

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2022.02.009

引用格式:李亮,邢怀学,龚建师,等.太湖流域北部地下水化学特征及成因分析[J].华东地质,2022,43(2):217-226.(LI L, XING H X, GONG J S, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in northern Taihu Lake Basin[J]. East China Geology, 2022, 43(2):217-226.)

太湖流域北部地下水化学特征及成因分析

李 亮¹,邢怀学¹,龚建师¹,王赫生¹,周锴锴¹,朱应新¹,邓婷婷²

(1.中国地质调查局南京地质调查中心,江苏 南京 210016;

2.江苏省有色金属华东地质勘查局,江苏 南京 210007)

摘要:为研究太湖流域北部地下水的化学特征及成因,以水文地质研究为基础,综合利用数理统计、Piper 三线图和离子比等方法,对不同含水层地下水的化学特征和控制因素进行分析。结果表明:研究区潜水的水化学类型较多,总体以 $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3$ 型和 $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型为主;承压水的水化学类型较简单,阴离子以 HCO_3^- 型为主,阳离子以 Ca^{2+} 、 Na^+ 为主;地下水主要受矿物风化-溶滤作用影响,其中含钠硅酸盐岩溶解对地下水化学特征影响较大;潜水受人类活动影响,工矿活动的影响大于农业、生活污水的影响;承压水中发生了阳离子交换,使 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 浓度降低而 Na^+ 浓度增高;潜水与承压水的离子特征在垂向上具有明显的分层性。

关键词:水化学特征;形成机理;地下水;太湖流域

中图分类号: P641.3

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2022)02-217-10

地下水是水资源的重要组成部分^[1-2],在自然系统水循环中,地下水不断与接触的岩石圈、生物圈和大气圈进行物质、能量和信息交换,水化学特征不断变化^[3-4]。开展地下水的水化学及时空分布特征研究,不仅对揭示地下水的水化学形成作用、地下水循环规律具有重要意义,还能为地下水资源可持续发展提供数据支撑^[5-7]。

太湖流域北部位于苏锡常平原,包括无锡市大部分地区、常州市天宁区和武进区部分地区,是长江三角洲经济区的重要组成部分。改革开放以来,太湖流域社会经济发展迅速,经济结构变动剧烈^[8],水环境质量也发生了改变,地面沉降、地下水污染等环境地质问题日益突出^[9]。一些学者及单位^[10-15]在太湖流域开展了大量的水化学、同位素测试分析工作,对当地的水化学环境、地下水循环进行了研究。2000年以来,苏锡常地区地下水禁采^[16],地下水位不断回升^[17],地下水环境发生了改变。前人针对地下水超采引起的地下水变化问题

进行了研究,但对禁采以来的地下水水化学特征研究相对较少。本文通过对太湖北部地区地下水水化学特征进行分析,进一步了解该区地下水禁采以来的地下水化学分布特征及成因机理。

1 研究区概况

太湖流域北部以太湖平原为主,局部少量低山丘陵,地势平坦,河网密布。该区属于北亚热带湿润季风气候,年平均气温 16.2°C ,年降水量 $1\,121.7\text{ mm}$ 。

研究区地下水类型主要为松散岩类孔隙水,从上到下依次划分为潜水含水层、第Ⅰ承压水含水层和第Ⅱ承压水含水层(图1)。潜水含水层岩性以中细砂、粉砂、亚砂土为主,厚 $0.3\sim 28\text{ m}$,地下水埋深 $0.5\sim 4\text{ m}$,单井涌水量 $5\sim 10\text{ m}^3/\text{d}$ 。受地形影响,潜水流向与地形一致,整体由残丘区流向平原区,由北部长江沿岸向南流入太湖。由于受人类活动

* 收稿日期:2021-01-11 修订日期:2021-07-12 责任编辑:谭桂丽

基金项目:中国地质调查局“苏南现代化建设示范区 1:5万环境地质调查(编号:DD20160245)”、“杭州多要素城市地质调查(编号:DD20190281)”、“沙颍河—涡河流域水文地质调查(编号:DD20190354)”项目联合资助。

第一作者简介:李亮,1985年生,男,工程师,硕士,主要从事水文地质调查研究工作。Email:280283941@qq.com。

影响,含水层局部潜水流向略有不同。区内第Ⅰ承压水分布广泛,含水层岩性以灰色、深灰色、灰黄色粉砂、粉细砂为主,钻孔揭露厚度 <15 m,地下水位埋深 $2.5\sim 12$ m,单井涌水量 $100\sim 500$ m^3/d 。第Ⅱ承压水含水层是苏锡常地区的主要含水层,受中更新世长江古河道和东青古河道控制,岩性以中

细砂、中粗砂、含砾粗砂为主,河床厚 $5\sim 45$ m,水位埋深 $17\sim 47$ m,单井涌水量 $500\sim 3\,000$ m^3/d 。第Ⅰ承压含水层和第Ⅱ承压含水层是该区 20 世纪末主要的地下水开采层,受承压水位降落漏斗的影响,第Ⅰ承压水和第Ⅱ承压水整体由北西、南东向常州市武进区石塘湾镇方向径流。

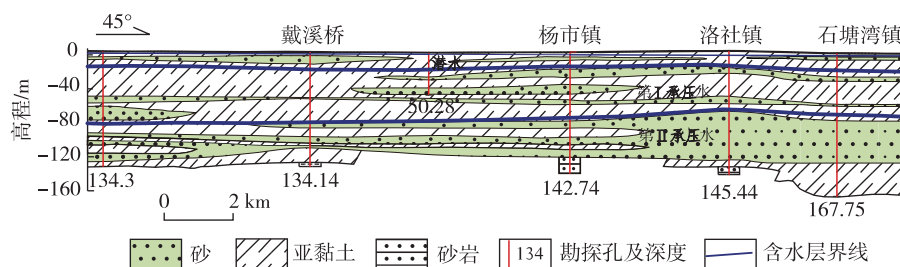


图 1 研究区水文地质剖面图

Fig. 1 Hydrological section of the study area

2 样品采集和测试方法

2017 年 7—8 月和 2018 年 7—8 月,在研究区共采集潜水 112 组,其中第Ⅰ承压水和第Ⅱ承压水分别采集 10 组和 9 组。采样前,使用中海达 V30 Plus GNSS RTK 对样品点进行定位,采样点分布如图 2 所示。样品采集时,用水样清洗 2~3 次。每个采用点均采集 2 瓶水样,其中 1 瓶水样加入 1:1 浓硝酸,样品 pH 值 <2 ,用于测试金属阳离子;另 1 瓶水样为原水,用于测定 HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、溶解性总固体(TDS)等化学指标。

样品在国土资源部华东矿产资源监督检测中心完成检测。 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 等离子均采用电感耦合等离子体发射光谱仪测定, HCO_3^- 、 Cl^- 等离子采用滴定法,用自动电位滴定仪测定。

3 结果与讨论

基于相关样品的水化学参数测试结果,利用 SPSS、Origin 软件进行数据分析,综合运用描述性统计、相关性分析、Piper 三线图和离子比例系数法研究地下水水化学特征和演变机理。

3.1 水化学特征

对 2017—2018 年采集的 112 个潜水样品、10 个第Ⅰ承压水样品和 9 个第Ⅱ承压水样品的主要水化学参数进行特征统计分析,结果如表 1 所示。

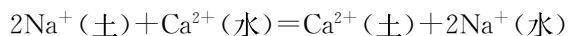
由表 1 可知:潜水中主要阳离子(Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+})、阴离子(HCO_3^- 、 SO_4^{2-})及 TDS 的变异系数大于承压水相应的变异系数,表明潜水的水化学性质在空间分布上差异性较大,受水文气象条件、人类活动等因素的影响大于承压水。 Cl^- 在潜水和承压水中的变异系数(0.63~0.69)基本相同,说明其在潜水和承压水中的空间变异性较稳定,受外界影响小。在潜水中, K^+ 和 SO_4^{2-} 离子变异系数较大,平均值较小,说明 K^+ 和 SO_4^{2-} 是易受环境因素影响的敏感离子。

3.2 相关性分析

相关性分析可揭示地下水水化学参数的相似性、相异性及来源的一致性和差异性^[18-19]。分别对研究区潜水、第Ⅰ承压水和第Ⅱ承压水的主要离子进行 Pearson 相关系数计算,结果如表 2 所示。

由表 2 可知, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 与 HCO_3^- 具有正相关关系,相关系数 >0.8 。由于潜水与外界接触密切,离子之间相关性的作用机理可解释为:① 大气中的 CO_2 进入潜水,达到碳酸平衡,生成碳酸、重碳酸根和碳酸根;② 水中 CO_2 促进风化-溶滤反应,通过水解和酸化作用使矿物风化产生高岭土、 HCO_3^- 和 H_4SiO_4 ,释放 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 等离子。

由第Ⅰ承压水和第Ⅱ承压水主要离子相关性(表 2)可知, Na^+ 与 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 呈反比,推测 Na^+ 与 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 之间可能发生了以下阳离子交换。



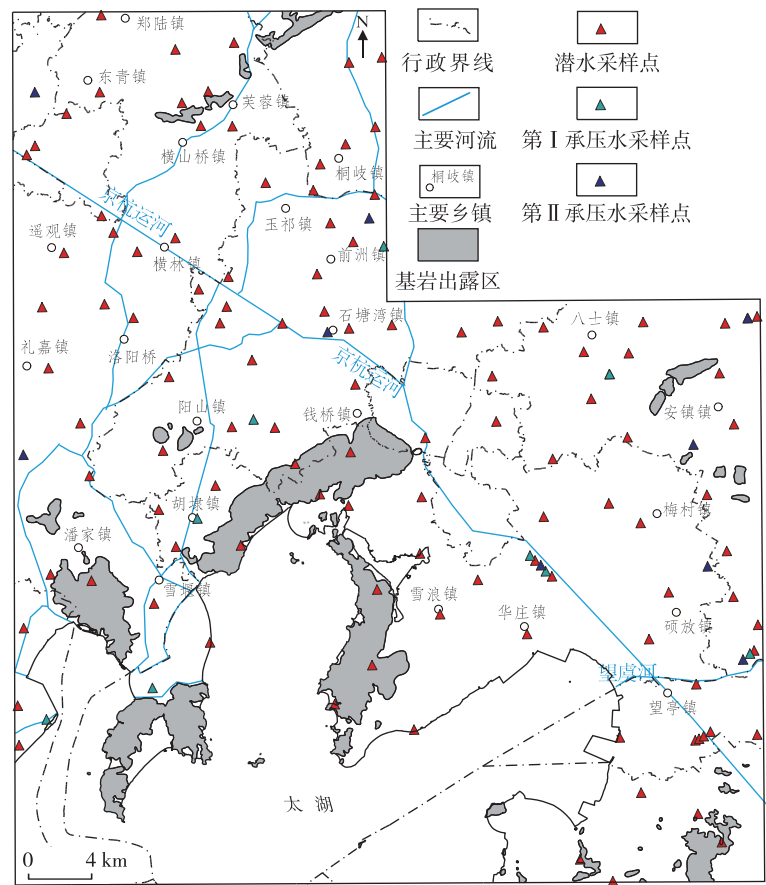


图 2 研究区采样位置图

Fig. 2 Sampling locations of the study area

表 1 研究区地下水水化学参数统计结果

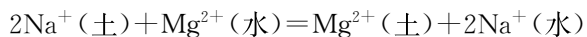
Table 1 Statistics of hydrochemical parameters of groundwater in the study area

地下水类型	特征值	pH 值	K ⁺ / (mg · L ⁻¹)	Na ⁺ / (mg · L ⁻¹)	Ca ²⁺ / (mg · L ⁻¹)	Mg ²⁺ / (mg · L ⁻¹)	Cl ⁻ / (mg · L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ / (mg · L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ / (mg · L ⁻¹)	TDS/ (mg · L ⁻¹)
潜水	最大值	8.33	51.30	146.00	142.00	38.10	152.00	253.00	619.00	866.00
	最小值	6.98	0.50	11.10	31.00	5.00	7.10	0.00	72.20	199.00
	标准差	0.25	9.87	19.37	23.58	6.87	25.96	33.32	108.17	134.09
	平均值	7.84	9.03	43.60	68.04	17.89	40.20	57.15	265.97	425.91
	变异系数	0.03	1.09	0.44	0.35	0.38	0.65	0.58	0.41	0.31
第 I 承压水	最大值	7.70	1.70	123.00	82.20	28.50	50.90	10.30	532.00	536.00
	最小值	7.44	0.70	44.30	31.60	14.00	8.10	5.20	359.00	328.00
	标准差	0.1	0.30	25.86	16.32	4.51	11.85	1.37	55.58	55.29
	平均值	7.58	1.27	82.22	50.97	18.42	17.08	6.58	448.40	421.00
	变异系数	0.01	0.23	0.31	0.32	0.25	0.69	0.21	0.12	0.13
第 II 承压水	最大值	8.15	2.00	149.00	66.30	20.20	48.90	18.54	543.00	512.00
	最小值	7.41	0.70	34.10	30.20	10.80	9.11	5.68	327.00	362.00
	标准差	0.22	0.37	34.44	9.44	2.33	13.97	4.05	64.07	57.84
	平均值	7.72	1.13	109.98	43.00	15.60	24.40	9.29	468.89	458.00
	变异系数	0.03	0.32	0.31	0.22	0.15	0.57	0.44	0.14	0.13

表 2 研究区水化学参数相关性系数矩阵

Table 2 Correlation coefficient matrices of hydrochemical parameters in the study area

类型	指标	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	TDS
潜水	K ⁺	1.00	0.14	-0.03	0.01	0.01	0.16	0.01	0.23
	Na ⁺		1.00	0.64	0.69	0.80	0.56	0.63	0.86
	Ca ²⁺			1.00	0.83	0.66	0.48	0.87	0.88
	Mg ²⁺				1.00	0.66	0.42	0.83	0.85
	Cl ⁻					1.00	0.36	0.54	0.79
	SO ₄ ²⁻						1.00	0.17	0.56
	HCO ₃ ⁻							1.00	0.81
	TDS								1.00
第 I 承压水	K ⁺	1.00	0.55	-0.18	0.11	0.03	0.15	0.66	0.55
	Na ⁺		1.00	-0.67	-0.47	0.06	-0.27	0.45	0.43
	Ca ²⁺			1.00	0.75	0.57	0.00	0.29	0.36
	Mg ²⁺				1.00	0.21	-0.15	0.51	0.39
	Cl ⁻					1.00	-0.07	0.53	0.75
	SO ₄ ²⁻						1.00	-0.33	-0.20
	HCO ₃ ⁻							1.00	0.94
	TDS								1.00
第 II 承压水	K ⁺	1.00	0.17	-0.09	0.71	-0.14	-0.06	0.37	0.34
	Na ⁺		1.00	-0.84	-0.48	-0.07	0.19	0.94	0.91
	Ca ²⁺			1.00	0.43	0.29	0.00	-0.74	-0.56
	Mg ²⁺				1.00	0.03	-0.26	-0.32	-0.30
	Cl ⁻					1.00	0.37	-0.27	0.16
	SO ₄ ²⁻						1.00	0.06	0.36
	HCO ₃ ⁻							1.00	0.89
	TDS								1.00



3.3 水岩作用分析

3.3.1 主控因素

Gibbs 图常用来研究水岩作用对地下水化学的影响, Gibbs 图中具有较低 TDS 值和较高 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 值、 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 值的水样落在降水作用区, 而具有较高 TDS 值和较低 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 值、 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 值的样品落在中部岩石风化作用区, 较高 TDS 值和较高 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 值、 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 值的样品落在蒸发结晶控制区^[20]。

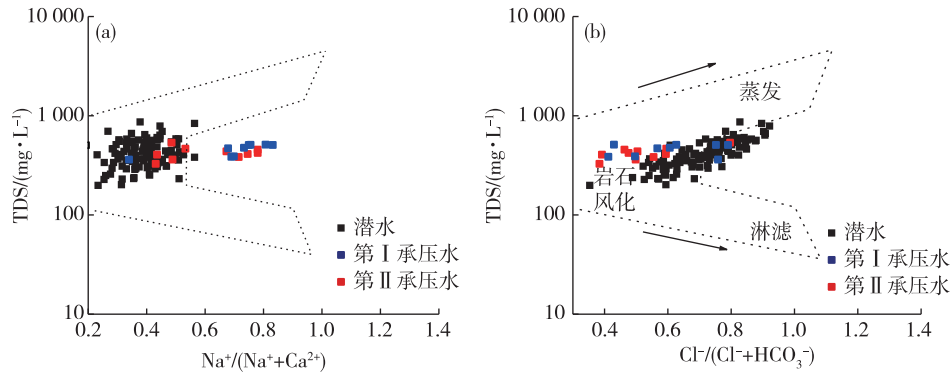
利用 Gibbs 图对研究区地下水进行分析。结果显示, 研究区地下水主要受岩石风化作用影响, 潜水受到了明显的蒸发作用影响。由图 3(a) 可知, 部分承压水 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 值为 0.6~0.8, Na^+ 浓度明显高于 Ca^{2+} 浓度, 推测受到了含钠矿物的溶解和阳离子交换作用影响。由图 3(b) 可知, 部分潜水样品 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 值 > 0.6 , Cl^- 含量偏高, 表明潜水受到人类活动影响。

地下水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于岩石(碳酸盐

岩和硅酸盐岩)的风化溶解和蒸发盐岩(石膏)的溶解, 可以用 $\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$ (毫克当量值)指示来源于硅酸盐岩或碳酸盐岩风化溶解的部分。一般地下水中 Na^+ 和 K^+ 主要来源于大气降水、盐岩和硅酸盐岩的溶解, 可以用 $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$ (毫克当量值)指示硅酸盐岩的溶解部分^[21]。因此, 利用研究区地下水测试数据制作 $(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}) / \text{HCO}_3^-$ 与 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-) / \text{HCO}_3^-$ (毫克当量比值)关系图(图 4), 解释硅酸盐岩和碳酸盐岩的溶解对地下水的贡献。由图 4 可知, 第 I 承压水、第 II 承压水及部分潜水投影点落在 $(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}) / \text{HCO}_3^- + (\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-) / \text{HCO}_3^- = 1$ 线附近, 说明该区硅酸盐岩溶解对地下水的贡献较大; 部分潜水投影点落在 $(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}) / \text{HCO}_3^- > 1$ 范围内, 说明局部受人类活动影响, 多出的 $\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$ 离子可能被 Cl^- 或 NO_3^- 平衡^[22-23]。

3.3.2 人类活动输入

利用 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 与 Ca^{2+} 的比值关系可分析人类活动对地下水主要离子的影响程度: 当 $\text{SO}_4^{2-} /$



(a). TDS- $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 图; (b). TDS- $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 图

图 3 研究区地下水 Gibbs 图^[20]

Fig. 3 Gibbs diagrams of the groundwater in the study area^[20]

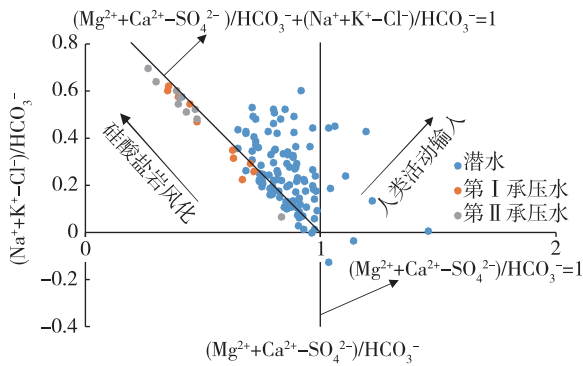


图 4 硅酸盐岩和碳酸盐岩风化的相对贡献图^[21]

Fig. 4 Weathering contributions of silicate and carbonate^[21]

$\text{Ca}^{2+} > \text{NO}_3^- / \text{Ca}^{2+}$ (毫克当量比值) 时, 人为活动受工矿活动影响较大; 反之, 人为活动受农业活动和生活污水的影响较大^[24]。研究区潜水 SO_4^{2+} 与 Ca^{2+} 浓度比值较高 (图 5), 说明潜水受人类活动影响, 且工矿活动影响大于农业活动、生活污水影响, 这与常州、无锡地区发达的工业活动有关。

3.4 离子比系数

在地下水化学成分中, 各组分之间的含量比系数可用来研究某些水文地球化学问题^[25], 离子比系数可反映地下水水化学演化过程。

3.4.1 $\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$

$\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$ 系数称为地下水成因系数, 是表征地下水 Na^+ 富集程度的水文地球化学参数^[26]。标准海水的 $\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$ 系数平均值为 0.85, 低矿化度水具有较高的 $\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$ 系数, 高矿化度水具有

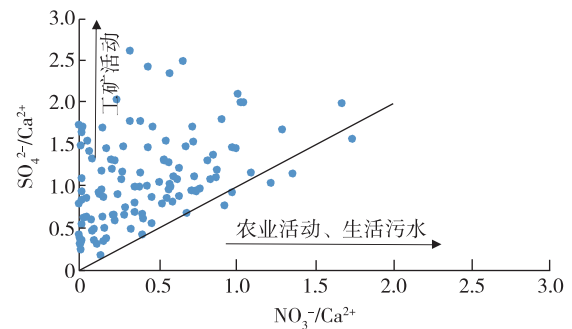


图 5 潜水 $\text{SO}_4^{2-} / \text{Ca}^{2+}$ 与 $\text{NO}_3^- / \text{Ca}^{2+}$ 关系图

Fig. 5 Relation of $\text{SO}_4^{2-} / \text{Ca}^{2+}$ and $\text{NO}_3^- / \text{Ca}^{2+}$ in shallow groundwater

较低的 $\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$ 系数^[27]。

由图 6(a) 可知, 研究区潜水大部分样品、承压水所有样品位于 1:1 线以上, 说明 Na^+ 毫克当量浓度基本均大于 Cl^- 毫克当量浓度, 表明地下水在径流过程中发生了物理、化学作用, 使 Na^+ 释放出来。促使 Na^+ 增加的物理、化学作用主要有两方面: ① 水中的 Ca^{2+} 和土壤中的 Na^+ 发生交换, 使 Na^+ 毫克当量浓度大于 Cl^- 毫克当量浓度; ② 硅酸盐溶解^[28], 使水中 Na^+ 浓度增加, 可能是钠长石的溶解造成的^[29]。由图 6(a) 可知, $\gamma_{\text{Na}^+ / \text{Cl}^-}$ 系数具有“第 II 承压水 > 第 I 承压水 > 潜水”的规律, 说明从潜水电到第 I 承压水、第 II 承压水, 矿化度逐渐降低。由图 6(b) 可知, 潜水中部分样点 $\gamma_{\text{K}^+ / \text{Cl}^-} > 0.2$, 说明发生了钾长石的溶解^[29]。

3.4.2 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$

当 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 值接近

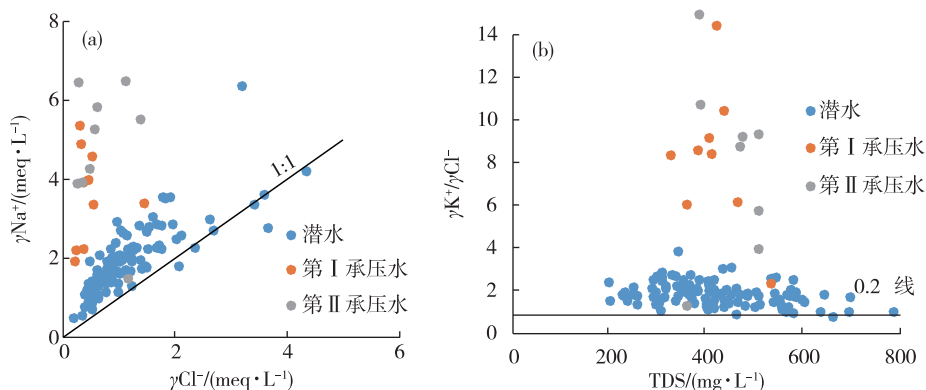


图 6 研究区地下水 $\gamma\text{Na}^+ - \gamma\text{Cl}^-$ 关系(a)、 $\gamma\text{K}^+ / \gamma\text{Cl}^- - \text{TDS}$ (b)关系图

Fig. 6 Relation of $\gamma\text{Na}^+ - \gamma\text{Cl}^-$ (a) and $\gamma\text{K}^+ / \gamma\text{Cl}^- - \text{TDS}$ (b) of groundwater in the study area

1:1时,说明白云石、石膏等风化溶解占主要作用;当 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 值 <1 时,说明发生了离子交换作用^[30-31]。

由图 7(a)可知,潜水投影点位于或接近 1:1 线附近,表明潜水主要来源于大气降水,主要离子 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 来源于碳酸盐岩、钙镁硅酸盐岩的风化、溶解^[32]。承压水投影点主要分布在 1:1 线下方,表明在地下水演化过程中 HCO_3^- 增加或 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 减少,结合 Na^+ 与 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 呈负相关,说明通过离子交换作用,水中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 替换了土壤颗粒中的 Na^+ ,从而使 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 浓度降低。

3.4.3 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$

$\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 值可以反映地下水中溶解物的特征,当 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 值 >2 时,表明硅酸盐溶解可使 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 进入地下水;当 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 为 1~2,表明方解石发生了溶解;当 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 值为 0~1,表明白云石或碳酸盐岩发生了溶解^[29]。

由图 7(b)可知,潜水样品大部分 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 值 >2 (少部分为 1~2),表明潜水主要为硅酸盐岩溶解及少量方解石溶解;承压水部分样品 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+}$ 值为 1~2,表明承压含水层方解石发生了溶解。

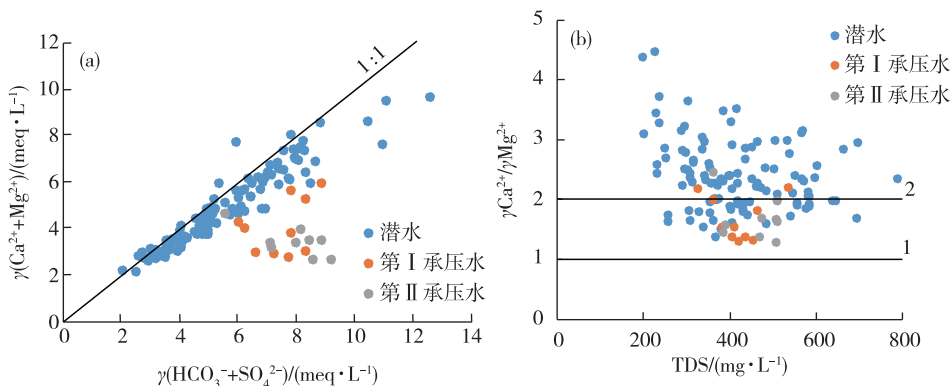


图 7 研究区地下水 $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ (a)和 $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+} - \text{TDS}$ (b)关系图

Fig. 7 Relation of $\gamma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \gamma(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ (a) and $\gamma\text{Ca}^{2+} / \gamma\text{Mg}^{2+} - \text{TDS}$ (b) of groundwater in the study area

3.4.4 $\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) / \gamma\text{HCO}_3^-$

$\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) / \gamma\text{HCO}_3^-$ 值可进一步解释地下水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的来源。如果 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 只来自含水层物质中碳酸盐岩的溶解和副辉石或角闪石矿物

的风化作用,该比值大约为 0.5^[26]。由图 8(a)可知,承压水大部分样品 $\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) / \gamma\text{HCO}_3^-$ 值接近或 <0.5 ,反映 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 通过阳离子交换损耗或 HCO_3^- 浓缩,在碱性环境下, HCO_3^- 不能大量产生 H_2CO_3 ^[29],所以,承压水中 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 主要消耗于

阳离子交换作用,该结论与 3.2 章节得出的结论一致。

潜水中, $\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+})/\gamma\text{HCO}_3^-$ 值接近或 >1 , 表明潜水碱度过剩是由于 Na^+ 和 K^+ 发生了平衡。

3.4.5 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Ca}^{2+}$

由图 8(b) 可知,承压水 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Ca}^{2+}$ 值大部

分 >2 , 表明承压水中 Ca^{2+} 、 Na^+ 之间发生了阳离子交换,同时伴随着硅酸盐岩的溶解^[32]。潜水中 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Ca}^{2+}$ 值大部分为 $0.5 \sim 2$, 表明大气降水淋滤、碳酸盐岩溶解占了较大比重,该结论与 3.2 章节得出的结论一致。

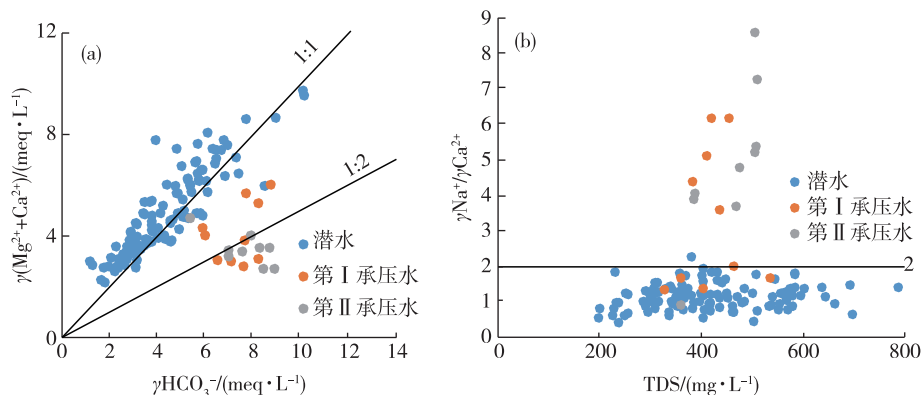


图 8 研究区地下水 $\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) - \gamma\text{HCO}_3^-$ (a) 和 $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Ca}^{2+} - \text{TDS}$ (b) 关系图

Fig. 8 Relation of $\gamma(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}) - \gamma\text{HCO}_3^-$ (a) and $\gamma\text{Na}^+/\gamma\text{Ca}^{2+} - \text{TDS}$ (b) of groundwater in the study area

3.5 Piper 三线图

利用 Origin Pro 软件中的 Piper 模块绘制地下水 Piper 三线图(图 9)。潜水水化学类型以 $\text{Ca} \cdot$

Na-HCO_3 型、 $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ 型为主,第 I 承压水水化学类型以 $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3$ 型、 Ca-HCO_3 型为主,第 II 承压水水化学类型以 $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3$ 型、

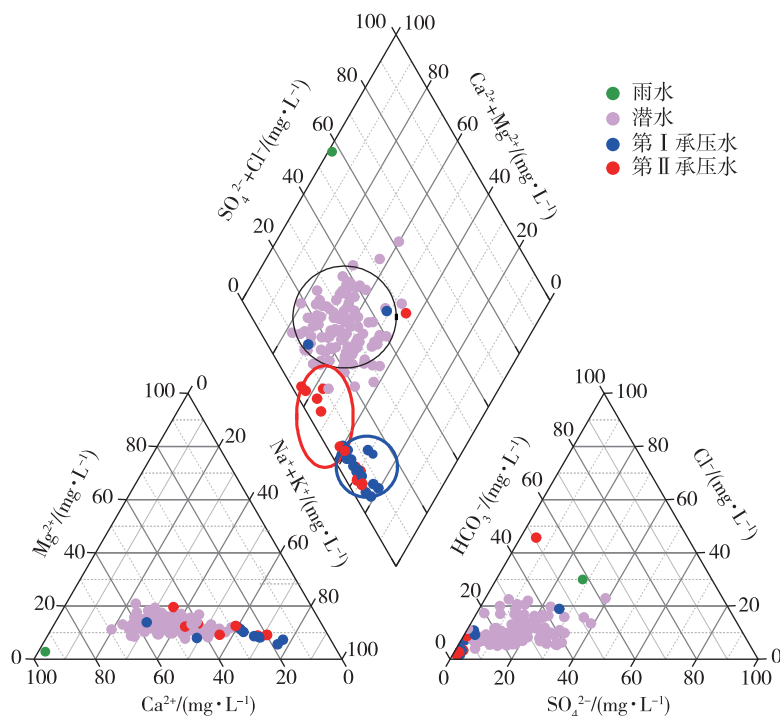


图 9 研究区地下水 Piper 三线图

Fig. 9 Piper three-line diagram of groundwater in the study area

Na-HCO₃ 型为主。总体看,承压水水化学类型较单一,潜水水化学类型相对复杂,主要由于潜水处于半开放状态,影响因素较多,而承压水处于半封闭状态,离子浓度相对稳定。潜水中弱酸根>强酸根,表明自然环境下的浓缩作用不强烈。

(1) 地下水主要阳离子为 Na⁺+K⁺ 和 Ca²⁺, 从承压水到潜水,Na⁺+K⁺ 比重逐渐减少,Ca²⁺ 比重逐渐增大,Mg²⁺ 比重基本不变。

(2) 地下水主要阴离子为 HCO₃⁻, 从承压水到潜水,Cl⁻ 和 SO₄²⁻ 比重逐渐增加。

(3) 在 Piper 三线图(图 9)中,第 II 承压水、第 I 承压水、潜水离子具有明显的分层,第 II 承压水以 Na⁺+K⁺ 和 HCO₃⁻ 为主,第 I 承压水的阴离子与第 II 承压水相似,但阳离子中 Ca²⁺+Mg²⁺ 比例逐渐增大,潜水水化学特征更接近大气降水,阴离子以 HCO₃⁻ 为主,阳离子以 Ca²⁺+Mg²⁺ 为主,其中 HCO₃⁻ 比重较承压水减小,而 Ca²⁺+Mg²⁺ 比重较承压水增大。

4 结论

(1) 太湖流域北部潜水处于半开放状态,受水文气象条件、人类工矿活动和农业活动等因素影响,Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻、SO₄²⁻ 和 TDS 的空间差异性较大;承压水受外界干扰因素影响小,Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、HCO₃⁻、SO₄²⁻ 和 TDS 的差异性较小。

(2) 地下水主要受矿物风化-溶滤作用影响,硅酸盐岩的溶解对地下水化学特征影响较大。潜水受人类活动影响,其中工矿活动的影响大于农业活动、生活污水的影响。承压水发生了阳离子交换作用,Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 浓度降低,Na⁺ 浓度增高。

(3) 潜水的水化学类型以 Ca·Na-HCO₃ 型、Ca·Na-HCO₃·SO₄ 型为主;承压水的化学类型单一,第 I 承压水水化学类型以 Ca·Na-HCO₃ 型、Ca-HCO₃ 型为主,第 II 承压水水化学类型以 Ca·Na-HCO₃ 型、Na-HCO₃ 型为主。

(4) 潜水、第 I 承压水和第 II 承压水离子具有明显的分层性,从潜水到承压水,Cl⁻、SO₄²⁻ 和 Ca²⁺+Mg²⁺ 比重逐渐减少,Na⁺+K⁺ 和 HCO₃⁻ 离子比重逐渐增加。

参考文献

[1] 王晓曦,王文科,王周锋,等. 滦河下游河水及沿岸地

下水水化学特征及其形成作用[J]. 水文地质工程地质,2014,41(1):25-33.

WANG X X, WANG W K, WANG Z F, et al. Hydrochemical characteristics and formation of river water and groundwater along the downstream Luanhe River, northeastern China[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2014, 41(1):25-33.

[2] 彭李晖,刘延锋,杨霄翼. 焉耆盆地开都河北岸潜水水化学演化规律[J]. 地质科技情报,2013,32(6):123-129.

PENG L H, LIU Y F, YANG X Y. Hydrochemical Evolution of Phreatic Water in the Northern Area of Kaidu River in Yanqi Basin[J]. Geological Science and Technology Information, 2013, 32(6):123-129.

[3] MATTER J M, WABER H N, LOEW S, et al. Recharge areas and geochemical evolution of groundwater in an alluvial aquifer system in the Sultanate of Oman[J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(1/2):203-224.

[4] ZHANG G, DENG W, YANG Y S, et al. Evolution study of a regional groundwater system using hydrochemistry and stable isotopes in Songnen Plain, northeast China[J]. Hydrological Processes, 2007, 21(8):1055-1065.

[5] 章光新,邓伟,何岩,等. 中国东北松嫩平原地下水水化学特征与演变规律[J]. 水科学进展,2006,17(1):20-28.

ZHANG G X, DENG W, HE Y, et al. Hydrochemical characteristics and evolution laws of groundwater in Songnen Plain, Northeast China[J]. Advances in Water Science, 2006, 17(1):20-28.

[6] 赵振华,袁革新,吴吉春,等. 西北某放射性废物处置预选区地下水水化学特征及地球化学模拟[J]. 水文地质工程地质,2011,38(4):1-7.

ZHAO Z H, YUAN G X, WU J C, et al. Hydrochemical characteristics and hydrogeochemical modeling of groundwater in a certain potential radioactive waste disposal site in Northwest China[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2011, 38(4):1-7.

[7] 王文祥,王瑞久,李文鹏,等. 塔里木盆地河水氢氧同位素与水化学特征分析[J]. 水文地质工程地质,2013,40(4):29-35.

WANG W X, WANG R J, LI W P, et al. Analysis of stable isotopes and hydrochemistry of rivers in Tarim Basin[J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2013, 40(4):29-35.

[8] 谢红彬,陈雯. 太湖流域制造业结构变化对水环境演变的影响分析——以苏锡常地区为例[J]. 湖泊科学,2002,14(1):393-394.

- XIE H B, CHEN W. Impacts of Change of Industrial Structure on the Water Environment in Taihu Basin: A Case Study of Suzhou-Wuxi-Changzhou District [J]. Journal of Lake Sciences, 2002, 14(1): 393-394.
- [9] 薛禹群, 张云. 长江三角洲南部地面沉降与地裂缝[J]. 华东地质, 2016, 37(1): 1-9.
- XUE Y Q, ZHANG Y. Land subsidence and land fissures in the southern Yangtze River Delta [J]. East China Geology, 2016, 37(1): 1-9.
- [10] 刘立才, 陈鸿汉, 杨仪, 等. 苏锡常地区浅层地下水 $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ 特征及其成因初探[J]. 中国地质, 2008, 35(1): 117-122.
- LIU L C, CHEN H H, YANG Y, et al. Characteristics and genesis of $\gamma\text{Na}/\gamma\text{Cl}$ in shallow groundwater in the Suzhou-Wuxi-Changzhou region [J]. Geology in China, 2008, 35(1): 117-122.
- [11] 刘立才, 陈鸿汉, 杨仪, 等. 沉积环境和人类活动对苏锡常地区浅层地下水的水质效应[J]. 中国地质, 2009, 36(4): 915-919.
- LIU L C, CHEN H H, YANG Y, et al. The effects of sedimentary environment and human activity on shallow groundwater quality in Suxichang area [J]. Geology in China, 2009, 36(4): 915-919.
- [12] 陆徐荣, 朱锦旗, 王彩会, 等. 同位素技术释解苏锡常地区浅层地下水水循环机制[J]. 水文地质工程地质, 2006, 33(4): 52-55.
- LU X R, ZHU J Q, WANG C H, et al. Circulation mechanism of shallow ground water in Suzhou-Wuxi-Changzhou area interpreted using isotope techniques [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2006, 33(4): 52-55.
- [13] 中国地质调查局南京地质调查中心. 长江经济带地质环境综合调查工程简介[J]. 华东地质, 2016, 37(1): 76-78.
- Nanjing Center, China Geological Survey. A brief introduction of comprehensive geological environment survey project in Yangtze River Economic Belt [J]. East China Geology, 2016, 37(1): 76-78.
- [14] 姜月华, 贾军元, 许乃政, 等. 苏锡常地区地下水同位素组成特征及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2008, 38(4): 493-500.
- JIANG Y H, JIA J Y, XU N Z, et al. Characteristics and significance of groundwater isotope composition in Suzhou-Wuxi-Changzhou area [J]. Science in China, 2008, 38(4): 493-500.
- [15] 姜月华, 苏晶文, 张泰丽, 等. 长江三角洲经济区环境地质[M]. 北京: 地质出版社, 2015.
- JIANG Y H, SU J W, ZHANG T L, et al. Environmental geology in the Yangtze River Delta Economic Zone [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2015.
- [16] 陈锁忠, 陶芸, 潘莹. 苏锡常地区地下水超采引发的环境地质问题及其对策[J]. 南京师大学报: 自然科学版, 2002, 25(2): 67-72.
- CHEN S Z, TAO Y, PAN Y. Environmental Geological Problems Caused by Excess Drawing Groundwater and Countermeasures in the Suzhou, Wuxi and Changzhou Area [J]. Journal of Nanjing Normal University, 2002, 25(2): 67-72.
- [17] 胡建平, 隋兆显, 陈杰. 苏锡常地区地下水禁采后的地质环境效应研究[J]. 江苏地质, 2006, 30(4): 261-264.
- HU J P, SUI Z X, CHEN J. Study on geological environmental effect after banning groundwater pumping in Su-Xi-Chang area [J]. Geological of Jiangsu, 2006, 30(4): 261-264.
- [18] 姜凌, 李佩成, 郭建青. 贺兰山西麓典型干旱区绿洲地下水水化学特征与演变规律[J]. 地球科学与环境学报, 2009, 31(3): 285-290.
- JIANG L, LI P C, GUO J Q. Hydrochemical Characteristics and Evolution Laws of Groundwater in Typical Oasis of Arid Areas on the West of Helan Mountain [J]. Journal of Earth Science and Environment, 2009, 31(3): 285-290.
- [19] 王水献, 王云智, 董新光. 焉耆盆地浅层地下水埋深与TDS时空变异及水化学的演化特征[J]. 灌溉排水学报, 2007, 26(5): 90-93.
- WANG S X, WANG Y Z, DONG X G. The Spatio-temporal Variation of Shallow Groundwater TDS, Depth and Its Evolution Characteristic of Water Chemistry in Yanqi Basin [J]. Advances in Water Science, 2007, 26(5): 90-93.
- [20] WU Y, GOBSON C E. Mechanisms controlling the water chemistry of small lakes in Northern Ireland [J]. Water Research, 1996, 30(1): 178-182.
- [21] 张涛, 何锦, 李敬杰, 等. 蛤蟆通河流域地下水化学特征及控制因素[J]. 环境科学, 2018, 39(11): 4981-4990.
- ZHANG T, HE J, LI J J, et al. Major Ionic Features and Possible Controls in the Groundwater in the Hamatong River Basin [J]. Environmental Science, 2018, 39(11): 4981-4990.
- [22] 韩贵琳, 刘丛强. 贵州喀斯特地区河流的研究——碳酸盐岩溶解控制的水文地球化学特征[J]. 地球科学进展, 2005, 20(4): 394-406.
- HAN G L, LIU C Q. Hydrogeochemistry of Rivers in Guizhou Province, China: Constraint on Crustal Weathering in Karst Terrain [J]. Advances in Earth Science, 2005, 20(4): 394-406.
- [23] LI S, XU Z, WANG H, et al. Geochemistry of the upper Han River basin, China [J]. Chemical Geology,

- 2009, 264(1/4): 89-95.
- [24] 左禹政, 安艳玲, 吴起鑫, 等. 贵州省都柳江流域水化学特征研究[J]. 中国环境科学, 2017, 37(7): 2684-2690.
- ZUO Y Z, AN Y L, WU Q X, et al. Study on the hydrochemical characteristics of Duliu River basin in Guizhou Province[J]. China Environmental Science, 2017, 37(7): 2684-2690.
- [25] 沈照理. 水文地球化学基础[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- SHEN Z L. Fundamentals of hydrogeochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993.
- [26] SAMI K. Recharge mechanisms and geochemical processes in a semi-arid sedimentary basin, Eastern Cape, South Africa[J]. Journal of Hydrology, 1992, 139(1/4): 27-48.
- [27] 李学礼, 孙占学, 刘金辉. 水文地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 2010.
- LI X L, SUN Z X, LIU J H. Hydrogeochemistry[M]. Beijing: Atomic Energy Press, 2010.
- [28] Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads[J]. Oceanographic Literature Review, 1987, 34(12): 1041.
- [29] CHANG J, WANG G. Major ions chemistry of groundwater in the arid region of Zhangye Basin, northwestern China[J]. Environmental Earth Sciences, 2010, 61(3): 539-547.
- [30] FISHER R S, MULLICAN I W F. Hydrochemical Evolution of Sodium-Sulfate and Sodium-Chloride Groundwater Beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA[J]. Hydrogeology Journal, 1997, 5(2): 4-16.
- [31] ZHU G F, SU Y H, FENG Q. The hydrochemical characteristics and evolution of groundwater and surface water in the Heihe River Basin, northwest China[J]. Hydrogeology Journal, 2008, 16(1): 167-182.
- [32] WEN X, WU Y, SU J, et al. Hydrochemical characteristics and salinity of groundwater in the Ejina Basin, Northwestern China[J]. Environmental Geology, 2005, 48(6): 665-675.

Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in northern Taihu Lake Basin

LI Liang¹, XING Huaixue¹, GONG Jianshi¹, WANG Hesheng¹, ZHOU Kaie¹,
ZHU Yingxin¹, DENG Tingting²

(1. Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, Jiangsu, China;

2. Jiangsu Non-ferrous Metals East China Geological Exploration Bureau, Nanjing, 210007, Jiangsu, China)

Abstract: In order to find out the hydrochemical characteristics and genetic mechanism of groundwater in northern Taihu Lake Basin, based on hydrogeological conditions, the groundwater chemical characteristics and the distribution of controlling factors in different aquifers are analyzed by using mathematical statistics, Piper three-line diagram and ion ratio method. The results are as follows: Firstly, the hydrochemical types of shallow groundwater in the study area are complex with the main cations including $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3$ and $\text{Ca} \cdot \text{Na-HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$. On the contrary, the hydrochemical types of confined water are relatively simple with HCO_3 as the main anion and Ca , $\text{Ca} \cdot \text{Na}$ and Na as the main cation. Secondly, hydrochemical formation of shallow groundwater is mainly affected by the weathering and dissolution of minerals, among which the dissolution of silicate rock plays a great role. With respect to the impact on phreatic water from human activities, the influence from industrial and mining activities is much greater than that from agriculture and domestic sewage. Cationic exchange occurred in the confined water, which reduced the concentrations of Ca^{2+} and Mg^{2+} and increased the concentration of Na^+ . Thirdly, the ion characteristics of phreatic water and confined water have obvious stratification in vertical direction.

Key words: hydrochemical characteristics; formation mechanism; groundwater; Taihu Lake Basin