06	0.377**	0.000
	LS04	0.302**	0.000
	LS01	0.249**	0.000

注: **为在 0.01 级别(双尾)相关性显著

表 3 城关区年降水量变化趋势检验结果

Table 3 Precipitation trend test results in Chengguan District

Spearman 统计量[T]	临界值	Kendall 统计量[U]	临界值	降水变化率 /(mm·a ⁻¹)	趋势性
0.371	2.101	0.357	1.960	-5.445	不显著

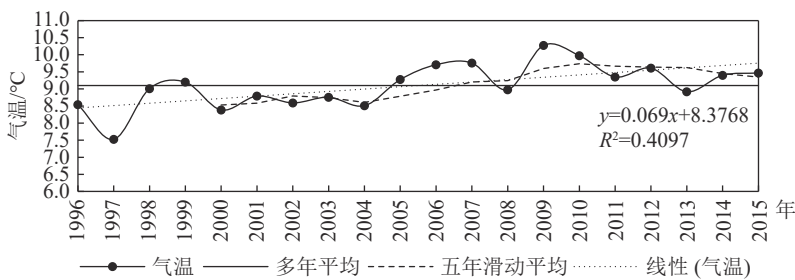


图 12 1996—2015 年城关区年均气温变化曲线

Fig. 12 Average annual temperature change curve of Chengguan District from 1996 to 2015

结果见表 5。2 种方法的统计量均高于显著性水平 $\alpha = 0.05$ 时的相应临界值, 且气温变化率大于 0, 说明城关区气温呈显著上升趋势。

利用 SPSS 统计分析软件的 Pearson 相关分析方法, 研究 6 眼监测井地下水位与气温的相关关系, 分析结果见表 6。结果显示, 6 眼监测井地下水位与气温都有显著的负相关关系, 其中 5 眼均通过了 0.01 水平的显著性检验, 表现为中等相关性, 监测井 LS04 与气温相关性最高, 说明气温是城关区地下水位变化的主要因素, 气温升高使得潜水蒸发更强烈, 在拉鲁湿地南部蒸发强度最大。

3.2.3 开采量对地下水位的影响

长期以来, 地下水水源地不仅供给城关区市区全部生活用水, 还向周边城市区域供水, 地下水开采量较大, 因此, 选取 2006—2015 年地下水开采量数据, 分析其变化特征及其与地下水位的相关关系, 开采量变化趋势见图 13, 年开采量与地下水位相关见图 14。

由图 12 可知, 近 10 a 来, 城关区地下水开采量逐年增加, 整体上可分为 3 个阶段: ①2006—2008 年, 地下水开采量基本不变, 呈稳定状态; ②2008—2012 年, 地下水开采量迅速增加, 增速约

为 $970 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{a}$; ③2012—2015 年, 地下水开采量仍呈上升状态, 但增速变缓, 约为 $335 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{a}$ 。由

表 5 城关区气温趋势性检验结果

Table 5 Temperature trend test results in Chengguan District

Spearman 统计量 T	临界值	Kendall 统计量 U	临界值	气温变化率 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{a}^{-1}$)	趋势性
3.625	2.101	2.758	1.960	0.046	显著

表 6 城关区监测井地下水位与气温相关性分析结果

Table 6 Correlation analysis results between groundwater level and temperature in monitoring wells in Chengguan District

地貌分区	监测井号	相关系数	显著系数
山间沟谷冲洪积平原区	LS08	-0.693**	0.001
	LS07	-0.689**	0.001
拉萨河谷冲积平原区	LS012	-0.663**	0.001
	LS06	-0.642**	0.002
	LS04	-0.732**	0.000
	LS01	-0.561*	0.010

注: *在 0.05 级别(双尾)相关性显著; **在 0.01 级别(双尾)相关性显著

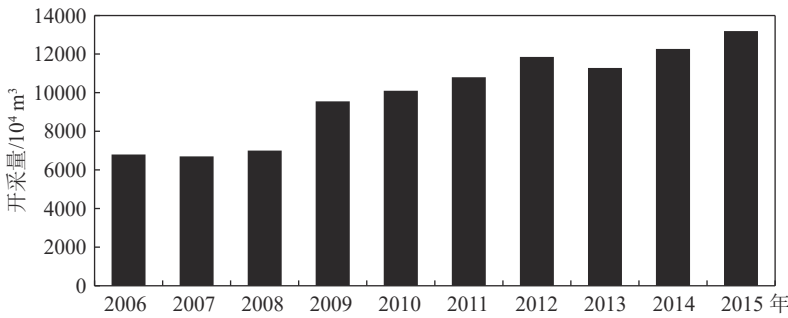


图 13 2006—2015 年城关区地下水开采量变化趋势

Fig. 13 Trends in groundwater extraction in Chengguan District from 2006 to 2015

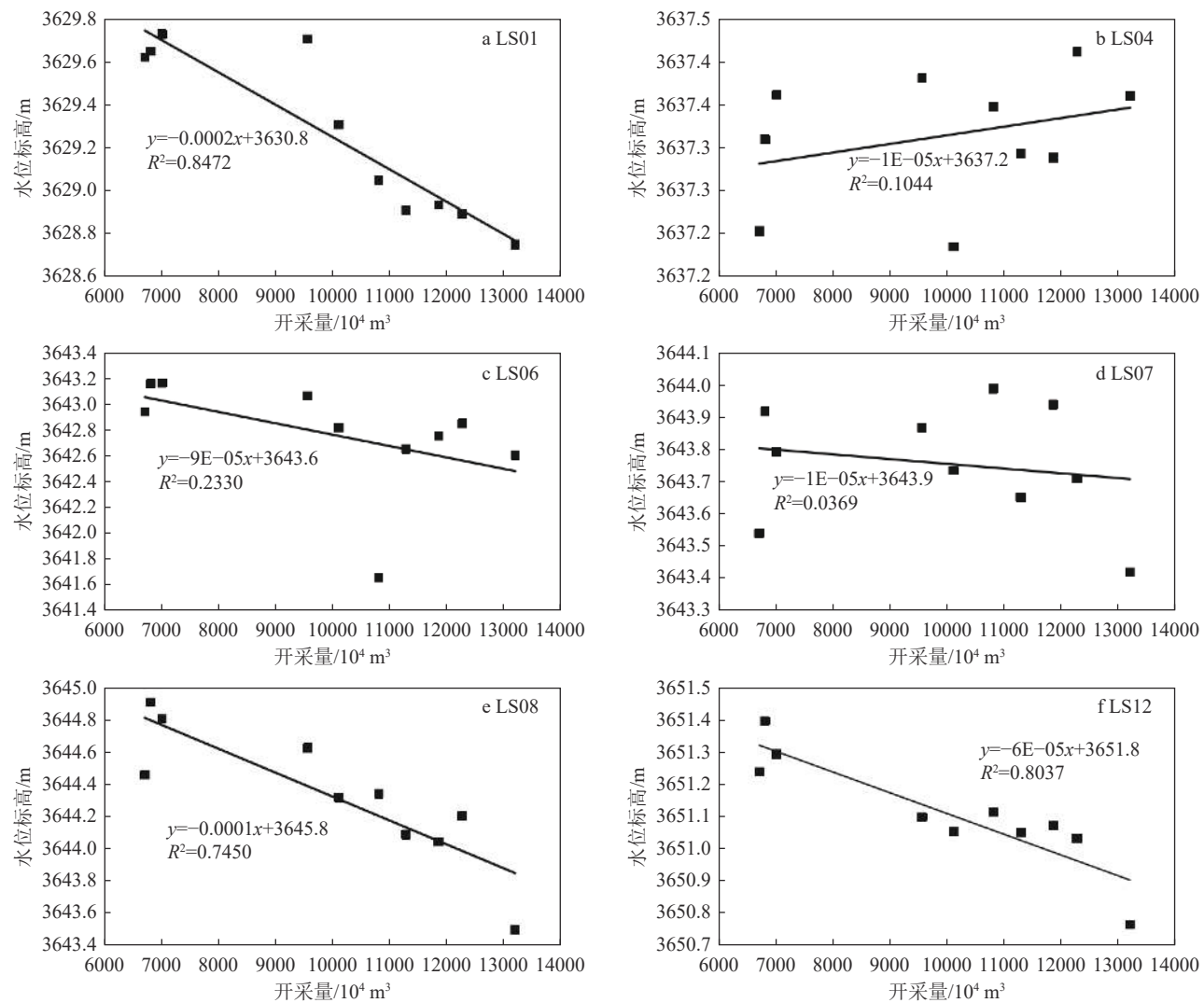


图 14 2006—2015 年城关区开采量与地下水位相关关系

Fig. 14 Correlation between the amount of exploitation and groundwater level in Chengguan District from 2006 to 2015

图 13 可以看出,监测井 LS01、LS08、LS12 地下水位与开采量的线性相关程度较高, R^2 均大于 0.7。

利用 SPSS 统计分析软件的 Pearson 相关分析方法,研究 6 眼监测井地下水位与开采量的相关关系,分析结果见表 7。结果显示,监测井 LS01、LS08、LS12 与开采量表现为高度相关性,其余监测井与开采量相关性均较低。说明在拉萨河谷冲积平原区,人工开采是主要排泄方式之一,对地下水场变化影响较大;在山间沟谷冲洪积扇区,人工开采对地下水的影响具有局地特性。

3.2.4 建设用地面积对地下水位的影响

土地利用方式变化是水环境变化的重要组成部分(高雅玉等, 2010; 王秀娟, 2016)。随着建设用地

面积增加,不透水层的面积增加,减少了降水及地表水对地下水资源的补给,从而对地下水位动态产生

表 7 城关区监测井地下水位与开采量相关性分析结果
Table 7 Correlation analysis results between groundwater level and extraction volume of monitoring wells in Chengguan District

地貌分区	监测井号	相关系数	显著系数
山间沟谷冲洪积平原区	LS08	-0.863**	0.001
	LS07	-0.192	0.595
拉萨河谷冲积平原区	LS012	-0.896**	0.001
	LS06	-0.483	0.158
	LS04	0.323	0.363
	LS01	-0.920**	0.000

注: **为在 0.01 级别(双尾)相关性显著

影响。本文选取 1995 年、2000 年、2005 年、2010 年、2015 年土地利用数据,分析其 1995—2015 年变化特征及其与地下水位的相关关系,1995 年、2015 年土地利用见图 15,1995—2015 年土地利用类型变化见表 8。

由图 15 及表 8 可知,1995—2015 年间,城关区土地利用类型变化主要特点是:城乡工矿居民建设用地面积增加 21.07 km²,占初始面积的 61.75%,与城关区人口数量的增长及城镇化率的提高有直接关系;林地面积大幅增加,增加 13.56 km²,占初始面积的 208.62%,主要与林果业经济的发展及退耕还林政策的实施有关;草地面积大幅度减少,减小 24.95 km²,占初始草地面积的 37.03%,主要是由于城镇的扩张;耕地面积减少 11.48 km²,占初始面积的 36.7%。

利用 SPSS 统计分析软件的 Pearson 相关分析方法,研究 6 眼监测井地下水位与建设用地面积的相关关系,分析结果见表 9。结果显示:各监测井地下水位与建设用地面积均存在显著的负相关关系,说明建设用地面积的增加是地下水位变化的主要影响

因素,在很大程度上减少了降水及地表水的入渗补给。

3.2.5 各因素对地下水位的影响程度分析

地下水位动态变化受自然因素与人为因素的共同作用和影响,为进一步确定各因素对地下水位的影响程度,本文以城关区 6 眼地下水监测井的年均水位为目标序列,将降水量、气温、地下水开采量、建设用地面积作为比较序列,进行灰色关联分析,利用灰色关联度值来评价各个因素对地下水位的影响程度,关联程度计算见表 10。分析结果显示:各监测井与降水量、气温、开采量、建设用地面积之间的关联度基本相同,仅有细微差别。城关区多年平均地下水位动态与各影响因素的关联程度分别为:气温(0.939)>降水量(0.743)>建设用地面积(0.723)>开采量(0.608)。

由此可知,各影响因素与地下水位的关联度均大于 0.6,对城关区地下水位变化均有一定影响。其中气温与地下水位变化的关联程度最高,对地下水位的影响最显著,主要是因为城关区地下水埋深普遍较浅,一般处于 1.1~4.6 m 之间,气温升高潜水蒸

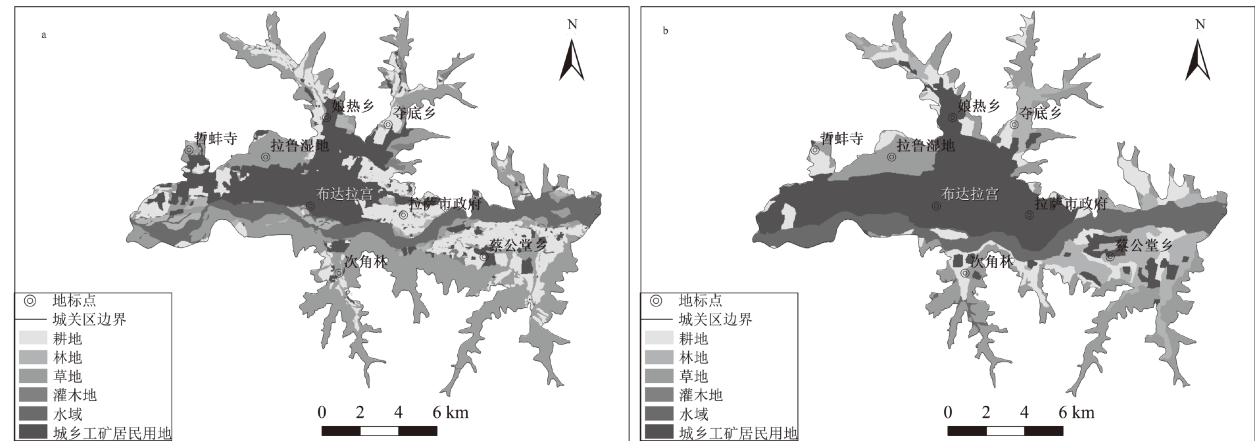


图 15 1995 年(a)及 2015 年(b)城关区土地利用类型

Fig. 15 Land use types in Chengguan District in 1995 (a) and 2015 (b)

表 8 1995—2015 年城关区土地利用面积统计

Table 8 Land use statistics of Chengguan District from 1995 to 2015 km²

年份	草地	城乡工矿居民建设用地	耕地	林地	水域	未利用土地
1995	67.37	34.12	31.28	6.50	18.95	2.00
2000	58.90	36.75	34.37	6.18	24.42	0.00
2005	58.12	40.17	31.70	6.20	24.42	0.00
2010	42.52	39.74	30.53	25.27	22.55	0.00
2015	42.42	55.19	19.80	20.06	22.78	0.00

表 9 城关区监测井地下水位与建设用地面积相关性分析结果

Table 9 Correlation analysis results between groundwater level of monitoring well and construction land area in Chengguan District

地貌分区	监测井号	相关系数	显著系数
山间沟谷冲洪积平原区	LS08	-0.986**	0.002
	LS07	-0.954*	0.012
拉萨河谷冲积平原区	LS012	-0.969**	0.006
	LS06	-0.982**	0.035
	LS04	-0.970**	0.006
	LS01	-0.955*	0.012

注: *为在 0.05 级别(双尾)相关性显著, **为在 0.01 级别(双尾)相关性显著

表 10 各影响因素与地下水位之间的关联度

Table 10 Degree of correlation between influencing factors and groundwater levels

监测井	降水量	气温	建设用地面积	开采量
LS01	0.743848	0.939396	0.722989	0.608418
LS04	0.743743	0.939547	0.723007	0.608402
LS06	0.743762	0.939525	0.723013	0.608415
LS07	0.743740	0.939561	0.723027	0.608421
LS08	0.744009	0.939146	0.722927	0.608409
LS12	0.743732	0.939573	0.72303	0.608421
多年平均	0.743765	0.939522	0.723016	0.608418

发强烈。研究表明, 青藏高原地区冰川融水补给占整个流域地下水补给总量的 10%(Chen et al., 2021), 气温升高将加速冰雪融水, 因此气温对地下水位变化的影响较大。降水量不是该地区地下水位变化的最主要因素, 因为在拉萨河谷地区, 地形坡度较大, 降水快速形成地表径流, 对地下水的补给作用相对较小, 同时城市建设用地面积的增加也减少了降水的入渗补给量。开采量对地下水位的影响程度相对较小, 因为城关区地下水获得的补给较充分, 即使枯水期内开采区附近会出现小范围的地下水位下降现象, 但在丰水期基本能够得到恢复。整体上, 城关区地下水位动态受自然因素与人为因素的双重影响。

4 结 论

本文选择拉萨市城关区为研究区, 剖析了 1996—2015 年期间地下水位与降水量、气温、开采量、建设用地面积等自然和人类影响因素之间的相

互关系, 取得结果可为拉萨河谷平原区的相关研究提供一定借鉴。

(1)在城关区不同水文地质单元, 地下水位年内动态特征具有差异性。河谷冲积平原区地下水位与降水量变化基本一致, 2—4 月为低水位期, 7—9 月为高水位期, 年内变幅一般在 0.18~2.67 m 之间。山间沟谷冲洪积扇区地下水位与降水量变化存在约 2 个月的滞后, 4—6 月为低水位期, 8—10 月为高水位期, 年内变幅一般在 0.54~2.84 m 之间。整体上地下水位年内变幅不大, 多年平均变幅为 1.21 m。

(2)城关区近 20 a 地下水位变化可以分为 3 个阶段: 1996—2000 年, 地下水位以相对稳定为主; 2000—2008 年, 地下水位呈快速下降趋势; 2008—2015 年, 地下水位基本上趋于稳定。总体地下水位保持稳定, 降幅较小, 年均下降速率为 0.19 m/a。

(3)城关区地下水位动态受自然因素和人类活动共同影响, 各因素的影响程度由大到小依次为: 气温、降水量、建设用地面积、地下水开采量。其中, 气温升高加剧了潜水蒸发和融雪径流, 因此对地下水位的影响最大; 因河谷地形坡度较大及建设用地限制, 降水量对地下水位的影响程度次之; 在水源地开采井附近抽水对地下水位的影响较大, 其余地区影响很小。

致谢: 感谢审稿专家提出的诸多宝贵意见和建议, 感谢中国水利水电科学研究院给予的帮助。

参考文献

Chen J C, Kuang X X, Lancia M, et al. 2021. Analysis of the groundwater flow system in a high-altitude headwater region under rapid climate warming: Lhasa River Basin, Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 36(2021): 100871.

Fan J, Liu Q, Zhang Y, et al. 2005. Dynamic Variations and Influencing Factors of Groundwater Levels in Lhasa City[J]. Wuhan University Journal of Natural Science, 10(4): 665—665.

Liu J, Gao Z, Wang M, et al. 2018. Study on the dynamic characteristics of groundwater in the valley plain of Lhasa City[J]. Environmental Earth Sciences, 77(18): 1—15.

安红梅, 邓利君, 赵矿, 等. 2018. 西藏地下水水化学特征及水质评价[J]. 水利规划与设计, (8): 45—47, 56.

翟思贝, 孙凤荣. 2021. 基于 Mann-Kendall 检验法的菏泽市降水变化规律分析[J]. 珠江水运, (13): 103—105.

高雅玉, 唐家凯, 钱鞠, 等. 2010. 土地利用/覆被变化对水环境影响的研究综述[J]. 人民黄河, 32(12): 16—18.

郭秀云. 2004. 灰色关联法在区域竞争力评价中的应用[J]. 统计与决策, 11: 55—56.

- 井江楠, 王文科, 段磊, 等. 2023. 保定平原地下水均衡要素变化解析[J]. 水文地质工程地质, 50(4): 115–126.
- 林聪业, 孙占学, 高柏, 等. 2021. 拉萨地区地下水水化学特征及形成机制研究[J]. 地学前缘, 28(5): 49–58.
- 刘婕, 杨鹏年, 阚建, 等. 2019. 变化环境下新疆沙湾县灌区地下水动态趋势及驱动因素[J]. 节水灌溉, (3): 53–58.
- 刘久潭. 2020. 拉萨市河谷平原区地下水循环演化及合理开采研究[D]. 山东科技大学博士学位论文.
- 尼玛吉, 杨勇, 次珍, 等. 2014. 1981—2010 年拉萨市降水特征分析[J]. 中国农学通报, 30(17): 262–266.
- 任建英. 2012. 一元线性回归分析及其应用[J]. 才智, (22): 116–117.
- 商佐, 唐蕴, 杨姗姗. 2020. 近 30 年吐鲁番盆地地下水动态特征及影响因素分析[J]. 中国水利水电科学研究院学报, 18(3): 192–203.
- 王国庆. 2006. 气候变化对黄河中游水文水资源影响的关键问题研究[D]. 河海大学博士学位论文.
- 王青, 戴思兰, 何晶, 等. 2012. 灰色关联法和层次分析法在盆栽多头小菊株系选择中的应用[J]. 中国农业科学, 45(17): 3653–3660.
- 王文圣, 丁晶. 2005. 水文小波分析[M]. 北京: 化学工业出版社.
- 王秀娟. 2016. 浅谈人类活动对拉萨城区地下水资源的影响[J]. 西藏科技, (2): 23–25.
- 吴建峰, 罗娜, 张凤太, 等. 2018. 基于 Morlet 小波分析的云贵高原区春季降水特征研究[J]. 中国农村水利水电, (5): 123–127, 133.
- 徐羽, 许有鹏, 吴雷, 等. 2018. 太湖流域平原水网区浅层地下水动态特征及影响因素[J]. 湖泊科学, 30(2): 464–471.
- 杨媚. 2016. 西藏尼木近 30 年气候变化特征及主要气象灾害[J]. 西藏科技, (2): 63–65.
- 张孟丹, 余钟波, 谷黄河, 等. 2021. 无定河流域降水量空间插值方法比较研究[J]. 人民黄河, 43(4): 30–37, 99.
- 普发贵. 2014. Mann-Kendall 检验法在抚仙湖水质趋势分析中的应用[J]. 环境科学导刊, 33(6): 83–87.
- 张玉春, 于鹏生, 任剑翔. 2011. 甘肃省产业结构与经济增长的灰色关联分析[J]. 中国管理信息化, (16): 55–57.
- 周文武, 陈冠益, 穷达卓玛, 等. 2020. 拉萨市垃圾填埋场地下水水质的居民健康风险评价[J]. 环境化学, 39(6): 1513–1522.