

河北平原深层碱性淡水形成的水文地球化学模拟

——以保定、沧州地区为例

郭永海¹, 沈照理², 钟佐¹

(1. 核工业北京地质研究院, 北京 100029; 2. 中国地质大学水资源与环境工程系, 北京 100083)

摘要: 以揭示河北平原深层碱性淡水化学形成机制为主要研究目的, 选择河北平原深层碱性淡水发育的保定、沧州地区为典型研究区, 应用水文地球综合分析方法和地下水地球化学模拟技术, 探讨了深层碱性淡水水化学性质、分布规律及形成的自然环境; 依据质量守恒原理建立深层地下水质量平衡反应模型, 研究了从山前至滨海整个水流路径上所发生的水文地球化学作用及水、岩间的质量交换, 从而揭示了深层地下水化学演化规律的内涵及深层碱性淡水水化学形成机制. 主要结论是深碱性淡水是由山前补给区 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 水逐步演化而来, 从山前至中部平原, 在地下水环境由开放转为封闭的过程中, 方解石、白云石溶解和沉淀, 钠长石、石膏、岩盐和菱铁矿的溶解, $\text{Ca}-\text{Na}$ 阳离子交换是控制其形成和演化的主要水文地球化学作用.

关键词: 深层碱性淡水; 形成机制; 水文地球化学模拟.

中图分类号: P641

文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2002)02-0157-06

作者简介: 郭永海(1957-), 男, 研究员, 1982年毕业于长春地质学院, 1994年毕业于中国地质大学, 获博士学位, 从事核废物地质处置.

碱性淡水广泛分布于我国一些较大冲积平原及含油盆地中, 这种水的阳离子均以 Na^+ 为主, 阴离子大多以 HCO_3^- 为主, 水的 pH 值介于 8.3~8.7 之间, 甚至高达 9.2 以上, 水化学类型主要以 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 为主, 其次为 $\text{HCO}_3^- \text{Cl}-\text{Na}$ 和 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \text{Na}$, 一般为矿化度小于 1.5 g/L 的淡水. 在世界上其他一些国家的大型沉积平原也广泛分布这种类型的地下水, 如美国大西洋及海湾的滨海平原. 多年来, 这种水的化学成因一直是水文地质学家们所关注的一个水文地球化学基础理论课题, 以前苏联、美国为主的国外学者在这方面做了较多的研究工作, 在研究方法上从早期的定性分析、实验研究发展到目前的理论模拟, 提出了碱性淡水(主要为 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水)在所研究的地质条件下(主要为碳酸盐系统或铝硅酸盐系统)形成的各种理论和假说. 如 Plummer 等^[1] 采用水文地球化学模拟方法研究了大西洋及海湾滨海平原 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水的水化学形成问题便是典型的一例.

我国沉积系统中碱性淡水广泛分布, 但其成因

研究还基本上停留在定性描述阶段, 针对具体含水系统专门进行这方面研究的文献也极为罕见. 揭示深层碱性淡水成因, 进而完善地下水化学形成、演化理论, 是水文地球化学工作者义不容辞的职责^[1~4].

1 水文地质背景

研究区位于河北省中部, 主要包括保定和沧州两个地区, 是河北平原深层碱性淡水最发育的地区之一. 研究区西依太行, 东临渤海, 属于旱半干旱气候区. 区内地势平坦, 地形微向渤海方向倾斜. 根据地貌形态、沉积物岩性及成因类型, 可以划分为 3 个分区(图 1): (1) I 区, 山前冲洪积倾斜平原区, 主要由沙河、唐河等冲洪积扇构成, 自西北向东南方向倾斜, 地表标高 20~100 m, 在河流交汇处多分布有规模不等的洼地. (2) II 区, 中部冲积、湖积平原区, 主要由子牙河、黑龙江河、古黄河冲积物及湖积物构成, 自西北向东南方向倾斜, 地表标高 10~20 m. (3) III 区, 东部及滨海冲积、湖积、海积平原区, 主要由古黄河冲积物及湖积物构成, 夹有数层海积地层,

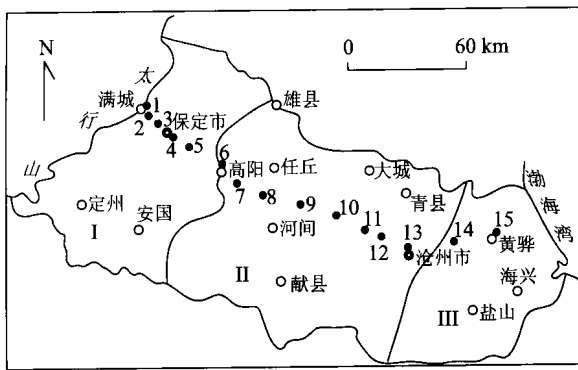


图 1 水文地质分区及取样点位置

Fig. 1 Hydrogeological units and sampling points

地表标高一般小于 5 m.

前人根据地层、水文地质特征及地下水动力条件的不同,将研究区第四系含水系统划分为 I, II, III 和 IV 含水组,分别对应于第四系的 Q_4 , Q_3 , Q_2 和 Q_1 ,按咸水的分布特征将该区划分为有咸水区和全淡水区.雄县、高阳、里县以西为全淡水区,以东为有咸水区.

2 深层碱性淡水的水化学特征及分布规律

据收集的地下水化学资料及本次采样分析,深层碱性淡水的特点是:碱度大,其总碱度(以 CaCO_3 表示)一般在 $160 \sim 700 \text{ mg/L}$ 之间,总溶解固体(TDS)一般为 $0.5 \sim 1.6 \text{ g/L}$,pH 值为 $8.0 \sim 8.8$,水化学类型多为 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水,其次是 $\text{HCO}_3^- \text{Cl} \text{Na}$ 水和 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水.

深层碱性淡水在剖面上主要赋存于 III 和 IV 含水组中,在平面上则主要分布在中部平原区.从山前至滨海,地下水化学类型呈现出规律性的变化,山前倾斜平原区主要为 $\text{CO}_3 \text{Ca} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3^- \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 水;中部平原区则以 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$, $\text{HCO}_3^- \text{Cl} \text{Na}$, $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水为主,局部有 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^- \text{Na}$, $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^- \text{Na}$ 和 $\text{CO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{SO}_4^- \text{Na}$ 水的分布;至滨海地区,则以 $\text{Cl} \text{Na}$ 水为主.深层碱性淡水的分布以 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水的出现为开始,其位置大致相当于山前冲洪积扇的前缘(6 号取样点),以 Cl 含量大幅度增加的 13 号点 $\text{HCO}_3^- \text{Cl} \text{Na}$ 水出现为结束,其位置大致相当于滨海平原的开始.

为了更详尽地了解深层碱性淡水的特征、分布

及形成机制,笔者在区内沿地下水流向补充采集了样品,取样点位置示于图 1,分析结果示于表 1.

3 深层碱性淡水质量平衡反应模拟

3.1 地下水质量平衡反应模拟的基本理论及研究方法^[5,6]

质量平衡反应模拟,其理论依据是质量守恒原理.根据这一原理,地下水沿水流路径由 A 点流到 B 点,其化学成分就必须满足:

A 点水化学成分 + 反应相 =

B 点水化学成分 + 生成相.

这一关系中也包括电子的守恒在内,因此,可以用下列质量平衡方程和电子守恒方程来表示:

$$\sum_{p=1}^P \alpha_p \cdot b_{p,k} = m_{T,k}(B) - m_{T,k}(A) = \Delta m_{T,k},$$

$$k=1, \dots, L; \quad (1)$$

$$\text{和 } \sum_{p=1}^P \alpha_p \cdot u_p = \sum_{i=1}^I v_i \cdot m_i(B) - \sum_{i=1}^I v_i \cdot m_i(A) = \Delta RS. \quad (2)$$

式中: P 为矿物相(反应相 + 生成相)的总数目; k 为水中所含元素; L 为水中所含元素的总数目; α_p 为质量迁移系数,为第 p 种矿物相进入或离开溶液的摩尔数; $b_{p,k}$ 为第 p 种矿物相中第 k 种元素的化学计量数; $m_{T,k}$ 为溶液中第 k 种元素的总摩尔浓度; u_p 为第 p 种矿物相的作用化合价; I 为溶液中组分存在形式的总数目; v_i 为第 i 种组分形式的作用化合价; m_i 为第 i 种组分形式的摩尔数; RS 为溶液的氧化还原态.

方程(1)的含义是:沿水流路径溶液中第 k 种元素的变化量等于有关矿物相通过溶解、沉淀等作用进入或离开溶液的这种元素量的总和.其中 $\Delta m_{T,k}$ 根据水化学分析资料计算.

方程(2)的含义是:沿水流路径溶液中氧化还原态的变化等于在 p 种矿物中转移的电子数量.式中的 ΔRS 亦根据水化学分析资料计算.

联立方程(1)和(2),便构成了地下水质量平衡反应模型^[3].本文质量平衡反应模型的求解,是采用美国地调局(USGS)提供的 NETPATH 软件来完成的.

3.2 模拟结果及分析

模拟所需的水化学数据示于表 1. 沿水流路径

表1 水化学成分

Table 1 Chemical measurement results

水样号	t/°C	pH	Eh/mV	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Fe ²⁺	Al	Sr	Ba	Mn	SiO ₂	NO ₃
1	15.0	7.1	462	0.51	7.20	44.40	21.50	8.26	1.12	248.17	0.15	0.018	0.040	0.174	0.096	0.0044	2.00	2.40
2	15.5	7.2	445	0.64	8.18	48.18	23.75	8.44	1.88	272.52	0.18	0.024	0.046	0.185	0.099	0.0030	5.50	4.00
3	16.5	7.3	445	0.77	10.13	50.50	24.50	8.88	2.50	283.45	0.24	0.030	0.050	0.221	0.107	0.0010	7.50	3.40
4	16.0	7.4	420	0.90	13.80	53.16	25.20	10.40	6.38	298.12	0.30	0.032	0.055	0.224	0.109	0.0010	20.00	3.20
5	17.0	7.8	354	1.41	47.10	39.33	18.47	11.20	28.50	280.18	0.36	0.033	0.058	0.350	0.123	0.0010	16.00	1.00
6	19.0	8.4	276	1.46	96.00	17.52	4.22	33.09	43.50	219.40	0.54	0.035	0.061	0.260	0.087	0.0013	19.00	0.50
7	18.5	8.5	257	1.49	107.70	9.08	2.98	37.10	46.74	214.95	0.80	0.037	0.067	0.104	0.037	0.0143	16.18	0.80
8	19.0	8.7	245	1.55	127.19	3.90	2.20	39.20	46.50	226.00	1.50	0.050	0.067	0.041	0.033	0.0043	20.00	0.90
9	22.0	8.7	230	1.70	126.90	3.20	1.64	42.82	48.18	226.00	1.60	0.037	0.057	0.056	0.036	0.0075	12.47	1.20
10	20.0	8.6	220	2.10	162.50	5.01	1.69	75.36	66.05	243.80	1.80	0.018	0.053	0.057	0.040	0.0075	12.83	0.00
11	20.0	8.4	198	2.20	192.30	6.00	2.40	80.77	81.40	291.60	2.70	0.034	0.057	0.101	0.045	0.0115	13.19	0.00
12	20.0	8.4	134	2.40	211.07	6.00	3.00	94.20	104.40	307.90	2.80	0.168	0.055	0.104	0.041	0.0123	13.24	0.00
13	20.0	8.2	120	5.00	288.50	10.00	8.50	177.30	168.10	341.70	3.20	0.174	0.068	0.140	0.064	0.0117	15.80	0.00
14	20.0	8.1	107	3.90	322.57	10.02	9.29	208.00	175.31	341.70	3.80	0.175	0.065	0.157	0.025	0.0247	19.00	0.00
15	21.0	8.1	98	4.50	526.20	20.00	32.80	581.40	178.10	399.70	4.00	0.178	0.077	0.193	0.040	0.0173	20.30	0.00
海水	22.0	7.9		395.00	11001.10	405.80	1351.60	20172.80	2528.80	198.30	1.50	0.000	0.040	8.000	0.020	0.000	4.00	2.30

表2 质量平衡计算结果

Table 2 Calculated mass transfer results

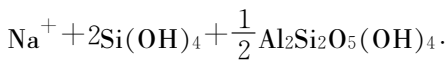
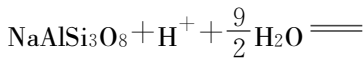
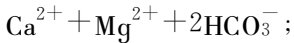
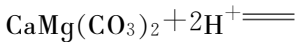
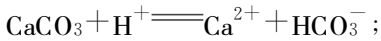
路径	方解石	白云石	石膏	钠长石 (钙长石)	盐岩	CO ₂	萤石	SiO ₂	黄铁矿	Na蒙脱石	高岭石	菱铁矿	CH ₂ O	黑云母	Ca-Na 交换 (Mg/Na 交换)	海水 混合比
1-2	0.0029	0.0822	0.0080	0.0373	0.0052	0.1227	0.0008	-0.0231	0.0000	-	-0.0202	0.0001	-	0.0033	-	-
2-3	0.0268	0.0149	0.0066	0.0681	0.0140	0.0223	0.0016	-0.1094	0.0000	-	-0.0356	0.0001	-	0.0032	-	-
3-4	0.0406	0.0197	0.0406	0.1163	0.0429	0.1035	0.0016	-0.0979	0.0000	-	-0.0597	0.0000	-	0.0033	-	-
4-5	-0.2658	-0.3178	0.2334	1.6386	0.0245	0.3314	0.0016	-2.2866	0.0000	-0.7087	-	0.0000	-	0.0128	0.1909	-
5-6	-0.0171	-0.5835	0.1582	1.4862	0.6252	-	0.0048	-2.1363	0.0000	-0.6383	-	0.0000	-	0.0013	0.1007	-
6-7	-0.0170	-0.0526	0.0289	0.1237	0.1054	-	0.0067	-0.2253	0.0000	0.0535	-	0.0001	-	0.0012	0.1718	-
7-8	-0.1268	-0.0359	0.0113	0.7038	0.0908	-	0.0196	-0.9398	-0.0000	-0.3023	-	0.0021	0.4243	0.0004	-	-
8-9	-0.0051	-0.0348	0.0083	0.0506	0.0808	-	0.0019	-0.2034	-0.0002	-0.0238	-	-	0.0008	0.0046	-0.0143	-
9-10	-0.5171	-0.0284	0.5850	0.7118	0.9289	-	0.0053	-1.0224	-0.1986	-0.3099	-	0.1982	0.6950	0.0102	-	-
10-11	0.0244	0.0215	0.5082	0.0016	0.1592	-	0.0241	-	-0.1725	-0.0017	-	0.1728	0.6037	0.0024	0.5540	-
11-12	-0.5701	0.0084	0.5620	0.6869	0.3477	-	0.0017	-0.9776	-0.1671	-0.2948	-	0.1695	0.5844	0.0059	-	-
12-13	-0.0331	-0.0776	0.8592	0.0036	-	-	0.0101	-	-0.1551	-0.0126	-	0.1553	0.5431	0.0262	0.7641	0.4000
13-14	0.1652	-0.0670	0.1020	0.0261	-	-	0.0173	-	-0.0202	-0.0113	-0.0094	0.0202	0.0709	-	0.2624	0.5600
14-15	0.1397	-0.1131	-	(0.0599)	-	-	0.0054	-	-0.2345	-0.0680	-	0.2346	0.8207	-	(0.2617)	2.4500

注:正号表示溶解,负号表示沉淀;对Ca(Mg)-Na 交换而言,正号表示钠进入液相,钙被固相吸附,反之则相反。

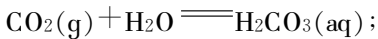
从上游到下游,分别输入两相邻水样的水化学数据,即可求得相应的模型解,再经过各种检验,确定出可行解.表 2 给出了 1 至 15 号水样两两间的可行解.

本文进行质量平衡反应模拟的目的在于揭示深层碱性淡水水化学形成和演化机制.前已叙及,深层碱性淡水(以 HCO_3^- -Na 水为典型)是由山前地带的 HCO_3^- -Ca·Mg 水,在向下游运移的过程中,经受各种水文地球化学作用而形成.表 2 的模拟结果清楚地揭示这些水文地球化学作用.

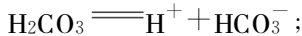
由表 1 可以看出,由 1 号至 6 号点,深层地下水便完成了从 HCO_3^- -Ca·Mg 水向 HCO_3^- -Na 碱性淡水的演化.在这一演化过程中,地下水 pH 值由 7.1 增加到 8.4, Eh 值由 462 mV 降至 276 mV,钠离子由 7.20 mg/L 增加到 96.00 mg/L,钙、镁离子分别由 44.40 mg/L 和 21.50 mg/L 减少到 17.52 mg/L 和 4.22 mg/L, HCO_3^- 由 248.17 mg/L 变为 219.40 mg/L.而由表 2 的模拟结果可以看出,从 1 至 4 号点,方解石、白云石、钠长石均呈溶解反应,其反应方程分别为:



这些反应均为消耗 H^+ 的反应,其结果使地下水的 pH 值升高.但从 1 至 4 号点,地下水的 pH 值仅由 7.1 上升到 7.4,变化幅度很小,这是因为这一带地下水处于相对开放的系统,地下水有 CO_2 的不断补充, CO_2 的溶解反应为:



所形成的碳酸按下式离解:



产生 H^+ 离子,补充了由方解石、白云石、钠长石溶解反应所消耗的 H^+ 离子,使地下水 pH 值变化维系在一个较小的值域内.从 1 至 4 号点,方解石溶解量为 0.071 2 mmol/L,白云石溶解量为 0.116 2 mmol/L,钠长石溶解量为 0.221 8 mmol/L,可见,这一带地下水 pH 值的升高当主要归因于白云石、钠长石的溶解.但由于含水介质粒度粗,地下水水力坡度大、流速快,与矿物接触面积小、时间短,使钠长石的非全等溶解仅达到与高岭石平衡阶段,即形成

以高岭石为主的次生矿物.

由于 1 至 4 点这一局部水流路径上各种矿物均以溶解为主,且溶解强度较小,使地下水各种离子的相对含量变化不大,因此地下水一直保持 HCO_3^- -Ca·Mg 的水化学类型.

4 至 5 号点之间是山前平原向中部平原过渡的地带,地层由山前较单一厚层粗粒结构变为以细颗粒为主、多层次的复杂结构,粘土、亚粘土含量显著增加,使地下水流受阻,水力坡度变缓,这些不仅增大了水与固相间的接触面积,也延长了接触时间,使钠长石非全等溶解更为充分,达到了与钠蒙脱石平衡阶段,其溶解量也迅速增大,因此地下水的钠含量大幅度上升.但与此相反,方解石和白云石却因达到饱和而发生沉淀,减少了地下水中钙、镁含量,也使部分碳转入固相.此外,当富含 Ca^{2+} 的水流经过时,在这里还发生了 Ca-Na 阳离子交换反应,这种反应进一步减少了地下水 Ca^{2+} 含量,增大了 Na^+ 含量,但地下水 HCO_3^- 含量并未因方解石和白云石的沉淀而明显减少,因为地下水仍处于开放的环境条件,可以得到 CO_2 的不断补充.阳离子绝对含量和相对含量的较大变化,使地下水化学类型由 HCO_3^- -Ca·Mg 变为 HCO_3^- -Na·Ca·Mg.由于钠长石的溶解量远远大于方解石和白云石的沉淀量,使地下水 pH 值以较大幅度上升,由 7.4 增加到 7.8.

5 至 6 号点是地下水完成从 HCO_3^- -Ca·Mg 水向 HCO_3^- -Na 水转化的最后一个关键阶段.这里已经越过了山前平原向中部平原过渡地带而进入中部平原,含水层深度明显增大,其上部有稳定的粘土隔水层与上覆含水层相隔,地下水处于相对封闭的环境条件,其循环交替能力已十分微弱,水温也由 17 °C 上升到 19 °C.由于水温的上升,降低了方解石和白云石的溶解能力而使其继续保持沉淀趋势,5 至 6 号点间,方解石沉淀量为 0.017 1 mmol/L,白云石的沉淀量为 0.583 5 mmol/L,而钠长石继续溶解,溶解量高达 1.486 2 mmol/L,在数量上远远超过方解石和白云石的沉淀量,因此, H^+ 离子仍以消耗为主,致使地下水 pH 值再度增大,由 7.8 增加到 8.4.钠长石溶解向水中释放 Na^+ ;碳酸盐矿物沉淀减少了水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的绝对含量和相对含量,同时, Ca-Na 阳离子交换反应仍在继续,岩盐的溶解也趋于增强,使 Na^+ 离子成为占绝对优势的阳离子.由于无 CO_2 的补充, HCO_3^- 的含量也明显减少,但在阴离子中仍占绝对优势.通过以上这些反应,地下水

最终完成了向 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 碱性水的转化. 这就是研究区深层碱性淡水形成的主要水文地球化学作用和机制.

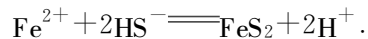
综上所述,在河北平原沉积系统中,深层碱性淡水是水与碳酸盐矿物、铝硅酸盐矿物相互作用发展到一定阶段时形成的,具体地说,是在地下水过饱和和以方解石、白云石、钠长石非全等溶解次生产物由高岭石变为钠蒙脱石之后形成. 所形成的环境条件是在地下水系统由开放转为封闭之后,所发生的地区则是地下水循环交替十分缓慢、含水层深埋的中部冲积—湖积平原的上游地区.

在6至12号点这个较长的水流路径上,钠长石溶解在数量上始终保持着远远高于碳酸盐矿物沉淀量的状态,因此地下水也一直维系着阴离子以 HCO_3^- 为主、阳离子以 Na^+ 为主, pH 值高于 8.4 的碱性淡水特征. 由表 1 可知,地下水 pH 值在 8 和 9 号点达到最高值 8.7,从 9 号点开始逐渐下降,质量平衡模拟结果表明,这与有机物的氧化及黄铁矿的沉淀作用有关. 这种作用发生在中部平原下游和东部及滨海平原区,这里,沉积物主要由河流冲积、湖积和海积形成,淤泥层发育,富含有机物,为这种反应的发生提供了充分的物质基础,这一带地下水的 E_h 值也均小于 250 mV,且有沿水流路径逐渐降低的变化规律,至 15 号点降至 98 mV,地下水系统已经处于相对还原的环境条件,这很可能是有机物氧化,消耗了地下水中溶解氧的结果. 但大量的研究表明,只要含水介质中有少量的有机物存在,地下水中的溶解氧就会很快被耗尽,因此,在地下水化学形成的漫长地质岁月中,这种消耗地下水中溶解氧的反应只能是一个短暂的过程,不可能成为控制水化学形成的主要作用. 然而,研究还表明,如果含水介质中含有足够量的有机物,在地下水中溶解氧已经耗尽的情况下,水中的含氧离子,如 NO_3^- , SO_4^{2-} 或者含水介质中的高价铁锰化合物,如 $\text{Fe}(\text{OH})_3$, MnO_2 亦可代替氧作为氧化剂,使有机物分解. 从质量平衡反应模拟结果看,区内含水系统有机物的氧化主要是消耗地下水中含氧离子 SO_4^{2-} 的反应. 即在有机物发生氧化反应的同时,水中的硫被还原,其反应式如下:



该反应释放出 H^+ 离子,使地下水的 pH 值降低,也为钠长石溶解创造了条件. 但在所研究的地下水系统中,这种反应是否真实存在呢? 答案是肯定

的. 笔者曾数次到野外取样和实地勘查,发现东部及滨海平原区许多深井水中带有 H_2S 气味,这便是该反应存在的可靠依据. 那么,对表 1 中地下水 SO_4^{2-} 含量沿水流路径非但没有减少,反而明显增大应当如何解释呢? 质量平衡模拟结果说明,这是因为沿水流路径石膏的溶解量不断增强,所产生的 SO_4^{2-} 量远远高于其在还原反应中所消耗的量. 以上反应所产生的 HS^- 继续与铁离子结合,在相对还原的环境条件下形成黄铁矿,反应式为:



这又是一个释放出 H^+ 离子的反应,其结果是进一步降低了地下水的 pH 值,使地下水逐步失去其碱性特征.

石膏的大量溶解,不仅增大了地下水中 SO_4^{2-} 含量,也大大增加 Ca^{2+} 的含量,但从表 2 可以看出, Ca-Na 阳离子交换沿水流路径有不断增强的趋势,致使 Ca^{2+} 含量始终保持较低的水平. 此外,由于岩盐的大量溶解,增大了地下水 Cl^- 和 Na^+ 的绝对含量,提高了 Cl^- 的相对含量,使地下水的化学类型逐渐由 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 变为 $\text{HCO}_3^- \text{Cl-Na}$.

13 号点基本上标志着深层碱性淡水的结束,从这里开始向滨海方向,地下水明显受到海水混合的影响,计算结果表明,13,14,15 点海水混合比例分别为 0.4%,0.56%和 2.45%,随着海水混合比例的增加,在 15 号点由 Mg-Na 阳离子交换取代了上游地区的 Ca-Na 阳离子交换,地下水的 pH 值也明显降低,至终点 15 号降至 8.1,水化学类型相应变为 Cl-Na . 至此,完成了河北平原深层地下水由山前的 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 水、 $\text{HCO}_3^- \text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 水到中、东部平原的 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$, $\text{HCO}_3^- \text{Cl-Na}$ 和 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \text{Na}$ 水及滨海平原的 Cl-Na 水的水文地球化学演化.

4 结语

在河北平原沉积系统中,深层碱性淡水是水与碳酸盐矿物、铝硅酸盐矿物相互作用发展到一定阶段时形成的. 所形成的环境条件是在地下水系统由开放转为封闭之后,所发生的地区则是地下水循环交替十分缓慢、含水层深埋的中部冲积—湖积平原的上游地区.

参考文献:

- [1] Plummer L N, Jone F B, Roger W L, et al. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota [J]. *Water Resources Research*, 1990, 26(9): 1981—2014.
- [2] 郭华明, 王焰新, 陈艳玲, 等. 地下水有机污染的水文地球化学标志物探讨[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2001, 26(3): 304—308.
- GUO H M, WANG Y X, CHEN Y L, et al. Geochemical indicators of organic contamination in groundwater: a case study in Henan oilfield [J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2001, 26(3): 304—308.
- [3] 贾国东, 张建新, 秦延君, 等. 地下水水质参数在抽水过程中的不稳定性及其水化学模拟——以大庆市齐家水源地为例[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2000, 25(2): 201—204.
- JIA G D, ZHANG J L, QIN Y J, et al. Instability of groundwater quality parameters during pumping and its hydrochemical simulation: example from Qijia water supply base [J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2000, 25(2): 201—204.
- [4] 李旭东, 曹玉清, 胡宽². 水文地质单元内水化学类型形成某些机制问题的探讨——以辛安泉域潞安矿区为例[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2000, 25(2): 205—208.
- LI X D, CAO Y Q, HU K R. Some mechanisms for hydrochemical reaction model within hydrogeology unit: an example of Lu'an mine, Xin'an springs [J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2000, 25(2): 205—208.
- [5] Plummer L N, William B. The mass balance approach: application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems [J]. *Am J Sci*. 1980, 280: 130—142.
- [6] Plummer L N, Prestemon E C, Parkhurst D L. An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reaction along a flow path [R]. *US Geol Surv Water Resour Invest Rept*, 1991. 91—4078.

Hydrogeochemical Modeling for the Formation of Deep-Lying Alkaline Fresh Groundwater in Heibei Plain: a Case Study in Baoding and Cangzhou Districts

GUO Yong-hai¹, SHEN Zhao-li², ZHONG Zuo-shen²

(1. Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China; 2. Department of Water Resources and Environmental Engineering, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The deep-lying alkaline fresh groundwater in sedimentary system in Hebei plain is taken as a research object for the purpose of revealing its chemical formation mechanism. Taking Baoding and Cangzhou districts where the deep-lying alkaline fresh groundwater is widely distributed as a typical study area and using the hydrogeochemical synthetic analysis and modeling methods, the authors discussed the chemical property, distribution and formation environment of deep-lying alkaline fresh groundwater. According to the principle of mass conservation, they set up a mass balance reaction model and studied hydrogeochemical reactions and mass transfer between water and rock along the flow path from piedmont to coastal area so as to have brought to light the chemical evolution law of deep-lying groundwater and the formation mechanism of alkaline fresh water. Their main conclusion is that the deep-lying alkaline fresh groundwater is originated from the evolution of the $\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ water in piedmont area, and that from the piedmont the middle plain, the dissolution and precipitation of calcite and dolomite, the dissolution of albite, gypsum, halite and siderite, and the cation exchange of Ca-Na during the processes of groundwater environment changing from "open" to "closed" are the dominant hydrogeochemical reactions leading to its formation and evolution.

Key words: deep-lying alkaline fresh groundwater; formation mechanisms; hydrogeochemical modeling.