

DOI: 10.3880/j.issn.1004-6933.2016.04.002

外源地下水补给二连浩特盆地

陈建生^{1,2}, 王彦超², 谢飞³, 徐焱¹, 陈亚飞¹, 詹泸成¹, 江巧宁²

(1. 河海大学土木与交通学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098;
3. 河海大学水利水电学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 为了查明二连浩特地下水的补给来源, 采用同位素地球化学分析方法, 研究了二连浩特地区的大气降水、地表水、土壤水与地下水之间的转化关系。结果表明: 土壤含水率在蒸发作用下长期处于亏缺状态, 入渗降水不足以改变土壤含水亏损状态; 土壤水的氘氧值相比大气降水贫化, 将土壤水、地下水和当地降水的氘氧同位素比较发现, 土壤水主要来自于地下水补给; 西藏羌塘盆地的降水氘氧关系与二连浩特地下水的氘氧关系相似, 表明二连浩特盆地的地下水接受外源水补给; 二连浩特盆地玄武岩喷发地区广泛分布着铁白云岩、红土、钙华、硅华、石膏等矿物, 矿物中的 Fe、Mg、Ca、Si 等元素, 可能来自深循环地下水; 铁白云岩与红土的形成, 表明深循环地下水曾经历了高温过程; 外源水可能来自青藏高原河流或湖泊的渗漏水, 深循环地下水通过火山熔岩管道补给二连浩特等火山玄武岩地区的地下水。根据地下水深循环原理, 在二连浩特火山口附近打出了 4 口自流井, 单井自流量达到 30 m³/h。

关键词: 氘氧同位素; 同位素地球化学分析; 羌塘盆地; 铁白云岩; 地下水补给源; 二连浩特盆地
中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 1004-6933(2016)04-0011-10

Allogenic groundwater recharge to Erenhot Basin

CHEN Jiansheng^{1,2}, WANG Yanchao², XIE Fei³, XU Yi¹, CHEN Yafei¹,
ZHAN Lucheng¹, JIANG Qiaoning²

(1. College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. College of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
3. College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: In order to identify the source of groundwater recharge in Erenhot, the transforming relationships between atmospheric precipitation, surface water, soil water, and groundwater were studied through isotope geochemical analysis. Due to evaporation, the soil moisture remains lower than the maximum water holding capacity for a long period, and the infiltration of precipitation is not sufficient to change this situation. Compared with precipitation, the soil water is more depleted in deuterium and oxygen isotopes. Through comparison of deuterium and oxygen isotopes in soil water, groundwater, and local precipitation, it was found that the soil water is mainly recharged by groundwater. The isotopic composition of precipitation in the Qiangtang Basin, in Tibet, is similar to that of the groundwater in Erenhot, indicating that the groundwater in the Erenhot Basin is recharged by an allogenic water source. Ankerite, red clay, travertine, siliceous sinter, gypsum, and other minerals are widely distributed in the basalt eruption regions in the Erenhot Basin. Elements such as Fe, Mg, Ca, and Si in these minerals may come from deep-circulating groundwater. The formation of ankerite and red clay indicates that the deep-circulating groundwater goes through a high-temperature process. The allogenic water may come from the seepage of rivers and lakes in the Tibetan Plateau, and the deep-circulating groundwater recharges the groundwater of Erenhot's volcanic basalt areas via volcanic lava pipes. Based on the principle of deep circulation of groundwater, four artesian wells have been drilled near the craters in Erenhot, with the flow capacity of a single well reaching 30 m³/h.

Key words: deuterium and oxygen isotopes; isotope geochemical analysis; Qiangtang Basin; ankerite rock; groundwater recharge resource; Erenhot Basin

基金项目: 国家自然科学基金(51578212); 科技部“973”项目(2012CB417005)

作者简介: 陈建生(1955—), 男, 教授, 博士, 主要从事地下水深循环研究。E-mail: jschen@hhu.edu.cn

二连浩特位于内蒙古北部,与蒙古国接壤,地势平坦,海拔在 900 ~ 1 100 m 之间,南高北低,属于戈壁荒漠区,在南部边缘存在东西向带状分布的沙漠,被认为是浑善达克沙漠的延伸部分。二连浩特无地表河流水系,生活用水与农牧业用水都依赖地下水。地下水主要分布在南北走向的“古河道”的砂砾石层中^[1-2],二连浩特以及周边地区的水源地几乎都在这条“古河道”中,目前地下水位已经下降到了极限水平。对于二连浩特地下水的补给源存在 3 种不同的认识:

a. 地下水来自当地的降水入渗补给^[3]。这种认识主要基于传统的区域水文循环理论,认为区域内的地下水都来自当地降水的补给。

b. 一些学者根据二连浩特地区的地下水主要分布在“古河道”的事实,认为古河道地下水的补给来自南部的大青山^[4]。

c. 第 3 种观点认为,地下水接受外源水补给,存在一种深循环形式^[5-9]。

第 1 种观点是根据传统区域水文地质概念模型得到的。由于水循环过程经历大气水-地表水-土壤水-地下水之间的转化,其中土壤水是“四水转化”的关键一环,但土壤水研究至今仍然属于“黑箱子”系统,在降水量很小的地区,降水是否能入渗到地下水并未得到实验验证。而“古河道”成为沿线众多城乡的水源地,抽水量逐年增加。但令人不解的是,在“古河道”上游地区水量急剧减少的情况下,下游的水源地仍然有较为充足的地下水,而且这

种现象似乎一直在持续^[1]。对于“古河道”补给地下水的说法似乎也不完善。

为了搞清楚二连浩特地下水的来源,笔者采集了二连浩特及周边地区的井水、泉水、水泡子及降水,进行了氘氧同位素以及主要阴阳离子分析,同时还分层采集了 6 个剖面的土壤样品,进行同位素、含水量、TDS、电导、pH、离子等的分析,以确定地下水可能的补给源区与补给关系。

1 研究区域概况

二连浩特市隶属内蒙古自治区的锡林郭勒盟市,同时属于内蒙古自治区的计划单列市,位于内蒙古自治区的正北部,辖区面积 4015.1 km²,城市建成区面积 18 km²,总人口近 10 万人。二连浩特市位于内蒙古最北部的二连浩特盆地之中,北部与蒙古国接壤,地理坐标为东经 110°53' ~ 112°14',北纬 43°22' ~ 43°45'。二连浩特自西南向东北缓缓倾斜,平均坡度为 0.1% ~ 0.2%,平均海拔为 932.2 m。二连浩特地区地势平坦,为典型的干旱区,年平均降水量仅为 142.2 mm,年平均蒸发量 2 685.2 mm,年均气温 3.4℃左右,无霜期 90 ~ 120 d^[10-12]。二连浩特是二连浩特盆地靠近西部的一部分,距离大青山 200 ~ 300 km。大青山海拔约 2 000 m,降水量在 430 ~ 500 mm 之间。从大青山到二连浩特地表高程逐渐降低,二连浩特及苏尼特右旗等地区的水源地都分布在这条连线上。本次水资源调查采样范围涵盖了二连浩特全区及周边地区,地形地貌及采样点分布范围见图 1。

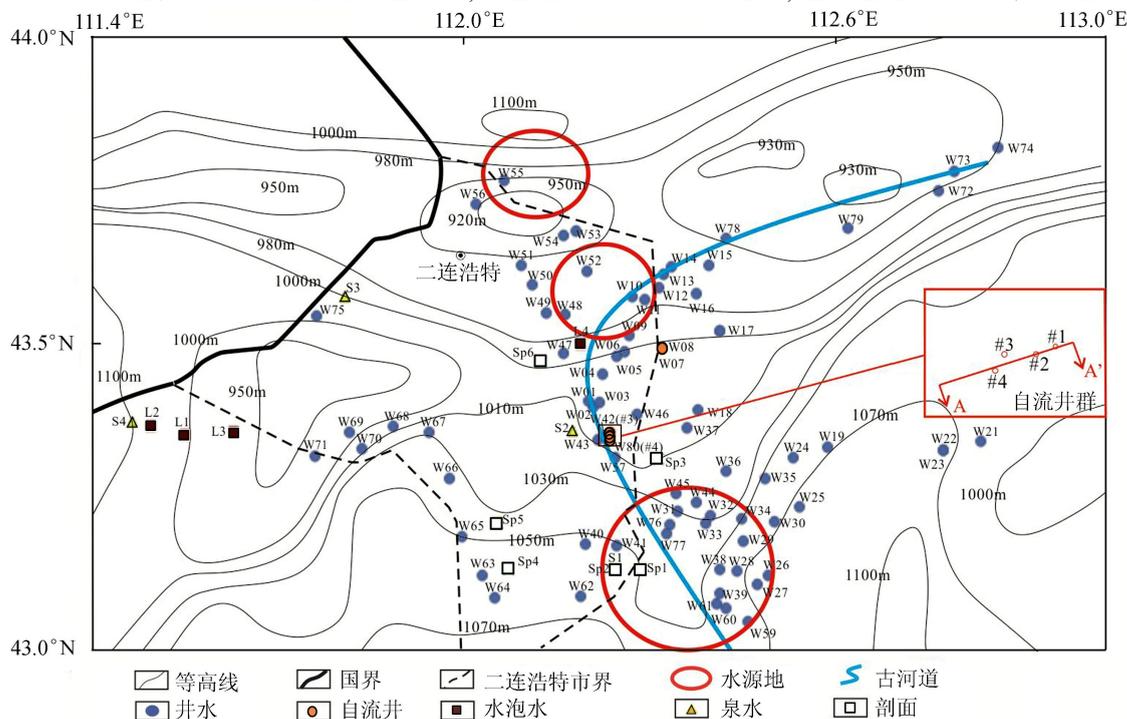


图 1 二连浩特采样点分布

二连浩特地下水主要赋存于几个中生代断拗陷蓄水盆地中,其含水层由碎屑岩类组成。目前能够开发利用的地下水资源有3处(图1),从北向南依次为二连盐池东段、赛乌苏洼地和齐哈日格图。其中,二连盐池的地势最低,是地下水汇集区,浅层水质较好,淡水层下部为咸水。市区南24 km的赛乌苏洼地地表以下20 m以内的浅水层,盐度较高,不适合饮用,埋深90 m以上存在淡水含水层。齐哈日格图下部存在30 m厚度的砾石层,该砾石层呈南北向分布,从乌兰察布的大青山延伸到二连浩特,水文地质学家认为这是一条“古河道”^[1]。

二连浩特盆地前中生代基底属西伯利亚陆台与中朝陆台之间的褶皱区,基底地质构造复杂,盆地不同部位基底地质构造不同,构造带中酸性侵入岩和火山岩十分发育,北缘多旋回构造岩浆活动带,形成规模巨大的构造岩浆岩带。渐新世晚期,在印度板块对亚洲大陆俯冲碰撞导致大陆向东伸展的背景下,二连浩特盆地抬升剥蚀,直到中新世晚期才继续沉降,在晚第三纪在拗陷中堆积了杂色碎屑岩构造,厚度约为200 m,中新世末至更新世早期有玄武岩喷溢^[13]。二连浩特盆地的地下水与火山岩活动关系紧密,主要的含水构造都在火山喷发产生的碎屑岩中。

现场考察发现,二连浩特现有的水源地集中在“古河道”上,“古河道”呈“S”型状,从大青山延伸到二连浩特东部。“古河道”周边分布着火山群落,

大型的火山高出地表几十米。钻孔揭露发现,“古河道”中的砾石层厚30~50 m,砾石的主要成分是风化的花岗岩,其中含有些许火山岩碎屑,砾石层中几乎没有母岩为沉积岩的卵石成分,砾石的磨损程度较低,边角没有被磨圆。靠近“古河道”盆地边缘地带分布着石灰岩脉,明显为钙华、硅华的产物,地表散落着大量的钙质结核与根管结核,分布着一些网纹红土。

在二连浩特城区南部38 km处钻孔揭露了自流井区,已成井4口,都属于自流井,最大的自流井流量达到30 m³/h,抽水量超过80 m³/h,水质符合饮用水标准,见图2(a)~(d);自流井区存在泉眼,见图2(e);盆地中心位置存在水泡子,见图2(f);在火山口附近散落着大量的火山岩碎屑,在火山岩碎屑中含有孔洞型玄武岩碎块,见图2(g);在地表存在硅质与钙质胶结物、根管结核,见图2(h);钻孔揭露的地层中存在红土层,在红土层中存在石膏夹层,见图2(i)。

2 同位素地球化学分析

2.1 样品采集与实验分析

在对已有成果资料分析研究的基础上,笔者于2014年10月,2015年4月及2015年7月3次赴现场进行勘查与采样,采样范围包括二连浩特及其周边地区,采样点分布及对应编号见图1。共采集井水、泉水、水泡子样品80个。在采集水样之前,先用水样将采样瓶涮洗两遍,然后将样品装入550 mL的

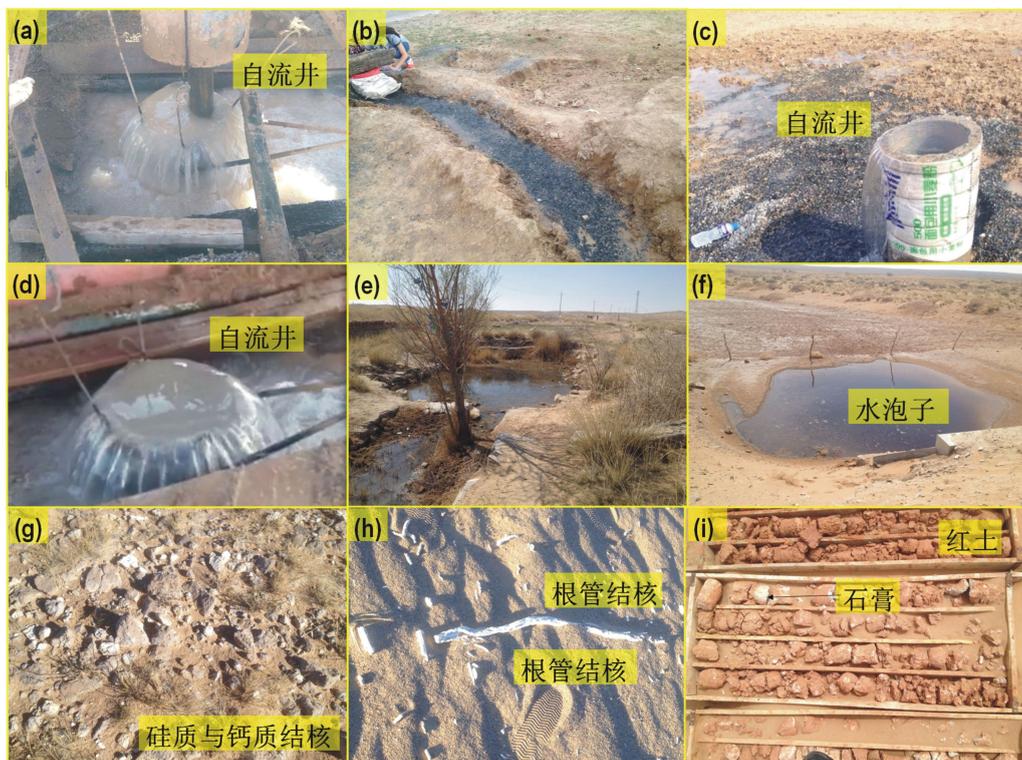


图2 二连浩特的自流井、泉水、水泡子与根管结核

PVC 密封瓶中,为了避免发生同位素分馏,瓶中必须装满水样,再用封口胶带密封。为了研究降水对地下水是否存在补给,采用专用沙漠采样钻钻取了 6 个土壤剖面 SP1 ~ SP6,剖面深度在 70 ~ 440 cm 之间,每隔一定深度采集 1 个土壤样,土壤样质量约 500 g,装入密封袋中进行密封处理以防止水分蒸发,共收集土壤样品 62 个。所有样品在河海大学水文-水资源国家重点实验室进行处理和数据分析。测定同位素的土样采用真空蒸馏的方法提取土壤中的水分,并配合冷阱收集孔隙水^[14-16]。稳定同位素在 MAT-253 型气体同位素质谱仪上进行测定,其测试结果与 Vienna“标准平均海洋水”(VSMOW)的千分差,表示为 δD 和 $\delta^{18}O$,测量精度分别为 2‰、0.1‰;水化学分析的土样首先取每个土壤样品 70g 在温度设置为 105℃ 的烘箱内干燥 24 h,测定土壤含水率,再取 20g 烘干的土样和 100 mL 的去离子水混合,振荡悬浊液后静置 48h,用 0.25 μm 中速滤纸过滤得到土壤上清液用于水化学分析^[17]。所有样品的阴离子在 ICS-2000 离子色谱仪上测定,阳离子在 ICAP 6300 等离子发射色谱仪 ICP 上测定;采用 WTW Multi3400i 便携式多功能现场测试仪现场测定水样的温度、pH 值、TDS、电导率和盐度,实验室测定土壤过滤后上清液的温度、pH 值、TDS 及电导率。

2.2 地下水的氕氧同位素分布

二连浩特地区由当地气象局提供的大气降水以及笔者采取的井水、泉水、水泡子、土壤水中的 $\delta^{18}O$ - δD 同位素关系点分布见图 3。由于二连浩特没有长期的降水同位素观测点,降水同位素的加权平均值采用了周边 GNIP 观测站的数据,包括张掖、兰州、银川、石家庄、太原、天津、包头、西安与郑州^[18],这些观测站分布在二连浩特周边,这就确保了二连浩特降水同位素的加权平均值应该在图 2 给出的北方降水范围之内。从图 2 可以看出,北方降水的 $\delta^{18}O$ - δD 关系点落在全球雨水线(GMWL)上,落在地下水关系点的右上方,地表水与地下水中的 δD - $\delta^{18}O$ 关系点都是沿着蒸发线 EL1 分布,土壤水的 $\delta^{18}O$ - δD 关系点也沿着蒸发线 EL1 分布,但位于地下水关系点的右上方。如果地下水来自当地降水,地下水的 $\delta^{18}O$ - δD 同位素关系点应该沿着蒸发线 EL2 分布。由于降水与地下水、土壤水的 $\delta^{18}O$ - δD 关系点落在不同的区域,地下水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值最为贫化,所受到的蒸发程度最小,且二连浩特的降水量很小,不能够补给地下水,这表明降水不是地下水的补给源,土壤水来自地下水,地下水通过土壤颗粒表面的薄膜水层向地表输运,最终被蒸发到大气中。水泡子 L3(-65.46, -5.70)、L4(-53.92, -1.51)和

泉水 S1(-74.01, -8.63) 氕氧值偏正,显然是受到蒸发的影响。

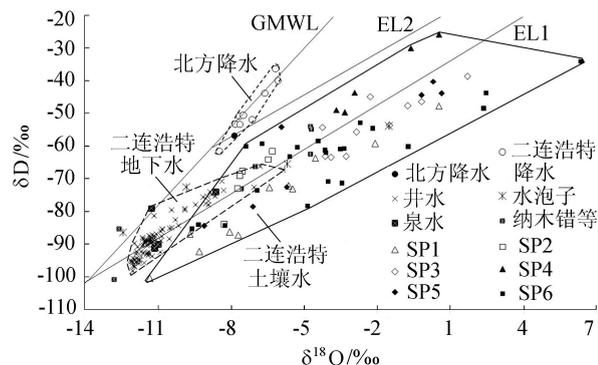


图 3 研究区地表水、降水、地下水、土壤水等的 $\delta^{18}O$ - δD 关系

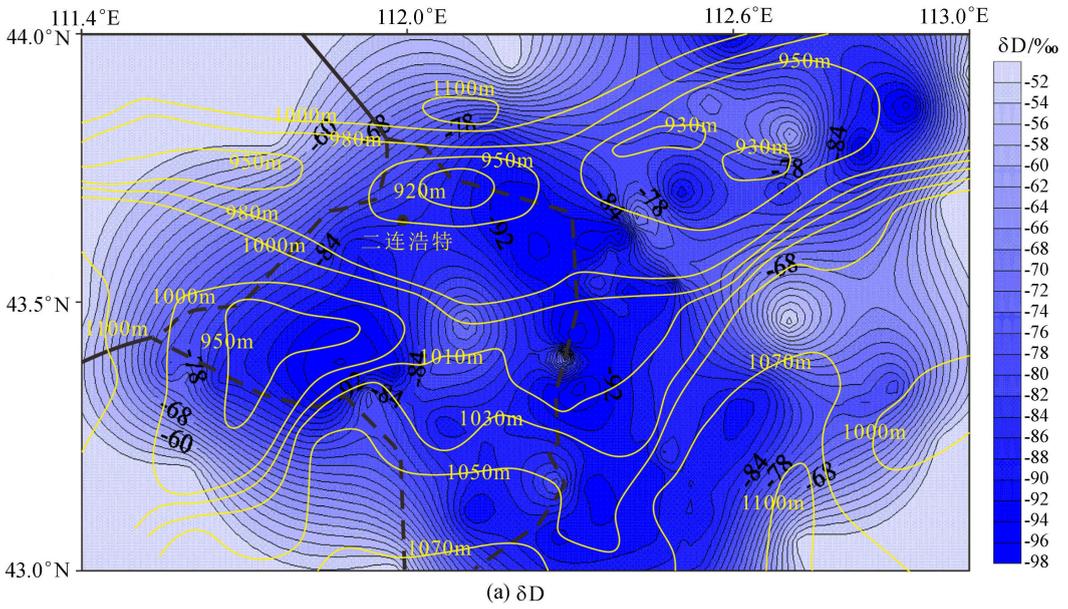
二连浩特地区地下水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值及地表高程分布规律见图 4。因为降水同位素分布存在高程效应,高程越高,氕氧同位素越贫化,但从图 4 可以看出,氕氧同位素贫化区主要分布在二连浩特的南部及东北地区,氢氧同位素贫化地区与高程之间不存在相关性,这也表明贫化的地下水与降水无关。事实上,氕氧同位素贫化的大部分地区已经开发成为二连浩特的水源地,见图 1。

2.3 地下水盐分特征

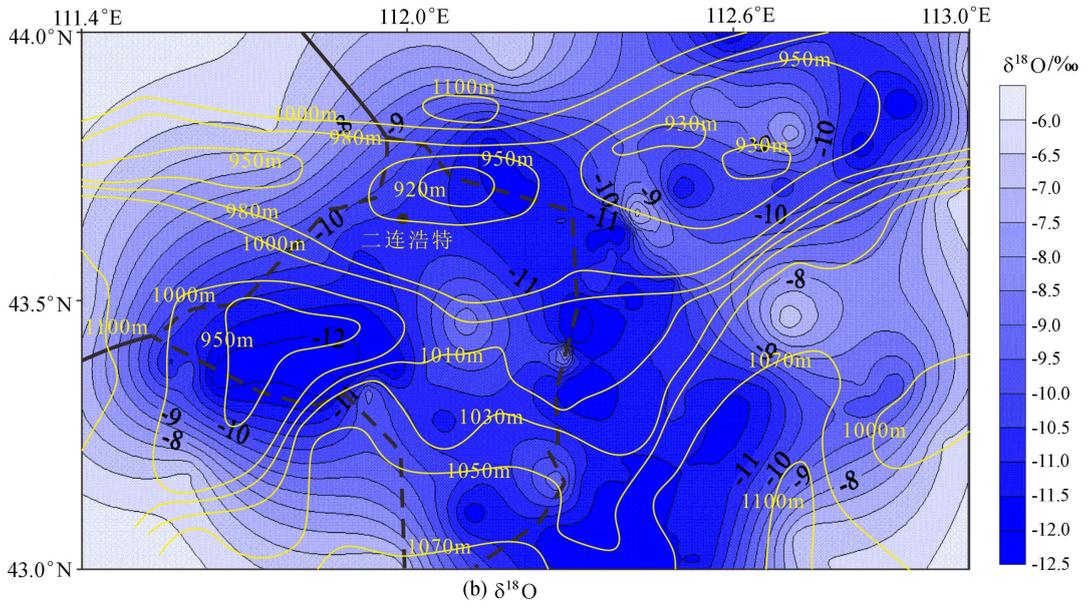
二连浩特地下水的溶解总固体(TDS)分布见图 5。从图 5 可以看出,淡水区主要分布在二连浩特南部与苏尼特右旗接壤的火山岩地区,而与地表高程没有关系。由于二连浩特地势平坦,各地的降水量相差不大,地表附近土壤中的含盐量很高,单从土壤含盐量看,盆地黏土层下部的淡水也不可能来自降水的补给,因为入渗降水会溶解土壤中的盐分并带到地下水中。实际上,根据水中的盐分可以判断地下水的来源,因为源区地下水的盐分低,地下水在径流的过程中盐分将不断增加。从图 5 可以看出,低盐度的地下水主要集中在二连浩特南部。野外调查发现,这里存在诸多的火山活动遗迹,有几座喷发规模较大的火山口,中新世末至更新世早期有玄武岩喷溢^[13]。考察发现,淡水地区都是呈片状分布,在“古河道”周边都可以找到火山构造或保留了火山活动的痕迹。“古河道”地下水的 TDS 变化较大,二连浩特南部边界之外“古河道”地下水的 TDS 明显高于二连浩特境内“古河道”中的地下水,显然,二连浩特“古河道”中的地下水并不是来自苏尼特右旗的“古河道”,二者的补给源不同。由此可知,“古河道”主要是储水构造,而不是地下水的径流通道。

2.4 土壤水分析

二连浩特没有地表径流,全部的水资源都来自地下水。为了查清地下水的补给源,在二连浩特境



(a) δD



(b) $\delta^{18}O$

图4 研究区地下水 $\delta^{18}O$ 、 δD 与地表高程分布

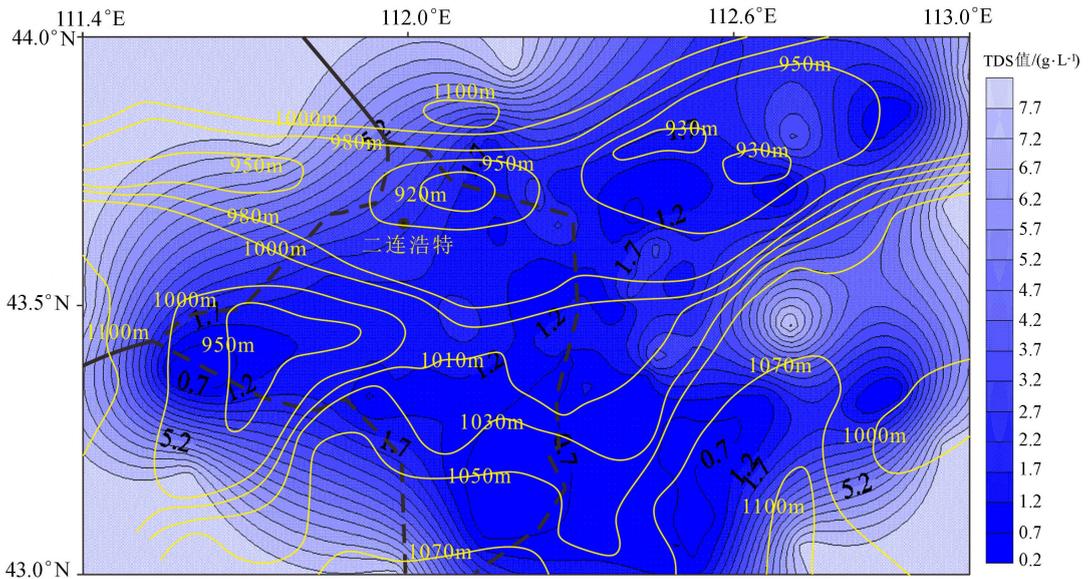


图5 二连浩特及周边地区淡水分布

内典型地段挖了6个剖面SP1~SP6,剖面位置见图1。当土壤含水率未达到最大持水率,土壤含水率显示为亏损,只有当土壤含水率达到过剩状态,降水才可能入渗到地下水中。土壤的最大田间持水率与土颗粒的比表面积有关,比表面积越大,田间最大持水率也越大。根据含水率曲线和不同土体的经验最大持水率确定每个剖面的田间最大持水率^[19-20],结果在6个剖面中只有SP3在地表下10 cm处达到了田间最大持水率,该点的土壤水还将继续向下运动,但下部20~40 cm的土壤仍处于亏损状态。除该剖面之外,其他土壤剖面的含水率都存在一些亏损,见图6。降水是否能补给到地下水中,决定因素在于降水量,二连浩特的年均降水量仅142.2 mm,其中8月份的降水量最大,均值为40.1 mm。通过计算可知,即使8月份的降水全部渗入到土壤中,也不能使土壤的含水率完全由亏损转为过剩,何况二连浩特地区的年均蒸发量达到2685.2 mm,8月份的气温值接近全年的最高值,入渗到土壤中的降水实际上很快就被蒸发掉了。土壤水存在强烈蒸发的推测也被土壤含盐量所证实,土壤的含盐量在0.87~178 g/kg之间,含盐量最小值为剖面SP4地表以下60 cm处,质量含水率为3.59%,土壤容重为1.5 g/cm³,换算成TDS为16.2 g/L,二连浩特地下水的TDS值在4.11~

0.35 g/L,远小于土壤水的TDS值,这就是说,地下水不可能接受降水的补给,因为降水如果补给到地下水中,土壤中的盐分会随着降水入渗而溶解,向地下水补给,导致地下水TDS值会增大而土壤中不可能保留这么高的盐分,这与野外采集的数据不符。同时,剖面土壤水的质量含水率大概都在1 m附近出现了高值,如果靠降水来稀释土壤中的盐分使其小于等于地下水的平均TDS值2.23 g/L,所需要的水量必须满足下式:

$$Q \geq \frac{q}{2.23} \quad (1)$$

式中: Q 为总水量, L ; q 为土壤的总含盐量,g。

那么1 m³的土壤需要的稀释水量在0.585~119.8 t之间,换算成降水量为585~119800 mm。假设降水中的盐分为0 g,则1 m厚度的土壤仍需要4.1~842.5年的降水总和才能达到稀释水量的要求,由于在这期间的降水还要受到蒸发,水量不可能在土壤中累积,所以,根据土壤的含盐量可以确定具有较低TDS的地下水不可能来自降水入渗。由此可知,土壤中的盐分主要来自地下水,地下水通过薄膜水层在向地表的运动过程中受到蒸发,盐分保留在了土壤中。土壤含水率的变化主要与土颗粒的粒径有关,由于土壤水是以薄膜水形式吸附在土颗粒

—◇— 含水率 —○— 含盐量

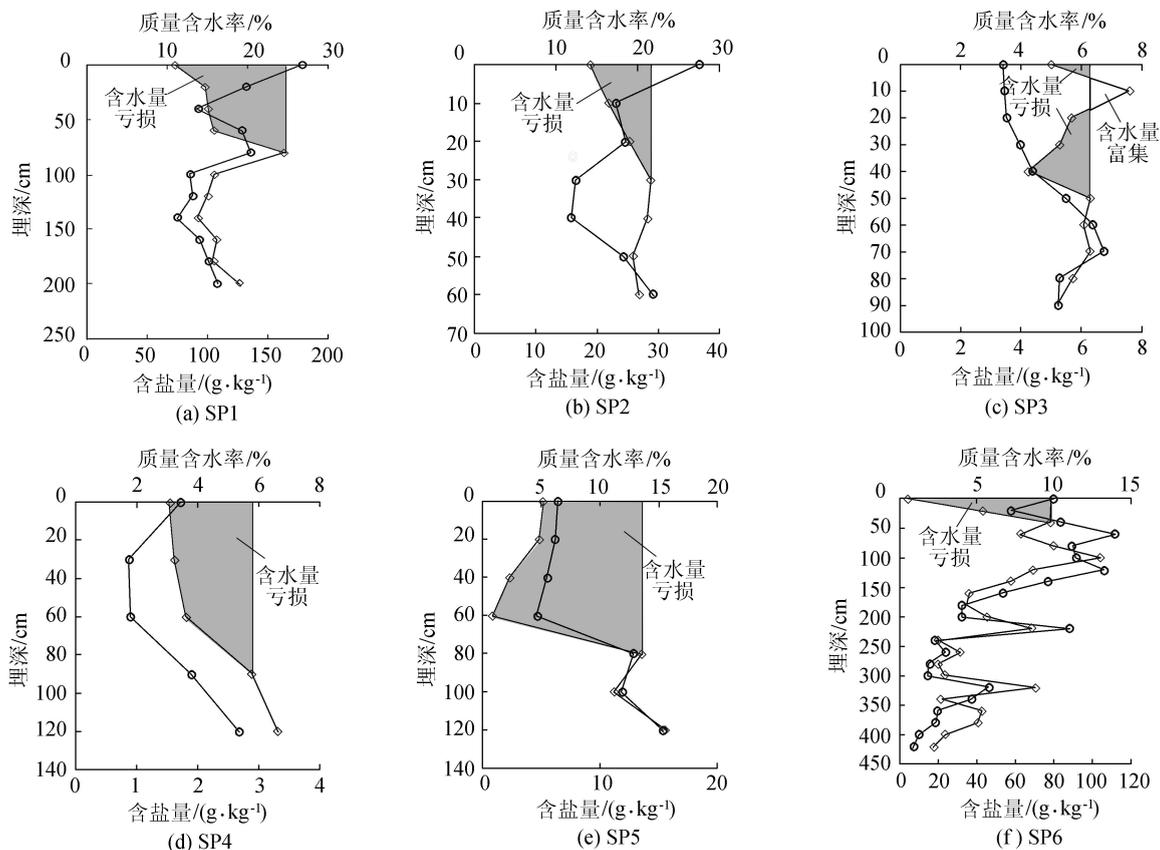


图6 土壤剖面SP1~SP6含水率与含盐量随埋深的分布曲线

的表面,土颗粒的粒径越小,比表面积就越大,所吸附的水就越多,含水率也就越大。由于在沙土中存在一些细颗粒的夹层,这些夹层的含水率较大,从而造成了土壤含水率在不同剖面出现了峰值。

土壤剖面水中的氘氧同位素分析结果见图7。土壤水的氘氧值在埋深1 m以下较为贫化,在1 m以上富集,并且对土壤盐分的测量结果表明,土壤水可能来自地下水,地下水通过薄膜水形式补给到土壤中,薄膜水在上升的过程中明显受到了蒸发。SP6土壤水的氘氧值出现了摆动,土壤含水率随深度减小,最低值在4.2~4.4 m之间,质量含水率只有2.2%,见图6(SP6)。土层主要是风化的花岗岩粗颗粒,其中夹杂着含水量较高的膏盐层,膏盐层水的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 明显贫化。石膏层的含水率比粗颗粒层的含水率高出了1倍,可能是抽取土壤水过程中采取真空蒸馏的方法,而石膏的脱水温度和石膏颗粒周围的水蒸气分压有关,水蒸气分压越低,脱水温度越低,导致是石膏中的结晶水在大约70℃开始失去^[21],石膏结晶水更加贫化,于是造成了土壤水的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值随着含水率而变化。其他剖面的氘氧值也出现了不同程度的波动,可能是出现了复杂的蒸发凝结现象^[22],土壤中的粗颗粒表面的薄膜水易蒸发,同位素产生分馏使得土壤中的同位素富集,水蒸气中同位素贫化,水蒸气在上升过程中遇到含水率较大的细颗粒重新凝结,凝结水使细颗粒层的同位素贫化,造成了土壤含水率高的地方,氘氧值却低,出现“峰值”。

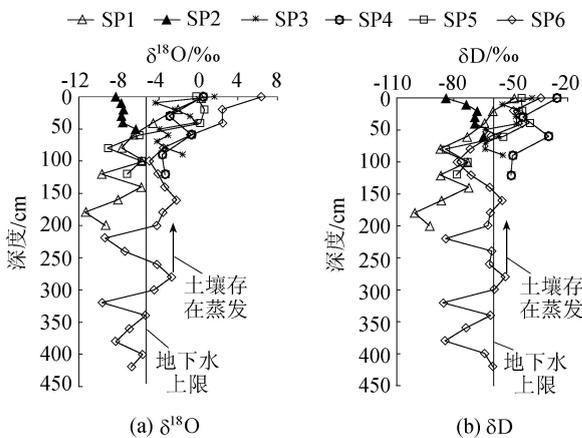


图7 土壤水的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 随埋深的分布关系

3 讨论

3.1 火山岩地下水

研究发现,在我国内蒙古、东北、河北、山西等火山岩地区存在着一种特殊的玄武岩地下水,这种地下水既不属于孔隙水、裂隙水,也不属于岩溶水,导水构造是由玄武岩中的熔岩通道、孔隙、裂隙等组成^[23]。富水性与火山喷发及火山口类型有关:①强

烈喷发的火山,以大量喷出碎屑为主,形成火山锥体,水量丰富;②较强烈喷发的火山,以火山碎屑为主,形成碎屑锥,并有少量熔岩流出,亦可形成熔岩通道,水量有时比较丰富;③喷发性与宁静岩流交替喷发火山(混合锥),熔岩与火山碎屑岩相互叠置组成,火山岩碎屑颗粒粗、厚度大,另有熔岩隧道分布,水量较为丰富;④宁静式喷发火山岩(玄武岩泛流式岩锥)往往形成宽广、平坦的玄武岩台地,可为富水构造。火山岩的富水性与火山喷发期次有关,在厚度差别不大的情况下,晚期火山岩比早期火山岩水量丰富;在晚期火山岩中,喷发晚的比喷发早的富水性强^[24]。二连浩特盆地在古生代早二叠纪就出现了大规模的火山活动,火山活动延续到中生代与新生代,火山活动持续到了更新世^[13]。二连浩特盆地地下白垩统的各类岩石中都或多或少地含有火山灰或火山尘,钻孔揭露玄武岩和安山岩等火山岩,表明下白垩统火山岩和火山碎屑岩以中基性岩为主^[25]。在火山停息后,未喷出的岩浆快速冷却成为空洞型的玄武岩,形成深循环的导水通道^[26](参考文献^[26]图1),二连浩特的水源地都建立在火山喷发地区,符合火山玄武岩地下水特征。

江巧宁等^[27]通过水量平衡与同位素分析,证实长白山天池等周边火山玄武岩地区接受外源地下水补给,外源水可能来自羌塘盆地;通过对天池周边 $2.2\times 10^4\text{km}^2$ 流域的水量平衡分析,确定外源水的补给量至少为 $2.24\times 10^9\text{m}^3$;羌塘的河流渗漏水通过深循环导水构造从长白山天池等火山口涌出,成为松花江、鸭绿江与图们江的主要补给源。二连浩特位于羌塘盆地与长白山之间,如果羌塘盆地河流与湖泊的渗漏水补给到了东北地区,那么内蒙古高原是深循环地下水的必经之地,地下水将通过缝合带、火山口或断裂带涌出,形成湖泊、河流或地下潜流。深循环地下水的踪迹已经在阿拉善高原的巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、乌兰布和沙漠中被发现^[22],地下水维系了沙山与湖泊景观^[19];深循环地下水维系黄土高原风尘颗粒连续沉积^[8];鄂尔多斯北部降水量仅159 mm的乌海地区的自流井群接受深循环地下水补给^[9];深循环地下水补给了渭河、泾河、汾河、乌梁素海、岱海、达里湖等河流与湖泊^[26]。由于二连浩特的火山喷发持续到了更新世,火山口附近散落的玄武岩碎屑与钙华、根管结核等,表明地下水符合火山玄武岩深循环水特征。

3.2 二连浩特“古河道”地下水来源

二连浩特的水源地都在“古河道”上,“古河道”的形成与地下水的来源成为关注的焦点。“古河道”从大青山延续到苏尼特左旗,呈“S”型分布,据

此被认为大青山是“古河道”地下水的补给源头^[3-4]。但是,同位素地球化学数据表明,“古河道”中的地下水不是来自北方降水。通过大范围的降水同位素对比发现,只有西藏羌塘盆地的降水与“古河道”中的地下水相似。这就是说,羌塘盆地的河流、湖泊渗漏水通过深循环的导水构造补给到二连浩特的火山岩地区。地质调查发现,火山口附近存在大量的钙质与硅质结核,这些钙质结核物很可能是来自于深循环的地下水。泉水与自流井分布在火山口附近,符合火山玄武岩地下水的特征。据此推断,外源水经过深循环从火山口上涌,最终通过粗砂层汇入到“古河道”中,见图8。而“古河道”的形成显然与火山周围花岗岩的风化有关,火山活动将原来的花岗岩地层隆起,火山口周围的围岩主要是花岗岩,当热液从火山口中涌出后,火山周围风化的花岗岩随着热液或泉水汇入到低洼的盆地中,在火山口周围形成了较厚的粗颗粒沉积层,成为很好的储水构造。所谓的“古河道”,实际上仅是储水构造而已,并没有真实河道中存在的母岩为沉积岩的卵石成分,而有边角未被磨圆的风化的花岗岩,而且古河道中的水质自上游到下游时好时坏,所以在地质历史上可能并不存在这条从大青山到苏尼特左旗的真实河道。

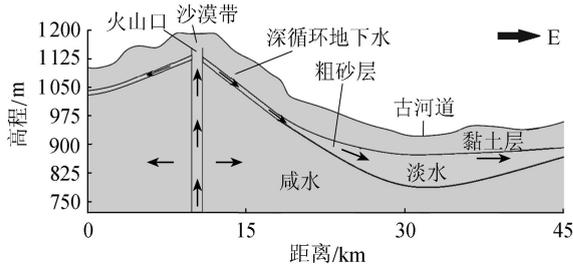


图8 沙带中经火山口涌出的地下水补给到“古河道”示意图

3.3 火山岩区的自流井

2015年夏季,在极为干旱的二连浩特南部的盆地中打出了4口自流井,其中1号、2号、3号与4号井近似分布在一条北东向的直线上,4口自流井的位置与剖面分别参见图1(A—A′)与图9。盆地西南的边界正好是208国道所在位置,高程约1030m。在208国道两侧剖面保留了一些风化的花岗岩与火山岩碎屑,地表有大量的钙华与钙质胶结物,还有一些硅质根管结核、钙华沿着公路分布,形成白色的条带。紧靠公路边有一个泉眼,常年流水(图2(e)),在路边还能看见水泡子(图2(f))。盆地东北的边界是一个小山丘,显然是火山喷发遗迹,山丘的主要物质为火山岩碎屑,其中有少量的风化的孔洞型玄武岩。在山丘顶部和边坡上有钙华与根管结核等钙质胶结物,在靠近山丘的钙华群附近,春季地下水位上升,有泉水溢出,水的TDS只有0.3g/L,而盆地中

心自流井水的TDS接近1g/L。显然,地下水来源于钙华中。剖面最低洼处的高程为988m,盆地与周边火山隆起地层的最大高差仅42m。

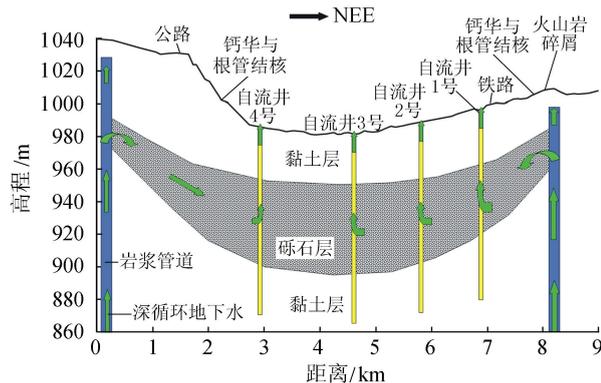


图9 自流井群地层结构剖面图A—A′

1号自流井的涌水量达到30m³/h,在1号与4号井进行了抽水试验,连续抽水72h,抽水量稳定在80m³/h,水位降深只有1m。为了减少自流井的损失,对1号井进行了暂时的封井处理,将粒料填入井管中,但是地下水却从井管外侧溢出地表,而且流量依然很大,可见地下水的压力很大。钻孔揭露的含水层见图9,盆地中部的粗砂层厚度大约50m,以风化的花岗岩颗粒为主,粗砂层下部为相对隔水的黏土层,在黏土层下部存在弱透土层,但水质较差,TDS大于2g/L。在剖面揭露的1号、2号、3号自流井中,1号的涌水量最大,而2号井的涌水量最小,这表明靠近盆地边缘的地下水压力更大一些。由此可见,地下水的补给源来自于火山口中的导水构造,在火山喷发的岩浆管道中存在着导水构造。

3.4 深循环地下水曾经历高温的证据

二连浩特盆地各凹陷岩层内普遍发育一套白云质泥岩与白云质砂岩组成的混合沉积,局部夹有薄白云石中铁含量高,为铁白云石。白云岩的研究已经进行了200多年,白云岩沉淀是不可能常温情况下形成^[28],鄂尔多斯盆地白云岩化的温度在104~368℃之间^[29]。二连浩特白云岩中铈与钡的比值<1,平均值0.4,远低于其他几个已知的古代咸水湖相和海相的相应比值,而与淡水湖水的比值相近,故可认为云质岩段沉积时期为淡水环境;火山物质尤其是基性凝灰质、玄武岩等,含有大量的镁、铁等元素,其在蚀变过程中会释放出大量Mg²⁺、Fe²⁺,在较高地层温度下发生埋藏白云化作用,从而形成铁白云石^[24]。由此可知,二连浩特盆地的白云岩化过程是在淡水与高温的条件下进行的,白云岩中的Mg²⁺、Fe²⁺来自火山岩。

在二连浩特盆地的沉积层中广泛分布着红土,在1500m钻孔揭露的地层中,红土层、湖相沉积层

与膏盐层呈互层排列,单层红土的厚度可达几十米,红土有石膏夹层,参见图 2(i)。自流井群所在的盆地中有红土丘发育,红土并没有连续发育,而是呈现出一个个孤独的圆帽形状。分析表明,红土颗粒来自风尘,风尘颗粒表面由于吸附了三氧化二铁胶膜(Fe_2O_3)而变成了红土。铁胶膜与铁白云岩中的铁离子应该都是来自地幔岩浆岩。火山停息后,高原地区的地下水通过火山岩溶管道进入到岩浆岩中进行循环,深循环地下水被加热成为超临界态(SCW),温度高于 374.15°C ,压力大于 22.1 MPa 。SCW 在熔岩隧道中循环的过程中,萃取了岩浆岩中的 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等离子,热液在涌出地表的过程中,水中二价的 Fe^{2+} 离子与空气中的 O_2 发生氧化还原反应,生成 Fe_2O_3 胶膜。据此可知,二连浩特盆地的白云岩、红土的形成都与深循环地下水有关;随着大量地下水在岩溶管道中循环,岩石的温度逐渐降低为常温,液态水失去萃取能力,生成物主要为碳酸钙与石膏。通过对黄土高原中的蜗牛研究发现,黄土与红土中生存着很多中寒带的同种蜗牛种类,由此得出黄土与红土时期同属于寒冷的干旱期,红土并非是由气候因素造成的^[30],红土的铁胶膜与气候无关。

4 结 论

a. 二连浩特降水量不足以补给地下水,而且地下水中的氘氧同位素远比当地降水贫化,地下水来自外源水的补给;根据降水同位素关系,确定外源水可能来自西藏羌塘地区的河流或湖泊的渗漏水。

b. 二连浩特的土壤含盐量很高,土壤水中的 TDS 值远大于地下水的 TDS 值,土壤水中的氘氧同位素与地下水同源,满足地下水补给土壤水的同位素分布关系;土壤含水率呈现亏损状态,入渗降水量不足以使含水率从亏损转为盈余,降水不能补给到地下水。

c. 深循环地下水与更新世的火山喷发有关,火山口附近的钙质结核表明地下水来自深循环;广泛分布的铁白云岩与红土中的 Mg、Fe 来自于地幔岩浆岩,表明早期的深循环地下水曾经历高温超临界态过程,在火山熔岩管道中存在导水通道。

d. 二连浩特的“古河道”是储水构造,储水的砾石层主要来自风化的花岗岩颗粒,火山喷发造成花岗岩体隆升,风化的花岗岩及火山岩碎屑被水流带到了低洼的盆地中。来自火山口的深循环地下水通过沙层汇集到“古河道”中,成为主要的水源地。

e. 根据地下水深循环理论推断,火山口附近粗砂层中的淡水来自深循环地下水。据此理论,在火山口附近打出了 4 口自流井,钻井深度 120 m ,承压水头远高于周边的地表高程,自流涌水量可达 $30\text{ m}^3/\text{h}$ 。

参考文献:

- [1] 孙洪涛,申丽梅. 利用遥感技术对二连浩特市地下水资源进行评价[J]. 工程勘察,2008(增刊2):203-205. (SUN Hongtao, SHEN Limei. The use of remote sensing technology to evaluate groundwater resources of Erenhot [J]. Journal Geotechnical Investigation & Surveying, 2008 (sup2):203-205. (in Chinese))
- [2] 李建明. 二连浩特市 50 年大风变化特征统计[J]. 现代农业, 2015(6): 109-110. (LI Jianming. Variation characteristic of gale variation in 50 years in Erenhot [J]. Modern Agriculture, 2015(6):109-110. (in Chinese))
- [3] 董庭宽,康秀萍. 内蒙古二连浩特盆地古河道分布与铀成矿远景[J]. 铀矿地质, 2001(1): 24-33. (DONG Tingkuan, KANG Xiuping. Investigation on distribution of paleochannels and prospect of uranium metallogenesis in Erlian basin, Inner Mongolia [J]. Uranium Geology, 2001 (1):24-33. (in Chinese))
- [4] 吕易,杨少勇,杨子龙. 苏尼特古河道的演化及始新统地下水的赋存规律[J]. 内蒙古水利, 2015(5): 85-86. (LYU Yi, YANG Shaoyong, YANG Zilong. Evolution of Sumit paleochannel and occurrence law of eocene groundwater [J]. Inner Mongolia Water Resources, 2015 (5):85-86. (in Chinese))
- [5] CHEN Jiansheng, LIU Xiaoyan, WANG Chiyuen, et al. Isotopic constraints on the origin of groundwater in the Ordos Basin of Northern China [J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 66(2): 505-517.
- [6] 陈建生,杨光亮,王婷,等. 内蒙古鄂尔多斯西北土壤水流动示踪实验及自流井群补给源讨论[J]. 地球学报, 2014, 35(3): 365-374. (CHEN Jiansheng, YANG Guangliang, WANG Ting, et al. Soil water flow tracer test in Northwest Ordos Basin, Inner Mongolia and discussion on recharge resources of artesian wells [J]. Acta Geoscientica Sinica, 2014, 35(3): 365-374. (in Chinese))
- [7] 陈建生,王庆庆. 北方干旱区地下水补给源问题讨论[J]. 水资源保护, 2012, 28(3): 1-8. (CHEN Jiansheng, WANG Qingqing. A discussion of groundwater recharge sources in arid areas of North China [J]. Water Resources Protection, 2012, 28(3): 1-8. (in Chinese))
- [8] 陈建生,刘震,刘晓艳. 深循环地下水维系黄土高原风尘颗粒连续沉积[J]. 地质学报, 2013(2): 278-287. (CHEN Jiansheng, LIU Zhen, LIU Xiaoyan. Deep-circulation groundwater maintains continuous deposition of dusty particles in loess plateau [J]. Acta Geologica Sinica, 2013(2):278-287. (in Chinese))
- [9] 陈建生,王婷,陈茜茜,等. 鄂尔多斯自流盆地地下水来源争议问题讨论[J]. 地质论评, 2013(5): 900-908. (CHEN Jiansheng, WANG Ting, CHEN Xiqi, et al. Discussion on the origin of groundwater in the Ordos Basin [J]. Geological Review, 2013, 59(5): 900-908. (in Chinese))

- Chinese))
- [10] 刘丽萍,边疆英. 二连浩特市近 50a 气温、降水量变化特征分析[J]. 内蒙古气象,2012(4):3-5. (LIU Liping, BIAN Jiangying. Analysis on the variation characteristic of temperature and precipitation in recent 50 years in Erenhot [J]. Meteorology Journal of Inner Mongolia,2012(4):3-5. (in Chinese))
- [11] 李建明. 二连浩特市 50 年气温变化特征统计[J]. 现代农业, 2015 (8): 97-98. (LI Jianming. Variation characteristic of temperature variation in 50 years in Erenhot [J]. Modern Agriculture,2015(8):97-98. (in Chinese))
- [12] 李建明. 二连浩特市 50 年降水气候变化特征统计[J]. 现代农业, 2015 (7): 102. (LI Jianming. Variation characteristic of precipitation and temperature variation in 50 years in Erenhot [J]. Modern Agriculture,2015(7):102. (in Chinese))
- [13] 吴刚. 二连浩特盆地侏罗纪—白垩纪原型盆地恢复 [D]. 北京:中国石油大学,2009
- [14] ALLISON B B, HUGHES M. W. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region[J]. Journal of Hydrology,1983,60:157-173.
- [15] SHURABAJI A R M, PHILIPS F M, CAMPBELL A R, et al. Application of a numerical model for simulation water flow, isotope transport and heat transfer in the unsaturated zone[J]. J Hydrol,1995,171:143-163.
- [16] SUN Xiaoxu, CHEN Jiansheng, TAN Hongbin, et al. Study on the mechanism of isotope fractionation in soil water during the evaporation process under equilibrium condition [J]. Chinese Journal of Geochemistry,2009,28(4):351-357.
- [17] NEMAN B D. Geochemical investigations of calcite fracture fills and mesa-top water dynamics on the Pajarito Plateau [D]. New Mexico:New Mexico Institute of Mining and Technology,1996.
- [18] IAEA/WMO. 水的氢氧稳定同位素比数据(DD 和 DO) 及地表气象资料 [EB/OL]. [2015-09-24]. <http://nds121.iaea.org/wiser/>.
- [19] CHEN Jiansheng, LI Ling, WANG Jiyang, et al. Groundwater maintains dune landscape[J]. Nature,2004,432:459-460.
- [20] 贾芳,樊贵盛. 土壤质地与田间持水率关系的研究[J]. 山西水土保持科技,2007(3):17-19. (JIA Fang, FAN Guisheng. Study on the relationship between soil texture and field capacity [J]. Soil and Water Conservation Science and Technology in Shanxi, 2007(3):17-19. (in Chinese))
- [21] 李佳云,范征宇,宋亮. 磷石膏脱水性能的研究[J]. 哈尔滨师范大学自然科学学报,2006(6):52-55. (LI Jiayun, FAN Zhengyu, SONG Liang, The study of dehydration properties of phosphogypsum [J]. Natural Sciences Journal of Harbin Normal University,2006(6):52-55. (in Chinese))
- [22] 陈建生,陈茜茜,王婷. 阿拉善沙漠湿沙层水分来源同位素示踪[J]. 水科学进展,2014,25(2):196-206. (CHEN Jiansheng, CHEN Xixi, WANG Ting. Isotopes tracer research of wet sand layer water sources in Alxa Desert [J]. Advances in Water Science,2014,25(2):196-206. (in Chinese))
- [23] 贾福海,秦志学,韩子夜. 对我国新生代玄武岩地下水的初步认识[J]. 中国地质,1988(3):20-22. (JIA Fuhai, QIN Zhixue, HAN Ziye. Preliminary understanding of cenozoic basalt groundwater [J]. Geology in China,1988(3):20-22. (in Chinese))
- [24] 贾福海,秦志学,韩子夜. 我国玄武岩地下水研究现状及今后研究的主要问题[J]. 水文地质工程地质,1988(5):1-4. (JIA Fuhai, QIN Zhixue, HAN Ziye. Research status of basalt groundwater and major problems for future research in China [J]. Hydrogeology & Engineering Geology,1988(5):1-4. (in Chinese))
- [25] 王会来,高先志,杨德相,等. 二连盆地白垩统湖相云质岩分布及控制因素[J]. 现代地质,2014(1):163-172. (WANG Huilai, GAO Xianzhi, YANG Dexiang, et al. Distribution characteristics and controlling factors of the lower cretaceous lacustrine dolomitic rock in Erlian Basin [J]. Geoscience,2014(1):163-172. (in Chinese))
- [26] 陈建生,江巧宁. 地下水深循环研究进展[J]. 水资源保护,2015,31(6):8-17,66. (CHEN Jiansheng, JIANG Qiaoning. Research progress of groundwater deep circulation [J]. Water Resources Protection,2015,31(6):8-17,66. (in Chinese))
- [27] 江巧宁,陈建生. 深循环地下水补给长白山天池的水量平衡分析[J]. 水资源保护,2015,31(5):5-12. (JIANG Qiaoning, CHEN Jiansheng. Analysis on water balance of deep cycle groundwater supplying Tianchi Lake of Changbai Mountain [J]. Water Resources Protection,2015,31(5):5-12. (in Chinese))
- [28] 张景廉,曹正林,于均民. 白云岩成因初探[J]. 海相油气地质,2003(增刊1):109-115. (ZHANG Jinglian, CAO Zhenglin, YU Junmin. Causes of dolomite [J]. Marine Origin Petroleum Geology,2003(sup1):109-115. (in Chinese))
- [29] 李振宏,郑聪斌. 古岩溶演化过程及对油气储集空间的影响:以鄂尔多斯盆地奥陶系为例[J]. 天然气地球科学,2004(3):247-252. (LI Zhenhong, ZHENG Congbin. Evolution process of palaeokarst and influence to reservoir: a case of ordovician of Ordos Basin [J]. Natural Gas Geoscience,2004(3):247-252. (in Chinese))
- [30] 裴云鹏,吴乃琴,李丰江. 晚第三纪红黏土成因和沉积环境的生物学证据:蜗牛化石记录[J]. 科学通报,2004(13):1294-1298. (PEI Yunpeng, WU Naiqin, LI Fengjiang. Genesis of neogene red clay and biological evidence of sedimentary environments: snail fossil record [J]. Chinese Science Bulletin,2004(13):1294-1298. (in Chinese))

(收稿日期:2016-04-17 编辑:彭桃英)