

河北平原地下水锶同位素形成机理

叶萍^{1,2}, 金勤胜³, 周爱国¹, 刘存富¹, 蔡鹤生¹, 甘义群¹

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学江城学院工程学院, 湖北武汉 430200
3. 中南电力设计院, 湖北武汉 430071

摘要: 为了研究河北平原地下水锶同位素的来源与形成机理, 对所采水样进行了分析. 研究了⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值“时间累积效应”: 随着地下水年龄和埋深的增大而增大; 与地下水中过剩⁴He_{exc} 呈正相关关系, 与 δ¹⁸O 和 δD 呈负相关关系. 探讨了 Sr²⁺ 与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值的关 系, 将地下水分为 3 类: (1) 中等 Sr²⁺ 含量与高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值水 (I 类水); (2) 低 Sr²⁺ 含量与高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值水 (II 类水); (3) 高 Sr²⁺ 含量与低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值水 (III 类水), 即热水. 通过综合分析认为: (1) 河北平原第四系地下水中的放射成因 Sr 是由富含 Na 和 Rb 的硅酸盐矿物风化作用提供的, 主要矿物为斜长石; (2) 黄骅港热水中的放射成因 Sr 是由碳酸盐溶解形成的, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值低, Sr/Na 比值大; (3) 补给区地下水是由流经火成岩和变质岩区地下水的侧向补给的, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值中等. 第三系地下水放射成因 Sr 的来源及形成机理尚须进一步研究.

关键词: 锶; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; 地下水; 河北平原.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2008)01-0137-08

收稿日期: 2007-04-16

Formation Mechanism of Sr Isotopes in Groundwater of Hebei Plain

YE Ping^{1,2}, JIN Qin-sheng³, ZHOU Ai-guo¹, LIU Cun-fu¹, CAI He-sheng¹, GAN Yi-qun¹

1. Faculty of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. Faculty of Engineering, Jiangcheng College of China University of Geosciences, Wuhan 430200, China
3. Central Southern China Electric Power Design Institute, Wuhan 430071, China

Abstract: To analyze the genesis of Sr isotopes in groundwater of Hebei plain, time-accumulative effect of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios was studied. It is shown that ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio increases with the increasing age and depth of groundwater and has a positive correlation to ⁴He_{exc} and a negative correlation to δ¹⁸O and δD. The groundwater is divided into three groups to discuss the relation between ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio and Sr²⁺ content: (1) moderate Sr²⁺ content and higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (water I); (2) lower Sr²⁺ content and higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (water II); and (3) higher Sr²⁺ content and lower ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (water III), that is hot water. On the basis of integrated analysis, it was considered that (1) the radiogenic Sr in the Quaternary groundwater(Q₄-Q₁) originates from weathering of silicate rich in Na and Rb, mainly from plagioclase; (2) the radiogenic Sr of hot water in Huanghua port is attributed to carbonate dissolution, with lower ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and higher Sr/Na; (3) the recharge area is laterally recharged by the groundwater flowing through igneous and metamorphic rocks, with moderate ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio. However, the genesis of Sr isotopes in Tertiary groundwater needs further studies.

Key words: strontium; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; groundwater; Hebei plain.

碱土金属元素锶(Sr)有 16 个同位素, 其中 4 个是⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值. 岩石矿物中这一比值的大小取决于天然存在的稳定同位素:⁸⁴Sr、⁸⁶Sr、⁸⁷Sr 和⁸⁸Sr, 其他其中的 Rb/Sr 比值以及岩石矿物形成以来的时间. 地均为放射性同位素. 地质学中锶同位素组成通常指的下水的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值往往与它接触的岩石矿物相似,

因此,这一比值就成为研究水-岩作用和岩石矿物风化速率的有效示踪剂.应用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值研究水文地质问题有 4 个优点:(1) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值用热电离子质谱计(TIMS)测定,分析精度特别高(达 0.001 5%, 2σ);(2)用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值判断地下水物质来源时可以准确到矿物的种类;(3)由于 Sr 和 Ca 的地球化学亲合性,锶可作为地下水重要组分 Ca 的示踪剂;(4)在模拟地下水系统的化学组成时,应用锶元素及其同位素组成来评价各矿物相参与水-岩作用程度可以简化热力学和动力学的计算过程.

实际上,自然界锶同位素组成并不是恒定的,因为天然的放射性同位素铷(^{87}Rb)在不断地经过 β -衰变而形成稳定的 ^{87}Sr 同位素.因此, ^{87}Sr 又称为放射成因锶(Sr^*). ^{87}Sr 同位素不发生同位素分馏,它只与岩石矿物中 Rb 的含量有关,通常用 Rb/Sr 比值来表征.对于陆壳来说,Rb/Sr 比值很不均一,因为地壳从地幔分异形成后,锶经历了不同时期 Rb/Sr 比值变化的影响.通常岩浆岩和变质岩的 Rb/Sr 比值较大,而碳酸盐的 Rb/Sr 比值较小.在同一系列岩石中,富 Rb 比贫 Rb 的岩石含有更多的放射成因 Sr,因此 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较大;反之,富锶贫铷的岩石(例如灰岩) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较小.所以, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值就成为判断地下水水-岩作用的重要依据.本文将根据这一原理研究河北平原放射成因锶的来源(黄文辉等,2006).

1 地质背景

1.1 水文、气象

河北平原位于中国北部,处于 $114^{\circ}26' \sim 117^{\circ}50'\text{E}$, $36^{\circ}06' \sim 39^{\circ}35'\text{N}$ 之间.东临渤海,西接太行山,地势平坦,地形由西北、西、西南向渤海方向倾斜.河北平原现代气候干旱,属大陆性干旱季风气候区,冬季寒冷干燥,夏季炎热多雨,多年平均降水量为 500~600 mm,蒸发度 1 100~1 800 mm,年平均气温 $12^{\circ}\text{C} \sim 13^{\circ}\text{C}$.

1.2 地层特征及含水组划分

河北平原是第四系堆积厚度大,成因类型复杂的地区,但研究程度较高.以气候地层学为主导,结合古生物和地质年代学资料,将第四系地层划分为:固安组(Q_4)相当于下更新统;杨柳青组(Q_3),相当于中更新统;欧庄组(Q_2),相当于上更新统和全新统(Q_1).第四系沉积物以下是上第三系(N),下第三系(E)及

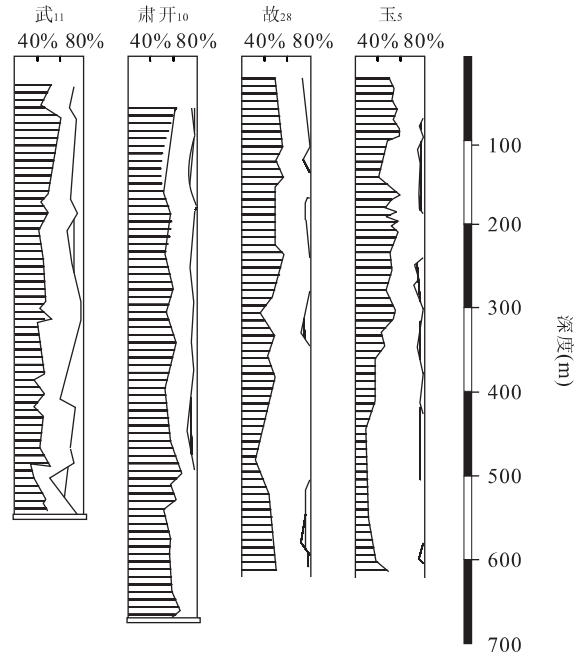


图 1 河北平原第四纪地层轻矿物含量变化对比图(据陈肇和和倪明云,1987)

Fig. 1 Comparison by content between quartz and feldspar in Quaternary stratum of Hebei plain

下古生界与震旦界.根据水文地质条件,自上而下分别为:第一含水组(Q_4)地板埋深 20~50 m;第二含水组(Q_3)地板埋深 100~150 m;第三含水组(Q_2)地板埋深 200~300 m;第四含水组(Q_1)地板埋深 350~500 m;第五含水组(上第三系,N)埋深 500~1 000 m;第六含水组(下第三系,E)埋深较大,1 000~4 000 m;第七含水组(下古生界与震旦界含水组)又称为“古潜山含水组”,埋深变化很大,浅者 800~1 000 m,深者(拗陷区)可达 4 000 m 左右.

1.3 地层的矿物成分及微量元素

20 世纪 60~70 年代原河北省地质局对河北平原内 77 个钻孔的砂层进行了重矿物和轻矿物成分分析.其中重矿物以比重 5 为界划分为稳定矿物和非稳定矿物.稳定矿物以磁铁矿、褐铁矿、钛铁矿、锆英石、金红石、榍石、石榴子石、赤铁矿、电气石为主.非稳定矿物以角闪石、绿帘石、磷灰石、透闪石等为主.

特别值得注意的是轻矿物.据不完全统计,对全区 8 个钻孔的砂层进行了轻矿物的鉴定工作.其轻矿物的主要成分为石英、长石(正长石、斜长石)、白云母、方解石等.轻矿物中含量最大的为石英和长石,约占总量的 80%~90% 以上.两者的含量随深度变化,并且互为消长关系.在同一钻孔中,长石含

表 1 沧州地区地层中元素平均含量与克拉克值的对比(据杨子赓,1979)

Table 1 Comparison between mean element content and carat gram value from Quaternary stratum of Cangzhou

元素名称	克拉克值 (%)	地区含量平均值 (%)	与克拉克值比较	统计钻孔数
Ba	0.047	0.0295	—	18
Ca	3.39	6.21	—	10
Mg	1.94	6.43	+	10
Pb	0.002	0.0015	—	18
Ti	0.58	0.295	—	18
Fe	4.7	4.99	+	10
Mn	0.08	0.0397	—	18
Cr	0.033	0.0398	+	18
Ni	0.018	0.0023	—	18
V	0.016	0.005	—	18
Cu	0.01	0.0017	—	18
Zr	0.023	0.011	—	18
Na	2.64	0.73	—	10
Sr	0.017	0.0058	—	18

量随深度的变化与非稳定矿物含量随深度变化的趋势相近,而石英则与稳定矿物含量的变化趋势相近(图 1)。

根据一些钻孔的粘土、亚粘土等土层中的差热分析及 X-射线衍射分析,平原区粘土矿物主要为伊利石、高岭石及拜来石,其次为方解石、绿泥石、针铁矿、白云石和云母等。

对 50 个钻孔中地层的微量元素进行了分析,常见的微量元素为:Be、B、Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zr、Ga、Sr、Y、Zn、Mo、Sn、Ba、Yb、Pb 等。其中 Be、B、Co、Mn、Sn、Ba、Yb、Ia、Sr、Sc 和 Ga 等 10 种元素的含量无变化或变化很小,但是变化较大的元素有 8 种:Ba、Ni、Ti、Mn、V、Zr、Cr、Cu 等。

另外,根据杨子赓等对沧州地区 5 个钻孔的光谱分析资料的统计结果,其中 Sr 的平均含量低于克拉克值(克拉克值为 0.017%,而沧州第四系中 Sr 仅为 0.0058%),而 Ca 和 Mg 却比克拉克值高出数倍(杨子赓,1979),这与土层中富含 Ca、Mg 的碳酸盐成土母质区广泛分布的石灰岩类岩石密切相关。地层中 Na 低于克拉克值反映了粘土胶体吸附的 Na 大量被置换至水中,造成此现象。沧州地区各类型地下水(浅层淡水、咸水、深层淡水)的化学成分均以 Na⁺ 占优势可间接地说明这一点。

2 样品采集与测试

2.1 样品采集

本研究在河北平原采集了如下样品。

(1)Sr 和⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值样品。取样器皿使用高密度聚乙烯瓶(也可用市售纯净水瓶),取样前用 6N 的 HNO₃ 浸泡几天,然后用去离子水冲洗干净。取样量 300~500 ml,所有水样均用 0.45 μm 过滤膜过滤,然后用浓 HNO₃ 酸化至 pH<2。

(2)惰性气体样品。采用孙明良(1995)设计的由 Na 质玻璃取样器采样,采样体积 100~200 mL。

(3)¹⁴C 样品采集。¹³C 和¹⁴C 样品的采集采用 BaCO₃ 共沉淀法(万军伟等,2003)。

(4)¹⁸O 和 D 样品。按常规方法采样,取样量 50 ml。

(5)水化学分析样品。按常规方法进行。

2.2 样品测试

(1)Sr 含量。用原子吸收光谱法分析。由中国地质大学(武汉)测试中心完成。

(2)⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值。用 MAT261 测试。由宜昌地质矿产研究所完成。

(3)¹⁴C 和¹³C。¹⁴C 用低本底液闪仪测试,¹³C 用 VG602D 气体同位素比值质谱计测定。由中国地质科学研究院岩溶地质研究所完成。

(4)¹⁸O 和 D 样品。用 MAT251 测试。由中国地质科学院矿产资源研究所完成。

(5)惰性气体样品(He、Ne、Ar)。用从乌克兰引进的 MI-1201IG 惰性气体质谱计测定。由中国地质科学研究院矿产资源研究所完成。

(6)水化学分析。由中国地质大学(武汉)环境学院完成。

本研究共测定 Sr 和⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值样品 23 个,测定¹³C 和¹⁴C 样品 42 个,¹⁸O 和 D 样品 42 个,惰性气体样品 21 个,水化学分析样品 42 个(表 2)。

3 结果与讨论

3.1 地下水的锶和主要离子成分

河北平原地下水的锶(浓度用[Sr²⁺]表示)可能有 3 种来源:(1)由溶解于水中的大气气溶胶释放的 Sr²⁺; (2)从周围地区的盐、碳酸盐和硅酸盐有关的干散落物中获得的 Sr²⁺; (3)土壤带或含水介质风

表 2 研究区深层地下水化学分析结果及取样深度(单位:mg/L)

Table 2 Groundwater chemical data and depth of study area

样品编号	深度(m)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Sr ²⁺	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	pH	TDS
04003	241.5~280	5.11	3.59	452.93	471.56	21.09	372.23	0.24	0.712 20	6.62	1 090.71
04004	380	9.20	9.01	394.20	412.62	93.95	292.46	0.29	0.712 68	6.53	1 005.12
04005	680	11.24	7.16	660.83	471.56	89.10	638.10	0.30	0.710 77	6.82	1 642.20
04006	1 150~1 599	95.05	13.45	1 764.68	176.84	91.93	2 539.11	6.34	0.710 75	7.01	4 592.63
04007	400	6.13	6.61	440.63	412.62	94.28	345.64	0.24	0.713 40	7.04	1 099.60
04008	400	3.07	1.79	276.28	412.62	70.32	110.78	0.05	0.713 93	6.82	668.53
04009	370	9.20	8.40	400.08	324.20	52.35	400.08	0.21	0.714 09	6.91	1 013.21
04010	350	25.55	22.18	565.05	294.73	101.92	664.69	0.82	0.712 88	6.93	1 526.75
04011	>300	3.07	3.00	315.33	442.09	84.92	141.80	0.08	0.713 19	6.84	769.15
04012	>300	6.13	8.43	298.18	442.09	86.79	137.37	0.24	0.712 34	7.52	757.95
04013	360	5.11	5.41	228.60	265.25	47.89	159.53	0.09	0.713 24	7.52	579.16
04014	360	4.09	1.77	170.63	265.25	45.77	66.47	0.17	0.715 27	7.55	421.36
04015	350	5.11	1.76	173.03	147.36	55.52	132.94	0.10	0.712 21	7.06	442.04
04016	500	8.18	5.98	502.83	501.04	8.50	447.56	0.28	0.712 51	6.51	1 223.56
04017	380	3.07	2.39	176.03	235.78	43.32	93.06	0.09	0.714 52	6.52	435.76
04019	370	7.15	3.56	237.35	206.31	84.68	177.25	0.20	0.712 60	6.58	613.15
04021	1 100	295.37	33.55	2 525.68	1 178.91	21.95	3 500.69	11.36	0.709 02	7.03	6 966.69
04027	240	62.34	1.08	182.20	383.14	136.12	48.74	0.36	0.711 53	7.03	622.06
04028	350	26.57	11.84	115.45	147.36	78.19	101.92	1.17	0.711 56	7.01	407.65
04029	370	3.07	3.00	284.48	442.09	1.63	159.53	0.14	0.709 12	7.05	672.75

(1)Sr 含量:用原子吸收光谱法分析,由中国地质大学(武汉)测试中心完成。(2)⁸⁷Sr/⁸⁶Sr:用 MAT261 测试,由宜昌地质矿产研究所完成,精度 0.0015%,误差 2σ。(3)水化学分析:由中国地质大学(武汉)环境学院完成。

化期间从矿物中释放的 Sr²⁺。一般认为,这些过程在地下水化学演变的初始阶段发生。

河北平原地下水中 [Sr²⁺] 和 [Cl⁻] 明显地呈正相关关系(图 2a)。这表明后来的蒸发作用导致 [Sr²⁺] 和 [Cl⁻] 接近正比例增大,然而,每个地下水样的 [Sr²⁺]/[Cl⁻] 比值都明显地大于海水(图 2b),特别是在氯离子含量低的地下水中(图 2b 的左部分)。一般认为氯离子是保守的离子,它只由蒸发作用控制。所以 [Sr²⁺]/[Cl⁻] 比值都明显地大于海水反映了地下水中的 [Sr²⁺] 过剩。

溶解的 [Sr²⁺] 和 [Ca²⁺] 的关系(图 2c)表明,第四系地下水中 Sr²⁺ 的来源不能用海洋气溶胶(由海水稀释线指示),或者碳酸盐矿物和石膏矿物的溶解来解释。蒸发作用可引起非饱和带(包气带)内 [Sr²⁺] 和 [Ca²⁺] 的增加,因为相对于方解石土壤水可变得饱和。对于碳酸盐中的 Ca²⁺ 来说,由于优先排斥 Sr²⁺,碳酸盐矿物的沉淀作用趋向于增大剩余水中的 [Sr²⁺]/[Ca²⁺] 比值(Pingitore and Eastman, 1986)。由于在 [Ca²⁺] 较大时, [Sr²⁺]/[Ca²⁺] 比值减小,所以图 2c 中观察到的斜率减小指出,蒸发作用这种过程不重要。[Sr²⁺]/[Ca²⁺] 比值的降低表明有其他含钙矿物的溶解(很可能是石膏,因为其

[Sr²⁺]/[Ca²⁺] 比值比方解石小),这种矿物在高盐度水中比在低盐度水中能提供更多的溶解 Sr²⁺。

在氯离子含量低的水中, [Sr²⁺]/[Na⁺] 比值很大(图 2d)。当氯离子含量增大时, [Sr²⁺]/[Na⁺] 则随之减小。因为, Sr²⁺ 主要来自碳酸盐、硫酸盐和硅酸盐矿物的风化作用,但是 Na⁺ 却主要来自硅酸盐。因此, [Sr²⁺]/[Na⁺] 比值的可以指示所测定的溶质成分中这些反应的相对程度。[Sr²⁺]/[Na⁺] 比值小时,可能与含钠硅酸盐矿物有关;相反, [Sr²⁺]/[Na⁺] 比值大时则可能与碳酸盐的溶解有关。

3.2 地下水 ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr 比值的时间积累效应

河北平原地下水 ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr 比值的大小有着十分显著的时间积累效应(周爱国等, 2005), 综合起来有以下几点。

(1)地下水中的 ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr 比值与其中的现代碳百分含量(*pmc*)呈反比关系,即在同一含水岩系中(例如第四系含水岩系)地下水年龄越老, ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr 比值就越大。若定义 $\delta^{87}\text{Sr} = (R_{\text{样}}/R_{\text{海水}} - 1) \times 10^3$, 例如, 献县 *pmc* = 12.32(校正的 ¹⁴C 年龄为 14 610 a), $\delta^{87}\text{Sr}$ 为 4.85, 到了青县 *pmc* = 6.48(校正的 ¹⁴C 年龄为 18 670 a), $\delta^{87}\text{Sr}$ 增至 6.85。

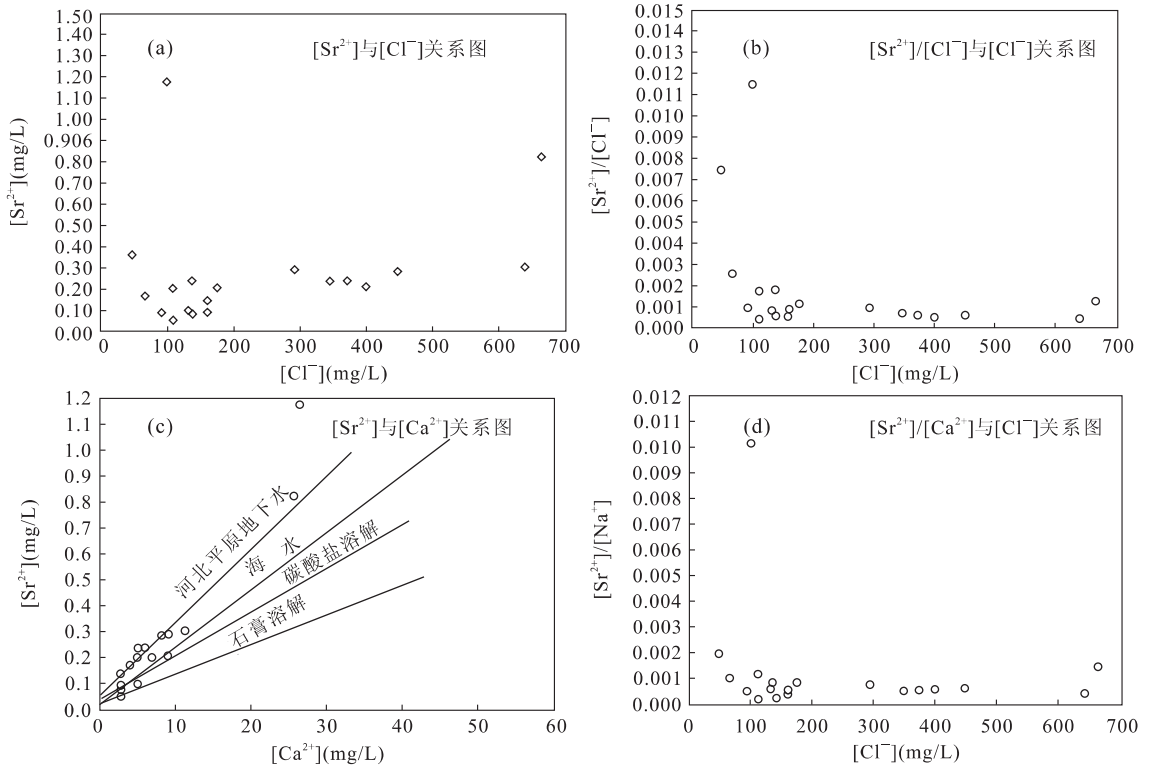


图 2 河北平原地下水溶解锶浓度和其他主要离子浓度关系

Fig. 2 Relations between dissolved strontium (Sr²⁺) and other main ions in the groundwater of Hebei plain

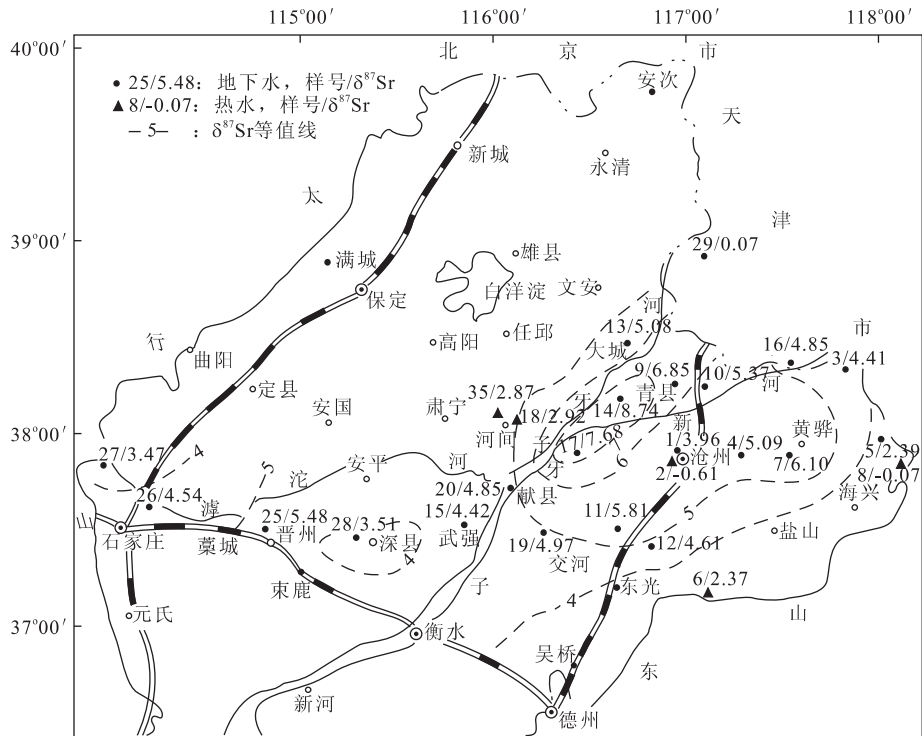


图 3 河北平原地下水 $\delta^{87}\text{Sr}$ 等值线图

Fig. 3 $\delta^{87}\text{Sr}$ value contour in groundwater in Hebei plain

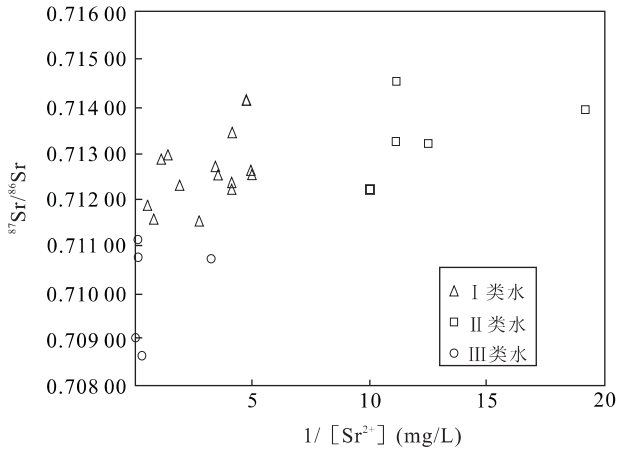


图 4 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $[\text{Sr}^{2+}]$ 关系图

Fig. 4 Relation between $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $[\text{Sr}^{2+}]$

(2)地下水的 $\delta^{87}\text{Sr}$ 值随着埋藏深度加大而增大。在同一含水岩系中这一变化规律很明显,例如百尺杆地下水埋深为 41 m, $\delta^{87}\text{Sr}$ 为 3.47, 北高营井深为 51 m, $\delta^{87}\text{Sr}$ 为 4.54, 晋州井深 >100 m, $\delta^{87}\text{Sr}$ 为 5.48, 到了崔尔庄井深为 400 m, $\delta^{87}\text{Sr}$ 为 6.85。但是应当特别指出, $\delta^{87}\text{Sr}$ 随着地下水的埋深而增大是一个总的趋势, 若岩性发生变化就会出现混乱情况。

(3) $\delta^{87}\text{Sr}$ 与地下水中过剩 He^4 (He_{exc}) 呈正相关关系。地下水中的过剩 $^4\text{He}_{\text{exc}}$ 是地下水年龄的函数, 地下水年龄越老其中的过剩 $^4\text{He}_{\text{exc}}$ 含量就越高。

(4) $\delta^{87}\text{Sr}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 呈负相关关系。在河北平原中部, 沿着子牙河一带, 即献县—青县一带存在着一个 $\delta^{87}\text{Sr}$ 的高值带。这一分布规律与 20 世纪 90 年代在河北平原中部发现的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 低值带一致, 这里地下水的 ^{14}C 年龄在 (1.7~2.3) 万 a 之间。据推测, 这些地下水是由玉木冰期时古大气降水补给的(图 3)。

3.3 Sr^{2+} 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的关系

从 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr^{2+} 关系图(图 4)上可以发现如下几点规律:

(1)中等 Sr 含量与高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 称之为“I 类水”。按照 Sr 的浓度又可分为两种情况: ①较高的 Sr 含量与高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 这种水点主要分布在河北平原地下水的补给区山前一带, 例如百尺杆、北高营等, 这种地下水往往与侧向补给有关, 补给水可能流过了 Rb 含量较高的火成岩、变质岩地区; ②较低的 Sr 含量与高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 这类水主要与地下水年龄较老有关, 是水—岩作用的“时间积累效应”的反映。

(2)低 Sr 含量与高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(简称 II 类水)。此类水分布在平原中部, 献县—青县一带。可能与地层中 Sr 含量低, 而水的年龄老有关。

(3)高 Sr 含量与低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(简称 III 类水)。此类水一般为热水。按岩性又可分为两类: ①“古潜山地下水”。例如黄骅港热水, 其岩性为奥陶纪 (O_2) 灰岩, Sr 含量高可能与非放射性成因的 Sr(又称为初始 Sr)含量高有关, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值小则因其中 Rb 含量低之故; ②第三系地下水。肖桥、张天宫、河间县招待所、地质四队热水都属于此类水。其中 Sr 含量高可能与温度高而提高了 Sr 的溶解度有关, 也可能与“初始 Sr”含量高有关。但是 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值小则难以解释。从岩性均为碎屑岩和“时间积累效应”看, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值应当大。其形成机理尚须进一步研究。

4 结论

河北平原地下水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分析结果表明, 除了个别热水点(地质四队和黄骅港)以外, 该比值均大于现代海水 ($=0.709073 \pm 0.000003$), 所以 $\delta^{87}\text{Sr}$ 均为正值。这与世界上许多研究成果相似。例如加拿大前寒武纪地盾, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.725 \sim 0.745$ (McNutt *et al.*, 1984; McNutt, 1987; Franklyn *et al.*, 1991); 瑞典 Stripa 花岗岩, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.74056 \sim 0.75360$ (Fritz *et al.*, 1992); 澳大利亚西部 Bangemall 盆地, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.725 \sim 0.814$ (Whitford *et al.*, 1998)。

根据图 5a 可以看出, 河北平原第四系地下水中 Cl^- 离子浓度与其中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值无明显关系。然而, 从图 5b 上则可以看出, 河北平原地下水(包括第三系地下水和古潜山地下水) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr/Na (质量比)却有十分显著的关系。在图 5b 中, 有两个端点, 一个是高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和低 Sr/Na 比值, 其中放射成因 Sr 的来源为富 Na 和 Rb 的硅酸盐矿物。另一个端点是低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和高 Sr/Na 比值, 它代表了碳酸盐和可能的硫酸盐溶解作用来源放射成因铈。这些岩石中 Rb 含量特别低, 所以 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值一般较低。因此, 对河北平原地下水铈同位素的来源可作如下分析。

(1)河北平原第四系地下水中的放射成因铈主要是由富含 Na 和 Rb 的硅酸盐矿物的风化作用提供的, 其中主要是斜长石的风化。图 1 的资料(陈望

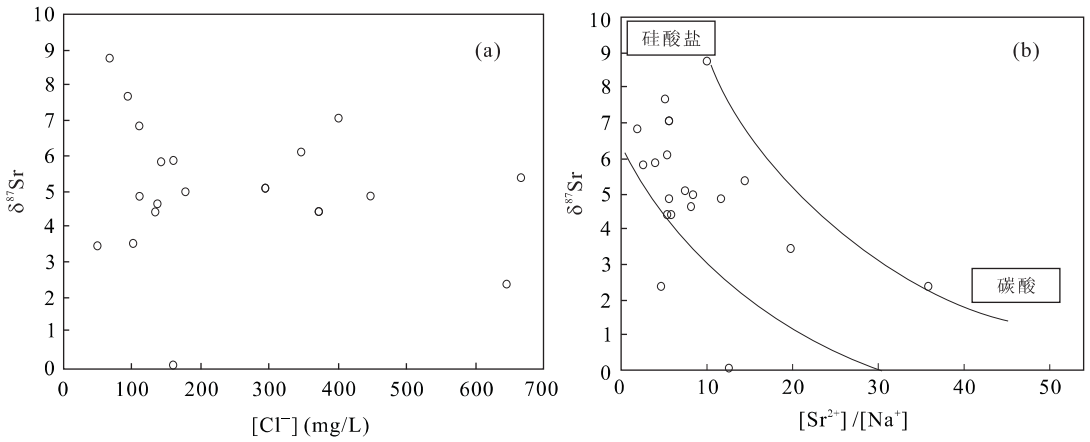


图 5 $\delta^{87}\text{Sr}$ 与 $[\text{Cl}^-]$ (a) 和 $\delta^{87}\text{Sr}$ 与 $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ (b) 关系

Fig. 5 Relations between $\delta^{87}\text{Sr}$ and $[\text{Cl}^-]$ (a) and $\delta^{87}\text{Sr}$ and $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ (b)

和倪明云, 1987) 证实了这一看法, 地下水中以 HCO_3^- 和 Na^+ 离子为主也证实了这一点。

(2) 黄骅港地下热水埋藏于奥陶纪灰岩中, 其 $\delta^{87}\text{Sr} = -0.07$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值低于现代海水), $\text{Sr}/\text{Na} = 0.0045$, 是典型的高 Sr/Na 比值低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值水。由于灰岩中 Rb 含量特别低, 所以尽管地下水年龄很老并且有较长的积累时间, 其中的放射成因 Sr 也特别少。

(3) 山前平原为地下水的补给区, 地下水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高, Sr/Na 比值较黄骅港热水小 ($= 0.0020$), 如前所述, 这种水与地下水的侧向补给有关。补给水可能流过了含 Rb 较高的火成岩和变质岩区, 获得了较多的 Na 和放射成因的 Sr。但由于“时间积累效应”小, 所以 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值处于中等地位。

(4) 在图 5a 上, 第三系地下热水非常靠近碳酸盐 (和可能的硫酸盐) 一端。其中非放射成因的 Sr (或称“初始 Sr”) 含量较高, 而放射成因 Sr 含量低。而且地下水年龄更老, “时间积累效应”大。其形成机理尚需进一步研究。

References

Chen, W. H., Ni, M. Y., 1987. Geology of Hebei Province during Quaternary. Geology Publishing House, Beijing (in Chinese).
 Franklyn, M. T., McNutt, R. H., Kamineni, D. C., et al., 1991. Groundwater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values in the Eye-Dashwa Lakes pluton, Canada: Evidence for plagioclase-water reaction. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 86: 111–122.
 Fritz, B., Richard, L., McNutt, R. H., 1992. Geochemical

modeling of Sr isotopic signatures in the interaction between granitic rocks and nature solutions. In: Kharaka, Y. K., Maest, A. S., eds., Proc. 7th Int. Symp. Water-Rock Interaction, 927–930.
 Huang, W. H., Yang, M., Yu, B. S., et al., 2006. Strontium isotope composition and its characteristics analysis of Cambrian-Ordovician carbonate in Tazhong district, Tarim basin. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(6): 839–844 (in Chinese with English abstract).
 McNutt, R. H., 1987. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios as indicators for water-rock interactions: Applications to brines found in Precambrian age rocks from Canada. In: Fritz, P., Frape, S. K., eds., Saline waters and gases in crystalline rocks. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 33: 81–88.
 McNutt, R. H., Frape, S. K., Fritz, P., 1984. Strontium isotopic composition of some brines from the Precambrian Shield of Canada. *Isot. Geosci.*, 2: 205–215.
 Pingitore Jr, E. N., Eastman, P. M., 1986. The co-precipitation of Sr^{2+} with calcite at 25 °C and 1 atm. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2195–2203.
 Sun, M. L., 1995. The mass spectrometric measurement of helium isotope in water. *Journal of Chinese Mass Spectrometry Society*, 16(1): 34–37 (in Chinese with English abstract).
 Wan, J. W., Liu, C. F., Chao, N. Y., et al., 2003. Theory and practice of isotopes hydrology. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
 Whitford, D. J., Andrew, A. S., Carr, G. R., et al., 1998. Application of isotope studies of Australian groundwaters to mineral exploration: The abra prospect, western Australia. In: Aehart, G. B., Hulston, J. R., eds., Wa-

ter-rock interaction. *Balkema, Rotterdam*, 9:583—586.

Yang, Z. G., 1979. Several basic problems about Quaternary sediments in Hebei plain. *Acta Geologica Sinica*, 53 (4):263—279 (in Chinese with English abstract).

Zhou, A. G., Gan, Y. Q., Liu, C. F., et al., 2005. Sr isotope characteristics of groundwater in Hebei plain. *Acta Geoscientica Sinica*, 26 (Suppl.): 279—282 (in Chinese with English abstract).

黄文辉, 杨敏, 于炳松, 等, 2006. 塔中地区寒武系—奥陶系碳酸盐岩 Sr 元素和 Sr 同位素特征. *地球科学——中国地质大学学报*, 31(6):839—844.

孙明良, 1995. 水中氦同位素的质谱分析. *质谱学报*, 16(1): 34—37.

万军伟, 刘存富, 晁念英, 等, 2003. 同位素水文学理论与实践. 武汉:中国地质大学出版社.

杨子赓, 1979. 试论河北平原东部第四纪地质几个基本问题. *地质学报*, 53(4):263—279.

周爱国, 甘义群, 刘存富, 等, 2005. 河北平原地下水锶同位素特征. *地球学报*, 26(增刊):279—282.

附中文参考文献

陈望和, 倪明云, 1987. 河北第四纪地质. 北京:地质出版社.

《地球科学——中国地质大学学报》

2008 年 第 33 卷 第 2 期 要目预告

伊舒地堑基底花岗岩的锆石 U-Pb 年代学及其构造意义	许文良等
西菲律宾海 190 ka 以来钙质超微化石的氧碳同位素记录	赵京涛等
采用氧化物方式高精度地测量微量样品钕同位素比值	李潮峰等
柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面沉积地球化学与环境变化	常凤琴等
大别山商麻断裂韧—脆性变形转换的时间约束及其构造意义	王 朴等
贵州织金含稀土磷矿床的 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义	施春华等
西南天山阔克萨彦岭地区巴雷公地幔橄榄岩成因及其地质意义	王 超等
辽西彰武大四家子地区中生代火山岩锆石 U-Pb 年代学及地球化学特征	肖高强等
均匀流体和不均匀流体的形成机制:来自合成流体包裹体的证据	张振亮等
钴结壳矿区圈定和资源评价的参数指标	张富元等
板块俯冲对济阳拗陷形成的制约	叶兴树等
伊通地堑岔路河断陷储层成岩演化史与成岩模式	魏忠元等