

鄂尔多斯盆地地下水资源与开发利用

侯光才^{1,2}, 张茂省¹, 王永和¹, 赵振宏¹, 梁永平³, 陶正平¹,
杨郅城¹, 李清¹, 尹立河¹, 王晓勇¹, 王冬¹, 李瑛¹

(1. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054; 2. 吉林大学环境与资源学院, 吉林 长春 130026;
3. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004)

摘 要: 鄂尔多斯盆地是我国西北地区的大型构造沉积盆地, 以前寒武系变质岩为基底, 依次沉积了下古生界碳酸盐岩、上古生界—中生界碎屑岩和各种成因的新生界, 总厚度达6 000m。根据盆地的地质构造特征和水文地质条件, 将鄂尔多斯盆地含水岩系划为周边寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统、白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统和盆地东部基岩裂隙水与上覆第四系松散层孔隙含水层系统。在含水层系统划分的基础上, 以含水层之间是否具有统一的水力联系和稳定的水动力场和水化学场为依据, 将周边岩溶水可进一步划分为10个水流系统和22个子系统, 白垩系地下水划分为5个水流系统和11个子系统, 石炭系—侏罗系裂隙水与上覆松散层孔隙水划分为9个地下水系统。系统论述了含水层系统特征, 区域水文地球化学特征和地下水循环规律, 对鄂尔多斯盆地地下水资源进行了全面评价, 针对能源基地建设的供水急需, 提出了地下水合理开发利用建议。

关键词: 地下水系统; 形成与演化; 地下水资源; 鄂尔多斯盆地

中图分类号: P641 **文献标识码:** A

鄂尔多斯盆地位于我国西北地区东部地区, 地跨陕西、甘肃、宁夏、山西和内蒙古五省(区), 属黄河中游, 面积约 $28 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。鄂尔多斯盆地是一个由不同含水系统构成的大型地下水盆地, 也是世界上大型地下水盆地之一(Habermehl M A, 1980; Herczeg A L, 1991; Habermehl M A, 1993)。在盆地周边的寒武—奥陶系碳酸盐岩分布区赋存有岩溶水, 中西部地区埋藏有白垩系裂隙孔隙水, 而在盆地东部的石炭系—侏罗系碎屑岩之上断续地分布有第四系孔隙水。不同含水系统在空间上呈上下叠置, 平面上侧向对接, 局部地段被地表水系切割, 相互发生水力联系, 构成一个巨大的地下水盆地。

盆地内蕴藏着丰富的煤炭、天然气、石油等能

源矿产, 是中国正在建设的重要能源化工基地(侯光才, 2004)。由于盆地属典型的温带干旱—半干旱气候, 降水稀少, 蒸发强烈, 生态环境脆弱, 水资源短缺和供水不足制约了当地经济社会发展、能源基地建设和生态环境的改善。笔者对周边岩溶含水系统、白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水系统和盆地东部基岩裂隙水与上覆第四系孔隙水含水系统的基本特征和区域地下水循环规律进行了系统总结, 评价了地下水资源及利用前景。由于这三个主要的跨省(区)含水系统在区域上分布稳定, 埋藏相对较浅, 产水能力强, 水质好, 宜于开发利用, 是当地能源矿产勘探开发和能源基地建设的主要供水目的层(刘世安等, 1996)。

收稿日期: 2007-02-13

基金项目: 中国国土资源大调查; 鄂尔多斯盆地地下水勘查计划项目(1212010331302); IAEA 技术合作项目: 同位素技术在鄂尔多斯盆地地下水资源评价和管理中的用(CRP/8/012-017)

作者简介: 侯光才(1958-), 男, 山东省青州市人, 教授级高级工程师, 在读博士生, 主要从事水文地质勘查与研究工作。
通讯地址: 710054, 西安市友谊东路438号, 西安地质矿产研究所; 电话: 029-87821944; E-mail: xahgc@163.com。

合理开发利用盆地内的地下水资源,将有力地缓解能源基地建设对水资源需求的供需矛盾。

1 地下水系统划分

1.1 地下水系统划分原则

对于地下水系统的概念,目前尚无一个公认的、统一的、明确的定义(王德潜等,2005)。我国最早从事地下水系统研究工作的陈梦熊院士(2002年)将地下水系统的基本概念归纳为“地下水系统是由若干具有一定独立性又互相关联、互相影响的不同等级的亚系统或次系统所组成;地下水系统是水文系统的一个组成部分,与降水和地表水系统存在密切联系,互相转化;地下水系统的演化,很大程度上受地表水输入与输出系统的控制;每个地下水系统都具有各自的特征与演变规律,包括各自的含水层系统、水循环系统、水动力系统、水化学系统;含水层系统与地下水系统代表两种不同的概念,前者具有固定的边界,而后的边界是自由可变的;地下水系统的时空分布与演变规律,既受自然条件的控制,又受社会环境、特别是人类活动的影响而发生变化”(陈梦熊等,2002)。我国著名水文地质学家王大纯教授认为,地下水系统应包括地下水含水系统和地下水流动系统。地下水含水系统是指由隔水或相对隔水岩层圈闭的,具有统一水力联系的含水岩系;地下水流动系统是指由源到汇的流面群构成的,具有统一时空演变过程的地下水体(王大纯等,2005)。因此,我们认为地下水系统是在一定的地貌、地质构造和含水介质岩性等主要因素制约下,具有共同水文地质特征与演变规律的,相对独立的含水岩系内的地下水,它由含水层系统和地下水水流系统两部分共同构成,也就是说地下水系统是含水层系统和地下水水流系统的统称。正确认识和合理划分地下水系统是勘查与评价区域地下水资源的理论基础,也是区域地下水资源开发与规划的重要依据(林学钰等,2005)。

根据上述理解,在进行鄂尔多斯盆地地下水系统划分时,遵循了下述原则。

(1) 将含水介质基本相同,具有固定边界所圈闭的含水岩系划分为同一个含水系统,根据含水介质结构、岩相古地理条件及空间分布进一步划分为次级含水系统。在同一含水系统或不同含水系统之

间,将具有统一水力联系的连续水流(具有统一的水动力场、水化学场和地下水温度场)划分为地下水流系统,同一地下水流系统内,根据其内部水循环特征的差异,水力性质及循环方式和水均衡要素的不同,可进一步划分为若干个次级地下水流系统。不同级别的地下水流系统根据循环深度和更新能力的不同可划分为浅循环(局域)系统、中循环(中间)系统和深循环(区域)系统。

(2) 力求地下水系统划更能客观实际地反映地下水资源的赋存和形成条件,而又可以将一些次要影响因素简化。

(3) 所划分的每一个地下水系统应具有相对的独立性,具有完整和独立的水循环过程,各系统之间尽量不存在水量交换。这样划分有利于简化地下水资源均衡计算条件,尽量减少不确定边界,使计算和评价的地下水资源量更接近实际。

(4) 地下水系统划分应和地下水资源的开发利用和供水方案相结合,应考虑到开发条件下地下水系统发生的变化,特别是开发引起的含水层厚度、地下水流动系统的范围和边界、水流路径和水质的变化。

1.2 地下水系统划分

1.2.1 含水层系统划分

根据地下水系统的内涵,同一含水层系统内的地下水往往具有相同的含水介质和共同的补给来源,且具有一定的水力联系,具有同一时空演变过程。而不同含水系统的地下水,一般没有或只有微弱的水力联系。因此,将含水介质相同,大体具有统一水力联系,具有固定边界所圈闭的统一含水岩系做为含水层系统的划分依据。

由于鄂尔多斯盆地是一个巨大而复杂的地下水盆地。自下而上埋藏有寒武系—奥陶系碳酸盐岩溶地下水、石炭系—侏罗系碎屑岩裂隙水和白垩系碎屑岩裂隙孔隙水及新生界孔隙水,其赋存规律、埋藏条件、分布范围和循环特征各异,各自构成相对独立的含水统一体。据此,根据盆地的地质及水文地质结构,依据含水介质类型,将鄂尔多斯盆地含水岩系划为三大含水层系统,即寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统、白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统和石炭—侏罗碎屑岩裂隙与上覆松散层孔隙含水层系统。每一个含水层系统可进一步划分成若干个亚系统。

根据区域构造特点、岩溶含水介质的空间分布和地下水的埋藏及循环条件,寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统可进一步划分为盆地东缘、南缘和西缘三个亚系统,每个亚系统均有特殊岩溶发育特征及水资源性质。

根据沉积环境、岩性结构和岩相古地理条件,大致以盆地中部的白于山北麓为界,将白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统划分为北部沙漠高原单一结构含水层亚系统和南部黄土高原多层结构含水层亚系统。

根据水文地质结构和地下水的开发利用条件将石炭—侏罗碎屑岩裂隙孔隙与上覆松散层孔隙含水层系统进一步划分为沙漠滩地区萨拉乌苏组含水层亚系统、黄土塬区黄土含水亚系统和石炭系—侏罗系碎屑岩含水层亚系统。

1.2.2 地下水流系统划分

地下水流系统是在特定的含水系统的基础上,具有共同水文地质特征与演变规律的一个独立单位。一个含水层系统,可以根据水动力、水文地球物理、水文地球化学等综合因素,划分为若干个地下水流系统和次一级别的亚系统或更低的单位,每个地下水流系统具有各自的水动力系统和水化学系统,彼此间互相联系又互相影响。据此,依据上述概念,在含水层系统划分的基础上,以含水体系之间是否有统一的水动力场和水化学场作为地下水流系统划分的依据。对鄂尔多斯盆地而言,由于区域面积大而且地质构造、地层岩性复杂,地下水循环特点、水动力特征和含水介质的分布等在空间上亦有较大的差异。不同含水层系统的空间组合不同,往往形成不同的水循环特征及各自的水动力场和水化学场。因此,对鄂尔多斯盆地地下水流系统的划分时,根据盆地自然地理—地质—水文地质的实际情况,并充分考虑上述各种因素和各自特点,力求所划分的地下水系统能够客观地反映盆地地下水赋存和运移的真实面貌,从而为本地区地下水资源评价和合理开发利用奠定良好基础。一般来说,大型盆地中地表分水岭往往与地下水分水岭基本一致,因此,盆地内一级地下水流系统划分基本上以地表水分水岭为边界并圈定其范围,而对于地下水、地表水分水岭不一致的地区,地下水流系统的边界则应以地下水分水岭为主。

1.2.2.1 岩溶地下水流系统划分

由于在盆地深部滞水带的存在,碳酸盐岩岩溶

地下水在盆地内没有形成一个具有统一水力联系的地下水盆地。现代岩溶地下水的积极循环交替仅在盆地周边一定深度的岩溶体内进行,而且明显受碳酸盐岩埋藏深度、地形切割、含水层和隔水层空间分布等因素的控制,多在盆地周边形成若干个相对独立的岩溶地下水系统。通过对岩溶地下水水动力场、水化学场及同位素资料以及地下水补、径、排条件的分析,周边岩溶水可划分为10个地下水流系统和22个子系统(图1、表1)。

1.2.2.2 白垩系地下水流系统划分

在白垩系盆地内分布有白于山、子午岭、安边—四十里梁—东胜梁和新召四条地表分水岭,它与地表水文系统一起共同控制着白垩系地下水的径流方向与分布特征。同时这四条地表分水岭也将白垩系地下水盆地分隔成五个相对独立的地下水流系统,每个系统都有各自独立的补、径、排条件,构成了地下水循环体系,每个系统的地下水流场严格受地形、水文系统等因素的控制,并基本与河流流向保持一致。

在盆地北部沙漠高原区,西部以都思兔河为地下水的归宿,东部以无定河和乌兰木伦河为地下水归宿,而北部则以摩林河为归宿。在南部黄土高原区,西部以泾河流域为地下水的归宿,而东侧以洛河流域为地下水的归宿。依据上述规律和特点,结合区域水动力场和水化学场和地下水的补排条件,并结合地表水文系统将白垩系地下水划分为5个地下水流系统和13个子系统(图1、表1)。

1.2.2.3 石炭系—侏罗系裂隙水与上覆松散层孔隙水流系统划分

该系统地下水分布相对独立,自成体系。因此,将水文地质条件相同和具有统一水力联系的地下水体划分为9个地下水流系统(图1、表1)。

1.3 各地下水系统之间的关系

寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统、石炭系—侏罗碎屑岩裂隙与上覆松散层孔隙含水层系统(主要指碎屑岩类裂隙水)和白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统之间存在着平面上从外围向中心相互链接、在垂向上上下叠置的关系。除局部地段由于构造和岩性变化形成了“天窗”或人为沟通(如矿井或钻孔),其间可能发生少量水力联系外,各含水层系统之间主要通过上覆新生界地下水及地表水系相互关联(图2)。因此,各地下水系统之间的隔水性是普

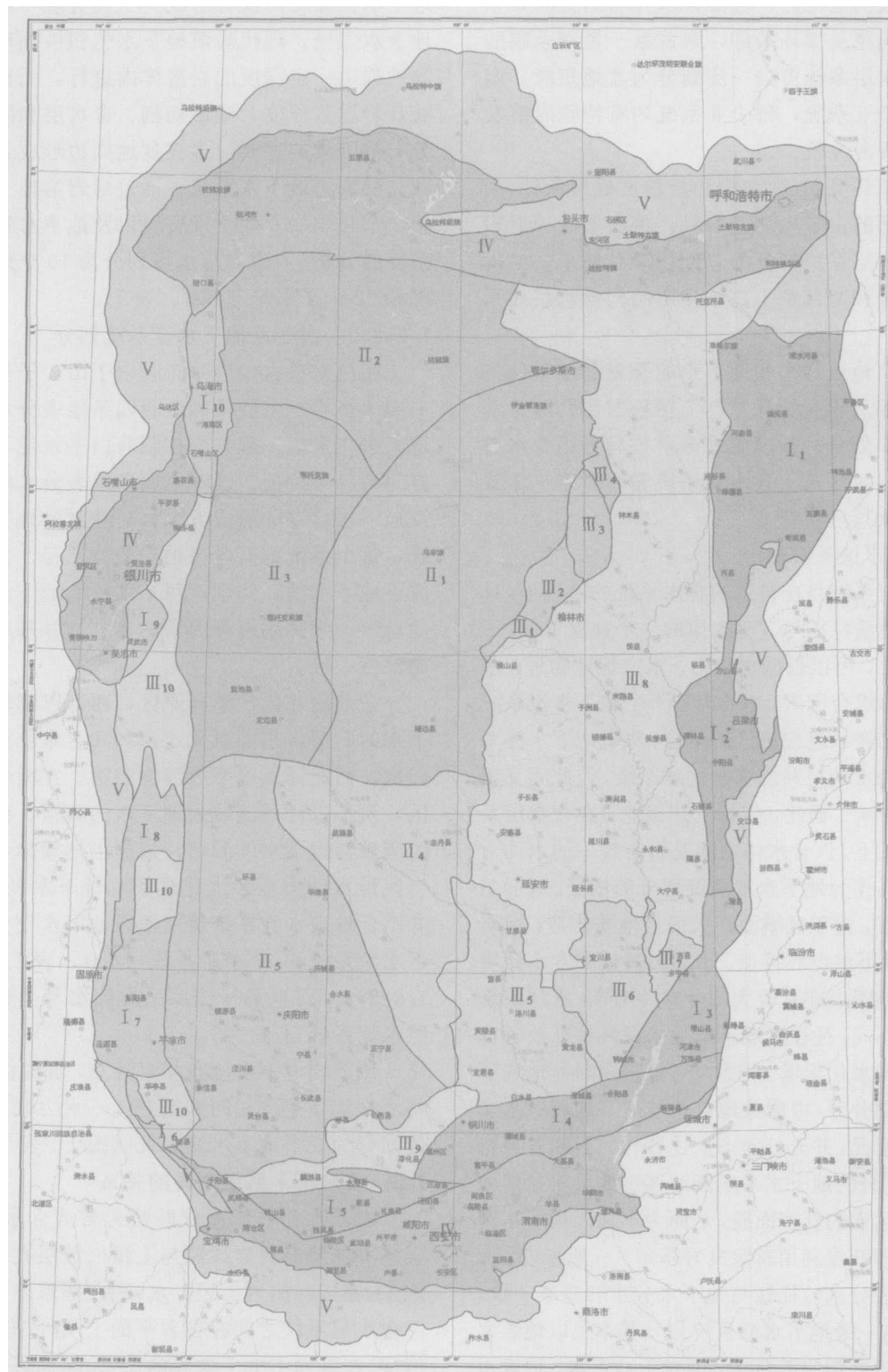


图 1 鄂尔多斯盆地地下水系统划分图 (系统名称见表 1)

Fig. 1 Groundwater systems in the Ordos Basin

表1 鄂尔多斯盆地地下水系统划分表

Tab.1 Groundwater systems in the Ordos Basin

含水层系统		水流系统	
系 统	亚 系 统	系 统	子 系 统
寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统 (I)	东缘单斜式含水层亚系统	天桥岩溶水流系统 (I ₁)	
		柳林岩溶水系统 (I ₂)	
	南缘断陷式含水层亚系统	河津—韩城岩溶水流系统 (I ₃)	禹门口泉子系统 (I ₃₋₁)
		富平—万荣岩溶水流系统 (I ₄)	韩城子系统 (I ₃₋₂)
			吴王泉子系统 (I ₄₋₁)
		岐山—泾阳岩溶水流系统 (I ₅)	铜、蒲、合子系统 (I ₄₋₂)
			筛珠洞泉子系统 (I ₅₋₁)
			烟霞洞泉子系统 (I ₅₋₂)
			龙岩寺泉子系统 (I ₅₋₃)
			周公庙泉子系统 (I ₅₋₄)
		扶风—礼泉深埋岩溶水子系统 (I ₅₋₅)	
		西缘逆冲式含水层亚系统	千阳—华亭岩溶水流系统 (I ₆)
	平凉—彭阳岩溶水流系统 (I ₇)		景福山神泉子系统 (I ₆₋₂)
			马峡泉子系统 (I ₆₋₃)
			太阳山岩溶水流系统 (I ₈)
	萌城泉子系统 (I ₈₋₂)		
	黑山岩溶水流系统 (I ₉)		
	桌子山岩溶水流系统 (I ₁₀)		拉僧庙泉子系统 (I ₁₀₋₁)
			千里沟泉子系统 (I ₁₀₋₂)
		岗德尔山子系统 (I ₁₀₋₃)	
千里山北端子系统 (I ₁₀₋₄)			
白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统 (II)	北部沙漠高原单一结构含水层亚系统	乌兰木伦河—无定河水流系统 (II ₁)	乌兰木伦河子系统 (II ₁₋₁)
		摩林河—盐海子水流系统 (II ₂)	苏贝淖—红碱淖子系统 (II ₁₋₂)
			无定河子系统 (II ₁₋₃)
			摩林河子系统 (II ₂₋₁)
		盐海子子系统 (II ₂₋₂)	
		亚什图沟—桃力庙海子系统 (II ₂₋₃)	
	都思兔河—盐池水流系统 (II ₃)	都思兔河子系统 (II ₃₋₁)	
		上海庙子系统 (II ₃₋₂)	
	南部黄土高原多层结构含水层亚系统	洛河—延河水流系统 (II ₄)	盐池子系统 (II ₃₋₃)
			延河子系统 (II ₄₋₁)
		洛河子系统 (II ₄₋₂)	
		泾河—马莲河水流系统 (II ₅)	泾河子系统 (II ₅₋₁)
			马莲河子系统 (II ₅₋₂)
		石炭系—侏罗系碎屑岩裂隙与上覆松散层孔隙含水层系统 (III)	沙漠滩地区萨拉乌苏组含水层亚系统
榆溪河水流系统 (III ₂)			
秃尾河水流系统 (III ₃)			
窟野河水流系统 (III ₄)			
黄土塬区黄土含水层亚系统	洛川塬水流系统 (III ₅)		
	宜川塬水流系统 (III ₆)		
	吉县塬水流系统 (III ₇)		
石炭系—侏罗系碎屑岩含水层亚系统	准格尔—延长石炭系—侏罗系碎屑岩水流系统 (III ₈)		
	麟游—淳化石炭系—侏罗系碎屑岩水流系统 (III ₉)		
	六盘山—马头山碎屑岩水流系统 (III ₁₀)		

注：新生界断陷盆地含水系统 (IV) 与基岩山区裂隙水含水系统 (V) 笔者不作详细论述。

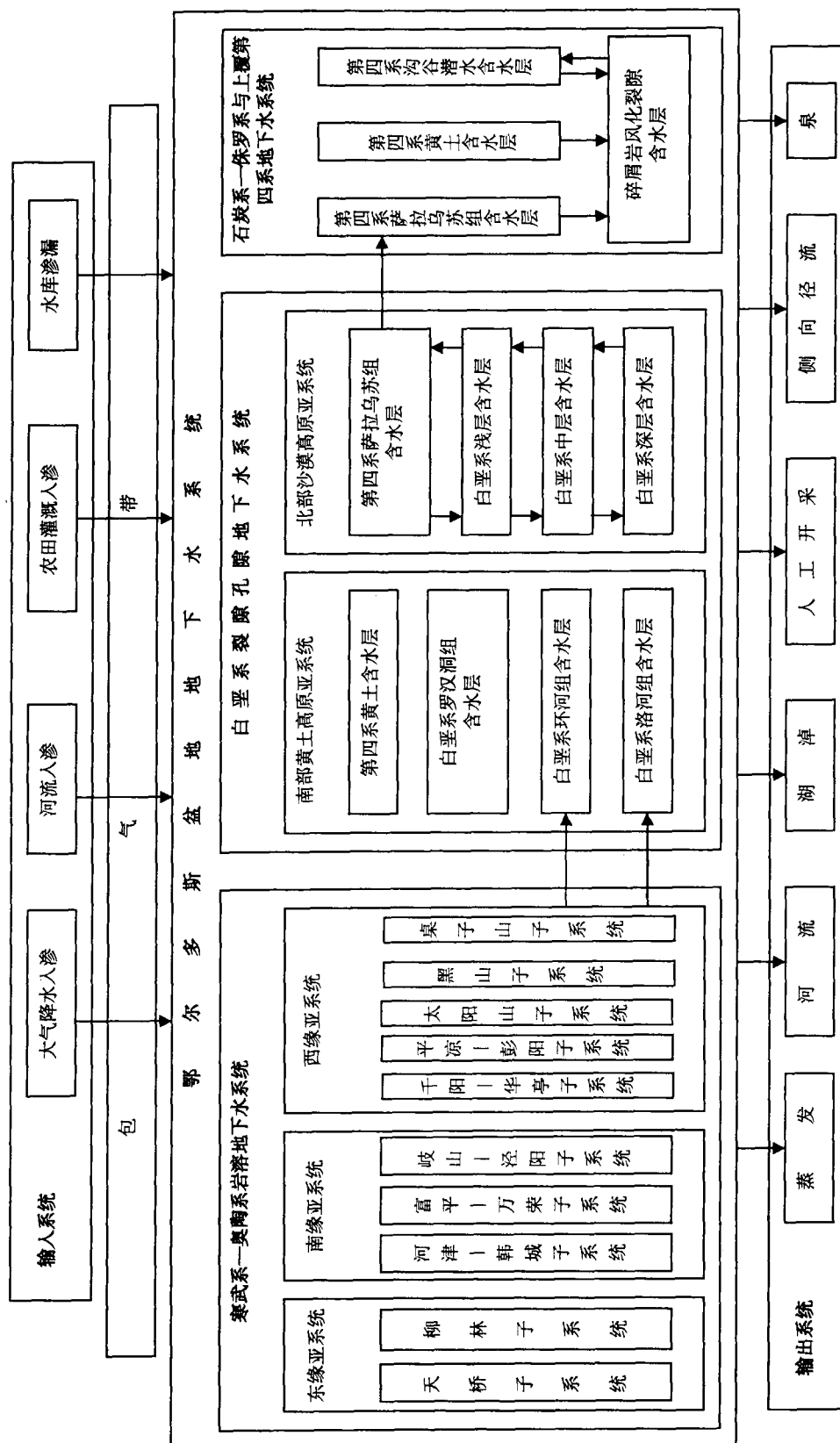


图 2 鄂尔多斯盆地地下水系统相关网络框架图

Fig. 2 Framework of relation among groundwater systems in the Ordos Basin

遍的,它们彼此之间的水力联系则是相对和局部的。如六盘山东麓的岩溶地下水在盆地西部边界南段向白垩系地下水盆地排泄,是造成盆地西南部白垩系水量丰富和水质都较好的主要原因。此外,通过各含水系统上覆第四系含水层向本系统周边以外排泄的区段较多更多,如白垩系地下水系统东部北段地下水通过上覆第四系含水层向盆地东部排泄(图2)。

2 含水层系统特征

鄂尔多斯盆地地下水形成与分布受控于气象、水文、地形地貌、地质构造、地层岩性和岩相古地理条件等自然与人为综合因素。气象、水文等补给因素是地下水形成的前提条件,地层岩性决定着地下水的赋存条件和地下水类型,地质构造控制着地下水的总体分布规律,而地形地貌特征则控制着地下水的循环规律。

在地质构造上,鄂尔多斯盆地是一个由古生界和中生界构成的轴向近南北的大型向斜式沉积盆地,南北长约640km,东西宽约400km。向斜轴部偏西,东西两翼极不对称,东翼为一向西缓倾的单斜,宽度超过300km;西翼则由数条近南北向延伸向东或向西逆冲的断褶带组成,宽度不足100km。盆地南缘为渭北隆起,该隆起的南部则以断块向汾渭断陷盆地呈阶梯状降落;盆地北缘为伊盟隆起,缺失下古生界,并以边缘断裂和河套断陷盆地相接。盆地以前寒武系变质岩为基底,依次沉积了下古生界碳酸盐岩、上古生界—中生界碎屑岩和各种成因的新生界,总厚度达6000m。在区域构造的控制下,寒武系—奥陶系碳酸盐岩因构造隆起或断层翘起仅在盆地周边(东、南、西缘)呈带状出露或相对浅埋,岩性以灰岩为主,夹有白云岩,沉积总厚度在2000m以上,在盆地中央奥陶系顶面埋深可达4000m;石炭系、侏罗系碎屑岩主要在盆地东、南部缓倾出露,在西部多呈杂带状陡倾出露,在盆地北部因断裂下陷深埋,盆地中部底面埋深最大超过4000m,以砂岩和泥岩互层,总厚度在3000m以上;白垩系碎屑岩主要分布在盆地中西部,东部为宽缓的台向斜一翼,西部为被一系列逆冲断层破坏的陡倾翼,盆地南部翘起,北部被断裂切断下陷,在中西部厚度最大可达1200m以上,岩性主要为巨厚层砂岩(含砾岩)、泥岩及砂岩与泥岩互层;新生

界不连续的超覆在所有老地层之上,以第四系冲湖积、风积砂和黄土为主,局部发育新近系泥岩。

鄂尔多斯盆地的上述地质结构和构造特征决定了它是一个由不同含水系统构成的大型地下水盆地。含水介质相类似的含水岩系构成一个相对独立的含水层系统。据此,将鄂尔多斯盆地的含水岩系划为3个含水层系统,即前寒武系基岩裂隙含水层系统,寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统、白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统、石炭系—侏罗系碎屑岩裂隙与上覆松散层孔隙含水层系统。

2.1 寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含水层系统

2.1.1 地质结构特征

受构造隆起或断层翘起影响,寒武系—奥陶系碳酸盐岩呈“U”字形在盆地周边呈带状出露或相对浅埋,面积7.35万km²。其含水层系统主要由寒武系—奥陶系碳酸盐岩组成,在盆地的南缘和西缘局部地段还包括中、上元古界碳酸盐岩。其基底主要是前寒武系的结晶变质岩,基底面形态为不对称箕型,碳酸盐岩地层主要在盆地的东、南边出露,在盆地的西部因逆冲断裂翘起而局部出露,北部因沉积缺失或断裂下陷而深埋。受长期剥蚀影响,奥陶系灰岩顶面起伏较大,现今构造形态总体为东翼宽缓、西翼窄陡的不对称向斜(天环向斜),东翼总体表现为东陡西缓的西倾斜坡,倾角不足5°,坡降8~10m/km。构造线呈北北西向,在斜坡背景上发育有北西向和北东向低幅度的鼻隆和次级向斜,构成隆凹相间的格局(图3),在盆地中央地带,灰岩顶面

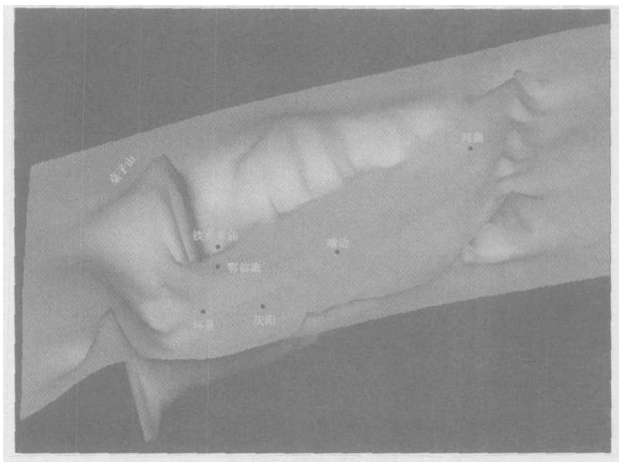


图3 奥陶系顶面三维构造图

Fig. 3 3-D surface of the Ordovician

埋深可达4 000m以上。寒武系以浅海相碎屑岩、碳酸盐岩交互沉积为主,奥陶系以开阔海的碳酸盐岩沉积为主。区内碳酸盐岩以石灰岩为主,夹有白云岩及少量碎屑岩,在盆地内各沉积中心的沉积厚度变化较大,总厚度一般在2 000m以上。奥陶系碳酸盐岩中蕴藏有丰富的天然气和岩盐矿产。

2.1.2 含水层系统特征

在不同地质历史时期,受气候、岩性和构造的影响,盆地碳酸盐岩地层中均程度不同的发育有岩溶作用,并以构造和溶蚀作用为主,形成了许多溶蚀裂隙、溶孔和溶洞、层面裂隙、构造断裂和裂隙等空隙,为地下水的储存、循环和运移提供了良好的场所,赋存岩溶—裂隙地下水,构成周边岩溶含水系统(韩行瑞,2001)。该含水系统分别以下伏前寒武系变质岩和上覆石炭系铝土质泥岩为其区域性隔水顶、底板,地下水受气候、地形、岩性、构造和岩溶发育等因素的控制,岩溶含水层的空间展布和埋藏条件各地相异。岩溶地下水的赋存状态多样,有面状、网状和脉状之分,其循环与富集规律也不相同。根据区域构造特点、岩溶含水介质的空间结构模式和地下水的埋藏及循环条件,将盆地的东缘、南缘和西缘进一步划分为三个亚系统,每个亚系统均有特殊岩溶发育特征及水资源性质(梁永平等,2005)。

2.1.2.1 东缘单斜式岩溶含水层亚系统

分布在盆地东缘的吕梁山西麓,包括天桥、柳林两个地下水水流系统(泉域),碳酸盐岩面积1.92万 km^2 ,占周边岩溶区碳酸盐岩总面积的43.5%。寒武系—奥陶系碳酸盐岩构成统一厚层含水系统。岩溶地下水和地表水流向与地层倾向相同,由东向西指向盆地内部,是该系统的一个鲜明特征。该含水系统的东、北和南三侧分别以碳酸盐岩尖灭或与透水性较差的老变质岩对接或地表分水岭构成隔水边界,西部边界随着含水层的逐渐深埋,岩溶发育程度减弱,水交替缓慢,岩溶地下水处于滞流状态,形成一种可移动的滞流边界。

该含水层亚系统在空间上总体为向西缓倾的单斜构造,深部可越过黄河深入到陕西境内,埋深超过800m。含水层为层状或似层状,含水层透水性较均匀,具有大体统一的水动力场和水化学场。天然条件下以降雨入渗补给为主(占70%以上),其次为地表水入渗补给;地下水沿地层倾向由东向西顺层

径流,在西部受地层或构造阻水也可顺地层走向运移,地下水在河谷附近汇集并形成强径流带,在黄河及其支流切割含水层地段以全排型大泉排泄。富水地段主要集中在泉域的下游地区,多数可自流,单井出水量1 000~10 000 m^3/d ,最大可达50 000 m^3/d ,水质一般较好,矿化度(文中指溶解性总固体,TDS,下同)小于1 g/L,是目前和潜在的重要供水水源。在黄河以西碳酸盐岩地层呈“膝状”构造向西陡倾,埋深多大于1 000~1 700m,岩溶水循环缓慢,矿化度陡增,如位于神木县马镇的MH-1钻孔,孔深1 840m,灰岩面埋深达1 700m,揭露灰岩厚度184m,水位高出地表1m以上,自流量20 m^3/d ,矿化度达12.5 g/L。

2.1.2.2 南缘断陷式岩溶含水层亚系统

分布在汾渭盆地以北的北山地区,包括河津—韩城、富平—万荣、岐山—泾阳和千阳—华亭4个地下水流系统,碳酸盐岩面积1.54万 km^2 ,占周边岩溶区碳酸盐岩总面积的34.7%。由于没有稳定的隔水层,寒武系、奥陶系和中元古界的碳酸盐岩共同构成统一的含水亚系统。该系统的碳酸盐岩地层,早期受鄂尔多斯台向斜的作用,岩层向北倾斜,后期受汾渭断陷的影响和一系列平行于渭河断裂的控制,碳酸盐岩由北向南呈阶梯状断落或以地堑与地垒相间出现,除北部山区裸露地表外,向南呈阶梯状断落,含水层埋深较大,一般埋深为800~1 200m或更深。该含水系统北部与中生界碎屑岩呈不整合或断裂接触,为隔水边界;南部以近东西向断裂与新近系碎屑岩相接,构成隔水边界或弱透水边界;在与北西向断裂交汇的部位形成局部排泄边界。

含水层为层状或网状,在渭东北部尚具有统一的水动力场(380m水位)和水化学场。地下水以洛河和泾河地表水渗漏补给为主,约占总补给量的60%,其次为北部山区碳酸盐岩裸露区的大气降水补给;地下水流向与岩层倾向相反,总体上由北向南向汾渭盆地方向运移,部分地段受构造阻水改变径流方向或溢流成泉,在黄河及主要支流洛河、泾河切割含水层地段以大泉排泄,部分岩溶地下水还可能向汾渭盆地深部排泄,成为汾渭盆地深部热水的补给来源之一。地下水主要在河谷附近和山前断裂带富集,单井涌水量一般1 000~5 000 m^3/d ,最大可达10 000 m^3/d ,多数水质良好,是当地重要供水水源。此外,在黄土台塬区部分隐伏的地垒及断

裂带也常常形成带状富集区,岩溶水的温度达40~53℃,单井涌水量可达4 000m³/d以上,矿化度小于1g/L,可作为一般医疗热水进行综合开发利用。

2.1.2.3 西缘逆冲式岩溶含水层亚系统

分布在盆地西缘,北起桌子山到南部的千阳—陇县盆地,包括平凉—彭阳、太阳山、黑山和桌子山4个地下水子系统,碳酸盐岩面积0.97万km²,占周边岩溶区碳酸盐岩总面积的21.8%。受西缘断裂推覆作用的影响,碳酸盐岩严格受逆冲断裂的控制,呈不连续南北向冲断块为特征,形成一系列面积较小、相对独立的岩溶水子系统。含水层为网状或脉状,透水性不均匀,没有统一的水动力场和水化学场。地下水以降雨入渗补给和上覆含水岩组的越流补给为主,由于西缘降水量相对较少,碳酸盐岩裸露面积不大,总补给量有限。加上岩性和因气候因素造成岩溶不发育,南北向断裂与层面溶蚀裂隙为岩溶地下水的主要导水通道和储水空间;地下水沿地层走向和断裂方向运移,在构造有利部位(背斜倾伏端和与南北向逆冲断裂相交的张性断裂带)溢出成泉,多属全排型。在补给和富集条件较好的部分地区,如内蒙古的桌子山、宁夏的彭阳和甘肃的平凉等地,岩溶水单井水量1 000~5 000m³/d,水质良好,有较大的供水意义,而其他地区富水性(指含水层的产水能力)较弱,水质较差,供水意义不大。

2.2 白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统

2.2.1 地质结构特征

笔者所称的白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统,是指鄂尔多斯盆地西侧早白垩世保安群分布范围内,除盆地西南缘六盘山山前台缘拗陷内沉积的早白垩世六盘山群以外的白垩系和上覆新生界含水层构成的含水统一体。它是嵌套在鄂尔多斯盆地内部的次级中生界盆地,是由保安群巨厚层陆相碎屑岩组成的大型地下水盆地(亦称白垩系自流水盆地),并构成一个相对独立而完整的地下水含水层系统。

该系统西部以磴口—平凉断裂为界,东部以保安群与侏罗纪地层接触界线为界,北部以河套盆地南缘断裂为界,南部以保安群与侏罗纪地层接触界线(渭北山地南北分水岭)为界,平面形状似矩形,南北延伸640km,东西宽200~265km,面积为13.21×10⁴km²(图4)。

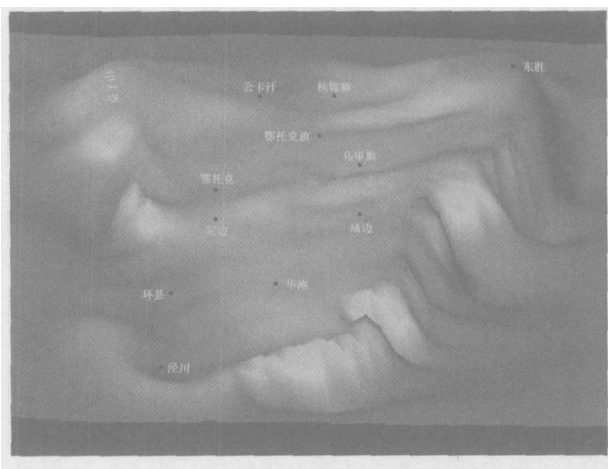


图4 白垩系底面三维构造图

Fig. 4 3-D bottom of the Cretaceous

由于鄂尔多斯盆地是在中生代华北地块西部独立发展起来的内陆拗陷,并在白垩系晚期阶段伸展环境下的产物,其主体发育于盆地西部。受中生代盆地东翘西降作用和晚白垩世以来鄂尔多斯地块不均抬升的共同影响,形成了一个东翼宽缓、西翼陡窄的不对称巨型向斜。向斜轴部位于鄂托克旗—盐池—环县一线。这种区域构造特征,决定了白垩系由东向西残留厚度增大、层位变齐全、构造相对稳定的分布状况,从而形成一个大型的、不对称的向斜蓄水盆地。在这种大的构造背景下,受盆地西缘近南北向的同沉积期正断层各处断距差异的影响,在盆地中形成了轴向近东西—北东向展布的横向断弯褶皱。这些同沉积褶皱在平面上呈“隆”“洼”相间,控制着白垩纪不同时段沉积—沉降中心和沉积相带的分布,从而对白垩系的岩石地层、砂岩发育、现代地貌和地下水的形成分布起到控制作用。

鄂尔多斯盆地早白垩世在总的干旱—半干旱气候背景下,经历了两次由相对干旱—相对湿润的古气候变化过程。干旱条件下表现出洪积扇—河流—湖泊—沙漠共存的古地理面貌,分别形成了以红色和粗碎屑岩为主要特征的宜君—洛河组和罗汉洞组沉积;在相对湿润气候条件下,湖泊面积扩大、风成沉积消失,分别形成了以灰色和细碎屑岩夹化学沉积岩为主要特征的环河组和涇川组沉积。故白垩系自下往上分为两大沉积旋回,下部由宜君组—洛河组—环河组组成,上部由罗汉洞组—涇川组组成,

自下而上由洪积相—河流相(沙漠相)—湖泊相,沉积体逐渐向源区退积,总体表现为湖盆面积逐渐扩大的过程,湖泛期分别形成了环河组和泾川组沉积。在盆地的南部(定边—安边以南),环河组底部和顶部分别为两个湖泛期形成的、厚度20~160m不等泥岩-粉砂岩,构成了盆地南部区域性隔水层,它将保安群分隔为三部分,自下而上依次为宜君—洛河组砂砾岩—砂岩组合、环河组中部砂岩、粉砂岩组合和罗汉洞组砂岩;总体砂岩厚度小,横向延伸不稳定,泥质夹层发育,砂岩与泥岩多犬牙交错、旋回性叠置。盆地北部(定边—安边以北),整个保安群以河流相的砂岩(局部为砂砾岩)为主,且厚度大、横向展布稳定;泥质岩和钙质胶结砂岩等致密岩石分布局限、且不连续,为地下水的形成、储存和上下沟通创造了良好的条件。

在白垩系之上不连续覆盖有新生界,北部多为风成砂和河湖积沉积,厚数米至上百米;南部以第四系黄土为主,厚100~250m,大部分地区下伏有厚数米至二十余米的上新近系泥岩。

2.2.2 含水层系统特征

白垩系地下水的赋存条件主要取决于沉积相和岩性的空间展布,并受控于地形地貌、地表水文系统以及人类活动等因素。勘查研究发现白垩系含水介质类型与沉积相关系密切,沉积相明显的控制了含水层、隔水层的空间分布与配置。其中,洪—冲积扇相、河流相、沙漠相碎屑岩中,泥质含量低,孔隙发育(平均孔隙度为21.7%),具有较好的储水条件,构成区域上的含水层;而泥质含量较高的湖泊相和三角洲相泥岩和粉砂岩,结构致密,孔隙不发育(平均孔隙度6.57%),构成区域上的隔水层或弱含水层。含水层在空间上具有盆地北部富水性强、变化小、上强下弱,而南部富水性弱、变化大、上下相对较强,中间弱的总体规律。由于白垩系南北两侧砂岩和泥岩的比例差异较大(北部约为7:1,南部约为2:1)(陆琦等,2004)。因此,北部各含水层位之间水力联系较为密切,南部则相对较弱。白垩系保安群未完全胶结的砂岩中发育的原始孔隙保存完好,多数未被充填,成为主要的储水和导水空间,使得同一层位的含水介质总体比较均匀,地下水赋存也相对较为均一。白垩系保安群中的岩石裂隙总体数量不多,但在砂岩中尤其在南部地区成岩作用较好的砂岩中,裂隙的贯通性较好,裂隙在导

水尤其是越层导水方面也起一定作用。

白垩系含水层系统的边界按其空间分布可划分为侧向边界和垂向边界两大类。侧向边界按水文地质特征及其在水平方向上与相邻地下水系统之间的水力联系,又可分为隔水边界、侧向排泄边界、侧向补给边界3类。其中,盆地东部边界南段、南部边界、西边界中段和北部边界东段为隔水边界,由白垩系与侏罗系接触边界和断裂接触边界构成;东边界北段(无定河以北)和北边界西段属侧向排泄边界;西边界南段六盘山群与区内白垩系(保安群)对接,区外岩溶水对白垩系地下水有一定的侧向补给,为补给边界(图5)。

垂向边界可分为底部边界和顶部边界。底部边界为下伏侏罗纪地层,岩性以泥质岩石为主,透水性差,渗透系数一般小于0.05m/d;部分地区为砂岩,但因其胶结好、岩石结构致密、透水性弱,渗透系数一般为0.05~0.01m/d;与白垩系砂岩的渗透系数(0.5m/d)相比相差10倍以上,可视为相对隔水边界。顶部边界是在自然与人为活动的影响下,发生着各种水量、能量和物质的交换,包括大气降水入渗、地表水补给与排泄、农灌回归水入渗、潜水蒸发等,可视为物质和能量的交换边界。

在盆地中部近东西向展布的白于山地表分水岭北麓(靖边—安边—定边一带),是盆地南北白垩系相变的过渡区域,它对盆地南北两侧的沉积环境、岩性结构、岩相古地理起到显著的控制作用,并存在着明显的差异(孙永明等,2004;谢渊等,2003),从而在很大程度上导致了地下水赋存条件、水质、富水性南差北好的区域性变化特征。以此为界将白垩系碎屑岩裂隙孔隙含水层系统进一步划分为北部沙漠高原单一结构含水层亚系统和南部黄土高原多层结构含水层亚系统。

2.2.2.1 北部沙漠高原单一结构含水层亚系统

分布在白于山地表分水岭北麓的以北地区,地貌上为沙漠高原,地形起伏较小。含水层系统以白垩系河流相的砂岩和砾岩为主,岩石呈半胶结状态,结构疏松,岩性单一,孔隙发育,泥质含量较少,沉积韵律不明显。在区域上没有连续稳定的隔水层,总体上构成大厚度(最厚达1000m以上)单一的含水层亚系统。大气降水为该系统地下水的主要补给源,地下水流向受地表水文系统控制,由地形较高的地表分水岭(东胜梁、四十里梁等)向盆地周边的都

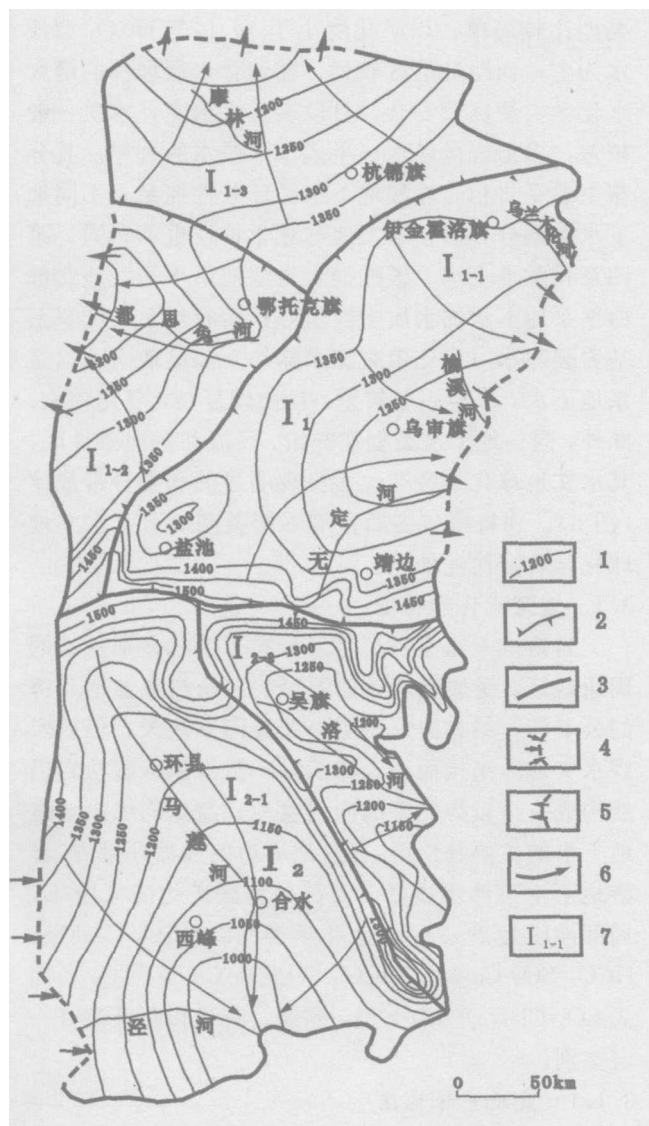


图5 白垩系地下水系统结构模式图

Fig. 5 Conceptual model of groundwater systems in the Cretaceous Basin

1. 等水位线; 2. 系统分区界线 (地表分水岭); 3. 隔水边界; 4. 侧向补给边界; 5. 侧向排泄边界; 6. 地下水径流方向; 7. 地下水系统代号

思兔河、摩林河、无定河和乌兰木伦河等水文系统汇集,以蒸发的形式和向地表水系统排泄。在区域上因无稳定的隔水层,上部第四系地下水与下伏白垩系地下水水力联系密切,所以构成了巨厚的统一含水层。系统内大部分地区水质较好,矿化度一般小于 1g/L ,以重碳酸盐型水为主,西部和北部边缘地带水质较差,矿化度一般小于 $1\sim 3\text{g/L}$ 。总体上,白垩系含水层分布广、埋藏浅、厚度大,补给条件较

好,地下水丰富,水质优良,是开发利用地下水的有利地段。

第四系不连续的沉积在下伏地层之上,为高原型不连续的孔隙潜水,主要分布在白于山北麓的定边、安边和靖边山前平原(亦称“三边平原”)和陕西和内蒙古交界处,以松散岩类孔隙水为主。含水介质为上更新统萨拉乌素组,也包括更新统和全新统不同时代的冲洪积层和风积层,含水层岩性以粉细砂为主,其厚度受古地形控制,在靖边平原含水层厚度超过 100m ,定、安平原为 $50\sim 100\text{m}$,陕西和内蒙古交界处的风沙滩地区,在古河槽及古洼地中心厚度一般 $60\sim 80\text{m}$,局部达 140m ,单井出水量 $1\,000\sim 3\,000\text{m}^3/\text{d}$,矿化度小于 1g/L 。

2.2.2.2 南部黄土高原多层结构含水层亚系统

分布于盆地南部黄土高原,地表水系切割强烈。白垩系含水层系统中泥质含量较高,沉积韵律清楚,地层分层明显。在环河组顶部和底部分别分布有厚达 $20\sim 160\text{m}$ 不等的泥岩,共同构成了该亚系统区域性隔水层,从而将白垩系含水层系统分隔为三个相对独立的含水岩组,自下而上依次为洛河含水岩组、环河含水岩组和罗汉洞含水岩组。洛河组含水介质为沙漠相的中细砂岩,含水层厚度为 $20\sim 160\text{m}$,埋藏深度为 $400\sim 800\text{m}$,结构疏松,孔隙率较高且连通性比较好,地下水赋存条件优越,为盆地南部的主要含水层。在东部和南部边缘地带地下水水质较好,矿化度一般小于 1g/L ,其它地带为 $1\sim 3\text{g/L}$ 。环河组含水介质以湖相泥岩为主体,间夹砂岩和膏盐层,含水介质致密,泥质含量高,因而地下水赋存条件较差,常构成区域上的隔水层或弱含水层,由于含水介质含盐量高,水交替滞缓,地下水水质普遍较差,矿化度一般为 $2\sim 4\text{g/L}$ 。罗汉洞含水岩组由沙漠相砂岩构成,分布范围较小,受后期侵蚀改造其厚度变化很大,水质、水量变化复杂,矿化度一般为 $2\sim 4\text{g/L}$ 。

在白垩系含水系统之上为大面积的新近系泥岩和第四系黄土所覆盖,由于地形切割强烈,多形成各自相对独立的地下水系统,除黄土塬区(如西峰塬)有比较连续的黄土含水层,具有一定开采价值外,其它地区地下水多处于疏干状态。第四系黄土层地下水与白垩系地下水无直接的水力联系。白垩系地下水主要在上游地区受地表水的线状补给和西南边界的侧向补给,地下水流场不受地形控制,地

下水从盆地周边向侵蚀基准面(泾河和洛河河谷)方向汇集排泄,具有较典型的承压自流水盆地特征。

2.3 石炭系—侏罗系碎屑岩裂隙与上覆松散层孔隙含水层系统

石炭系—侏罗系碎屑岩类裂隙含水层系统空间上位于下伏碳酸盐岩类岩溶含水层系统和上覆白垩系碎屑岩类裂隙孔隙含水层系统之间,分别以石炭系底部铝土质页岩和侏罗系顶部泥岩为其区域性隔水层。岩性以砂、泥岩互层为主。砂岩一般成岩胶结较好,原生孔隙少,其储水导水作用有限,通常以各种裂隙(包括构造、层面、风化等)及次生孔隙储水导水为主。随地层从新到老,埋藏从浅到深,孔隙的储水导水作用渐弱,裂隙的储水导水作用更加突出,造成地下水赋存极不均匀。石炭系—侏罗系在鄂尔多斯盆地内部分布连续,但由于受地层岩性和埋藏深度等条件的制约,该含水层系统总体上构成非径流型盆地。在盆地的中西部地区,石炭系—侏罗系碎屑岩被白垩系(保安群)覆盖,地层埋藏深(盆地中央顶面埋深最深超过1200m),无现代大气降水和地表水补给的可能,加上受石油、煤炭沉积环境的影响,水量不大,水质差,一般无开采价值。在盆地东部该碎屑岩层出露及浅埋区,含水层多被地表水系切穿,地下水可以接受大气降水和地表水的补给,但一般仅在浅部风化带(埋深50~100m以内),尤其在河谷地带常与上覆第四系冲积层地下水构成一体,水量相对较丰,水质较好,这对于水资源十分短缺的黄土丘陵区城镇的供水具有重要意义。此外,在陕北局部地区由于侏罗系煤层自然形成烧变岩带,孔洞和裂隙发育,在地下水补给和储存有利部位,水量较丰,水质较好。

在陕北风沙滩地区,上覆第四系萨拉乌苏组含水层亚系统(刘平贵等,2002),含水介质为冲湖积粉细砂,厚度一般60~80m,局部达140m,单井出水量1000~3000m³/d,矿化度小于1g/L,是陕北能源化工基地主要的供水目的层之一。

3 区域水文地球化学特征

受气候、地形、地质构造、地层岩性、沉积环境、上覆岩层特性及补给循环条件等因素的影响,鄂尔多斯盆地的水文地球化学特征十分复杂,但总体表现为接近补给区和含水层浅埋区,地下水水化学

类型比较简单,以矿化度小于1g/L的HCO₃型淡水为主;而距补给区较远、随着含水层埋深的增大水化学类型比较复杂,且以多元水为主,水质一般较差,多形成微咸水—半咸水—咸水的规律。其分布主要受岩相岩性和地下水循环条件控制,不同地下水类型分布区,水文地球化学特征也不相同。第四系孔隙地下水、碳酸盐岩岩溶地下水和盆地北部白垩系地下水的水质多数较好;而石炭系—侏罗系基岩裂隙水(风化带裂隙水除外)和盆地南部白垩系地下水,水质一般较差,且比较复杂,变化较大。此外,同一地下水类型在补给、径流和排泄条件区,其水文地球化学特征也多呈现明显的水平分带规律(图6)。现将鄂尔多斯盆地不同类型地下水水文地球化学特征简述如下。

3.1 岩溶水化学特征

岩溶地下水呈“U”字形分布于鄂尔多斯盆地的周边地区,受加里东运动的影响,虽然在盆地北部的公卡汗—纳林淖—东胜—一线奥陶系缺失,但就宏观水文地质结构而言,寒武系—奥陶系碳酸盐岩仍然构成一个较为完整的向斜盆地。盆地周缘山地是地下水的主要补给区,在盆地周边的浅循环带内,岩溶地下水总体水质好,大部分地区矿化度<1g/L,局部地段为2~5g/L;水化学类型以HCO₃-Ca-Mg、HCO₃-SO₄-Ca-Mg、HCO₃-SO₄-Na-Ca型为主,局部为SO₄-Cl-Na(-Mg)型,东缘、南缘和西缘尚有一定差别。

3.1.1 盆地东缘地区

主要指位于吕梁山西侧的天桥和柳林泉域,区内的岩溶地下水水化学特征具有明显的水平(自东向西)分带规律。一般而言,碳酸盐岩出露及浅埋的吕梁山西侧地区是岩溶地下水的主要补给区,地下水水质除受补给源水质影响外,主要与地下水运移过程中对岩石的溶滤作用有关。岩溶地下水从补给区到排泄区,矿化度逐渐升高,即从小于0.5g/L~0.5~1g/L~1~1.5g/L~1.5~2g/L,水化学类型由HCO₃型向HCO₃·SO₄型或HCO₃·Cl型、再向SO₄型或Cl型过渡。向西至黄河河谷及以西地区,是岩溶地下水缓慢循环带—滞流带,加之地层含盐量高,岩溶水的矿化度多超过2g/L,有的可高达10g/L以上,水化学类型以SO₄或Cl型为主。

3.1.2 盆地南缘地区

主要指渭北及河津—韩城地区。该区北部为灰

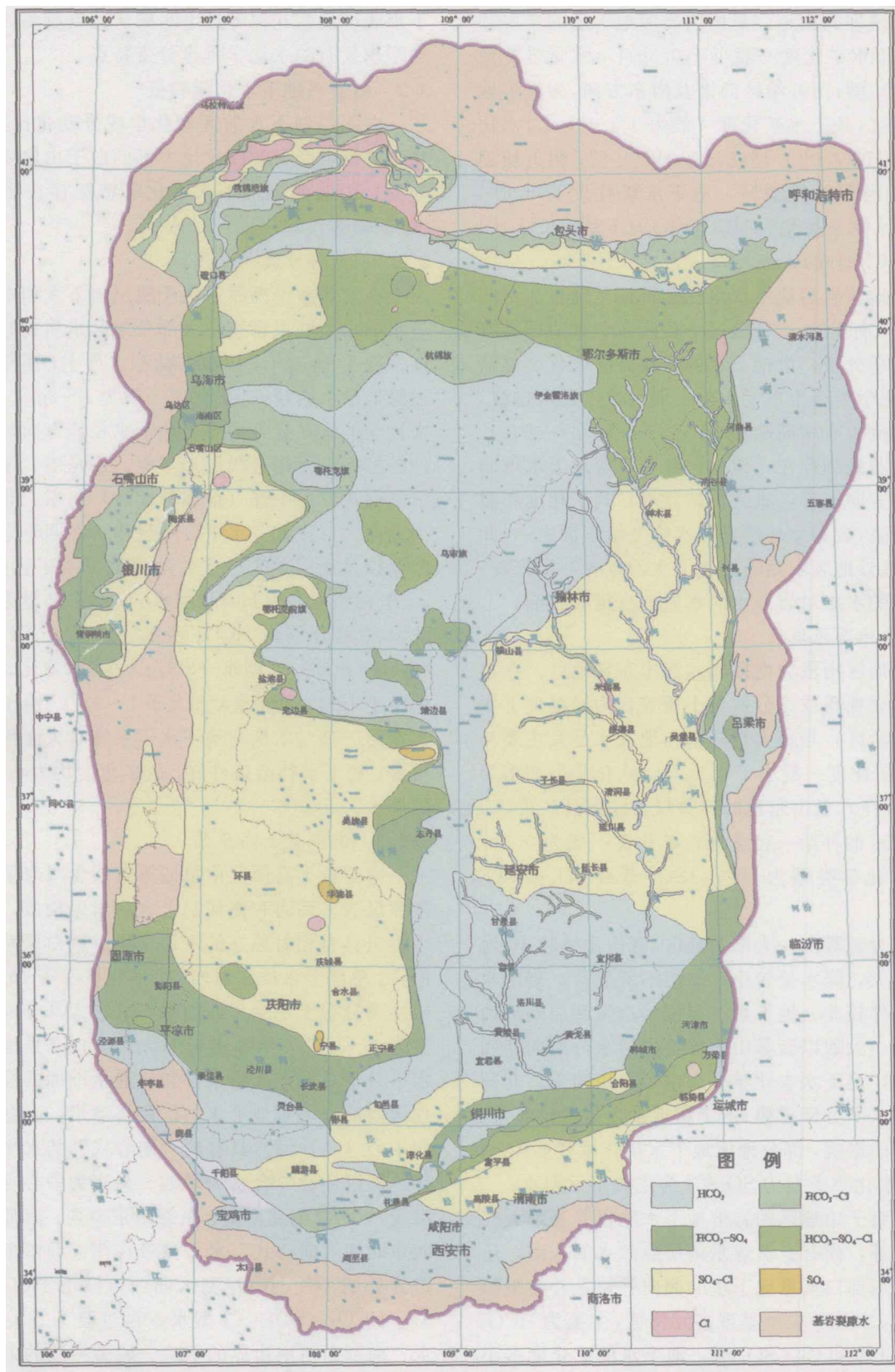


图 6 鄂尔多斯盆地水化学类型图

Fig.6 Hydrogeochemistry map of the Ordos Basin

岩裸露或浅埋的山地,是区内岩溶地下水的主要补给区,地下水矿化度一般小于 0.5g/L,水化学类型多为 HCO_3 型;由补给区向南及南东方向,为岩溶地下水径流区,地下水矿化度一般为 0.5~1g/L,水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型或 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 型;附近切割含水层的河谷为排泄区,地下水矿化度为 0.6~1.2g/L,水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型、 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型或 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型。

南缘地区岩溶地下水水化学特征呈现自北(北西)而南(南东),从补给区—径流区—排泄区具有明显的水平分带,沿地下水的径流方向矿化度逐渐增加,水化学类型由单元水向二元水或三元水过渡,地下水温度也有增高趋势(从 10℃~30℃~46℃)。由于构造断裂的存在,该地区部分岩溶地下水可向南或南东方向运移,进入汾渭盆地,其矿化度和温度可能更高,成为盆地深部热水的补给来源之一。此外,由于区外地表水是岩溶地下水的重要补给来源,故地表水的水质对岩溶水的水质也有重要影响。

3.1.3 盆地西缘地区

西缘地区南段为南段属六盘山东麓地区。在六盘山区灰岩裸露或部分被黄土覆盖,为岩溶地下水的主要补给区,当地大气降水和地表水是其主要的补给来源,矿化度一般小于 0.5g/L,水化学类型多为 HCO_3 型;在六盘山东麓的三关口—泾源县一带,为岩溶地下水的补给—径流区,矿化度一般为 0.5~1g/L,水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型或 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3$ 型。

中段为云雾山—太阳山地区。区内山体狭小,地形高差不大,降水量较小,岩溶不甚发育,岩溶水的补给条件较差。地下水主要沿构造带和层间溶蚀裂隙运动,大致以云雾山为界,岩溶水分别向北和向南运移,地下水水化学呈现由云雾山向南、北两侧向背的水平分带规律。由于新近系含盐量较高,受溶滤作用的影响,部分地区地下水矿化度较高(2~5g/L),水化学类型为 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 为主的多元型水。

北段桌子山地区的岩溶地下水除接受当地大气降水补给外,尚有上覆煤系地层裂隙水的入渗,还有少量的东部白垩系地下水的侧向补给,补给来源比较复杂,水化学类型呈现多元特征,主要为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型和 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型,地下水的矿化度多小于 1g/L。

此外,受地层岩性和水循环条件控制,岩溶地

下水表现出越往深部地下水的矿化度越高,水化学类型越复杂的水化学垂直分带特点。

3.2 白垩系地下水化学特征

白垩系地下水的区域化学成分变化比较复杂,其主要特点是大致以盆地中部的白于山地表分水岭为界,南北两侧地下水水化学特征存在明显差异(李云峰等,2004)。

3.2.1 北部沙漠高原区

在北部沙漠高原区由于浅层地下水和中深层地下水的水力联系密切,大部分地区水质较好,矿化度一般小于 1g/L,以重碳酸盐型水为主,西部和北部边缘地带水质较差,矿化度一般为 1~3g/L。地下水水化学的水平分带主要受地下水径流方向和补给条件的控制,无论是浅层地下水,还是中、深层地下水均存在着由中部(地表分水岭)向东、北、西三个方向“背离式”水平分带规律,在四十里梁—东胜梁以及新召地表分水岭地区地下水矿化度 < 1g/L,水化学类型为 HCO_3 型水。向西部都思兔河和向北摩林河分别由 HCO_3 型水→ $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型水→ $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型水→ $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型水演化。矿化度由小于 1g/L 逐渐增大到大于 1~3g/L。由于东侧的无定河—乌兰木伦河地下水子系统有大面积风积沙覆盖,地下水补给条件好,故矿化度均为小于 1g/L 的淡水。

3.2.2 南部黄土高原区

南部黄土高原区由第四系黄层含水岩组和白垩系罗汉洞、环河和洛河三个含水岩组构成,每个含水岩组具有相对独立的水化学场。就白垩系地下水而言,总体上水质相对较差,矿化度小于 1g/L 的区域主要分布于东缘和西南缘,其它大部分地区矿化度为 1~3g/L,局部达 5~10g/L。白垩系地下水的水平分带总体上补给条件和排泄基准面的控制,马莲河南部白垩系地下水的汇集排泄带,自盆地周边向中心(马莲河)具有的“向心式”的水平分带规律。即以环县—合水—华池—吴旗为中心(马莲河沿线),北部由北向南、东部由东向西、南部由西南向东北的“向心式”水平分带规律:即由东部由东边界处的小片 HCO_3 型水向西过渡为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型→ $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型水,再过渡为 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型水;南部由西南边界的平凉—麟游一线的 HCO_3 型水向东过渡为彭阳—西峰—旬邑一线的 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型水,再过渡为庆阳—合水一带的 SO_4 型水,至

环县—华池一带的 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型水。矿化度也由低渐高(小于 $1\text{g/L} \sim 5\text{g/L}$), 形成以马莲河为中轴线, 东南—西北走向的矿化度峰值“脊梁”, 矿化度值均 $> 3\text{g/L}$, 高者其南端在华池县与庆城县之间的悦乐镇一带, 矿化度 $> 5\text{g/L}$ 。

值得说明的是: 白垩系上覆地层的岩性结构和物质组成, 是影响白垩系地下水化学成份的重要因素之一。盆地北部沙漠广布, 风积沙既有利于大气降水的入渗补给, 又大大降低了干旱气候条件下的蒸发消耗, 因而形成了大面积低矿化的淡水; 盆地南部大部分地区被第四系黄土和新近系泥岩所覆盖, 不利于降水的直接入渗补给, 地下水的水质一般都较差; 而在盆地西部含盐量很高的新近系覆盖层之下, 白垩系地下水的水质均较差。

此外, 包括白垩系含水岩系在内的各含水岩组地下水水化学在补给区和排泄区分别具有自上而下和由深至浅的垂向分带规律。但由于盆地南北在水文地质结构和地下水循环特点上的差异, 导致地下水水化学组分在垂向上表现出不同的分布规律。盆地北区分水岭一带及以东地区, 地下水水化学在垂向分布上以“均一性”为特征, 垂直分带规律并不明显; 分水岭西侧的盆地西部和北部边界地带地下水水化学存在一定的垂直分带特点。而盆地南区地下水水化学组分的浓度在垂向上“分层性”明显, 盆地边界的地下水补给区和盆地中心地下水排泄带垂直分带规律较为典型。

3.3 石炭系—侏罗系上覆第四系地下水化学特征

在区域上为石炭系—侏罗系基岩裂隙含水系统, 上覆不连续的第四系松散层孔隙含水系统。其特点是第四系松散层孔隙水水化学类型简单, 为 HCO_3 型, 矿化度一般小于 0.5g/L , 水质良好。下部石炭系—侏罗基岩裂隙水, 由于含水介质复杂多变, 地层中又富含煤、油、气、油页岩等矿产, 沉积环境造成含水地层本身含有较高 SO_4 成分, 往往导致地下水中 SO_4 增多。在局部构造条件下, 水、气、油共聚, 形成具强烈硫化氢气味的高矿化水, 总体上水质极差。在不同的地段由于沉积环境和埋深条件的差异, 地下水的交替循环速度不同, 其水化学特征也不尽相同。另外, 在陕北局部地区由于侏罗系煤层自燃形成烧变岩带, 孔洞和裂隙发育, 主要接受上覆第四系孔隙水的补给, 其水化学特征与上覆含水层相同, 水质较好。

3.3.1 第四系地下水化学特征

第四系松散岩类孔隙含水层包括萨拉乌苏组地下水、黄土层地下水和沟谷冲积层地下水。萨拉乌苏和黄土层地下水主要接受当地的大气降水补给, 由于地形切割强烈, 地下水径流途径短, 排泄条件较好, 水交替循环作用强烈, 且含水层的易溶盐含量一般较低。因此, 这两种类型的地下水化学成份较简单, 水化学类型主要为 HCO_3 型, 矿化度一般小于 0.5g/L , 水质良好。

第四系冲积层地下水的补给来源较多, 水化学成份相对较为复杂。通常情况下, 粗颗粒的含水层, 地下水流速快, 流程短, 排泄畅通, 地下水水化学类型以 HCO_3 型为主, 矿化度于 1g/L , 水质普遍较好。局部地段受下伏高矿化碎屑岩裂隙水的影响, 水质变差, 如无定河鱼河镇河段受下伏三叠系高矿化裂隙水的顶托补给, 矿化度高达 $5 \sim 15\text{g/L}$, 水化学类型为 Cl 型。

3.3.2 石炭系—侏罗系地下水化学特征

在当地侵蚀基准面以上的碎屑岩类裂隙水(包括烧变岩裂隙—孔洞水)。大气降水是其唯一补给来源, 由于含水层分布位置高, 径流途径短, 排泄条件好, 水化学类型为 HCO_3 型, 地下水矿化度多小于 1g/L 。其中, 烧变岩裂隙—孔洞水矿化度仅 0.2g/L 左右, 是全区矿化度最低的地下水。在当地侵蚀基准面以下的碎屑岩类裂隙水, 主要接受上覆各类地下水的垂向补给, 其水化学特征受地层中易溶盐含量和水交替循环作用强度控制, 在平面上和垂向上都表现出明显的变化规律。

平面上, 横山—神木一线以北以及延安—延川一线以南地区, 水化学类型主要为 HCO_3 型, 地下水矿化度一般小于 1g/L ; 局部地段地下水水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型和 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$ 型, 矿化度为 $1 \sim 3\text{g/L}$ 。横山—神木一线以南到延安—延川一线以北的中间地区, 地下水水化学类型多较复杂, 矿化度较高。其中延安—马蹄沟镇—鱼河镇以东为三叠系上统碎屑岩, 地下水矿化度一般 $10 \sim 50\text{g/L}$, 水化学类型为 Cl 型; 以西为侏罗系中统碎屑岩, 地下水矿化度 $1 \sim 10\text{g/L}$, 水化学类型有 SO_4 型、 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型和 $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4$ 型。

垂向上, 在碎屑岩的风化带内(一般厚度小于 $30 \sim 50\text{m}$), 次生孔隙和裂隙发育, 水交替循环作用较强烈, 地下水水化学类型以 HCO_3 型为主,

矿化度多小于 1g/L。风化带以下,随深度增加,地下水矿化度可以由不足 1g/L 增至 10g/L 以上,局部达 46g/L;水化学类型也由 HCO_3 型转变为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型、 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型、 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$ 型、 Cl 型。

4 区域地下水循环规律

4.1 地下水循环总体特征

区域地下水循环与演化关系到地下水的资源属性(文冬光,2002),是地下水资源评价与生态环境保护的基础性问题。鄂尔多斯盆地地下水的循环与演化受控于现代地貌、水文系统和古环境的演化等诸多因素。尤其是新生代以来,构造活动和不均匀的抬升,形成了盆地以东、南和西三边被山地环绕的现代高原地貌景观,山地海拔高程为 1 000~2 800m,盆地主体高程为 1 000~1 700m。黄河干流呈“几”字型沿盆地周边的西、北、东三面环绕流过。黄河从西北侧青铜峡流进本区的河水面标高在 1 120m 左右,从东南角的潼关一带流出区内的河水标高在 320m 左右,水位总落差达 800m。上述特点总体上控制了盆地地下水的循环与演化规律,盆地地下水主要起源于大气降水(杨郛城等,2004;马致远,2005),并直接或间接的接受其补给,地下水与地表水之间在局部地段发生相互转化(武选民等,2006)。除北部沙漠高原局部的内流区外,不同的地下水系统从各自的补给区向当地或区域排泄基准面方向径流,最终以黄河及其支流作为地下水的排泄基准面。

地下水径流方向除东部吕梁山区和西南部六盘山区的岩溶水从山区向盆地方向(内部)运移外,其余总体上均从盆地(高原)中部向周边(外部)方向运动。地下水除局部向盆地外围的新生界断陷盆地排泄外,绝大多数在盆地周边及盆地内的黄河及其支流切穿含水层部位以泉、渗水及谷坡蒸发等方式排泄。在不同含水层系统地下水的径流通道并不相同,松散岩类多以孔隙为主,含水层为层状;碎屑岩类有以裂隙为主和以孔隙为主之分,前者呈脉状或网状,后者似层状;碳酸岩盐类多以岩溶和裂隙为主,视岩溶和裂隙的发育程度可分为似层状、网状和脉状几种。盆地地下水通常以顺层(水平)径流为主,在运动过程中可在同一含水层系统内发生

地下水与地表水的转换,也可在不同含水层系统之间发生水的交换。但是,在白垩系自流盆地内,尤其在其北部沙漠地区,地下水的越层(垂向)径流比较突出,形成补给区(或补给期)部分浅层地下水可以向下越流补给深层地下水,排泄区(或排泄期)部分深层地下水可以向上越流通过浅层地下水蒸发排泄。此外,随着盆地内地下水开发利用程度的提高,人工开采已经成为盆地地下水的重要排泄方式。

鄂尔多斯盆地作为一个大型地下水盆地,按照现代地下水循环的理论与方法,并结合区内水文地质条件,总体上可将盆地地下水的循环系统划分为浅部径流开启带和深部滞流封闭带(王德潜等,2005)(图7)。浅部径流开启带主要包括第四系孔隙水系统、白垩系地下水系统、岩溶水系统和石炭系—侏罗系碎屑岩类裂隙水系统的浅部,循环深度 100~1 800m 不等。根据循环深度,在不同的地下水系统可进一步划分为浅循环系统、中间循环系统和区域循环系统。深部地下水滞流封闭带主要包括盆地深部的寒武系—奥陶系碳酸盐岩类岩溶含水系统和石炭系—侏罗系碎屑岩类裂隙含水层系统的深部,一般埋深在 300~1 800m 以下。鄂尔多斯盆地内浅部径流开启带和深部滞流封闭带的界限基本上也是地下淡水(含微咸水)和咸水的界限,浅部地下水径流开启带的地下水与现代大气降水或多或少地存在一定的联系,是目前勘查研究和开发利用的主要对象。当然,其间的界限也不是完全固定的,可以随着气候演变、构造活动、地形改变及人为活动(包括开采)等因素的影响而发生变化。

4.2 岩溶地下水循环特征

寒武系—奥陶系碳酸盐岩类在盆地周边山区出露或浅埋,直接接受大气降水和地表水的入渗补给,是岩溶地下水的主要补给区。在盆地中部碳酸盐岩埋藏深度超过 4000m,又无大的区域断裂构造贯通,无论从区域水动力场、水化学场和水温场等资料分析,碳酸盐岩岩溶地下水不可能从盆地的一侧(西部)通过深循环向盆地的另一侧(东部)运移,现代岩溶地下水的积极循环交替仅在盆地周边一定深度的岩溶体内进行,在深部实际上构成一个非径流型盆地(武选民等,2006)。因此,根据岩溶地下水的埋藏条件和地下水循环规律,从盆地边缘到中心可划分为三个循环带(图8)。

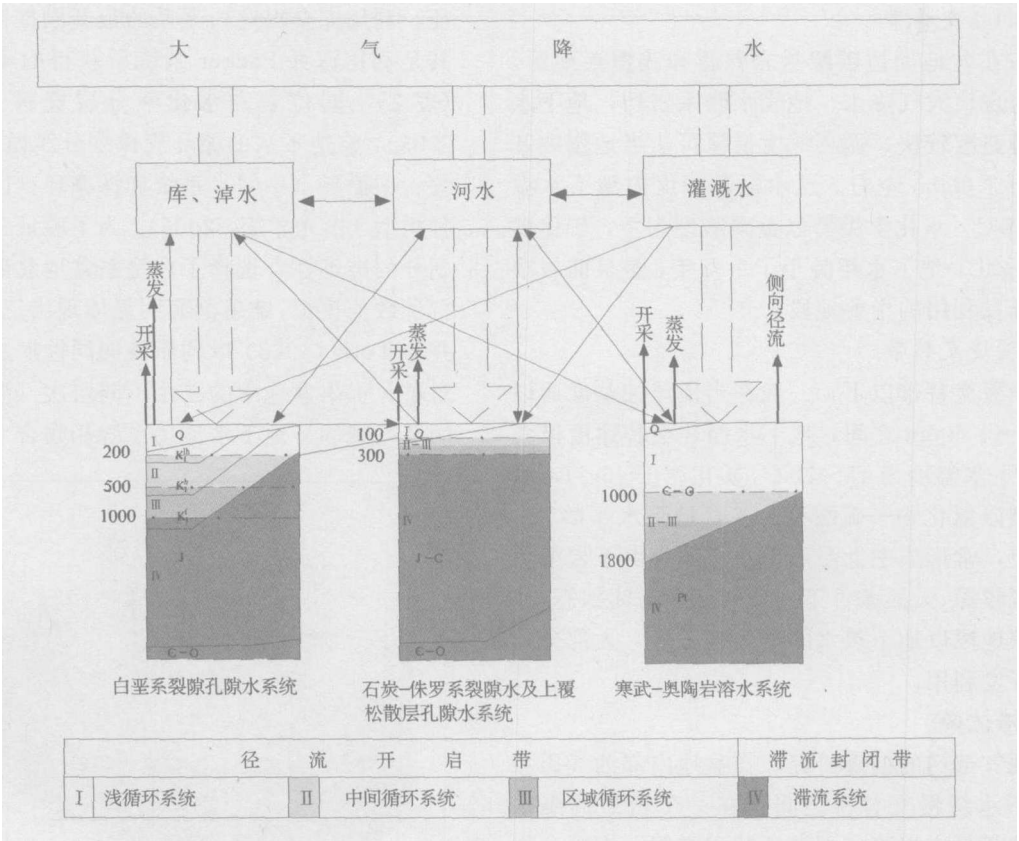


图 7 鄂尔多斯盆地地下水循环模式示意图
(据王德潜, 2005)

Fig. 7 Groundwater circulation patterns in the Ordos Basin

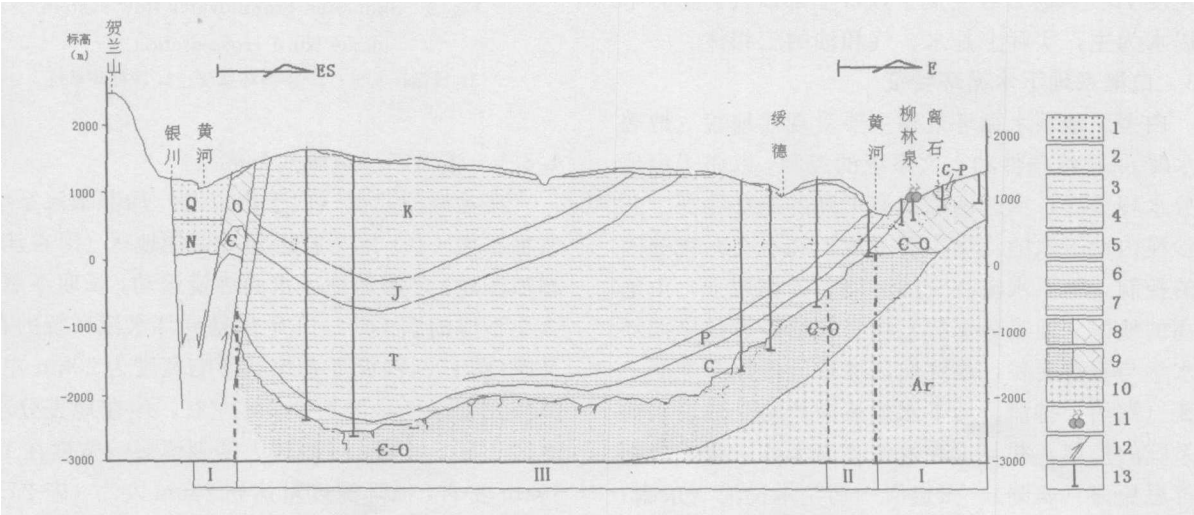


图 8 鄂尔多斯盆地岩溶水循环模式图

Fig. 8 Groundwater patterns of Karst groundwater in the Ordos Basin

1、2. 新生界；3. 白垩系；4. 侏罗系；5. 三叠系；6. 二叠系；7. 石炭系；8. 奥陶系；9. 寒武系；10. 早古生界；
11. 岩溶泉；12. 断层；13. 钻孔；14. 积极交替带；15. 缓慢交替带；16. 滞流带

4.2.1 积极交替带

分布在盆地周边碳酸盐岩裸露和浅覆盖地区,岩溶水与现代大气降水、地表水联系密切,地下水循环交替速度较快,循环深度最深可达当地侵蚀基准面以下 1 000m 左右。这个循环深度内地下水温为 10~45℃。水化学类型以重碳酸型为主,矿化度多小于 1g/L,地下水年龄小于 1 万年,是目前岩溶地下水开发利用的主要地段。

4.2.2 缓慢交替带

在积极交替带以下,一般在当地侵蚀基准面以下 1 000~1 800m 之间,地下水循环交替速度极为缓慢。地下水温度为 45~70℃,矿化度 1~5g/L,水化学类型以氯化物—硫酸型为主,地下水年龄在 1 万年以上,常形成中低温热矿水。该带由于岩溶地下水埋藏较深,天然条件下一般处于半封闭状态,目前除局部地段以地下热水的形式开采外,大部分地区尚未开发利用。

4.2.3 滞流带

据油气部门的勘查研究,在盆地内部油气田与周边地下水缓慢交替带之间存在一个密封的隔水带,其特征是古岩溶空洞被膏盐和方解石充填,岩溶水无法运移通过。本带的深度大约在现代侵蚀基准面以下 1 800~2 500m 左右,地下水为油气田古封存水,水温 90~105℃,水化学类型以氯化物型,矿化度 10~50g/L 或更高。该带上部以气为主,下部以水为主,实际上是水、气和油的三相体。

4.3 白垩系地下水循环特征

白垩系地下水循环规律主要受现代地貌(地表分水岭)、补给条件和水文系统的控制,以白于山地表分水岭为界,南北两侧具有不同的循环特征。北部沙漠内地下水的流场主要受地形和水文系统等因素的控制,地下水流在天然势能差的作用下,由地势高的地区(地表分水岭)接受补给经过浅深循环和水平与垂直交替,最终向区域最低侵蚀基准面—河流(湖泊)排泄。地下水的流向严格受地表水输出系统的控制,并与地表水的流向大体一致,分别以都思兔河(西侧)、无定河—乌兰木伦河(东侧)和摩林河(北侧)为地下水的归宿。南部黄土高原地下水流域不受地形控制,地下水流从盆地的周边向侵蚀基准面方向汇集排泄,并以泾河水系和洛河水系为地下水的归宿(图 5)。

为了更好地描述白垩系地下水的循环与演化特

征,利用完全揭穿白垩系的最新勘探钻孔资料,尤其是利用深井 Packer 系统所获得的不同深度水位(表 2)、同位素和水化学分层资料(杨郧城等,2005),将地下水的循环规律划分浅循环(局域)系统、中循环(中间)系统和深循环(区域)系统三种类型(侯光才等,2006)。为了验证三种水流系统划分的准确性,选择了白垩系盆地北部 I 号剖面进行了数值模拟,结果剖面明显体现出三级循环系统,并与 Tóth (1963)以均质各向同性潜水盆地为研究对象,提出盆地中的三个不同层次(局部的、中间的及区域的)地下水流动系统相吻合(图 9)。

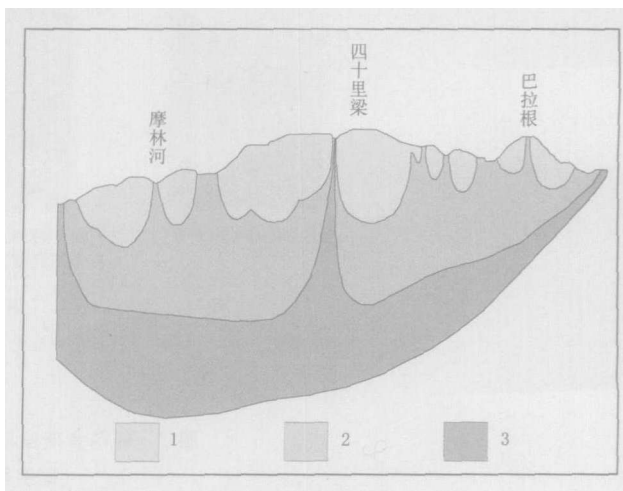


图 9 白垩系盆地 I 号剖面水流系统模拟

Fig. 9 Simulated groundwater flow system of the No. 1 cross-section

1. 浅循环系统; 2. 中循环系统; 3. 深循环系统

4.3.1 浅循环(局域)系统

在盆地的北部(白于山以北)局部水流系统是发生在梁(台)地与就近相对低洼地区(河谷洼地、湖沼洼地)之间的地下水的渗流运动,长期不涸竭、大小不等的湖(淖),几乎都是局部水流系统的直接反映(图 10)。浅循环系统的影响宽度为 20km 左右,循环发育深度一般在 200m 左右,但在地表分水岭地区(四十里梁)一些较大的湖淖影响宽度在 15~30km 左右,循环深度可达到 250m 左右(表 2)。浅循环系统特点是地下水交替强烈,更新能力强,水质最好,主要为近几十年的来大气降水补给形成的新水,地下水年龄一般小于 100 年。

4.3.2 中循环(中间)系统

相对局部水流系统而言,中间水流系统的影响

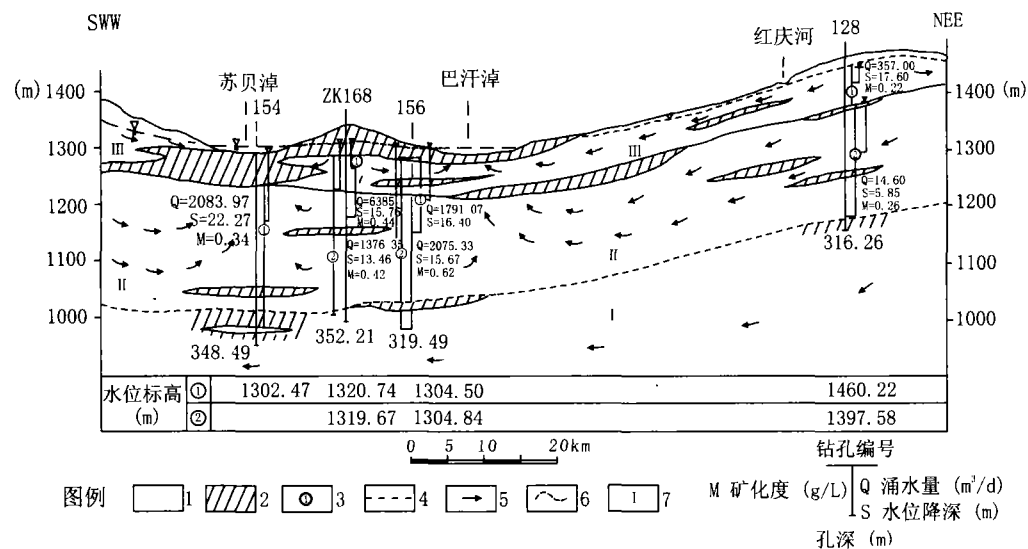


图 10 苏贝淖—红庆河剖面水流系统示意图

Fig. 10 Schematic diagram of groundwater flow system in the profile of Subeilao-Hongqinhe

1. 含水层; 2. 弱含水层; 3. 试段位置及编号; 4. 地下水位线水位; 5. 地下水流向; 6. 水流系统界线;
7. 水流系统代号; Ⅰ. 深循环 (区域) 系统; Ⅱ. 中循环; Ⅲ. 浅循环 (局域) 系统

表 2 利用 Packer 系统获得不同深度水位数据划分地下水循环深度表

Tab.2 Groundwater circulation depth definition based on the Pakcer tests

钻孔 编号	所处水文地质单元	循环深度 (m)		
		浅 循 环	中 循 环	区 域 循 环
B6	达拉图鲁地下水子系统	200	345	1 000
B8	乌兰淖地下水子系统次级地表分水岭	250	580	810
B11	大庙地下水子系统	220	550	840
B13	白于山北坡	100	250	680
B14	苏贝淖地下水子系统下游苏贝淖傍侧	150	350	750
B15	榆溪河地下水子系统上游地表分水岭	95	530	
B16	盐海子地下水子系统下游, 盐海子傍侧	120	210	500
B17	无定河地下水子系统下游	200	360	

范围广、深度大,是地下水的较积极交替带,其水质一般较好,水量较丰富。在北部的沙漠高原区,地表河流和较大的湖泊是中间水流系统地下水的排泄基准面。该循环系统的影响宽度在 40~80km 左右,循环深度最大达 580 m。地下水年龄一般小于 5000 年,局部为 5 000~20 000 年之间,并随着所处的区域位置和地下水的形成条件的变化而变化。

4.3.3 深循环 (区域) 系统

这种循环系统影响宽度最大,一般在 120km 以上,循环的发育深度达到白垩系底界,在地表分水岭地区和白垩系较厚地区,其循环的深度达 50~1 000m。地下水的径流交替十分缓慢,在北部沙漠高原区,地下水的水质较好,矿化度一般小于 1g/L,地下水的¹⁴C 年龄一般为大于 5 000 年,在地表分水岭地区及盆地的东部地区小于 5 000 年;南部黄土高原区,地下水的水质较差,矿化度一般为 1~3g/

L, 地下水 ^{14}C 年龄东部地区小于5 000年, 西部为5 000~30 000年之间。

4.4 石炭系—侏罗系与上覆第四系地下水特循环特征

石炭系—侏罗系地下水的循环主要受地层岩性及出露区地形地貌等因素控制, 由于地下水赋存和补给条件总体较差。地下水积极交替带仅分布基岩裸露区或浅埋区的强风化带内, 并多与上覆冲积砂砾石孔隙水组成统一含水层。积极交替带发育深度为50~100m; 通常100~300m为缓慢循环带; 300m以下为滞流带。

盆地北部第四系萨拉乌苏组含水层, 主要接受大气降水补给, 向就近的地形低洼处(湖淖)和河流排泄。由于地下水径流路径较短, 水循环积极, 水质优良, 用CFCS法测得地下水的年龄在几年至20年左右, 地下水更新能力强。值得说明的是在盆地北部由于大部分地区被风积沙覆盖, 风积沙对地下水形成与演化有着特殊的水文地质意义。它的作用主要表现在三个方面: 一是由于风积沙颗粒较粗, 结构疏松, 有利于降水入渗补给, 其补给强度与风积沙覆盖面积与厚度有关, 一般覆盖面越大, 越厚, 越有利于地下水的补给。勘查工作中在内蒙古乌审旗河南乡对潜水入渗与蒸发强度进行了原位试验, 获得风积沙的次降雨入渗补给系数高达0.81。二是起到良好储存和调节作用, 它将“脉冲式”的瞬时降水补给, 迅速储集起来, 经风积沙的调节转化为对下伏含水层稳定补给。据记载, 1972年8月1日地处毛乌素沙地的乌审旗境内, 10h内降雨量达1 400mm, 尚未形成地表径流, 而是很快渗入风积沙

中; 三是有效地抑制了潜水的蒸发, 据试验结果, 风积沙的平均毛细上升高度仅有52cm, 当地下水位埋深大于这个深度时, 潜水面不受蒸发的影响, 有效地保护地下水源。

第四系黄土层地下水循环特点是, 在塬、梁、峁地区接受大气降水入渗补给后, 向地形相对低洼的周边地区径流, 以泉的形式泄于河谷之中, 在每个塬、梁、峁均构成一个相对独立的局域水流系统, 地下水循环积极, 用CFCS法测得地下水的年龄小20年, 说明地下水水交替速度快, 更新能力强。

5 鄂尔多斯盆地地下水资源与利用前景

5.1 地下水资源总量

采用水均衡法和数值法(部分地区), 对鄂尔多斯盆地地下水资源进行系统计算与评价。鄂尔多斯全盆地地质地地下水补给资源量为 $104.79 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $57.92 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 实际开采量为 $10.49 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 开采潜力为 $47.43 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ (表3)。开采潜力较大的地区主要包括盆地东缘和南缘的岩溶地下水, 盆地西北部白垩系地下水, 东北部第四系孔隙水和黄河及其支流河谷区的地下潜水。根据地下水补给、含水层供水能力等开采条件, 圈定出具有开采前景的水源地161处。其中, 可建立大型以上的水源地达42处。初步评价结果表明, 161处水源地全部建成后, 累计供水能力可达 $22 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可基本满足能源基地近期和中期建设的水资源需求(侯光才等, 2006)。

表3 鄂尔多斯盆地不同类型地下水资源量表 ($10^8 \text{m}^3/\text{a}$)

Tab. 3 Groundwater resources in terms of groundwater type in the Ordos Basin ($10^8 \text{m}^3/\text{a}$)

地下水类型	面积 (万 km^2)	补给资源量	可开采资源量	实际开采量	开采潜力
岩溶水	7.35	13.46	10.87	2.01	8.86
白垩系裂隙孔隙水	13.21	70.03	42.41	7.29	35.12
石炭系—侏罗系裂隙水	6.29	11.28	1.88	0.25	1.63
第四系孔隙水	1.35	10.02	2.76	0.94	1.82
合计	28.20	104.79	57.92	10.49	47.43

5.2 不同类型地下水资源

不同类型地下水分布区水文气候、地质与水文

地质等自然条件的差异, 导致盆地内各类型地下水资源量存在明显差别。岩溶水资源占地下水总资源

量的 19%，白垩系地下水占 70%，石炭系—侏罗系裂隙水占 2%，第四系萨拉乌苏孔隙水占 9%。

5.2.1 岩溶地下水资源

岩溶地下水补给资源量为 $13.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，可开采资源量为 $10.9 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，现状开采量为 $2.0 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，尚有 $8.9 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 的开采潜力。在岩溶水分布区的 4 处地下水资源富集地区，可以建立不同等级的集中供水水源地 52 个，累计供水总量为 258 万 m^3/d 。不同地区岩溶水资源分布见表 4。

5.2.2 白垩系裂隙孔隙水資源

地下水补给资源量为 $70.0 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，可采资源量为 $42.4 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，已现状实际开采量为 $7.3 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，开采潜力 $35.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。其中盆地北部的沙漠高原地区地下水資源最为丰富，可采资源量

为 $35.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，占白垩系盆地可采资源量的 83%，现状实际开采量为 $6.1 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，开采潜力为 $29.0 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ；盆地南部黄土高原区地下水可采资源量为 $7.3 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，占白垩系盆地可采资源量的 17%。现状实际开采量为 $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，开采潜力为 $6.2 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ （表 5）。在白垩系地下水分布区 10 处地下水資源富集区，可建立不同等级的集中供水水源地 54 个，累计供水总量为 248 万 m^3/d 。

5.2.3 石炭系—侏罗系裂隙水資源

主要赋存在鄂尔多斯盆地中东部地区的基岩风化裂隙中，地下水补给资源量为每年 6.3 亿 m^3 ，可开采资源量为 $1.9 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，现状开采量年 0.3 $\times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ ，每年尚有 $1.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 的开采潜力。

5.2.4 第四系孔隙水資源

表 4 鄂尔多斯盆地岩溶地下水資源量统计表 ($10^4 \text{ m}^3/\text{a}$)

Tab. 4 Groundwater resources in the Karst zones of the Ordos Basin ($10^4 \text{ m}^3/\text{a}$)

分布	系统名称	子系统名称	面积 (km ²)	补给资源量	可开采资源量	实际开采量	开采潜力
盆地东缘	天桥岩溶地下水系统		14 028.99	65 106.1	59 353.9	4 872.3	54 481.6
	柳林岩溶地下水系统		8 214.469	12 854.1	8 767	2 390.4	6 376.6
	韩城—禹门口系统	禹门口泉子系统	2 653.541	5 462	4 096.5	608.6	3 487.9
		韩城水子系统	792.666	2 314.7	1 734.5	1 425.4	309.1
	富平—万荣	临猗吴王泉子系统	1 816.075	1 229.9	924	47.3	876.7
		铜—蒲—合子系统	5 854.848	23 447	18 155.3	6 468	11 687.2
	岐山—泾阳系统	筛珠洞泉子系统	392.771	6 773.9	3 374.4	533	2 841.4
		烟霞洞泉子系统	137.329	318.5	195.5	0	195.5
		龙岩寺泉子系统	911.251	7 259.6	4 714.6	227.1	4 487.6
		周公庙泉子系统	148.33	1 122.7	630.7	208.1	422.6
		扶风—礼泉水子系统	1 700.02	447.8	1 961.5	173.4	1 788.1
盆地西缘	千阳—华亭系统	清凉山水沟泉子系统	408.35	961.8	586.6	403.7	1350.5
		景福山神泉子系统	307.3	1 516.9	999.7		
		华亭马峡泉子系统	287.84	249.1	164		
	平凉—彭阳岩溶水地下水系统		3 314.8	3 308.1	1 983.6	722.2	1 261.4
	太阳山系统	太阳泉子系统	2 024.266	460.4	0	0	0
		萌城泉子系统	665.042	451	0	0	0
	黑山岩溶地下水系统		623.055	3.2	0		0
	桌子山系统	拉僧庙泉子系统	2 177.3	826.2	637	1 848	-1 211
千里沟泉子系统		250.229	135.6	135.6	135.6	0	
岗德儿山子系统		326.76	176.6	116.7	0	116.7	
千里山北端系统		702.965	217.6	154.5	0	154.5	
合 计			47 738.2	134 636.6	108 682.5	20 060	88 619.3

主要分布在盆地北部风沙滩地区、较大的河谷地区。地下水补给资源量为 $10.0 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可开采资源量为 $2.8 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 现状开采量为 $1.0 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 尚有 $1.8 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ 的开采潜力。

5.3 不同省(区)地下水资源

按各省(区)统计, 内蒙古地下水补给资源量为 $49 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $30 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$; 陕西省北部天然资源量为 $37 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $16 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$; 山西省西部天然资源量为 $9 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $7 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$; 甘肃省陇东地区天然资源量为 $7 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $4 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$; 宁夏盐池、彭阳天然资源量为 $3 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 可采资源量为 $1 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ (表6)。

5.4 不同水质地下水资源

鄂尔多斯盆地地下水水质总体较好(图11), 全盆地矿化度小于 1g/L 的淡水补给资源量为 $73 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 占地下水总补给资源量的 70%; 矿化度 $1 \sim 3\text{g/L}$ 的微咸水; 补给资源量为 $29 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 占总补给资源量的 27%; 矿化度 $3 \sim 5\text{g/L}$ 半咸水补给资源量为 $2 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 占总资源量为 2%; 矿化度大于 5g/L 的咸水补给资源量为 $0.8 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 仅占全盆地总补给资源量的 1% (表7), 其主要分布在

白于山地区、宁夏盐池彭阳地区、内蒙古西部、黄土高原区, 是我国典型的高矿化苦咸水地区之一。

5.5 鄂尔多斯盆地水资源合理开发利用与对策

5.5.1 社会经济发展对水资源的需求

鄂尔多斯盆地在我国实施西部大开发战略的总体格局中占有重要地位。“十五”期间, 地区经济得到了快速的发展, “十一五”期间, 各省(区)均对经济发展及能源基地建设都进行了规划部署。目前, 正在建设的较大规模的能源基地有: 陕西省陕北能源基地、内蒙古鄂尔多斯能源基地、宁夏宁东能源基地、甘肃省陇东能源基地和山西省晋西能源基地。根据盆地社会经济发展规划统计, 到 2010 年、2030 年生活、生态、工业、农业总需水量分别为 $72 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ 和 $90 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$ 。鄂尔多斯盆地可利用的水资源总量为 $10^4 \times 10^8 \text{m}^3/\text{a}$, 经供需平衡分析认为, 规划需水量与盆地内可利用的水资源量相比, 基本能满足 2010 年和 2030 年需水量的要求(表8)。规划需水量与目前供水能力相比, 每年分别缺水 38 亿 m^3 和 57 亿 m^3 。因此, 加快水利设施建设, 进一步加大地下水勘查力度, 通过各种渠道提高供水保障能力, 对于能源基地建设和区域社会经济发展至关重要。

表5 鄂尔多斯盆地岩溶地下水资源量统计表 ($10^8 \text{m}^3/\text{a}$)

Tab.5 Groundwater resources in the Karst zones of the Ordos Basin ($10^8 \text{m}^3/\text{a}$)

地下水系统名称			面 积 (km ²)	补 给 资源量	可开采 资源量	实 际 开采量	开 采 潜 力
系 统		子系统					
盆 地 北 部	乌兰木伦河—无定河	乌兰木伦河	2 599.35	2.10	1.47	0.22	1.25
		苏贝淖—红碱淖	8 005.09	14.05	8.90	0.49	8.41
		无定河	24 148.10	19.91	13.29	2.46	10.83
	摩林河—盐海子	摩林河	8 323.43	2.15	1.18	0.48	0.71
		盐海子	7 780.12	5.04	2.83	0.57	2.26
		亚什图沟—桃力庙海子	4 063.33	3.13	1.25	0.49	0.77
	都思兔河—盐池	都思兔河	11 459.64	5.26	3.19	0.68	2.51
		上海庙	4 123.94	1.42	0.52	0.10	0.41
		盐 池	8 451.46	4.76	2.45	0.63	1.82
	小 计			57.81	35.08	6.11	28.97
盆 地 南 部	延河—洛河		16 494.35	3.85	2.31	0.97	1.34
	泾河—马莲河		34 557.45	8.37	5.02	0.21	4.81
	小 计			12.22	7.33	1.18	6.15
合 计			132 128.22	70.03	42.41	7.29	35.12

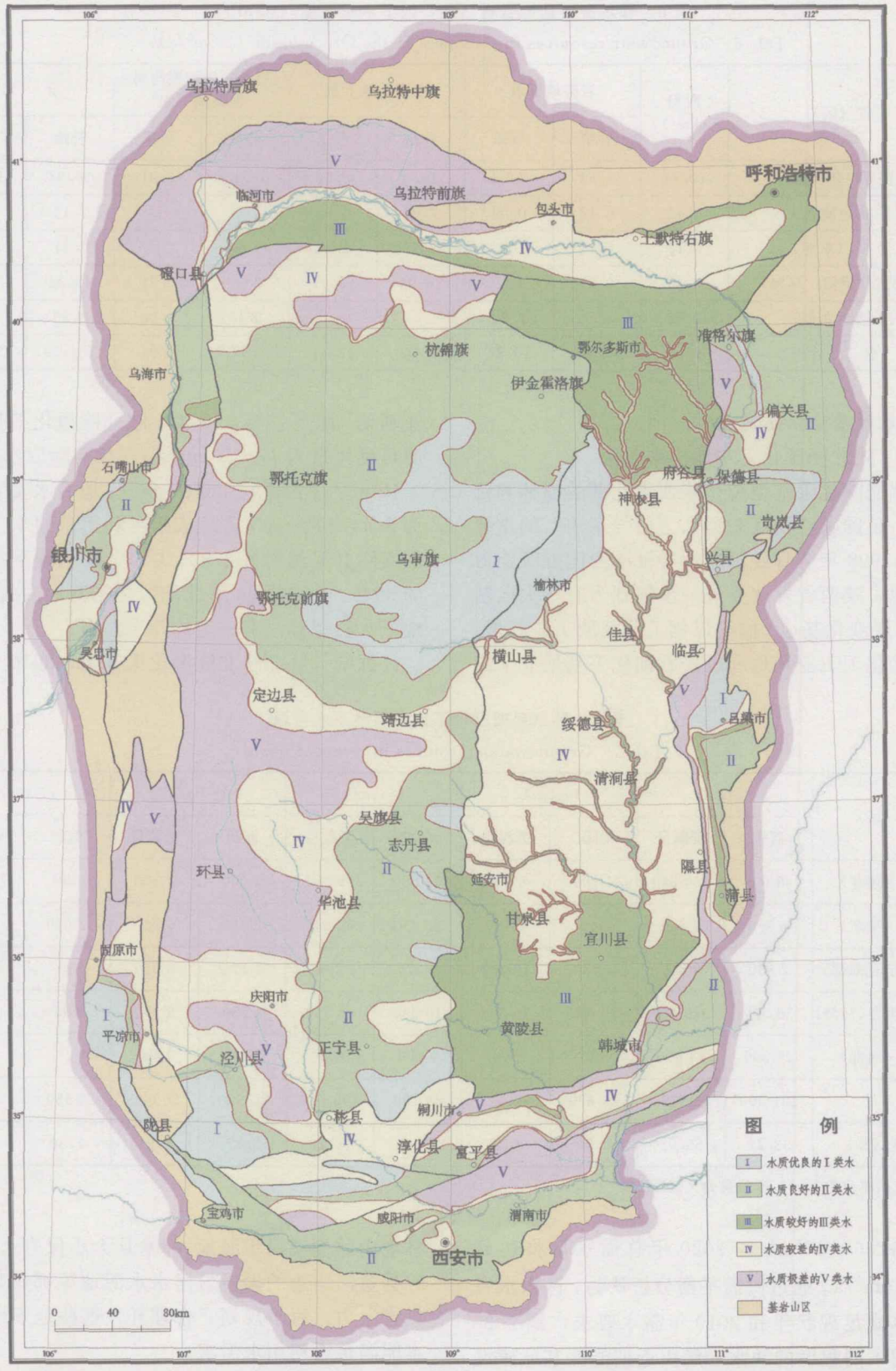


图 11 鄂尔多斯盆地地下水水质评价图

Fig.11 Groundwater quality of the Ordos Basin

表 6 鄂尔多斯盆地各省(区)地下水资源量 ($10^8\text{m}^3/\text{a}$)Tab. 6 Groundwater resources in provinces in the Ordos basin ($10^8\text{m}^3/\text{a}$)

省(区)	面积 (km^2)	岩溶地下水		白垩系地下水		石炭-侏罗系与第四系地下水		合 计	
		补给	可采	补给	可采	补给	可采	补给	可采
陕西(陕北)	10.44	4.53	3.33	14.3	8.68	18.14	3.91	36.97	15.92
甘肃(陇东)	3.46	0.12	0.02	7.02	3.91			7.14	3.93
宁夏(东部)	2.12	0.14	0.1	2.67	1.05			2.81	1.15
内蒙古(伊盟、乌海)	8.36	0.33	0.2	46.04	28.77	2.97	0.71	49.34	29.68
山西(西部)	3.82	8.34	7.22			0.19	0.02	8.53	7.24
合 计	28.2	13.46	10.87	70.03	42.41	21.3	4.64	104.79	57.92

5.5.2 能源基地供水对策

5.5.2.1 陕北能源化工基地供水对策

陕北能源化工基地位于陕西省北部的榆林和延安两市,是国家“西煤东运”、“西气东输”的重要供给地,1998年7月经国家计委批准为国家级能源化工基地。陕西省发改委进一步规划为府谷火电基地、神木煤液化基地、榆横煤化工及载能工业基地、鱼米绥盐化工工业基地和延安石油化工基地5个工

业基地(张茂省等,2004)。陕北能源化工基地水资源可利用量为 $17 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$ 。现状实际取水量仅为 $8 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,占可利用量的48%;地表水实际取水量为 $5.4 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,占地表水可利用量的55%;地下水实际开采量为每 $2.8 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,占地下水开采量的39%。由此可见,陕北能源化工基地内的地表水、地下水资源都尚有一定的开采潜力。

据统计陕北能源化工基地,2010年总需

表 7 鄂尔多斯盆地不同水质地下水资源

Tab. 7 Groundwater resources in terms of quality

省(区)	$\leq 1\text{g/L}$		1~2g/L		2~3g/L		3~5g/L		5~10g/L	
	面积	资源量	面积	资源量	面积	资源量	面积	资源量	面积	资源量
陕西(陕北)	56 000	290 940	4 100	5 460	42 000	69 680	2 000	3 100	300	520
甘肃(陇东)	6 250	9 240	440	1 190	22 850	52 840	2 380	3 940	2 680	4 190
宁夏(宁夏东部)	2 850	8 810	9 730	13 357	4 370	796	4 170	5 010	80	127
内蒙古(伊盟、乌海)	58 500	349 400	12 400	70 500	10 880	64 500	1 230	6 200	590	2 800
山西(西部)	27 900	74 400	130	190	9 050	8 930	1 120	1780		
合 计	151 500	732 790	26 800	90 697	89 150	196 746	10 900	20 030	3 650	7 637
比 例 (%)	53.72	69.93	9.50	8.66	31.61	18.76	3.87	1.91	1.30	0.73

注:面积单位为 km^2 ,资源量为 $\times 10^4\text{m}^3/\text{a}$ 。

水量为 $17.6 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$,2020年总需水量将达到 $25.7 \times 10^8\text{m}^3/\text{a}$ 。通过供需平衡分析认为,区内水资源可基本满足现状年和2010年需水要求,到2020年将出现不同程度的缺水。解决近期能源基地建设供水的最佳途径是充分开发利用当地水资源。尤其是那些已经探明但尚未开发的地下水水源地,如榆

林境内的榆溪河水源地、神木县大小保当水源地、府谷县黄河岸边的天桥岩溶水水源地等都具有很大的供水潜力,科学规划,合理开发这些地下水资源基本能满足近期用水需求。

5.5.2.2 内蒙古能源化工基地供水对策

内蒙古能源基地位于鄂尔多斯盆地北部鄂尔多

斯市和乌海市境内,面积约 8.9 万 km²。内蒙古自治区拟将本区建成电力、煤炭和高载能能源化工基地,并规划了 11 个工业园区。根据鄂尔多斯市社会经济

发展规划,预计到 2010 年全市需水量为 26.4×10⁸m³/a,可供水量(供水能力)为 22.4×10⁸m³/a,缺水 4.0×10⁸m³/a。

表 8 鄂尔多斯盆地水资源供需平衡分析表

Tab. 8 Water balance in the Ordos Basin

项 目		陕 西 (陕北)	甘 肃 (陇东)	宁 夏 (东部)	内 蒙 古 (伊 盟、乌海)	山 西 (西部)	合 计
可供水资源量	面积	10.44	3.46	2.12	8.36	3.82	28.20
	地下水	15.92	3.93	1.15	29.68	7.24	57.92
	地表水	10	6.94	1.9	14.43	12.75	46.02
	合 计	25.92	10.87	3.05	44.11	19.99	103.94
供水现状	地下水	3.77	0.5	0.29	5.24	0.69	10.49
	地表水	4.36	3.02	1.82	8.9	6.06	24.16
	合 计	8.13	3.52	2.11	14.14	6.75	34.65
2010 年需水量	工 业	3.71	1.15	0.25	3.74	4.02	12.87
	农 业	10.81	7.67	4.38	15.40	9.44	47.70
	生 活	2.45	1.70	0.52	1.01	1.12	6.80
	生 态	1.20	0.60	0.60	1.23	0.60	4.23
	合 计	18.17	11.12	5.75	21.38	15.18	71.60
供需平 衡分析	与现状相比	-10.04	-7.6	-3.64	-7.24	-8.43	-36.95
	与资源量相比	7.75	-0.25	-2.7	22.73	4.81	32.34
2030 年需水量	工 业	12.71	1.5	0.66	5.47	5.64	25.98
	农 业	9.69	9.2	5.9	15.95	10.98	51.72
	生 活	3.5	2.04	1.11	1.22	1.52	9.39
	生 态	1.0	0.5	0.5	1.02	0.5	3.52
	合 计	26.90	13.24	8.17	23.66	18.64	90.61
供需平衡分析	与现状相比	-18.77	-9.72	-6.06	-9.52	-11.89	-55.96
	与资源量相比	-0.98	-2.37	-5.12	20.45	1.35	13.33

注：“—”表示缺水，面积单位为 km²，资源量为 10⁸m³/a。

然而，内蒙古能源基地境内的白垩系含水层分布区，蕴藏有丰富的地下水资源，初步查明可以建立 42 个集中供水水源地，累积供水量达 230 万 m³/d (约 8.4×10⁸m³/a)。目前，国土资源部中国地质调查局与内蒙古人民政府共同出资 5 000 万元，对其中的 10 个水源地开展进一步的供水勘探工作，预

计提交“C”级地下水资源量 120 万 m³/d (约 4.4×10⁸m³/a)，界时可满足内蒙古能源基地近期供水要求。

5.5.2.3 宁东能源基地供水对策

宁东能源基地位于鄂尔多斯盆地西缘，宁夏灵武市东部，面积 394km²。由于本地区地下水资源贫

泛,且水质差,难以开发利用,只能靠引黄河水来解决基地的供水问题。根据国家相关政策的规定,采用水权置换的方法,将国家黄委会分配给宁夏黄河段的可耗用 $40 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 水量中的部分农业灌溉用水转换成工业用水。取水段在银川黄河公路大桥南北一线,宁东能源基地供水一期工程已形成 $1.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 的供水能力,二期供水能力将达到 $3.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。目前,一期工程已完成,可基本保证宁东能源化工基地现状供。但由于水库水不宜作为长期的饮用水水源,建议在黄河东岸河漫滩上采用大口径辐射井傍河取水技术,建立应急饮用水供水水源地,以解决宁东能源化工基地 20 万人生活用水问题。

5.5.2.4 陇东能源基地供水对策

陇东能源基地水资源可利用量为 $12.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,现状实际取水量仅为 $5.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,占可利用量的 45%;地表水取水量为 $3.0 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,占地表水可利用量的 35.9%;地下水实际开采量为 $2.6 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。预测到 2010 年需水量为 $6.5 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,2020 年需水量为 $7.4 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。可利用资源量基本可满足 2010 年及 2020 年需水量的要求。

5.5.2.5 晋西能源基地供水方向

晋西能源基地规划区内,蕴藏着丰富的岩溶水资源,初步查明可建立大中型岩溶水集中供水水源地 15 个,累计供水量可达到 $118 \text{ 万 m}^3/\text{d}$ 。这些水源地建成后将是晋西能源化工基地重要的供水水源。

6 结论

(1) 鄂尔多斯盆地位于华北地台西部,为一走向南北,东缓、西陡的中生代不对称残存向斜盆地。自下而上由太古-古元古界变质岩、中新元古界浅变质碎屑岩—碳酸盐岩及少量火山岩、寒武—奥陶系碳酸盐岩为主和少量碎屑岩、石炭—侏罗系含煤碎屑岩系和白垩系碎屑岩及新生界松散堆积组成。

(2) 鄂尔多斯盆地是一个巨大而复杂的地下水盆地。以前寒武系结晶变质岩系为区域性隔水底板,自下而上埋藏有寒武系—奥陶系碳酸盐岩岩溶含地下水、石炭系—侏罗系碎屑岩裂隙水和白垩系碎屑岩裂隙孔隙水及新生界孔隙水。盆地周边的岩溶水,西北部白垩系裂隙孔隙水和东北部第四系含水层中

的孔隙水,获得大气降水补给的条件好,埋藏相对较浅的地下水资源丰富,时空分布稳定,单井出水量大,水质好,建立大中型集中供水水源地的条件优越,可作为鄂尔多斯能源基地建设、当地经济社会发展重要的供水水源。

(3) 鄂尔多斯盆地地下水的循环与演化受控于现代地貌、水文系统和古环境的演化等诸多因素。岩溶地下水从盆地边缘到中心可划分为 3 个循环带:积极交替带循环深度最深可达 1 000m 左右,缓慢交替带为地下 1 000~1 800m 之间,滞流带深度在 1 800~2 500m 之间,为古封存的油气田水。白垩系地下水可划分为浅循环(局域)系统、中循环(中间)系统和深循环(区域)系统三种类型。浅循环系统深度在 220m 左右;中循环(中间)系统深度可达 500m;深循环(区域)系统深度达 500~1 000m。石炭系—侏罗系地下水积极交替带发育深度为 50~100m,缓慢循环带为 100~300m,300m 以下为滞流带。

(4) 鄂尔多斯全盆地区域地下水补给资源量为 $104.79 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,可采资源量为 $57.92 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,现状开采量为 $10.49 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$,开采潜力为 $47.43 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$ 。水资源总量基本能够满足能源基地近期和中期建设的用水需求。以保障生态保护用水为前提,应当科学规划,统筹地表水和地下水两种资源,并充分利用地下水资源时空分布相对稳定、水质好、便于利用等优势,合理开发当地地下水资源,是解决能源基地建设近期和中期用水急需的最佳途径。

致谢:项目工作过程中始终得到了中国地质调查局水环部的指导,陕西省地质调查院、甘肃省地质调查院、内蒙古地质调查院和宁夏地质调查院在工作中给予了大力支持和协作。论文是在王德潜、孙永明教授级高工和李文渊研究员的亲自指导下完成的,是参加“鄂尔多斯盆地地下水勘查”项目组全体成员的集体成果,在此向以上单位领导、专家和没有署名的项目组其他成员表示衷心地感谢!

参考文献 (References):

- 侯光才,王德潜,尹立河.鄂尔多斯盆地地下水系统结构分析及勘查思路[A].鄂尔多斯盆地地下水资源与可持续利用[C].西安:陕西科学技术出版社,2004:28-38.
刘世安,黄忠信,陈延,等.鄂尔多斯盆地白垩系地下形

- 成分分布规律[J]. 干旱区资源与环境, 1996, 10 (1): 1-13.
- 王德潜, 刘祖植, 尹立河. 鄂尔多斯盆地水文地质特征及地下水系统分析[J]. 第四纪研究, 2005, 25 (1): 6-13.
- 陈梦熊, 马凤山. 中国地下水资源与环境[M]. 北京: 地震出版社, 2002.
- 王大纯, 张人权, 史毅虹, 等. 水文地质学基础[M]. 北京: 地震出版社, 2005.
- 林学钰, 廖资生, 赵勇胜, 等. 现代水文地质学[M]. 北京: 地震出版社, 2005.
- 韩行瑞. 鄂尔多斯盆地南、西边缘古岩溶及地文期的划分[J]. 中国岩溶, 2001, 20 (2): 125-129.
- 梁永平, 韩行瑞, 时坚, 尹立河. 鄂尔多斯盆地周边岩溶地下水系统模式及特点[J]. 地球学报, 2005, 26 (4): 365-369.
- 陆琦, 刘惠芳, 于吉顺, 等. 鄂尔多斯盆地白垩系沉积微孔隙特征及深层地上水的关系[A]. 鄂尔多斯盆地地下水资源与可持续利用[C]. 西安: 陕西科学技术出版社, 2004.
- 孙永明, 乔光东. 鄂尔多斯白垩系自流水盆地地下水系统初步分析[A]. 鄂尔多斯盆地地下水资源与可持续利用[C]. 西安: 陕西科学技术出版社, 2004.
- 谢渊, 王剑, 殷跃平, 等. 鄂尔多斯盆地白垩系含水层沉积学初探[J]. 地质通报, 2003, 22 (10): 819-828.
- 刘平贵, 刘真. 陕北靖边平原冲湖积层潜水水文地质特征及开发利用[J]. 勘探科学技术, 2002 (2): 18-25.
- 李云峰, 李金荣, 侯光才, 等. 从水文地球化学的角度研究鄂尔多斯盆地南区白垩系地下水的排泄途径[J]. 西北地质, 2004, 37 (3): 90-95.
- 文冬光. 用同位素方法论区域地下水资源属性[J]. 地质科学, 2002, 27 (3): 141-147.
- 杨郎城, 侯光才, 马思锦. 鄂尔多斯盆地地下水中氦的演化及其年龄[J]. 西北地质, 2004, 37 (1): 97-100.
- 马致远, 侯光才. 环境同位素技术在区域地下水资源补给及可更新性中的应用[J]. 工程勘察, 2005, (5).
- 苏小四, 林学钰, 廖资生, 等. 黄河水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 ^3H 的沿程变化物征及其影响因素研究[J]. 地球化学, 2003, 32 (4): 349-357.
- 武选民, 文冬光, 郭建强, 等. 西部严重缺水地区人畜饮用地下水勘查示范工程[M]. 北京: 中国大地出版社, 2006.
- 杨郎城, 侯光才, 张茂省, 等. 双 Packer 系统在鄂尔多斯盆地地下水勘查中的应用[J]. 西北地质, 2005, 38 (1): 113-115.
- 侯光才, 林学钰, 苏小四, 等. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水系统研究[J]. 吉林大学学报(地学版), 2006, 36 (3).
- 张茂省, 侯光才, 等. 陕北能源化工基地地下水资源特征及勘查思路[J]. 地下水, 2004, 26 (4): 65-71.
- Habermehl M A. The great artesian basin, Australia [J]. BMR Journal of Australian Geology&Geophysics, 1980, (5): 9-38.
- Herczeg A L, Torgersen T, Chivas A R and Habermehl. M A. Geochemistry of groundwaters from the great artesian basin, Australia [J]. Journal of Hydrology, 1991, 126: 225-245.
- Habermehl M A. Groundwater movement and hydrochemistry of the great artesian basin, Australia [J]. Australia Geological Society of Australis, Extended Abstract, 1993, (43): 228-236.
- HAN Xingrui. Paleokarst of the south and west edges of ordos basin and division of physiographic stages. Carsologica Sinica [J]. 2001, 20 (2): 125-129.
- HOU Guangcai, LIN Xueyu, SU Xiaosi. Groundwater System in Ordos Cretaceous Artisan Basin (CAB) [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2006, 36 (3).
- LIANG Yongping, HAN Xingrui, SHI Jian, YIN Lihe. The Karst Groundwater System in the Peripheral Area of Ordos Basin: Its Patterns and Characteristics [J]. Acta Geoscientia sinica, 2005, 26 (4): 365-369.
- LI Yunfeng, LI Jinrong, HOU Guangcai, et al. Study on Cretaceous groundwater discharge in the southern parts of Ordos Basin as viewed from hydrogeochemistry [J]. Northwestern Geology, 2004, 37 (3): 90-95.
- Ma Zhiyuan, HOU Guangcai. Application of the technique of environmental isotope to the recharge of regional groundwater resource [J]. Geotechnical Investigation and Surveying, 2005, (5).
- XIE Yuan, WANG Jian, YIN Yueping, et al. Sedimentology of cretaceous aquifers in the Ordos Basin [J]. Regional Geology of China, 2003, 22 (10): 819-828.
- YANG Yuncheng, HOU Guangcai, ZHANG Maosheng. Applications of double Packer system to exploration of the groundwater in Ordos Basin [J]. Northwestern Geology, 2005, 38 (1): 113-115.
- YANG Yuncheng, HOU Guangcai, MA Sijin. The age and origin of groundwater in the Ordos Basin [J]. Northwestern Geology, 2004, 37 (1): 97-100.
- WANG Deqian, LIU Zuzhi, IN Lihe. Hydro-Geological characteristics and groundwater systems of the Erdos

ZHANG Maosheng, HOU Guangcai. Groundwater features
and investigation methodology in the energy bases of

North Shaanxi [J]. Groundwater, 2004, 26 (4): 65-
71.

Groundwater Resources of the Ordos Basin and Its Development and Utilization

HOU Guang-cai^{1,2}, ZHANG Mao-sheng¹, WANG Yong-he¹,
ZHAO Zheng-hou¹, LIANG Yong-ping³, TAO Zheng-ping¹,
YANG Yun-cheng¹, LI Qing¹, YIN Li-he¹,
WANG Xiao-yong¹, WANG Dong¹, LI Ying¹

(1. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, China;

2. School of Environment and Resources, Changcun 130026, China;

3. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin 541004, China)

Abstract: The Ordos Basin is a large-scale sedimentary basin in Northwest China. From bottom up, the hydrostratigraphic units in the basin are pre-Cambrian metamorphic rocks, lower-Paleozoic carbonate rocks, upper-Paleozoic to Mesozoic clastic rocks and Cenozoic deposits. The total thickness is up to 6000m. Three groundwater systems are present in basin, based on the geological and hydrogeological settings, such as the karst groundwater system, the Cretaceous clastic groundwater system and the Carbonate-Jurassic and Quaternary groundwater system. On the basis of the three groundwater systems, according to hydraulic connection and presence of uniform hydraulic and hydrogeochemical fields, the karst groundwater system is further divided into 10 flow systems and 22 sub-systems, the Cretaceous clastic groundwater system can be 5 flow systems and 11 sub-systems, and the Carbonate-Jurassic and Quaternary groundwater system is 9 flow systems. The paper systematically discusses regional patterns of the aquifers, hydrogeochemistry and groundwater flow, presents a full assessment of groundwater resources, and puts forward suggestions on rational development of groundwater in the basin.

Key words: groundwater system; formation and evolution, groundwater resources, Ordos Basin