

苟富刚, 龚绪龙, 刘源. 长江三角洲北翼更新世以来的水土环境地球化学特征及其环境指示意义[J]. 海洋学报, 2024, 46(3): 33–53, doi:10.12284/hyxb2023172

Gou Fugang, Gong Xulong, Liu Yuan. Geochemical characteristics of water and soil environment and its environmental indicating significances since the Pleistocene in the northern flank of the Changjiang River Delta[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(3): 33–53, doi:10.12284/hyxb2023172

长江三角洲北翼更新世以来的水土环境地球化学特征及其环境指示意义

苟富刚^{1,2}, 龚绪龙^{1,2}, 刘源^{1,2}

(1. 江苏省地质调查研究院, 江苏 南京 210049; 2. 自然资源部地裂缝地质灾害重点实验室, 江苏 南京 210049)

摘要: 江苏沿海平原是江苏省域水资源脆弱带, 地下水咸化已成为较为严重的生态环境问题。为了解析长江三角洲北翼地区更新世以来地下水的补给及其盐分来源, 布设一口 275 m 的深井 HYRD1, 全孔连续采集易溶盐样品、土工样品、水样。在区域采集地表水、浅层与深层地下水、海水样品。采用易溶盐指标结合土工指标(含水率、湿密度、比重)获取了 HYRD1 高精度孔隙水的水化学特征。采用 Piper 三线图、Gibbs 图、离子比值法等结合 δD 、 $\delta^{18}O$ 数据、 ^{14}C 测年数据解析了更新世以来地下水的补给及其盐分来源。结果表明: 土体盐分主要为 NaCl, 盐渍土占比为 25%。盐渍土主要分布在 Q_{p3} 弱透水层、 Q_{p2} 地层与 Q_{p1} 上段地层。孔隙水水化学类型为 Cl-Na 型(仅 Q_{p1} 下段个别点为 $HCO_3-Ca \cdot Na$), 微咸水占比 7%, 咸水占比 49%, 盐水占比 44%。微咸水主要分布在 Q_{p1} 下段砂层中。潜水的 $\delta^{18}O$ 、 δD 说明潜水来源为大气降水, 且受到了较为强烈的蒸发作用。弱透水层孔隙水、承压水的 $\delta^{18}O$ 、 δD 投点位于标准海水稀释线附近, 且随着深度的增加, $\delta^{18}O$ 、 δD 有减小趋势, 说明海水混合作用随着深度的增加而减小。 Q_{p1} 弱透水层多见钙质结核, 说明了 Q_{p1} 地层成土后受到了强烈的蒸发作用。HYRD1 Q_{p1} 上段及上覆地层盐分主要来源于 5 期海侵、蒸发盐岩与硅酸盐风化溶解, Q_{p1} 下段地层盐分主要来源为地壳源。地下水化学成分受到了水岩作用、蒸发浓缩作用与人类活动等的影响。

关键词: 沉积环境; 含盐特征; 易溶盐; 孔隙水; 弱透水层; 沿海含水层

中图分类号: P736.4

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2024)03-0033-21

1 引言

研究区位于长江三角洲北翼滨海地区, 研究区是长江、淮河、黄河等大河与海洋相互作用下形成的广袤平原, 受到多次海侵海退的影响, 海陆相地层交互沉积。江苏沿海平原是江苏省域水资源量最欠缺的地区, 也是省域水资源脆弱带, 水资源压力日益增长^[1]。自 20 世纪 70 年代开始, 研究区大量开采深层地下水, III、IV 承压水水位持续下降, 形成多个水位漏斗(如东漏斗与海门漏斗等), 出现地面沉降与深层

地下水咸化现象^[2-3]。深层地下水开采后形成降落漏斗后, 浅层地下水所在的载体(盐分等)通过水头压力差自弱透水层向砂层越流, 促使深层地下水与浅层地下水强烈混合, 造成深层地下水同位素测试的年龄数据较小或差异较大, 局部出现含水层地下水“年龄倒转”的现象^[4-5]。研究区部分深层地下水现氡水^[6]。江苏沿海地区含水砂层与其孔隙水含盐指标呈线性正相关, 土体中 Cl 含量与孔隙水溶解性总固体(Total Dissolved Solids, TDS)回归分析建立的模型相关性最高^[3, 7]。深层地下水总体呈咸化趋势, 且水土含盐特征

收稿日期: 2023-03-08; 修订日期: 2023-03-30。

基金项目: 中国地质调查局项目(1212011220005); 国家自然科学基金项目(42007402, 41772327); 江苏地质勘查项目(苏财资环[2022]27号)。

作者简介: 苟富刚(1985—), 男, 高级工程师, 主要从事特殊土与环境地质方面的研究工作。E-mail: goufugang@foxmail.com

具有一致性^[7]。

水化学方法能够很好地识别含水层地下水的补给过程和盐分来源^[8-13], 同位素作为地下水来源的示踪剂被广泛应用于地下水循环研究^[14-18]。地下水的同位素(δD 、 $\delta^{18}O$ 、 3H 、 ^{14}C)被广泛用于研究地下水的循环过程及其形成年代^[19]。众多学者采用 δD 、 $\delta^{18}O$ 和水化学系数开展过研究区地下水补给源、水化学演化的相关研究^[2, 20]。 ^{14}C 同位素测年结果显示江苏沿海地区深层地下水中的盐分与含水介质不属于同生关系, 其晚于含水介质的形成时间^[21-22]。江苏滨海平原浅层孔隙水的盐分主要来源于全新世海水, 深层微咸水与咸水的盐分主要源于淋滤海相地层中的盐分^[21]。

弱透水层是地下水的重要载体, 在沉积物中的占比远远大于含水砂层, 占比高达 70%^[23]。根据研究区钻孔揭露的新近纪地层弱透水层占比高达 88%, 更新世以来的弱透水层仅占比 37%, 这主要与长江的贯通以及现代环流的形成有关。长江贯通的时间争议较大, 根据研究区多个钻孔揭示的结果, 自更新世起, 研究区砂层分布明显增加, 即自早更新世起长江物源显著影响研究区。现代环流自距今 7.0 ka 形成, 苏北沿岸流也对研究区全新世土体沉积有显著影响。弱透水层释水量占据地下水开采量的重要组成部分^[24], 据不完全统计, 最高约为 41.3%^[25]。在人类活动强烈的干预下, 如地下水超采, 促使孔隙水压力减小, 含水层骨架系统压力增加, 出现了弱透水层压密释水现象, 孔隙水可能携带自身的盐分等补给相邻的含水层^[26-27]。其次, 研究区据海岸距离仅 2 km, 沿海地区地下水位下降, 含水层与相邻海水的水头差增加, 可能发生水平方向, 甚至是垂直方向的海水入侵问题, 进而影响到储备层(弱透水层)孔隙水的水质。弱透水层与含水层相比, 由于弱透水层渗透性极低, 孔隙水的提取及水力参数获取技术存在要求高、测试难度大、运移规律复杂等原因, 研究进展相对缓慢, 且研究成果多集中在浅层的包气带或者饱水带。因此, 目前有关研究区弱透水层孔隙水水化学特征的研究较少, 仅有少量浅部土体含盐特征的相关研究^[28-30]。文献^[31-32]建立了研究区 100 m 以浅土体工程地质层序, 并进行了 100 m 以浅土体含盐特征及其沉积环境分析。目前江苏沿海平原有关地下水演化循环的相关研究主要集中在浅层地下水, 对深层地下水的形成、演化以及溶质运移规律研究较少。

目前, 有关江苏滨海地区在高强度开发深层地下水的条件下, 对含水层系统结构及水质如何响应缺乏系统认识。为此, 本研究布设一口深度为 275 m 的井

(HYRD1), 采用一孔多成技术, 进行了第 III 承压水层位(上段与下段)成井。本研究采用绘制水文地质剖面的方法, 与区域地层资料进行对比, 对 HYRD1 含水层系统进行划分。全孔深度范围内采集易溶盐样品、两个成井层位水样、土工样品(用来测试渗透指标、含水率、湿密度与比重等), 为土体含盐指标与孔隙水水化学指标转化提供基础指标。同时在研究区域采集不同层位地下水样品, 进行同位素 $\delta^{18}O$ 、 δD 、 ^{14}C 以及水质全分析。本次将弱透水层与含水砂层作为一个有机整体进行研究, 采用水化学特征与同位素($\delta^{18}O$ 、 δD 、 ^{14}C)数据, 识别地下水补给来源和盐分来源, 以期确定更新世以来的地下水所赋含的环境指纹特征, 揭示其咸化机制, 为指导研究区地下水合理开发利用提供理论依据。

2 区域地质背景

研究区位于长江三角洲北翼(图 1), 隶属扬子地层区下扬子地层分区^[25]。研究区地面标高一般为 3~4 m, 第四纪松散层厚度普遍超过了 200 m。根据钻探与物探解译结果, HYRD1 第四纪地层厚度为 275 m, 基岩埋深介于 600~700 m。岩性以粉砂、细砂、粉质黏土为主(图 2), 海陆相地层相间分布。哈承佑和赵继昌^[33]对第四纪地层与含水层系统做过划分, 将含水层组(砂层)自上而下, 划分为潜水、I、II、III、IV 承压水。潜水含水层、I、II 承压含水层易受到降水补给且水力联系紧密, 因此, 将这 3 个含水层组归为浅层含水系统(图 3)。III、IV 承压含水层更新能力弱, 将其归为深层含水系统。

根据绘制的水文地质剖面结合区域第四纪地层剖面, 进行区域地层对比。再结合区域土体 AMS ^{14}C 测年、光释光测年、环境磁参数测试以及粒度分析结果, 把 HYRD1 全新统(Q_h)的底界定在 30.0 m。上更新统(Q_{p3})的底界定在 74.2 m; 中更新统(Q_{p2})的底界定在 168.1 m; 下更新统(Q_{p1})的底界定在 275 m。其中, Q_h 、 Q_{p3} 、 Q_{p2} 地层赋存的孔隙水为浅层水, Q_{p1} 以及下伏土层赋存的孔隙水为深层水。本文以上述划分的含水层系统为基础进行更新世以来土体盐分、孔隙水水化学特征及其环境指示分析。

3 样品采集及分析方法

在 HYRD1 采集易溶盐样品 112 件(图 3)。采样深度为 0~275 m, 平均间距为 2.5 m。对所采土样进行全盐量、易溶盐 8 大离子(Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+})和 pH 测试。

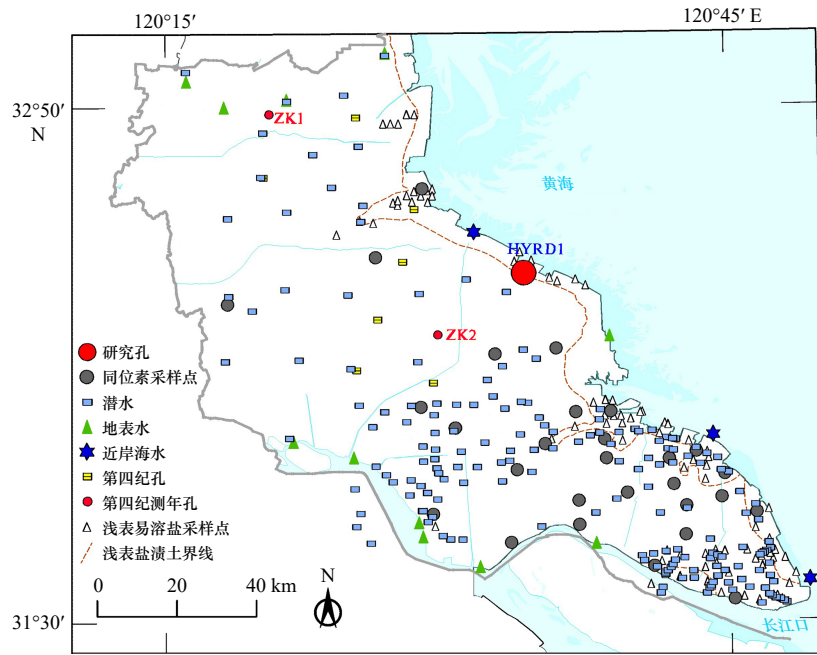


图1 研究区地理位置和采样点位

Fig. 1 Geographical location of the study area and sampling locations

易溶盐测试样品制备需要经过烘干、研磨、过筛等步骤,再以1:5比例混合的土水经过溶解、浸提(时间为3 min)、抽滤等步骤获得测试水溶液。测试方法见文献[31, 34]。

盐渍土分类参考文献[35]。目前一般采用0.1 kg土中Cl⁻和SO₄²⁻含量的比值作为分类标准,根据式(1)计算结果结合文献[35]进行分类。

$$R_1 = \frac{c(\text{Cl}^-)}{2c(\text{SO}_4^{2-})}, \quad (1)$$

式中,各离子浓度为在100 g土中所含毫摩尔数。

当 $R_1 \leq 0.3$ 时为硫酸盐渍土,当 $0.3 < R_1 \leq 1$ 时为亚硫酸盐渍土,当 $1 < R_1 \leq 2$ 时为亚氯盐渍土,当 $R_1 > 2$ 时为氯盐盐渍土。根据文献[35],对于亚氯盐渍土与氯盐,含盐量小于0.3%的为非盐渍土,含盐量大于等于0.3%且小于1%的为弱盐渍土;含盐量大于等于1.0%且小于5.0%的为中盐渍土;含盐量大于等于5.0%且小于8.0%的为强盐渍土;含盐量大于等于8.0%的为超盐渍土。

土体易溶盐样品获取方便,测试分析已规范化,但这一指标应用起来非常不方便。因为现有进行沉积环境演化分析的方法大多都是基于土体孔隙水化学特征。土体孔隙水提取方法可归并为两类:原位提取技术与室内提取技术。原位提取技术包括吸气引液法(主要针对弱透水层)与渗析法,这两种方法操作不便且成本高。室内提取技术包括浸提法、离心法、压榨法和真空蒸馏法,一般主要针对弱透水层。本文

提出了一种推演土体孔隙水水化学组分的方法,可以根据土体中的易溶盐指标结合土体基本物理指标(天然含水率、湿密度、颗粒比重)计算出孔隙水矿化度和孔隙水中Cl⁻、HCO₃⁻、SO₄²⁻、CO₃²⁻、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺等浓度[36]。与传统成井来获取含水砂层孔隙水水化学特征相比,该方法可以连续获取不同层位土体孔隙水水化学特征。

孔隙水矿化度(MOW,单位:g/L)和Cl⁻离子浓度(MOW_{Cl⁻},单位:g/L)的计算公式为

$$\text{MOW} = \frac{\rho_d \times S}{(\rho - \rho_d)/\rho_w / 1000}, \quad (2)$$

$$\text{MOW}_{\text{Cl}^-} = \frac{S_{\text{Cl}^-} \times \rho_w \times 10^{-3}}{\rho/\rho_d - 1}, \quad (3)$$

式中, S 为土体含盐量(%); S_{Cl^-} 为测试报告给出的土体中易溶盐Cl⁻离子含量(单位:mg/kg); ρ_d 为干密度(单位:g/cm³); ρ 为湿密度(单位:g/cm³); ρ_w 为4℃时水的密度(单位:g/cm³)。其他离子(HCO₃⁻、SO₄²⁻、CO₃²⁻、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺)浓度也可参考式(3)计算。

孔隙水水化学类型分类参考舒卡列夫分类。矿化度小于1 g/L为淡水,1~3 g/L为微咸水,3~10 g/L为咸水,10~50 g/L为盐水,大于50 g/L为卤水[37]。

弱透水层 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 测试样品的获取采用真空蒸馏法。含水砂层测试样品获取要保证洗井1 h以上,采用聚乙烯瓶装取,³H样品样瓶留1/3顶空,其他测试样品不留顶空。 δD 分析精度优于±1%, $\delta^{18}\text{O}$ 分析精度优于±0.2%,采用质谱法。¹⁴C测试精度为0.3 pMC(pMC代表碳百分比),采用加速质谱法。³H测试精

度优于 ± 2 TU(TU 为氡的最小浓度单位), 采用液体闪烁计数法。

矿物成分分析采用 X'Pert PRO X 射线衍射仪 (HX041), 参照 SY/T 5163-2010 进行测试分析^[38]。ZK1



图 2 HYRD1 岩心照片

Fig. 2 Core photos of Well HYRD1

a, b, c 为 Q_h 地层; d, c, f, g 为 Q_{p3} 地层; h, i, j, k, l 为 Q_{p2} 地层; m, n, o, p, q, r, s, t 为 Q_{p1} 上段地层; u, v, w, x 为 Q_{p1} 下段地层
a, b, and c refer to the Q_h stratum; d, c, f, and g represent the Q_{p3} stratum; h, i, j, k, and l represent the Q_{p2} stratum; m, n, o, p, q, r, s, and t are the upper stratum of Q_{p1} ; u, v, w, and x represent the lower stratum of Q_{p1}

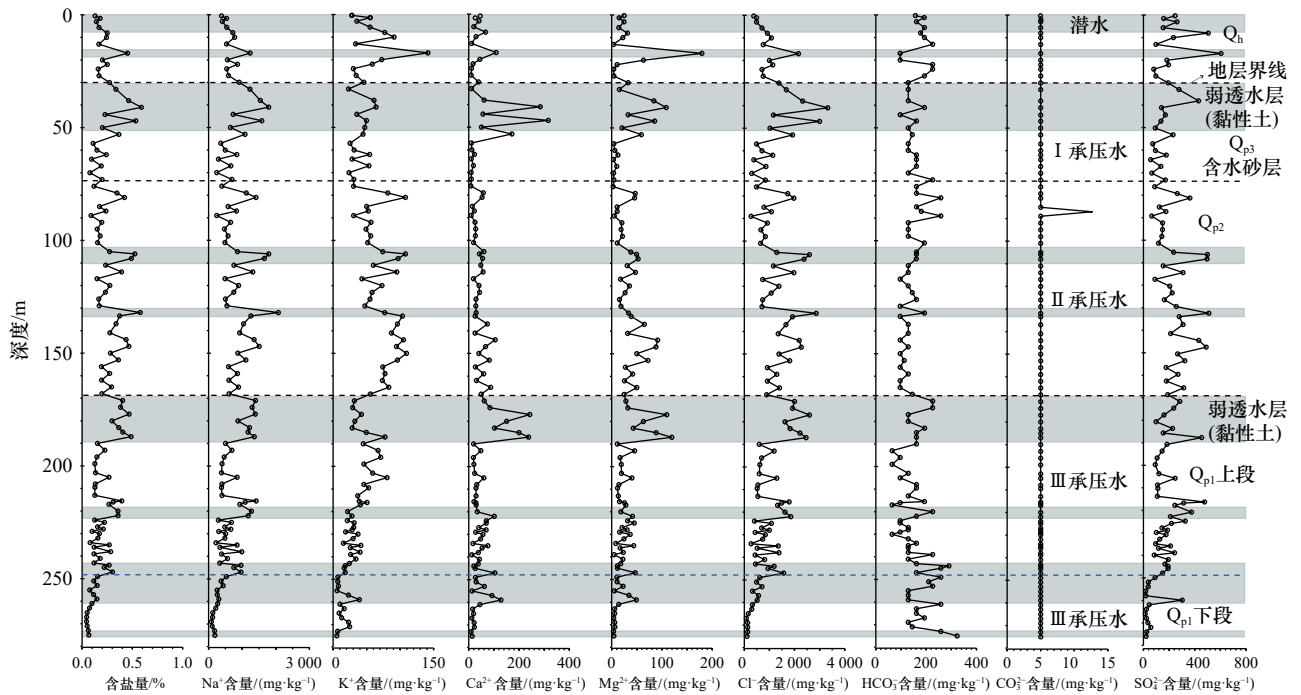


图3 HYRD1各沉积单元土体易溶盐指标

Fig. 3 Soil soluble salt index of each sediment unit of Well HYRD1

孔 AMS ^{14}C 测年材料为碳屑, ZK2 孔测年材料为贝壳, 送往北京大学 ^{14}C 实验室开展 AMS ^{14}C 测年, 送样 3 件。ZK1、ZK2 孔光释光测年材料为粉细砂, 送往中国地质科学院水文地质环境地质研究所进行测定, 送样 8 件。古地层测定: ZK2 全孔采样, 并进行磁倾角、磁化率的测定, 绘制古地磁标准极性柱 (GPTS)。

4 测试结果分析

4.1 土体含盐特征分析

对 HYRD1 土层含盐特征按沉积时代与岩性进行统计 (图 3)。HYRD1 土体盐分主要为 NaCl, 盐土类型为氯盐渍土类型, 仅 1 个更新统下段的样品为亚氯盐土类型, 且未达到盐渍土级别。易溶盐中各离子含量 (单位: mg/kg , 平均值) 从高到低依次为 Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 CO_3^{2-} 。含盐量介于 0.04%~0.59% 之间, 平均值为 0.23%, 变异系数为 0.552。整体来看, HYRD1 含盐量较高, 盐渍土占比为 25%。盐渍土主要分布在 Q_{p3} 弱透水层、 Q_{p2} 地层与 Q_{p1} 上段地层。 Q_{p1} 上段上覆地层易溶盐均是 Cl^- 与 Na^+ 含量最高, Q_{p1} 下段砂层易溶盐 Cl^- 与 HCO_3^- 含量最高。各层土含盐特征统计结果见表 1。

4.2 孔隙水水化学特征

HYRD1 弱透水层占比 37%, 不能采用传统成井方法进行弱透水层孔隙水的获取, 采用式 (2) 与式 (3) 计算的孔隙水矿化度与离子浓度, 计算的孔隙水水化

学特征与 HYRD1 成井获取水化学特征一致, 说明该方法切实可行。弱透水层与含水砂层相比, 由于其结构与物质组成的特殊性, 渗透性低, 其孔隙水保留了土体沉积时期的古环境信息, 可以根据弱透水层孔隙水水化学特征来分析沉积环境。

对 HYRD1 孔隙水水化学特征按沉积时代与岩性进行统计。进行不同层位的孔隙水水化学特征的最小值、最大值、平均值和变异系数统计分析, 并参考舒卡列夫分类进行孔隙水水化学类型的分类。分类中 A 代表矿化度小于 1.5 g/L, B 代表矿化度介于 1.5~10 g/L, C 代表矿化度介于 10~40 g/L, D 代表矿化度介于大于 40 g/L^[37]。

HYRD1 孔隙水矿化度介于 1.78~32.41 g/L 之间, 平均值为 10.34 g/L。采用矿化度进行水化学分类, 按矿化度从高到低, 微咸水占比 7%, 咸水占比 49%, 盐水占比 44%。微咸水仅出现在 Q_{p1} 下段地层中 (图 4, 表 2)。各层孔隙水水化学类型以 $\text{Cl}-\text{Na}-\text{B}$ 与 $\text{Cl}-\text{Na}-\text{C}$ 为主 (共计 6 类, 表 3), 还出现了 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3-\text{Na}-\text{B}$ 、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}-\text{B}$ 、 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}-\text{C}$ 和 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Ca}-\text{B}$ 类型。

4.3 土体易溶盐指标与 TDS 的相关性分析

选择最主要的易溶盐指标中的含盐量、 Na^+ 、 Cl^- 含量与孔隙水的 TDS、 Na^+ 、 Cl^- 含量等进行相关性分析。 CO_3^{2-} 离子含量低, 不参与相关性分析。根据表 4 可以看出 HYRD1 的 TDS 与土体易溶盐指标中的含盐量、 Na^+ 、 Cl^- 含量相关性差异不大, TDS 与易溶盐中

表 1 土层按含盐量统计与分类
Table 1 Statistics and classification of soil layers according to salt content

层位	含盐量/%			按含盐量分类统计/%	
	最小值	最大值	平均值	非盐渍土	弱盐渍土
潜水(Q _h , 粉土、粉质黏土)	0.14	0.17	0.15	100	0
弱透水层(Q _h)	0.45	0.45	0.45	0	100
微承压水(Q _h)	0.16	0.25	0.21	100	0
弱透水层(Q _{p3})	0.20	0.59	0.38	33	67
砂层(Q _{p3})	0.08	0.24	0.15	100	0
弱透水层(Q _{p2})	0.49	0.58	0.53	0	100
砂层(Q _{p2})	0.09	0.46	0.26	72	28
弱透水层(Q _{p1} 上段)	0.20	0.49	0.35	10	90
砂层(Q _{p1} 上段)	0.09	0.46	0.26	8	92
弱透水层(Q _{p1} 下段)	0.06	0.15	0.11	100	0
砂层(Q _{p1} 下段)	0.04	0.07	0.05	100	0

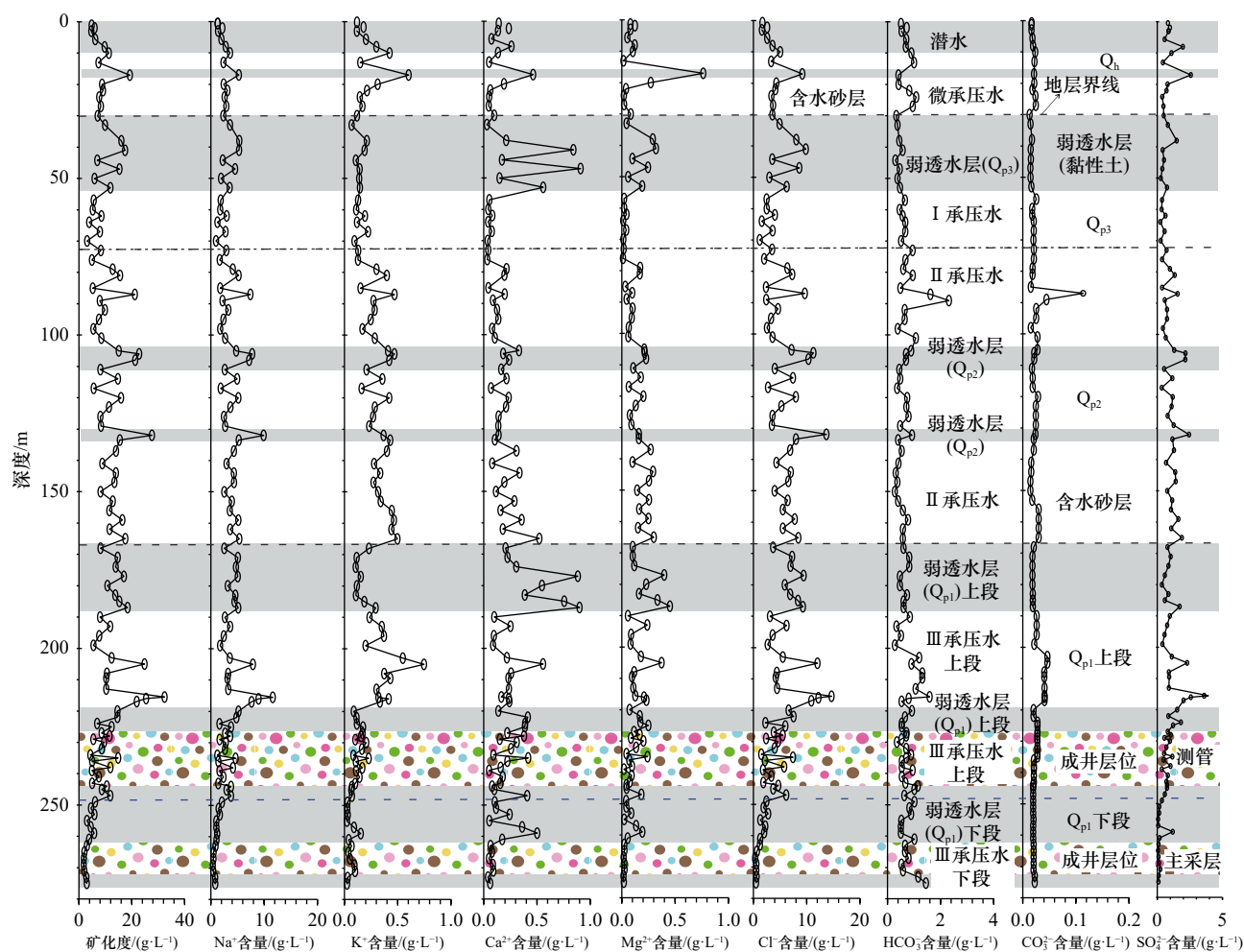


图 4 HYRD1 各沉积单元孔隙水水化学特征

Fig. 4 Porewater hydrochemical characteristics of each sedimentary unit of Well HYRD1

表2 孔隙水按照矿化度统计与分类
Table 2 Statistics and classification of pore water according to mineralization degree

层位	矿化度/(g·L ⁻¹)			各类型占比/%		
	最小值	最大值	平均值	微咸水	咸水	盐水
潜水(Q _h , 粉土、粉质黏土)	4.67	6.6	5.71	—	100	—
弱透水层(Q _h)	19.27	19.27	19.27	—	0	100
微承压水(Q _h)	7.36	11.31	8.88	—	86	14
弱透水层(Q _{p3})	5.91	17.46	12.2	—	50	50
I承压水(Q _{p3})	3.08	8.53	6.07	—	100	—
弱透水层(Q _{p2})	21.28	27.63	23.9	—	0	100
II承压水(Q _{p2})	4.91	21.27	11.37	—	45	55
弱透水层(Q _{p1} 上段)	8.16	18.14	13.23	—	15	85
III承压水(Q _{p1} 上段)	4.33	32.41	11.44	—	50	50
弱透水层(Q _{p1} 下段)	2.77	6.06	4.36	22	78	—
III承压水(Q _{p1} 下段)	1.78	3.01	2.14	80	20	—

表3 水化学类型划分统计(%)
Table 3 Statistical of water chemistry type classification (%)

层位	Cl-Na-B	Cl-Na-C	Cl·HCO ₃ ⁻ -Na-B	Cl·SO ₄ ⁻ -Na-B	Cl·SO ₄ ⁻ -Na-C	Cl·SO ₄ ⁻ -Na·Ca-B
潜水(Q _h , 弱透水层)	75	—	25	—	—	—
弱透水层(Q _h)	—	100	—	—	—	—
微承压水(Q _h)	72	14	—	14	—	—
弱透水层(Q _{p3})	50	50	—	—	—	—
I承压水(Q _{p3})	100	—	—	—	—	—
弱透水层(Q _{p2})	—	100	—	—	—	—
II承压水(Q _{p2})	41	55	4	—	—	—
弱透水层(Q _{p1} 上段)	21	79	—	—	—	—
III承压水(Q _{p1} 上段)	50	46	—	—	4	—
弱透水层(Q _{p1} 下段)	56	—	33	—	—	11
III承压水(Q _{p1} 下段)	20	—	80	—	—	—

的Na⁺含量相关性最高,相关性为0.810。

表5展示了孔隙水TDS与土体中含盐量、Na⁺含量、Cl⁻含量关系拟合式[式(4)至式(18)],TDS单位为g/L,含盐量以百分数表示,Na⁺、Cl⁻含量单位为mg/kg。根据表5中的预测模型,可以采用土体中的含盐特征指标预测土体孔隙水的TDS值。表5中的拟合关系式均在0.01水平(双侧)上显著相关。进行HYRD1数据的整体拟合,TDS与易溶盐中的Na⁺含量相关性最高[式(4)]。不同沉积单元的数据拟合不区分含水砂层孔隙水与弱透水层孔隙水。不同层位孔隙水TDS与土体易溶盐指标的拟合式相关

性差异较大。Q_{p1}下段地层赋存的孔隙水TDS与其含盐量的相关性最高[式(18)],Q_{p1}上段地层赋存的孔隙水TDS与Cl⁻含量的相关性最低[式(9)]。TDS与土体易溶盐指标的拟合式相关性均是Q_{p1}下段地层赋存的孔隙水>Q_h地层赋存的孔隙水>Q_{p3}、Q_{p2}下段地层赋存的孔隙水>Q_{p1}上段地层赋存的孔隙水。利用该模型可以免去含水率、湿密度、比重的测试,直接根据土体易溶盐中的单一离子就可以预测TDS,节约了成本。

4.4 地下水年龄

研究区潜水氡浓度为2.4~5.2 TU,平均值为3.8 TU。

表 4 孔隙水中的溶解性总固体 (TDS)、Cl⁻、Na⁺含量与易溶盐指标中的含盐量、Na⁺、Cl⁻含量的相关性分析
Table 4 Correlation analysis of contents of total dissolved solids (TDS), Cl⁻, Na⁺ in porewater with the contents of salt, Cl⁻, Na⁺ in the soluble salt index

指标	土体			孔隙水								
	含盐量	Na ⁺	Cl ⁻	TDS	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
土体	含盐量	1.000										
	Na ⁺	0.988**	1.000									
	Cl ⁻	0.992**	0.975**	1.000								
孔隙水	TDS	0.798**	0.810**	0.773**	1.000							
	Na ⁺	0.776**	0.808**	0.747**	0.990**	1.000						
	K ⁺	0.380**	0.369**	0.357**	0.662**	0.621**	1.000					
	Ca ²⁺	0.572**	0.467**	0.615**	0.483**	0.381**	0.214*	1.000				
	Mg ²⁺	0.663**	0.574**	0.674**	0.648**	0.549**	0.570**	0.762**	1.000			
	HCO ₃ ⁻	-0.207*	-0.174	-0.267**	0.085	0.109	0.044	-0.212*	-0.299**	1.000		
	Cl ⁻	0.843**	0.850**	0.833**	0.989**	0.976**	0.631**	0.542**	0.684**	-0.018	1.000	
	SO ₄ ²⁻	0.567**	0.579**	0.498**	0.853**	0.842**	0.674**	0.258**	0.558**	0.103 867	0.789**	1.000

注: **表示在0.01水平(双侧)上显著相关,发生概率为99%; *表示在0.05水平(双侧)上显著相关,发生概率为95%。

表 5 孔隙水溶解性总固体 (TDS) 含量与土体中含盐量、Na⁺、Cl⁻含量关系拟合式

Table 5 Fitting equation for the relationship between porewater total dissolved solids (TDS) content and the contents of salt, Na⁺ and Cl⁻ in the soil

层位	拟合关系式	x	相关系数	编号
全孔	$y = 0.011 1x + 2.103 6$	Na ⁺	0.810	(4)
全孔	$y = 0.006 4x + 3.277 4$	Cl ⁻	0.773	(5)
全孔	$y = 36.282x + 1.887 1$	含盐量	0.796	(6)
Q _h	$y = 0.007x + 2.136 5$	Cl ⁻	0.883	(7)
Q _{p1}	$y = 0.005 7x + 3.776 4$	Cl ⁻	0.778	(8)
Q _{p1} 上段	$y = 0.006 5x + 4.706$	Cl ⁻	0.660	(9)
Q _{p1} 下段	$y = 0.006 7x + 1.365$	Cl ⁻	0.937	(10)
Q _h	$y = 0.013 5x - 0.333 8$	Na ⁺	0.858	(11)
Q _{p1}	$y = 0.009 9x + 2.465 7$	Na ⁺	0.827	(12)
Q _{p1} 上段	$y = 0.011 8x + 3.129 3$	Na ⁺	0.726	(13)
Q _{p1} 下段	$y = 0.010 9x + 0.874$	Na ⁺	0.930	(14)
Q _h	$y = 39.926x - 0.006 9$	含盐量	0.917	(15)
Q _{p1}	$y = 32.154x + 2.502 3$	含盐量	0.810	(16)
Q _{p1} 上段	$y = 37.664x + 3.118 9$	含盐量	0.693	(17)
Q _{p1} 下段	$y = 37.693x + 0.209 8$	含盐量	0.998	(18)

根据氡浓度的测试结果,推测潜水来源为次现代水与现代补给水的混合。微承压水的氡浓度为0.5~1.4 TU,

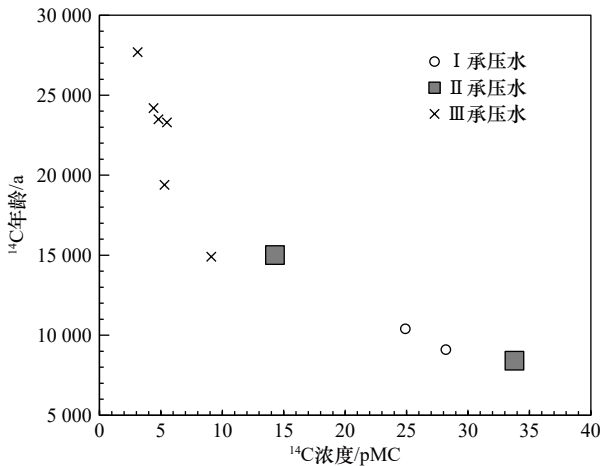
考虑到测试不确定度,认为其为次现代水,补给时期在1952年以前,这就说明60年内的大气降水并未渗入到20 m以下^[2]。

¹⁴C可以用于测量上限达30 000年的地下水,被广泛应用于深层地下水的年代确定。应用Vogel模型、Tamers模型、CMB-chem模型以及F-G模型^[39]对¹⁴C测年数据进行校正,校正结果见图5。

I承压水¹⁴C浓度介于24.9~44.7 pMC之间,¹³C值为-25.7‰~-9.6‰。II承压水¹⁴C浓度介于14.3~41.7 pMC之间,¹³C值为-21.2‰~-15.6‰。I承压水¹⁴C年龄介于9 100~10 400 a之间,II承压水¹⁴C年龄介于8 400~15 000 a之间(图5)。I承压水与II承压水年龄有重叠的部分,都接受全新世早期或末次冰期后期的补给,表明二者之间有较为密切的水力联系。

III承压水¹⁴C浓度介于3.1~9.1 pMC之间,¹³C值为-17.2‰~-10.3‰。III承压水¹⁴C年龄介于14 900~27 700 a之间,为古水,二者接受晚更新世末期的降水补给。III承压水¹⁴C年龄大体上自西向东逐渐增大,体现了补给区位于研究区西侧。

由¹⁴C年龄计算的III承压水的平均径流速度约为5 m/a,即14 mm/d,与根据流场计算的结果(12 mm/d)相近。III承压水在HYRD1位置漏斗的年龄等值线分布明显,较南部海门漏斗稀疏,说明HYRD1附近的径流速度较南部海门-南通市区一带要快,这与III

图5 研究区地下水(砂层) ^{14}C 年龄Fig. 5 ^{14}C age of groundwater (sand layer) in the study area

承压水的流场分布是相符的,北部水力坡度大,渗流速度快。总体来讲,III承压水在HYRD1附近年龄较小,且水位较高,可更新能力较强,开发利用潜力大。

5 讨论

5.1 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 揭示的地下水补给

潜水($\text{TDS} > 1 \text{ g/L}$)样点 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -7.10‰ ~ -4.74‰ 之间,平均值为 -6.06‰ 。 δD 介于 -46.7‰ ~ -34.1‰ 之间,平均值为 -39.8‰ 。潜水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近或大于现代地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。东部受海水入侵影响, ^{18}O 、 D 向入海口方向逐渐富集。选用南京站大气降水氢氧稳定同位素监测数据,建立研究区当地大气降水线(LMWL)^[40]。GMWL为全球大气降水线^[41],CMWL为中国大气降水线^[42]。潜水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 线性拟合的斜率为5.76,相关系数为0.969,斜率小于GMWL和LM-

WL(图6)。拟合线大致与GMWL、LMWL重合,位于LMWL线与海水稀释线之间,远离海水,说明潜水样点受到了蒸发作用的影响,主要受大气降水补给。研究区离海洋较近,受太平洋季风的影响,海洋水汽是其降水的主要来源,拟合线截距偏高也反映了区域湿润多雨的气候特点^[6]。

弱透水层(Q_{p3})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -5.36‰ ~ -1.96‰ 之间, δD 介于 -37.34‰ ~ -14.00‰ 之间。弱透水层(Q_{p2})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -5.23‰ ~ -1.90‰ 之间, δD 介于 -37.28‰ ~ -17.95‰ 之间。海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 具有明显富集的特征,分别为 -1.21‰ 、 -8.5‰ 。12 000~60 000 a BP的玉木冰期(Q_{p3}) $\delta^{18}\text{O}$ 值比现在低约10‰^[43],古地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 能够反映更新世冰期到全新世冰期的气候变化。弱透水层(Q_{p3})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 的投点位于标准海水稀释线附近,说明弱透水层(Q_{p3})孔隙水受到了大气降水与海水的混合补给(混合作用)。弱透水层(Q_{p2})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 的投点位于标准海水稀释线附近(偏下方),说明弱透水层(Q_{p2})孔隙水受到了大气降水与海水的混合补给(混合作用)、蒸发浓缩作用。

研究区由于I、II承压含水层之间的弱透水层有大范围的缺失,因此将这两层水一起讨论。I承压水上覆厚度稳定的弱透水层,I、II承压水与微承压水、潜水水力联系较差。I承压水 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -5.81‰ ~ -1.00‰ 之间, δD 介于 -41.1‰ ~ -9.1‰ 之间;II承压水 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -6.31‰ ~ -3.10‰ 之间, δD 介于 -41.4‰ ~ -17.4‰ 之间,位于大气降水与海水端源之间。I、II承压水样点均分布在LMWL和GMWL下方,标准海水稀释线附近(偏下方),说明I、II承压水样受到

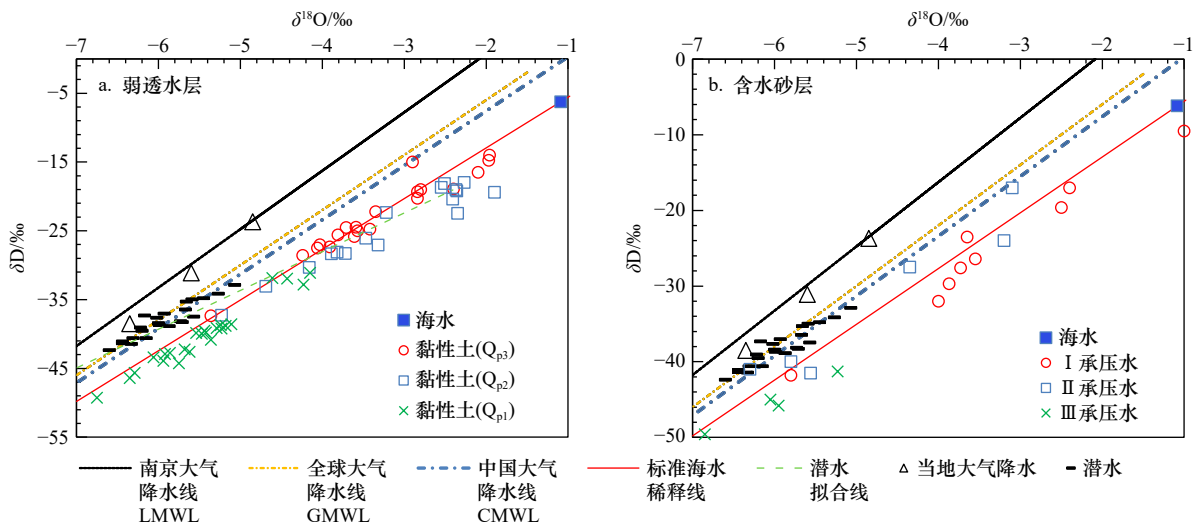


图6 研究区孔隙水氢氧同位素分布特征

Fig. 6 Hydrogen and oxygen isotope distribution characteristics of groundwater in the study area

了大气降水与海水的混合补给以及蒸发浓缩作用。

HYRD1 弱透水层(Q_{p1})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -6.75% ~ -4.15% 之间, δD 介于 -49.25% ~ -31.13% 之间。研究区地下水形成年龄越老, $\delta^{18}\text{O}$ 值越偏负。弱透水层(Q_{p1})孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 明显较弱透水层(Q_{p2} 、 Q_{p3})孔隙水偏负, $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 位于当地潜水下, 标准海水稀释线下方, 说明弱透水层(Q_{p1})孔隙水补给源主要为淡水(大气降水), 蒸发浓缩作用强烈。弱透水层(Q_{p1})多见钙质结核, 说明成土后受到了较为强烈的蒸发作用。

矿化度大于 1 g/L 的 III 承压水, $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -6.91% ~ -5.22% 之间, δD 介于 -6.85% ~ -5.23% 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 位于当地潜水下, 标准海水稀释线下方, 指示大气降水是 III 承压水最重要的补给源, 并且受到了显著的蒸发作用影响。由于 III 承压含水层顶板埋深在 150 m 以下, 承压水不受现代蒸发作用影响。目前 III 承压水(Q_{p1} 上段)受到富集 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 的咸水端元混入。根据研究区马塘镇水位降落漏斗区的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素数据, 应用二端元法计算漏斗区补给 III 承压水的浅层地下水比例约为 20% ^[6]。

5.2 孔隙水水文地球化学特征

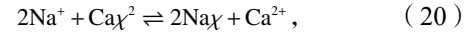
5.2.1 基于水化学三线图的水质演变分析

水化学三线图可以进行水化学类型分类及其演化特征分析^[44], 水化学类型可以划分为 6 类(图 7a)。仅 HYRD1 孔隙水(Q_{p1} 下段)3 个样点水化学类型为 HCO_3^- -Ca-Na, 其中两个样点为弱透水层。其余 HYRD1 孔隙水水化学类型均为 Cl-Na 型。地下水的溶质迁移主要包括扩散和对流两个过程[式(19)], 弱透水层孔隙水溶质运移以扩散为主^[45]。弱透水层孔隙水与水溶液扩散相比, 饱和低渗透性介质溶质的扩散过程更为复杂, 速度也相对缓慢, 而且黏性土具有一定的吸附性, 对溶质的扩散存在一定的阻滞作用。根据承压水 ^{14}C 测年结果, I、II 承压水补给来源为早全新世与晚更新世的降水, III 承压水补给来源为晚更新世的降水, II、III 承压水已被替换为晚更新世的降水。弱透水层孔隙水溶质运移以扩散为主, 还保留土体沉积时的古环境信息。

$$\frac{\partial C}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial (v\theta C)}{\partial z} = \theta \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (19)$$

式中, C 为孔隙水溶质的含量(单位: mg/L); t 为溶质运移时间变量(单位: a); v 为平均孔隙水流速(单位: m/s); z 为溶质运移的距离变量(单位: m); θ 为多孔介质的孔隙度; D 为溶质运移的水动力弥散系数(单位: m^2/s)。 D 与 θ 的乘积为有效扩散系数(单位: m^2/s), 一般用 De 表示。

当海水入侵时, 水土会发生 Na-Ca 交换, 沿着式(20)向右发生反应, 表现为 Na^+ 被吸附; 同时发生 CaCO_3 沉淀、白云石化[式(21)向右反应]与去白云石化[式(21)向左反应], SO_4^{2-} 减少(图 7b)。 Q_{p1} 绝大部分孔隙水中的 SO_4^{2-} 均位于理论混合曲线的下方, 即 SO_4^{2-} 大量被消耗, 推测与有机质的硫酸盐矿化有关。



土体(Q_{p1} 上段)孔隙水及其以上孔隙水均位于菱形图标中理论混合曲线的下方或附近。土体(Q_{p1} 下段, 图 7c)孔隙水主要位于菱形图标中理论混合曲线的下方, 仅两个点位于混合线上方。浅部的潜水受到淡水淋滤的作用最为明显。I 承压水受到的淡水淋滤作用较弱透水层(Q_{p3})孔隙水强烈。这与弱透水层颗粒较细, 地下水径向流动较弱有关。II、III 承压水、弱透水层(Q_{p2} 、 Q_{p3})孔隙水受到淡水淋滤的作用区分不明显。

各孔隙水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 均位于当地淡水与海水的理论混合曲线下方, 仅弱透水层(Q_{p1})中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 位于理论混合曲线附近。推测与 Na-Ca、Na-Mg 交换等水岩作用以及 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 饱和和沉淀有关。

浅部弱透水层(Q_{p1})、弱透水层(Q_{p1} 中部)中 Cl 位于当地淡水与海水的理论混合曲线上方(两个点紧靠混合曲线上方)。微承压水(Q_{p1})、弱透水层(Q_{p3})孔隙水、II 承压水中 Cl 位于当地淡水与海水的理论混合曲线附近。III 承压水(Q_{p1})孔隙水位于当地淡水与海水的理论混合曲线附近或上方。弱透水层(Q_{p1})孔隙水位于当地淡水与海水的理论混合曲线附近或上方。III 承压水(Q_{p1})位于当地淡水与海水的理论混合曲线下方或附近。结合图 7b, 理论线下一般表示海水入侵, 理论线上表示淋滤。

除了潜水、弱透水层(Q_{p1} 下段)孔隙水, HYRD1 孔隙水均受到海水混合作用的显著影响。大气降水及地表河流的入渗补给作用仅限潜水、微承压水, 对 I、II、III 承压水地下水水化学特征及盐分来源影响有限。当淡水淋滤时, CaCO_3 与 CO_2 、有机质发生反应, 表现为 CaCO_3 的溶解。式(22)与式(23)的反应主要发生在浅表沉积单元, 淋滤的最终方向为初级碱性水。



5.2.2 孔隙水的化学侵蚀模式

海水中各离子含量稳定, 离子比值一般为定值,

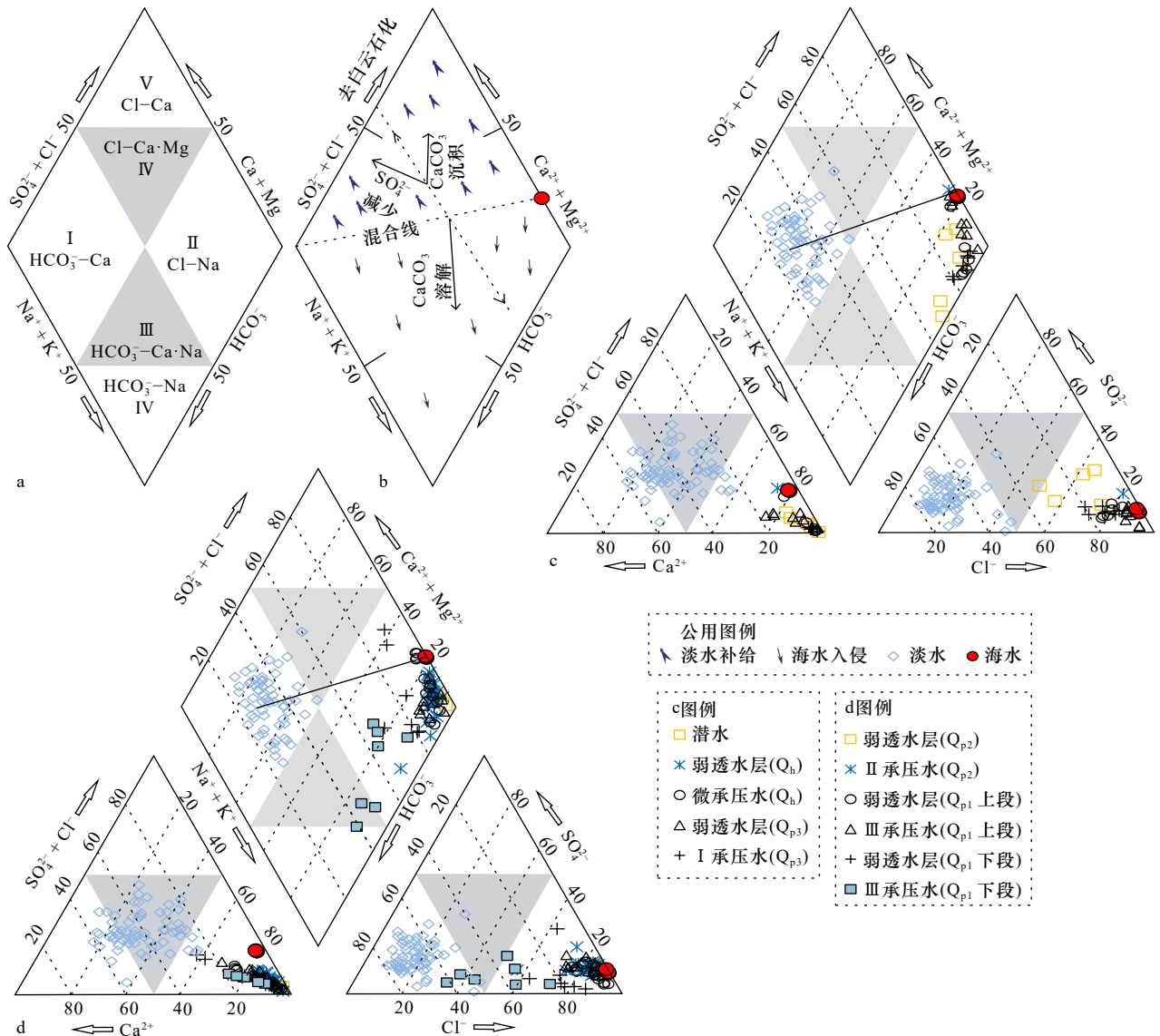
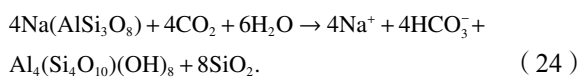


图7 HYRD1孔隙水Piper三线图(坐标数字以百分数计)

Fig. 7 Well HYRD1 porewater Piper trilinear diagram (the coordinate figures are in percentage)

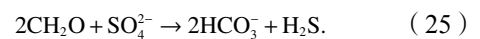
标准海水 Na/Cl 含量比平均值为 0.58。地下水中 Na/Cl 是表征 Na⁺富集程度的一个水文地球化学参数,可追溯海岸带地下水的成因,Na/Cl 值接近海水表明地下水盐分主要来源于海洋^[46]。Cl⁻、Na⁺、Mg²⁺是海水中的主要成分,根据 Na-Cl 关系图,绝大部分样品点(除了弱透水层 Q_{p1} 孔隙水个别点)位于海水比值线上方(图 8),这与钠长石碳酸盐风化[式(24)]及水岩作用有关。



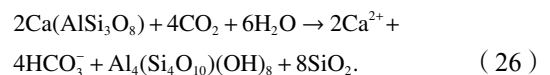
钠长石碳酸盐风化后释放 Na⁺进入孔隙水。同时,富含钠的黏土矿物吸附来自海水中的 Ca²⁺[式(20)]、Mg²⁺,将黏土矿物中的 Na⁺释放到孔隙水中,Ca²⁺、Mg²⁺离子被黏土矿物吸附进而固定起来,因此孔隙水

中 Na⁺增加。

根据 Mg-Cl 关系图,绝大部分样品点位于海水比值线下方(图 8),这与富含钠的黏土矿物吸附来自孔隙水中的 Mg²⁺有关。此外,弱透水层有机质丰富,有机质通过硫酸盐还原作用产生了矿化[式(25)],产生了大量 HCO₃⁻^[47],有助于 Mg²⁺饱和和沉淀。



根据 Ca-Cl 关系图,绝大部分样品点位于海水比值线上方(图 8),这与钙长石碳酸盐风化[式(26)]有关,钙长石碳酸盐风化后补给 Ca²⁺给孔隙水。



根据 K-Cl 关系图,绝大部分样品位于海水比值线上方(图 8),这主要与钾长石碳酸盐风化[式

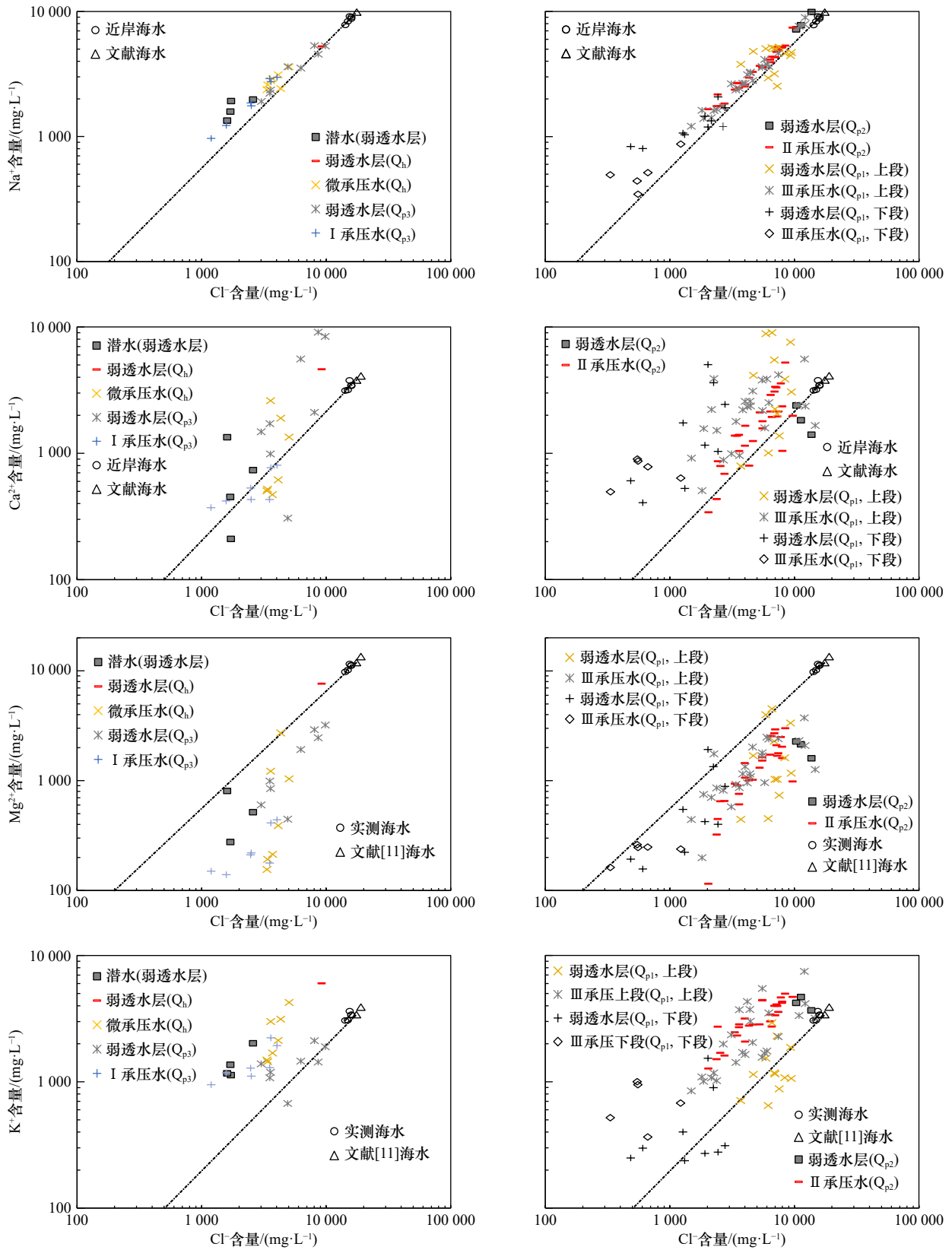
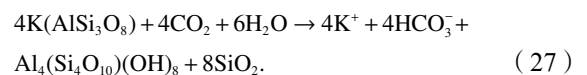


图 8 HYRD1 孔隙水中 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 与 Cl^- 的关系

Fig. 8 Relationship between Ca^{2+} 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ with Cl^- in Well HYRD1 porewater

(27)] 及 K^+ 的负水合效应有关^[48], 钾长石碳酸盐风化后释放 K^+ 进入孔隙水。



在地下水化学过程研究中经常使用 $\gamma[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ 与 $\gamma[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ 之间的离子当量关系,探讨溶解作用与水岩作用对地下水化学成分的影响^[49]。如没有发生阳离子交换,仅依靠岩石溶解反应补给,则绘制的散点应该集中在图9的原点(0,0)附近;当二者之间的斜率接近于-1,表明交换吸附反应是水体中阳离子浓度变化的重要原因。研究区地下水的投点基本沿斜率为-1的直线分布,说明地下水盐分与其赋载体间发生了显著的阳离子交换反应。事实上,孔隙水中的阳离子与黏土矿物的阳离子之间的交换取决于金属阳离子的键能, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的键能高于 K^+ 、 H^+ 、 Na^+ 的键能^[50]。

弱透水层孔隙水的投点相较砂层孔隙水离散。低矿化度的弱透水层孔隙水的投点主要分布在右下角象限(图9)。 Q_{p2} 弱透水层除外,这主要与 Q_{p2} 弱透水层较薄, Q_{p2} 弱透水层对上覆的厚层砂层孔隙水中的盐分产生了吸附作用,即表现为长石矿物的风化溶解或阳离子离子交换,黏土矿物对孔隙水中的 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 产生了吸附并将其固定,释放 $Na^+ + K^+$ 。高矿化度的弱透水层孔隙水的投点主要分布在左上角象限,即表现为 $Na^+ + K^+$ 的吸收, $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 的释放,这主要因为高矿化度水体中的盐分一般受海侵时长与范围等控制。

砂层孔隙水的投点主要分布在右下角象限(图9),即表现为长石矿物的风化溶解,释放 $Na^+ + K^+$;黏土矿物对 $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ 产生了吸附作用^[51],同时释放 $Na^+ + K^+$ 。在这种情况下, Cl^- 和 SO_4^{2-} 含量保持不变,阳离子交换导致 Na^+ 升高和 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 浓度下降。另外,下段III承压水(低矿化度)有向原点(0,0)逼近的趋势,这说明阳离子交换作用有减小的趋势,蒸发盐岩溶解作

用越来越重要。

Gibbs图(图10)可以用来分析水化学成因,采用TDS(纵轴,对数)与 $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 的质量浓度比值(横轴)进行投点,以及采用TDS与 $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 进行投点,可以分析孔隙水中主要离子的控制因素:大气降水作用、岩石风化作用、蒸发结晶作用^[52]。钠长石显著地风化可以引起 Na^+ 和 HCO_3^- 浓度升高,导致 $Na^+/(Na^+ + Ca^{2+})$ 的比值增大和 $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ 的比值变小,从而形成研究区Gibbs图存在诸多散点的现象。当地淡水(图10)以及 Q_{p1} 下段地层孔隙水的Gibbs图存在个别散点现象。

当地淡水样品(潜水与地表水)更靠近岩石风化作用区,表明控制浅表水水化学特征的是岩石风化作用,还受蒸发结晶作用影响。HYRD1样品投点绝大部分位于模型的右上端且靠近海水(图10),表明研究区地下水盐分主要受控于蒸发结晶作用、海水浸渍、海水入侵以及通过水头差溶滤海相地层中的盐分补给到深层地下水。微承压水较潜水接近海水。弱透水层(Q_n)孔隙水较微承压水接近海水。弱透水层(Q_{p3})孔隙水较I承压水接近海水。弱透水层(Q_{p2})孔隙水较II承压水接近海水。II承压水较I承压水接近海水。根据区域地层对比结果, Q_{p1} 地层为陆相沉积;中更新世海侵到达现南通市区一带,形成了以陆相地层为主,间隔海相地层。弱透水层(Q_{p2})投点位于海水附近,说明孔隙水盐分主要来源于海水入侵或上部海相地层中的盐分通过越流补给。弱透水层(Q_{p1} 上段)孔隙水投点分布范围广,大部分点与上段III承压水重合(图10),部分点甚至与海水重合,说明上段III承压水受到了较为严重的海水入侵。下段III承压水明显偏离海水,弱透水层(Q_{p1} 下段)孔隙水

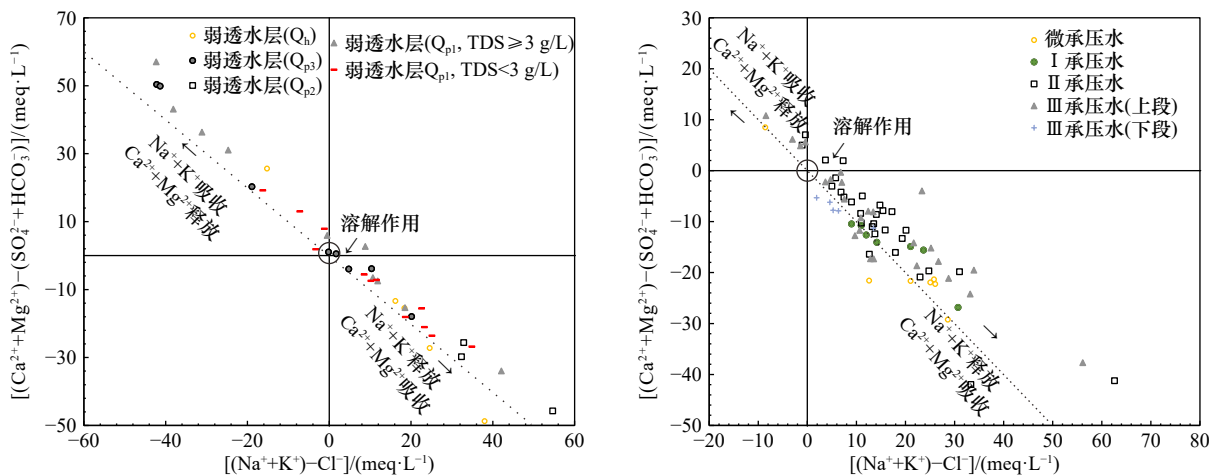


图9 孔隙水中 $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ 与 $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ 的离子当量关系

Fig. 9 Ionic equivalence of $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ and $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ in porewater

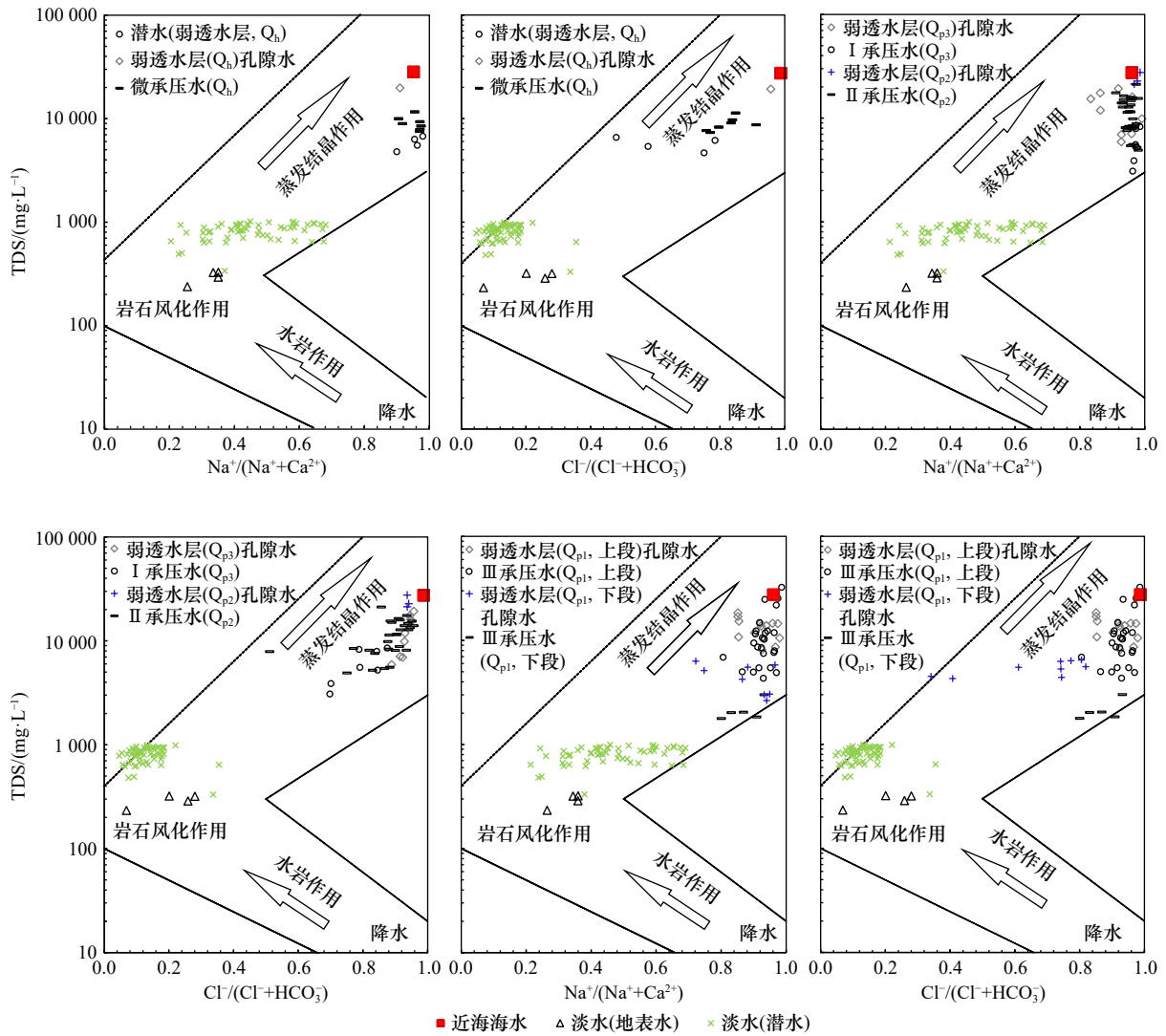


图 10 HYRD1 孔隙水 Gibbs 图

Fig. 10 Well HYRD1 porewater Gibbs plot

较下段 III 承压水接近海水,说明弱透水层具有较强的离子吸附作用。

根据图 11, 孔隙水盐分主要受蒸发盐岩溶解与硅酸盐岩风化溶解补给,基本上不受到碳酸盐岩风化溶解补给。 Q_{p1} 上段及其上覆地层孔隙水水化学类型均为 Cl-Na 型, Q_{p1} 下段孔隙水开始出现 $HCO_3-Ca \cdot Na$ 型,表明盐分来源有所不同。 Q_{p1} 上段及其上覆地层孔隙水水化学特征明显受海侵影响。 Q_{p1} 下段的蒸发盐岩来源主要为地壳源,即蒸发盐岩的物质来源主要为岩石的风化。蒸发盐岩溶解补给是孔隙水中盐分的主要来源之一,尤其是高矿化度水体,这种现象与区域构造沉降有关。上新世中期以来,因青藏高原的快速隆起,陆内盆地因伸展而凹陷。进入更新世以后,苏北凹陷带的地面高程基本上与南部长江三角洲一致,即与第四纪地层厚度基本一致(图 12, 图 13),早更新世沉降速率可以达到 0.3 m/ka,之后一直保持

沉降;进入晚更新世以来,沉降速率进一步提高,可达 2.26 m/ka^[53]。保守估计,第四纪地层累计沉积量可达 200 m 以上。研究区地势低洼,水体蒸发强烈,导致历史时期的地层中富集大量陆相沉积的蒸发盐岩,以及第四纪以来海退过程中残留的蒸发盐岩。

5.3 地下水盐分来源解析

根据区域地层对比,更新世早期为湖泊相沉积,中晚期河流作用加强。早更新世中期海侵范围仅分布在江苏盐城北部的滨海地区,因此 Q_{p1} 地层为陆相沉积。中更新世早期海侵(MIS19)也对研究区盐分补给起到了重要作用,对地层(Q_{p1} 上段)的孔隙水盐分起到了关键作用。受 MIS19、MIS11、MIS5、MIS3 与 MIS1 海侵影响(图 12, 图 13)^[54-55],中更新世发育海陆相间地层,晚更新世发育两套海相地层,全新世发育一套海相地层,沉积环境为海湾、滨海或潟湖相,地下水中的盐分主要来自这 5 期的海水浸渍。此外,

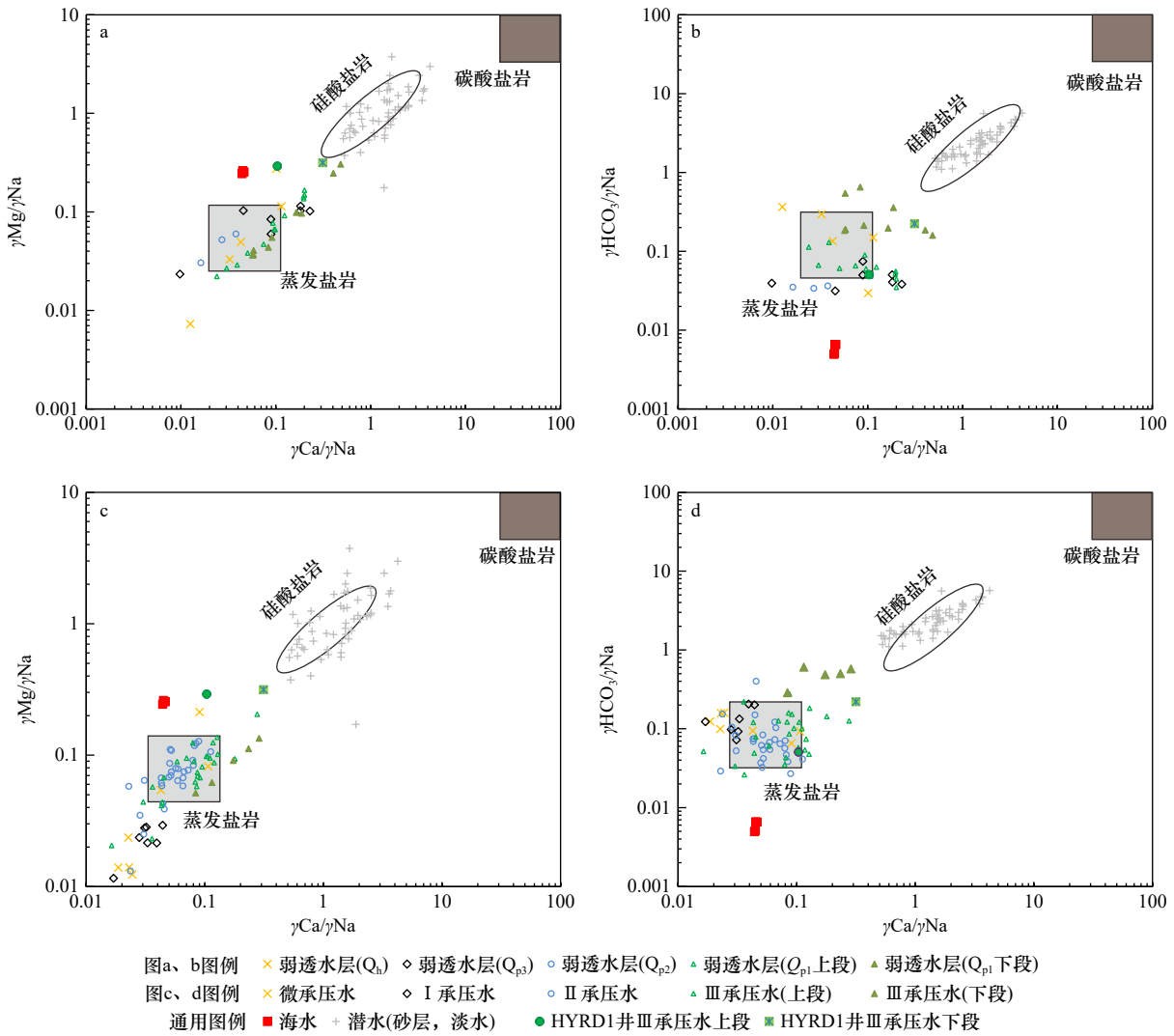


图 11 研究区孔隙水的化学侵蚀模式

Fig. 11 Chemical erosion mode of porewater in the study area

研究区地形广阔平坦且濒临大海, 土体长期遭受海水入侵及高矿化度潜水共同作用。研究区是较早发现海水入侵的地区^[56]。1980–2010年中国近海冬季海平面平均上升速率为3.1 mm/a^[57], 导致滨海地区海水入侵。三峡调蓄后长江河口地区0~20 cm土体盐分增量约为10%^[29-30]。研究区濒临大海, 浅表地下水受海洋气溶胶所携带的盐分补给。潜水水位季节性变动, HYRD1附近潜水的流向垂直海岸线, 自陆向海方向流动。研究区I、II承压水由于水质较差, 开发利用较少, 水位基本保持稳定, 自陆向海方向流动。自20世纪70年代开始, III承压水被大量开采, 在如东县与如皋市的中间地带形成了沉降漏斗中心, 地下水位高程最低达到-35 m。HYRD1受如东漏斗影响。2001–2008年如东漏斗中心的水位降速为1.91 m/a。受控于如东漏斗, HYRD1附近的浅层地下水与其载体中的盐分越流补给深层水, 现深层水已出现咸化趋势。根

据区域水文地质剖面对比, 近50年来HYRD1 III承压水(下段, 砂层)TDS增长了4.6倍。

Cl⁻是海水中最主要的稳定常量元素, 是反映土体是否被海水浸染最为敏感的因素^[46]。根据式(28)混合模型^[58], HYRD1孔隙水混合比 f_i 数值介于1.7%~83.6%之间, 平均值为27.5%。 f_i 的低值(平均值3.6%)出现在下段III承压水。 f_i 的高值(平均值67.0%)出现在II承压水(弱透水层), 这主要由于I、II承压水之间缺少良好的隔水层, II承压水所赋存的载体(弱透水层)厚度薄, 对含水层孔隙水中的离子产生了吸附聚集。除了潜水受大气降水等作用的影响, 潜水层下伏的孔隙水, 处于同一时期内的均是弱透水层赋存的孔隙水TDS均大于含水砂层孔隙水TDS。

$$f_i = (C_{Cl, \text{samp}} - C_{Cl, \text{d}}) / (C_{Cl, \text{sea}} - C_{Cl, \text{d}}), \quad (28)$$

式中, f_i 为实际混合比例(海水与淡水混合比例, %); $C_{Cl, \text{samp}}$ 为孔隙水中Cl⁻离子含量(单位: mg/L); $C_{Cl, \text{d}}$ 为

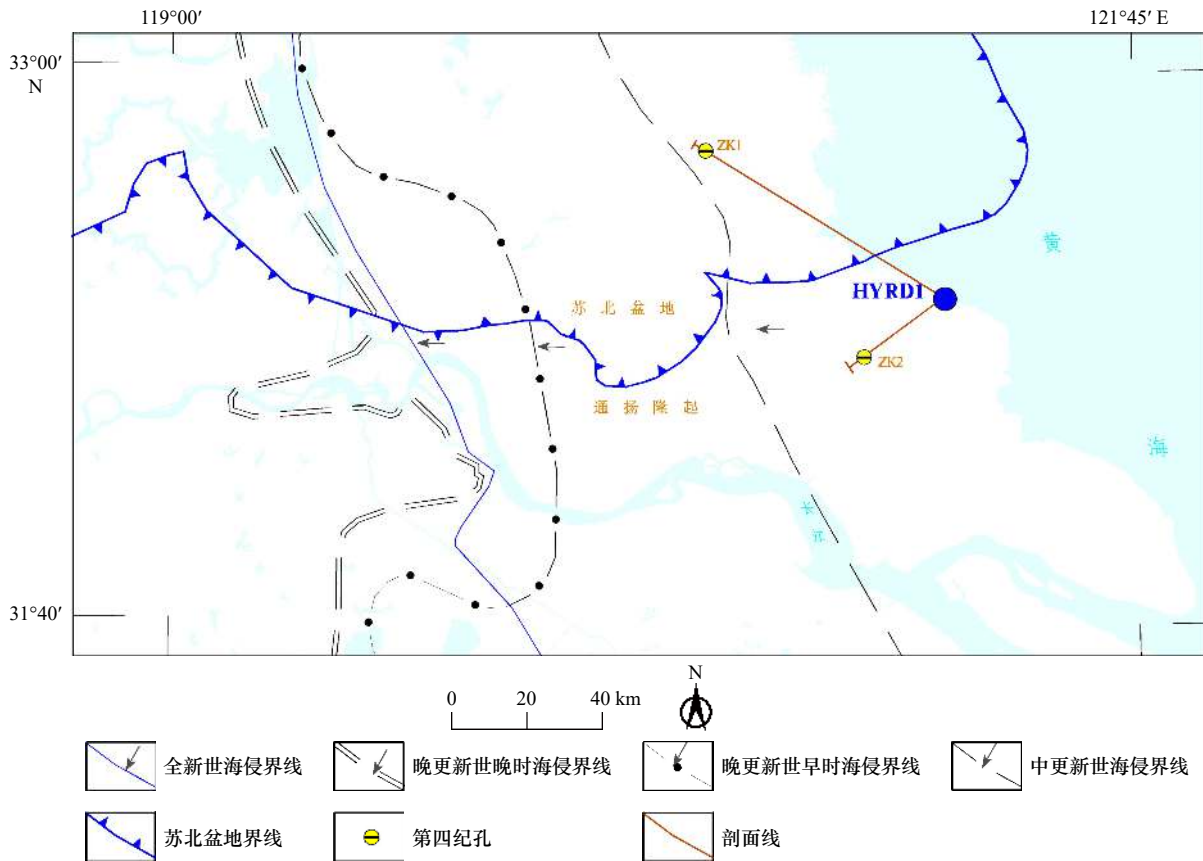


图 12 研究区更新世以来的海侵界线

Fig. 12 Sea erosion boundaries since the Pleistocene in the study area

海侵界线来自文献 [56], 苏北盆地界线来自文献 [57]

The marine invasion boundary comes from reference [56], and the boundary of the Subei Basin comes from reference [57]

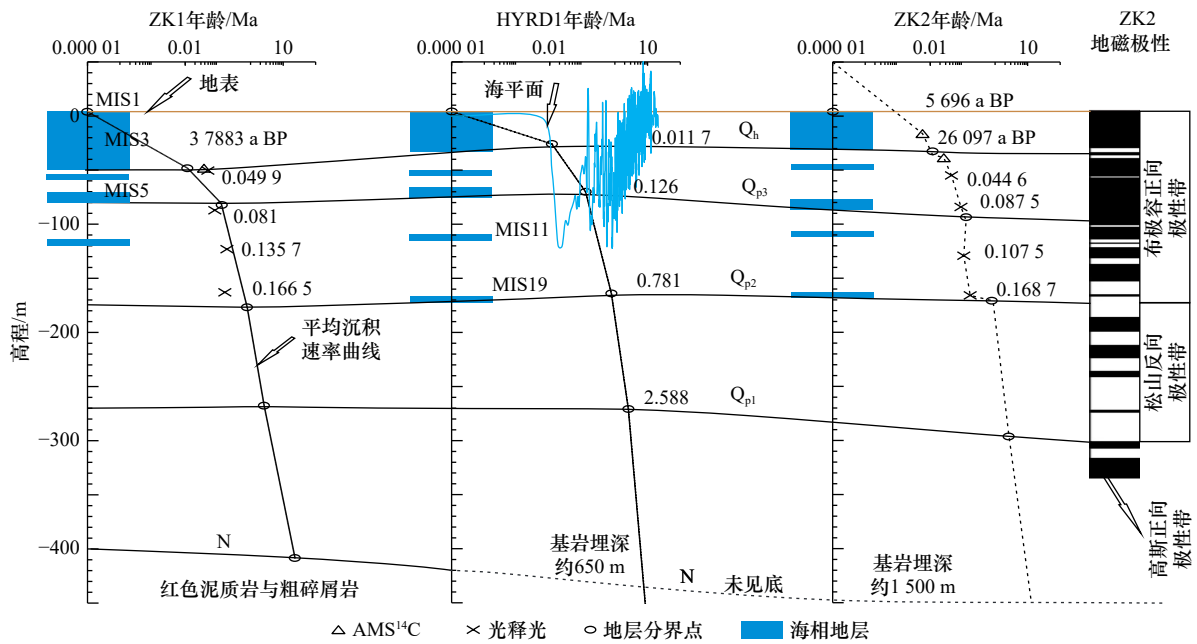


图 13 研究区更新世以来的海侵特征与沉积阶段划分

Fig. 13 Characteristics of transgression and division of sedimentary stages since Pleistocene

研究区淡水端元的 Cl 离子含量(单位: mg/L); $C_{Cl, sea}$ 为标准海水中 Cl 离子含量(单位: mg/L)。

HYRDI f_i 的数值(平均值)远小于 100%, 说明 HYRDI 孔隙水中的盐分来源, 除了海盐源外, 还受水

岩作用、沉积母质原有盐分溶解、雨水携带的气溶胶等的补给。其补给路径包括降水入渗、溶滤、离子交换、蒸发浓缩、海水入侵等^[59-60]。根据衍射试验数据, Q_6 、 Q_3 弱透水层原生矿物以石英(56%, 平均含量)和长石(12%)为主, 黏土矿物以伊利石(17%)和绿泥石(9%)为主, 黏土矿物主要由铝硅酸盐矿物(长石)经化学风化所形成。 Q_{p2} 、 Q_{p1} 弱透水层原生矿物含量稍有降低, 黏土矿物含量稍有增加, 黏土矿物以伊利石、蒙脱石为主, 见坡缕石。 Q_{p1} 上段及其以上地层赋存的孔隙水中海盐源占比为 11%~67%, 地壳源占比为 33%~89%。 Q_{p1} 下段地层孔隙水中的盐分主要来自钠长石碳酸盐风化与蒸发盐岩溶解, 即地壳源, 占比为 91%~96%。

6 结论

(1) 更新世以来的土体含盐量介于 0.04%~0.59%, 平均值为 0.23%。盐渍土占比为 25%, 盐渍土主要分布在 Q_3 弱透水层、 Q_2 地层与 Q_{p1} 上段地层。HYRD1 孔隙水矿化度介于 1.78~32.41 g/L 之间, 平均值为 10.34 g/L, Q_{p1} 上段及其上覆地层孔隙水水化学类型均为 Cl-Na 型, Q_{p1} 下段出现了 HCO_3^- -Ca·Na。微咸水占比 7%, 咸水占比 49%, 盐水占比 44%。水土含盐特征具有高线性相关, 整体拟合以 TDS 与易溶盐中的 Na^+ 相关性最高。不同层位的拟合以 TDS 与含盐量相

关性最高。

(2) 潜水 $\delta^{18}O$ 、 δD 的投点位于 LMWL 下方, GMWL、CMWL 附近, 偏离海水, 说明潜水来源为大气降水, 且受到了较为强烈的蒸发作用。弱透水层孔隙水、承压水 $\delta^{18}O$ 、 δD 的投点位于 LMWL、GMWL、CMWL 下方, 标准海水稀释线附近, 且随着深度的增加, $\delta^{18}O$ 、 δD 进一步变负, 即偏离海水, 说明海水混合作用随着深度的增加而减小。 Q_{p1} 弱透水层多见钙质结核, 说明了成土后土体受到了强烈的蒸发作用。潜水来源为次现代水与现代补给水的混合。I、II 承压水都接受全新世早期或末次冰期后期的补给, III 承压水接受晚更新世末期的降水补给。

(3) HYRD1 Q_{p1} 上段及其上覆地层受到 MIS19、MIS11、MIS5、MIS3、MIS1 海侵的影响, 地下水中的盐分主要来自这 5 期的海水浸渍(海盐源)、蒸发盐岩与钠长石碳酸盐风化溶解。 Q_{p1} 下段地层孔隙水中的盐分主要来自蒸发盐岩与钠长石碳酸盐风化溶解。此外, 研究区地形广阔平坦且近海, 土体长期遭受海水入侵及高矿化度潜水共同作用; 浅表地下水受海洋气溶胶所携带的盐分补给。HYRD1 位于如东漏斗外缘, 浅层水与其载体中的盐分通过越流补给深层水, 现深层已出现咸化趋势。近 50 年来 HYRD1 III 承压水(下段, 砂层) TDS 增长了 4.6 倍。

参考文献:

- [1] Han Dongmei, Cao Guoliang, Currell M J, et al. Groundwater salinization and flushing during glacial-interglacial cycles: insights from aquitard porewater tracer profiles in the North China Plain[J]. *Water Resources Research*, 2020, 56(11): e2020WR027879.
- [2] Zhao Qi, Su Xiaosi, Kang Bo, et al. A hydrogeochemistry and multi-isotope (Sr, O, H, and C) study of groundwater salinity origin and hydrogeochemical processes in the shallow confined aquifer of northern Yangtze River downstream coastal plain, China[J]. *Applied Geochemistry*, 2017, 86: 49-58.
- [3] 苟富刚, 龚绪龙, 杨磊, 等. 江苏沿海地区土体含盐特征及指示作用[J]. *长江流域资源与环境*, 2018, 27(6): 1380-1387.
Gou Fugang, Gong Xulong, Yang Lei, et al. Indicative functions and characteristics of soil salinity in coastal Jiangsu area[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2018, 27(6): 1380-1387.
- [4] 刘贺, 崔文君, 罗勇, 等. 基于分层监测的北京天竺地面沉降、地下水位与孔隙水压力变化规律[J]. *地质通报*, 2022, 41(4): 692-701.
Liu He, Cui Wenjun, Luo Yong, et al. Study on the variation law of land subsidence, groundwater level and pore water pressure in Tianzhu, Beijing, based on stratified monitoring[J]. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(4): 692-701.
- [5] 翟远征, 王金生, 左锐, 等. 地下水年龄在地下水研究中的应用研究进展[J]. *地球与环境*, 2011, 39(1): 113-120.
Zhai Yuanzheng, Wang Jinsheng, Zuo Rui, et al. Progress in applications of groundwater ages in groundwater research[J]. *Earth and Environment*, 2011, 39(1): 113-120.
- [6] 许乃政, 刘红樱, 魏峰, 等. 江苏洋口港地区地下水的同位素组成及其形成演化研究[J]. *环境科学学报*, 2015, 35(12): 3862-3871.
Xu Naizheng, Liu Hongying, Wei Feng, et al. Study on the environmental isotope compositions and their evolution in groundwater of Yoco port in Jiangsu Province, China[J]. *Acta Scientiae Circumstantiae*, 2015, 35(12): 3862-3871.
- [7] 苟富刚, 龚绪龙, 李进, 等. 江苏滨海平原微承压水层位水土体含盐特征及其相关性分析[J]. *水资源与水工程学报*, 2017, 28(3): 72-76.
Gou Fugang, Gong Xulong, Li Jin, et al. Salt characteristics and correlation analysis of soil and water body of micro confined water layer in Jiangsu coastal plain[J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 2017, 28(3): 72-76.

- [8] 孙呈慧, 窦衍光, 赵京涛, 等. 冲绳海槽沉积物孔隙水地球化学特征及其指示意义[J]. 海洋学报, 2022, 44(5): 102–112.
Sun Chenghui, Dou Yanguang, Zhao Jingtao, et al. Geochemical characteristics and indicative significance of pore water in the sediments of Okinawa Trough[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(5): 102–112.
- [9] 章斌, 郭占荣, 高爱国, 等. 用氢氧稳定同位素评价闽江河口区地下水输入[J]. 水科学进展, 2012, 23(4): 539–548.
Zhang Bin, Guo Zhanrong, Gao Aiguo, et al. Estimating groundwater discharge into Minjiang River estuary based on stable isotopes deuterium and oxygen-18[J]. Advances in Water Science, 2012, 23(4): 539–548.
- [10] 邹嘉文, 刘飞, 张靖坤. 南水北调典型受水区浅层地下水水化学特征及成因[J]. 中国环境科学, 2022, 42(5): 2260–2268.
Zou Jiawen, Liu Fei, Zhang Jingkun. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of shallow groundwater in typical water-receiving areas of the South-to-North Water Diversion Project[J]. China Environmental Science, 2022, 42(5): 2260–2268.
- [11] 侯国华, 高茂生, 叶思源, 等. 黄河三角洲浅层地下水盐分来源及咸化过程研究[J]. 地学前缘, 2022, 29(3): 145–154.
Hou Guohua, Gao Maosheng, Ye Siyuan, et al. Source of salt and the salinization process of shallow groundwater in the Yellow River Delta[J]. Earth Science Frontiers, 2022, 29(3): 145–154.
- [12] Wang Ya, Jiao J J. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined Quaternary aquifer of the Pearl River Delta, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 438–439: 112–124.
- [13] Kim Y, Lee K S, Koh D C, et al. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 270(3/4): 282–294.
- [14] 张晓洁, 许博超, 夏冬, 等. 镭、氡同位素示踪调水调沙对黄河口水体运移及营养盐分布特征的影响[J]. 海洋学报, 2016, 38(8): 36–43.
Zhang Xiaojie, Xu Bochao, Xia Dong, et al. Using natural radium and radon isotopes trace the water transport process and nutrients distribution in the Yellow River Estuary under the influence of the Water-Sediment Regulation Scheme[J]. Haiyang Xuebao, 2016, 38(8): 36–43.
- [15] Qi Huihui, Ma Chuanming, He Zekang, et al. Lithium and its isotopes as tracers of groundwater salinization: a study in the southern coastal plain of Laizhou Bay, China[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 650: 878–890.
- [16] Schiavo M A, Hauser S, Povinac P P. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily[J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 364(1/2): 40–49.
- [17] Han Dongmei, Song Xianfang, Currell M J, et al. Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou Bay, China[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 508: 12–27.
- [18] Han Dongmei, Kohfahl C, Song Xianfang, et al. Geochemical and isotopic evidence for palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou Bay, China[J]. *Applied Geochemistry*, 2011, 26(5): 863–883.
- [19] 赵继昌, 梁静, 蔡鹤生. 苏北平原地下咸淡水形成与含水介质的关系[J]. *水文地质工程地质*, 1993(3): 25–27.
Zhao Jichang, Liang Jing, Cai Hesheng. Relation between formation of salt-fresh water and water-bearing medium in the plain of Supei[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 1993(3): 25–27.
- [20] 周慧芳, 谭红兵, 张西营, 等. 江苏南通地下水补给源、水化学特征及形成机理[J]. 地球化学, 2011, 40(6): 566–576.
Zhou Huifang, Tan Hongbing, Zhang Xiying, et al. Recharge source, hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in Nantong, Jiangsu Province[J]. *Geochimica*, 2011, 40(6): 566–576.
- [21] Ge Qin, Liang Xing, Jin Menggui, et al. Cl^- as a chemical fingerprint of solute transport in the aquitard-aquifer system of the North Jiangsu coastal plain, China[J]. *Geofluids*, 2017: 6131547.
- [22] Li Jing, Gong Xulong, Liang Xing, et al. Salinity evolution of aquitard porewater associated with transgression and regression in the coastal plain of Eastern China[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 603: 127050.
- [23] Wickman F E. The “total” amount of sediments and the composition of the “average igneous rock”[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1954, 5(3): 97–110.
- [24] 李文运, 崔亚莉, 苏晨, 等. 天津市地下水流-地面沉降耦合模型[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2012, 42(3): 805–813.
Li Wenyun, Cui Yali, Su Chen, et al. An integrated numerical groundwater and land subsidence model of Tianjin[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2012, 42(3): 805–813.
- [25] 王家兵, 李平. 天津平原地面沉降条件下的深层地下水资源组成[J]. *水文地质工程地质*, 2004, 31(5): 35–37, 20.
Wang Jiabing, Li Ping. Composition of groundwater resources in deep-seated aquifers under the condition of land subsidence in Tianjin Plain[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2004, 31(5): 35–37, 20.
- [26] Mazurek M, Alt-Epping P, Bath A, et al. Natural tracer profiles across argillaceous formations[J]. *Applied Geochemistry*, 2011, 26(7): 1035–1064.
- [27] Li Jing, Liang Xing, Zhang Yanian, et al. Salinization of porewater in a multiple aquitard-aquifer system in Jiangsu coastal plain, China[J]. *Hydrogeology Journal*, 2017, 25(8): 2377–2390.
- [28] 张同娟, 杨劲松, 刘广明. 基于EM38长江河口地区土壤盐渍化特征研究[J]. 水土保持学报, 2009, 23(6): 210–214.
Zhang Tongjuan, Yang Jinsong, Liu Guangming. Study the soil salinization character of the Yangtze River Estuary area with an electromagnetic induction EM38[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2009, 23(6): 210–214.
- [29] 余世鹏, 杨劲松, 刘广明. 三峡调蓄条件下长江河口地区滨海滨江土壤盐渍化状况研究[J]. 土壤学报, 2009, 46(2): 235–240.

- Yu Shipeng, Yang Jinsong, Liu Guangming. Progress of the study on soil salinization along the river and seacoast in Yangtze River Estuary after the Three-Gorge Reservoir put into operation[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2009, 46(2): 235–240.
- [30] 谢文萍, 杨劲松. 三峡工程调蓄进程中长江河口区土壤水盐动态变化[J]. *长江流域资源与环境*, 2011, 20(8): 951–956.
- Xie Wenping, Yang Jinsong. Soil water-salt dynamics in the Yangtze River Estuary during the process of storage of the Three Gorges Project[J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2011, 20(8): 951–956.
- [31] 苟富刚, 龚绪龙, 杨露梅, 等. 长江河口百米以浅土体含盐特征及其沉积环境演化[J]. *现代地质*, 2022, 36(2): 462–473.
- Gou Fugang, Gong Xulong, Yang Lumei, et al. Salt content features and sedimentary environmental evolution in shallow-level (<100 m) soils from the Yangtze River Estuary[J]. *Geoscience*, 2022, 36(2): 462–473.
- [32] 苟富刚, 龚绪龙, 张岩, 等. 长江河口深层软土含盐特征及其沉积环境分析[J]. *海洋学报*, 2022, 44(4): 12–22.
- Gou Fugang, Gong Xulong, Zhang Yan, et al. Salt characteristics and sedimentary environment analysis of deep soft soil in the Changjiang River Estuary[J]. *Haiyang Xuebao*, 2022, 44(4): 12–22.
- [33] 哈承佑, 赵继昌. 南通地区地下水系统[J]. *水文地质工程地质*, 1990(4): 8–11.
- Ha Chengyou, Zhao Jichang. Groundwater system of Nantong area[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 1990(4): 8–11.
- [34] 中华人民共和国住房和城乡建设部, 国家市场监督管理总局. GB/T 50123–2019, 土工试验方法标准[S]. 北京: 中国计划出版社, 2019: 266–279.
- Ministry of Housing and Urban-Rural Development of the People's Republic of China, State Administration of Market Supervision and Administration of the People's Republic of China. GB/T 50123–2019, standard for geotechnical testing method[S]. Beijing: China Planning Press, 2019: 266–279.
- [35] 中华人民共和国住房和城乡建设部, 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局. GB/T 50942–2014, 盐渍土地建筑技术规范[S]. 北京: 中国计划出版社, 2015: 2–7, 16–19.
- Ministry of Housing and Urban-Rural Development of the People's Republic of China, General Administration of Quality Supervision, Inspection and Quarantine of the People's Republic of China. GB/T 50942–2014, technical code for building in saline soil regions[S]. Beijing: China Planning Press, 2015: 2–7, 16–19.
- [36] 苟富刚. 一种推演弱透水层孔隙水水化学组分的方法[P]. 中国: 202210352935.0, 2022–04–02.
- Gou Fugang. A method for deducing the hydrochemical components of pore water in aquitard[P]. CN: 202210352935.0, 2022–04–02.
- [37] 中国地质调查局. 水文地质手册[M]. 2版. 北京: 地质出版社, 2012: 102.
- China Geological Survey. Handbook of Hydrogeology[M]. 2nd ed. Beijing: Geology Press, 2012: 102.
- [38] 国家能源局. SY/T 5163–2010, 沉积岩中黏土矿物和常见非黏土矿物X射线衍射分析方法[S]. 北京: 石油工业出版社, 2010: 1–43.
- National Energy Administration. SY/T 5163–2010, Analysis method for clay minerals and ordinary non-clay minerals in sedimentary rocks by the X-ray diffraction[S]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2010: 1–43.
- [39] Clark I D, Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology[M]. Boca Raton: CRC Press, 1997: 206–215.
- [40] Liu Jianrong, Song Xianfang, Yuan Guofu, et al. Stable isotopic compositions of precipitation in China[J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2014, 66(1): 22567.
- [41] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 1961, 133(345): 1702–1703.
- [42] 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. *科学通报*, 1983, 28(13): 801–806.
- Zheng Shuhui, Hou Fagao, Ni Baoling. Stable isotope study of hydrogen and oxygen in atmospheric precipitation in China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1983, 28(13): 801–806.
- [43] Liu Yuanzhang, Wu Qiang, Lin Pei, et al. Restudy of the storage and migration model of the Quaternary groundwater in Beijing Plain area[J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55(7): 1147–1158.
- [44] Tomaszewicz M, Najm M A, El-Fadel M. Development of a groundwater quality index for seawater intrusion in coastal aquifers[J]. *Environmental Modelling & Software*, 2014, 57: 13–26.
- [45] Kuang Xingxing, Jiao J J, Wang Ya. Chloride as tracer of solute transport in the aquifer-aquitard system in the Pearl River Delta, China[J]. *Hydrogeology Journal*, 2016, 24(5): 1121–1132.
- [46] Panno S V, Hackley K C, Hwang H H, et al. Characterization and identification of Na-Cl sources in ground water[J]. *Ground Water*, 2006, 44(2): 176–187.
- [47] Roberts A P, Zhao Xiang, Harrison R J, et al. Signatures of reductive magnetic mineral diagenesis from unmixing of first-order reversal curves[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, 123(6): 4500–4522.
- [48] Samoilov O Y. A new approach to the study of hydration of ions in aqueous solutions[J]. *Discussions of the Faraday Society*, 1957, 24: 141–146.
- [49] Chen Jie, Huang Qiwei, Lin Yaling, et al. Hydrogeochemical characteristics and quality assessment of groundwater in an irrigated region, northwest China[J]. *Water*, 2019, 11(1): 96.
- [50] Trabelsi R, Zouari K. Coupled geochemical modeling and multivariate statistical analysis approach for the assessment of groundwater quality in irrigated areas: a study from North Eastern of Tunisia[J]. *Groundwater for Sustainable Development*, 2019, 8: 413–427.
- [51] Khmila K, Trabelsi R, Zouari K, et al. Application of geochemical and isotopic tracers for the evaluation of ground water quality in the irrigated area of the Sbibla plain (Central West Tunisia)[J]. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2021, 313: 107298.

- [52] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 1970, 170(3962): 1088–1090.
- [53] 顾家伟. 上新世以来苏北盆地与长江三角洲构造沉降史分析[J]. *地质科技情报*, 2015, 34(1): 95–99, 106.
Gu Jiawei. Tectonic subsidence analysis of Subei Basin and Yangtze Delta from the Pliocene[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2015, 34(1): 95–99, 106.
- [54] 吴标云, 李从先. 长江三角洲第四纪地质[M]. 北京: 海洋出版社, 1987: 1–166.
Wu Biaoyn, Li Congxian. *Quaternary Strata in the Yangtze River Delta*[M]. Beijing: China Ocean Press, 1987: 1–166.
- [55] 陈安定. 苏北盆地构造特征及箕状断陷形成机理[J]. *石油与天然气地质*, 2010, 31(2): 140–150.
Chen Anding. Tectonic features of the Subei Basin and the forming mechanism of its dustpan-shaped fault depression[J]. *Oil & Gas Geology*, 2010, 31(2): 140–150.
- [56] Mao Zhichang, Shen Huanting, James L T, et al. Types of saltwater intrusion of the Changjiang Estuary[J]. *Science in China Series B: Chemistry*, 2001, 44(S1): 150–157.
- [57] Wang Yonghong, Li Guangxue, Zhang Weiguo, et al. Sedimentary environment and formation mechanism of the mud deposit in the central South Yellow Sea during the past 40 kyr[J]. *Marine Geology*, 2014, 347: 123–135.
- [58] de Montety V, Radakovitch O, Vallet-Coulomb C, et al. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: case of the Rhône delta (Southern France)[J]. *Applied Geochemistry*, 2008, 23(8): 2337–2349.
- [59] Lee K S, Wenner D B, Lee I. Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju Island, Korea[J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 222(1/4): 65–74.
- [60] Mehta S, Fryar A E, Banner J L. Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas, USA[J]. *Applied Geochemistry*, 2000, 15(6): 849–864.

Geochemical characteristics of water and soil environment and its environmental indicating significances since the Pleistocene in the northern flank of the Changjiang River Delta

Gou Fugang^{1,2}, Gong Xulong^{1,2}, Liu Yuan^{1,2}

(1. *Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210049, China*; 2. *Key Laboratory of Earth Fissures Geological Disaster, Ministry of Natural Resources, Nanjing 210049, China*)

Abstract: The coastal plain of Jiangsu Province is a fragile zone of water resources in Jiangsu Province, and groundwater salinization has become a serious ecological problem. In order to analyze the groundwater recharge and its salinity sources in the north flank of the Changjiang River Delta since Pleistocene, a 275 m deep well HYRD1 was deployed and the whole hole was continuously collected with easily soluble salt samples, geotechnical samples and water samples. Surface water, shallow and deep groundwater, and seawater samples were collected in the area. The hydrochemical characteristics of Well HYRD1 high-precision porewater were obtained by using soluble salt index combined with geotechnical index (water content, wet density, specific gravity). In order to analyze the groundwater recharge and its salt source since Pleistocene, Piper trilinear diagram, Gibbs diagram and ion ratio method were used in combination with δD and $\delta^{18}O$ data and ^{14}C data. The results show that the salinity of Well HYRD1 soil is mainly NaCl, and the percentage of saline soil is 25%. The saline soils are mainly distributed in the Q_{p3} aquitard, Q_{p2} stratum and the upper part of Q_{p1} stratum. The water chemistry type of porewater is Cl-Na type (only the lower section of Q_{p1} is HCO_3^- -Ca-Na at individual points), 7% of brackish water, 49% of saline water and 44% of haline water. The brackish water is mainly distributed in the sand layer of the lower section of Q_{p1} . The $\delta^{18}O$ and δD of diving indicate that the source of diving is atmospheric precipitation and is subject to a relatively strong evaporation effect. The $\delta^{18}O$ and δD of the aquitard pore water and pressurized water are located near the standard seawater dilution line, and the trend of $\delta^{18}O$ and δD decreases with the increase of depth, which indicates that the porewater is subjected to the mixing effect of seawater decreases with the increase of depth. Calcareous nodules are mostly seen in the Q_{p1} aquitard, indicating that the Q_{p1} aquitard was subjected to strong evaporation after soil forma-

tion. The salinity of the upper part of Well HYRD1 Q_{p1} and the overlying strata is mainly from the 5th stage sea erosion, evaporite and silicate weathering dissolution. The salinity of the lower part of Q_{p1} is mainly from the crustal source. The groundwater chemistry is influenced by water-rock action, evaporation concentration and human activities.

Key words: sedimentary environment; saline characteristics; soluble salts; porewater; aquitard; coastal aquifers