

塔中奥陶系地层水化学特征及其成因与演化

李鹏春^{1,2,3}, 刘春晓^{1,2,4,5}, 张 渊², 龙利平², 张利红²

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国石油化工股份有限公司 中原油田分公司
物探研究院, 河南 濮阳 457001; 3. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029;
4. 中国科学院 研究生院, 北京 100049; 5. 中国石油大学, 山东 东营 257000)

摘要:塔中地区奥陶系地层水化学组成以($K^+ + Na^+$), Cl^- 离子为主, 大部分为 $CaCl_2$ 型水, 矿化度变化介于 4.8 ~ 220.2 g/L, r_{Na^+}/r_{Cl^-} 比值变化介于 0.26 ~ 0.85 之间, 说明变质程度小, 可能是海水发生蒸发浓缩作用之后被淡水所混合的产物。受断裂作用影响, 地层水矿化度在平面上具有明显的分区性; 受区域不整合影响, 纵向上地层水离子浓度和矿化度存在明显的分带性。地层水中阴离子 Cl^- 和 HCO_3^- 的浓度与阳离子($Na^+ + K^+$)和 Ca^{2+} 的浓度的关系表明, 本区可能的成岩作用过程主要为氯化钠矿物和碳酸盐矿物的溶解作用, 而方解石的(铁)白云石化及钠长石化作用导致了 Ca^{2+} 离子的富集与 Mg^{2+} 离子的亏损, 形成了 $CaCl_2$ 型流体。区内地层水可分为常压高矿化度水和异常高压低矿化度水两种类型。前者可能与大气淡水淋滤和埋藏过程中的水-岩相互作用有关, 后者可能与其形成的封闭体系有关。油气聚集和保存条件较好的区域位于塔中 I 号坡折带和 II 号构造带之间。

关键词:流体-岩石相互作用; 成因与演化; 地层水化学特征; 奥陶系; 塔中地区

中图分类号: TE125.4

文献标识码: A

Geochemical behaviors of the Ordovician formation water
in the Tazhong area and its origin and evolutionLi Pengchun^{1,2,3}, Liu Chunxiao^{1,2,4,5}, Zhang Yuan², Long Liping², Zhang Lihong²

(1. Research Institute of Marine Geology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, Shandong 266071, China;
2. Research Institute of Geophysical Prospecting, Zhongyuan Oilfield Company, SINOPEC, Puyang, Henan 457001, China;
4. Research Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;
3. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
5. China University of Petroleum, Dongying, Shandong 257000, China)

Abstract: Chemical compositions of the Ordovician formation water in Tazhong area are dominated by cations as $K^+ + Na^+$ and anions like Cl^- . The water is mostly of $CaCl_2$ type with salinity ranging from 4.8 to 220.2 g/L and r_{Na^+}/r_{Cl^-} ratio varying between 0.26 and 0.85, suggesting a small change of water property and a possible origin from mixing of fresh water with sea water after evaporation and inspissation. Influenced by fracturing effect, the plane distribution of formation water salinity is characterized by obvious regionalization; while affected by regional unconformities, the vertical distribution of ion concentration and salinity is featured in zonation. The relationship between cation concentration of Cl^- and HCO_3^- and anion concentration of $Na^+ + K^+$ and Ca^{2+} indicated that the likely diagenesis process in the study area was mainly dissolutions of NaCl and carbonate, and that the dolomitization (ferrodolomite) and albitization of calcite resulted in excess of Ca^{2+} and deficit of Mg^{2+} , forming $CaCl_2$ -type fluid. Formation water in the area can be classified into two groups: normal-pressure high-sa-

收稿日期: 2007-10-14。

第一作者简介: 李鹏春(1978—), 男, 博士, 石油地质。

基金项目: 中国石油化工股份有限公司科技攻关项目(2007115)。

Key words: fluid-rock interaction; origin and evolution; geochemical behavior of formation water; Ordovician; Tazhong area

前人研究成果均显示塔里木盆地塔中地区奥陶系地层水具有复杂的源区性质,且经历了较强的后期改造作用^[4-7]。目前对于该区断裂、裂缝、岩溶等输导体系和奥陶系碳酸盐岩成岩作用已有较深入的研究^[8,9],但对其内部流体-岩石相互作用的研究还较缺乏,特别是地层水原始组成及成因演化方面。本文基于收集的近百个塔中地区奥陶系地层水化学组成测试数据,结合前人研究成果,探讨该区流体来源、水-岩相互作用及成因与演化,为深入研究该区奥陶系储层成岩作用、孔隙演化及油气运移规律提供依据。

塔中古隆起是塔里木盆地中央隆起带的一个次级构造单元,即所谓的卡塔克隆起。在其形成演化过程中,区域压扭作用及相邻构造单元间的差异升降起主要控制作用^[10,11]。塔中古隆起主要受塔中Ⅰ号构造带和塔中Ⅱ号断裂带控制,发育一系列北西西向与北东向的高角度逆冲断层,平面上向东收敛、向西撒开呈帚状,表现出明显的纵向上分层、平面上分区带、形成演化上具有随时间迁移的特点(图1)。塔中地区奥陶纪的沉积演化受控于塔里木盆地和塔中低隆的构造发展与海平面变化。总的来看,早奥陶世塔中地区为碳酸盐岩台地相区,早奥陶世末塔中地区整体隆升遭受剥蚀;中奥陶世随着海平面的上升,塔中地区再度广泛接受沉积;晚奥陶世碳酸盐岩台地逐

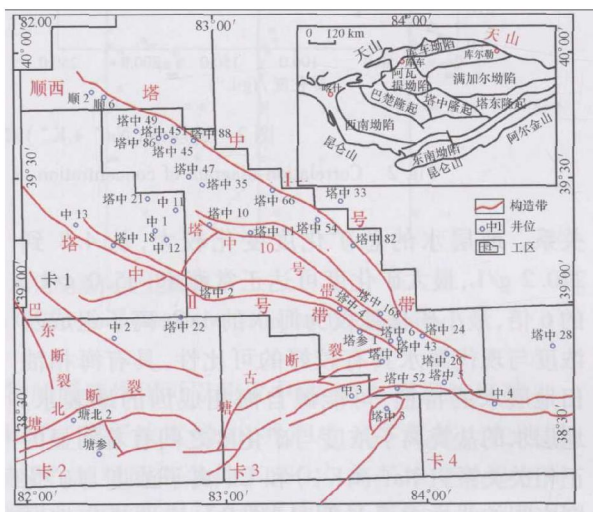
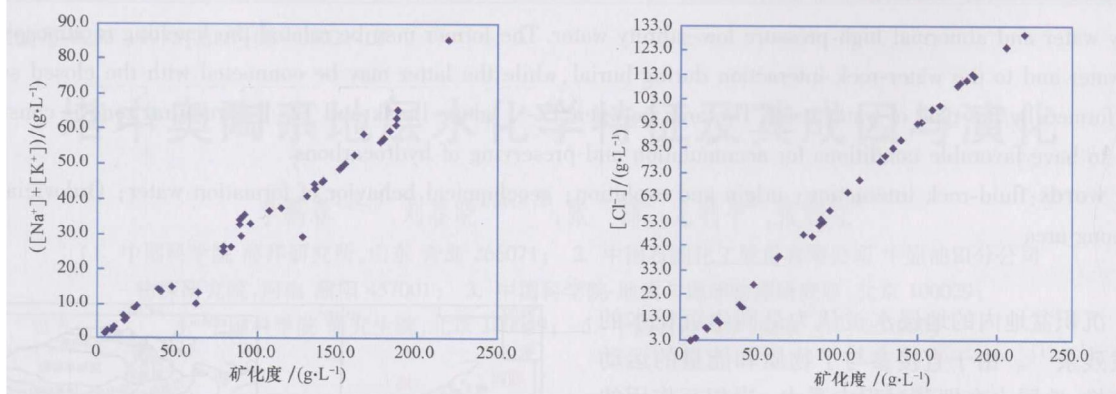


Fig. 1 Outline map of structure (T_7^4) in the Tazhong area

2 地层水化学组成及空间展布特征

在塔中地区奥陶系地层水的常规无机水化学分析中, ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$), Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- 等盐类离子占了地层水组成的 90% 以上。地层水阳离子组成以 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) 为主, 其次为 Ca^{2+} , Mg^{2+} 含量很少; 阴离子则以 Cl^- 为主, 其次为 SO_4^{2-} 和 ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$)。地层水盐类离子浓度普遍比现代海水平均值要高, 但 Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子浓度比海水低, 这可能与地层水演变过程中 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$), Ca^{2+} , Cl^- 离子的富集以及 Mg^{2+} , SO_4^{2-} 离子的消耗有关; 而 HCO_3^- 离子浓度比正常海水高, 这可能与该区存在大量的天然气有密切

图2 地层水($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)和 Cl^- 离子浓度与矿化度相关图Fig. 2 Correlation diagram of concentration of $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ and Cl^- with salinity of formation water

关系。地层水的总矿化度变化较大,从4.8到220.2 g/L,最大矿化度可达正常海水(35.0 g/L)的6倍,最小矿化度仅为海水的1/8;离子组成及浓度与现代海水具有较好的可比性,具有海相油田地层水的特征,可能源自海相成因的地表水。地层水的盐类离子浓度与矿化度之间有着明显的正相关关系, ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) 和 Cl^- 离子浓度与矿化度之间的线性关系最明显(图2),表明塔中地区奥陶系地层水的矿化度主要受这两类离子的控制。而一般认为富集 Cl^- 离子的地层水主要由盐岩矿物溶解所造成,因此研究区盐类的溶解是地层水富($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) 和 Cl^- 离子的主要原因,进而地层水的高矿化度也应该与盐岩矿物的溶解作用有关。

2.2 地层水水型特征

按照苏林分类^[12],塔中地区奥陶系地层水大多属于有利于油气保存的 CaCl_2 型水,同时也存在少量的 NaHCO_3 、 MgCl_2 和 Na_2SO_4 型水。 NaHCO_3 型水的存在说明,该区地层中碳酸盐矿物溶解作用的影响较明显,对碳酸盐岩储层的改造起积极作用;而 MgCl_2 和 Na_2SO_4 型水的出现可能与压实成岩作用下硫酸盐的溶解有关,不利于油气的保存。

2.3 地层水空间展布特征

由于塔中 I 号构造带和 II 号构造带在多期的构造运动中体现出不同的构造活动强度,使得地层水的保存条件有所差异,平面上地层水具有明显的分区性(图3)。 CaCl_2 型水主要分布于 II 号

构造带北部和 I 号坡折带以南的广大地区。矿化度低于 80.0 g/L 的地层水主要分布在 I 号构造带北部和 II 号构造带以南的卡2、卡3、卡4 区块及古城墟地区;矿化度高于 80.0 g/L 的地层水主要分布在 II 号构造带北部和 I 号坡折带以南的礁滩相带、卡1 区块、顺西区块礁滩相带及塔中5号断裂以北地区。高矿化度区域内地层水中 Ca^{2+} 、 Cl^- 离子的平均浓度均高于 I 号坡折带北部和 II 号构造带以南地区,而 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 及 CO_3^{2-} 离子的浓度则低于 I 号坡折带北部和 II 号构造带以南地区。塔中地区 II 号构造带北部和 I 号坡折带以南的礁滩相带、卡1 区块、顺西区块礁滩相带、塔中东部塔中5号断裂以北地区的奥陶系地层圈闭继承性强,封闭性好,具备形成高矿化度地层水的条件。II 号构造带以南的卡2、卡3、卡4 区块和古城墟地

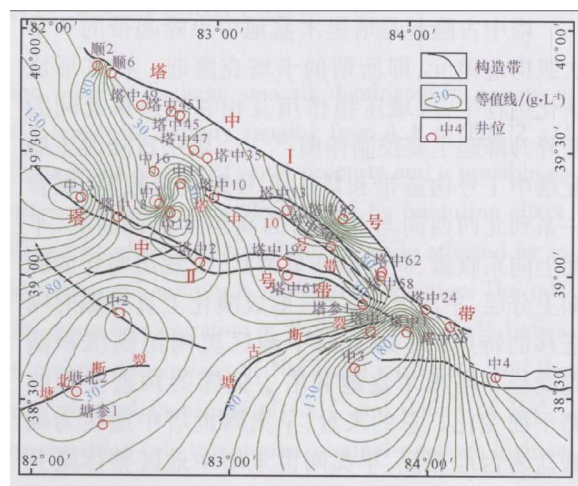


图3 地层水矿化度平面分布

Fig. 3 Plane distribution map of formation water salinity

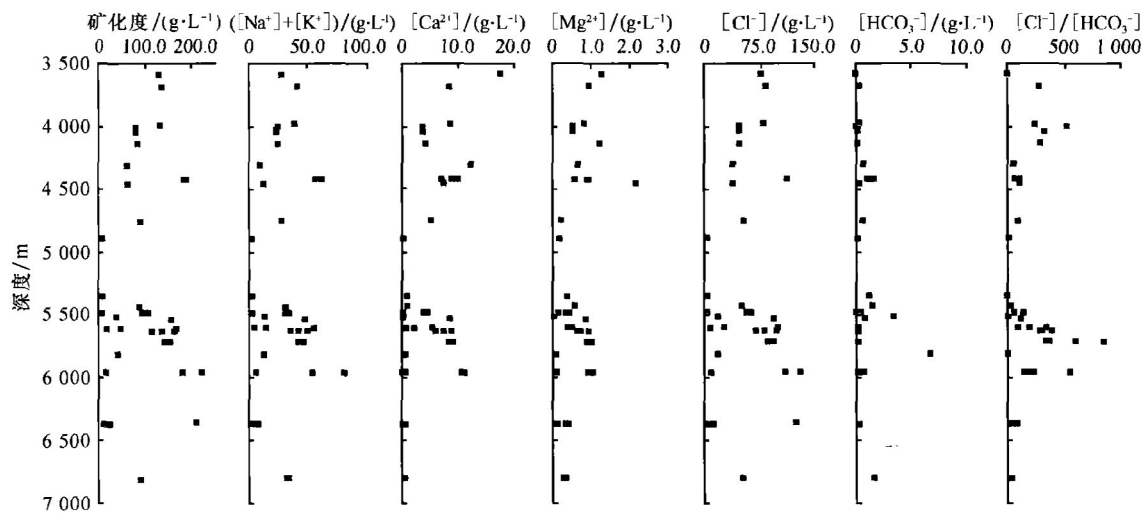


图4 塔中地区奥陶系地层水化学垂向变化规律

Fig. 4 Vertical variation geochemical behaviors of the Ordovician formation water in the Tazhong area

区构造运动强度大,圈闭封闭性稍差,所以地层水矿化度较低。

垂向上,由于受加里东中期构造运动、风化剥蚀及淡水淋滤的影响,水型较复杂,存在 MgCl_2 、 Na_2SO_4 及 NaHCO_3 型水。在塔中5号断裂以北、Ⅱ号构造带及其南部卡2、卡3、卡4区块钻遇的奥陶系地层埋深在5000 m以上(图4),总体以 CaCl_2 型为主,地层水总矿化度与离子浓度随埋藏深度的增加而降低,矿化度变化于4.8~182.9 g/L;在卡1区块、顺西区块和Ⅰ号坡折带礁滩相带,奥陶系地层埋深在5000 m以下,地层水总矿化度与离子浓度随埋藏深度的增加而增加,矿化度变化于9.1~220.2 g/L。地层水的总矿化度和相应的离子浓度在深度5000 m左右呈现突变,对应于塔中地区奥陶系鹰山组风化壳主要埋深于5000 m左右,且总体上自南向北、自东向西埋深逐渐增大。因此,该突变主要受区域不整合面的影响,为地层水交替活动带。

总的看来,自边缘向隆起中央,地层水矿化度及 $(\text{K}^+ + \text{Na}^+)$ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 离子浓度逐渐增加,而 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} 离子浓度则逐渐减少,表明地层中 CaCl_2 型水是深部封闭环境下形成的,地层封闭条件好,处于有利于油气生成和保存的还原环境。这种环境下温度高、浓缩作用强,水中的 K^+ 和 Na^+ 离子较为富集,矿化度也较大。而在厌氧硫酸盐还原细菌的作用下,硫酸盐被还原成硫化

物的脱硫作用可以使水中的 SO_4^{2-} 离子浓度减少、 HCO_3^- 离子浓度增加,并产生 H_2S 气体。在地层越深、越封闭的条件下, SO_4^{2-} 离子浓度总是相对减少。由此可以认为,塔中地区奥陶系Ⅰ号坡折带和Ⅱ号构造带之间地区的地层封闭条件好、油气保存条件好。

3 水化学组合参数特征

在地层水化学研究中,常用的参数有变质系数 $(r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Cl}^-})$ (r 为离子浓度)、脱硫系数 $[100 \times r_{\text{SO}_4^{2-}}/(r_{\text{Cl}^-} + r_{\text{SO}_4^{2-}})]$ 、碳酸盐平衡系数 $[(r_{\text{HCO}_3^-} + r_{\text{CO}_3^{2-}})/r_{\text{Ca}^{2+}}]$ 、钙镁系数 $(r_{\text{Ca}^{2+}}/r_{\text{Mg}^{2+}})$ 和钠钙系数 $(r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Ca}^{2+}})$ 等。这些指标通常用来判断地层内流体移动的方向、地层水活动的强弱和封闭性等情况,与油气运聚有一定的成因联系。但由于水化学参数受多种地质作用的影响,只有在综合考虑各参数变化规律和相互对应关系的基础上,才能科学合理地利用这些参数。

塔中地区奥陶系地层水的 $r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Cl}^-}$ 比值变化于0.26~0.85之间,均小于海水的 $r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Cl}^-}$ 比值(0.85); $r_{\text{Ca}^{2+}}/r_{\text{Mg}^{2+}}$ 比值较小,大部分小于20;碳酸盐平衡系数 $(r_{\text{HCO}_3^-} + r_{\text{CO}_3^{2-}})/r_{\text{Ca}^{2+}}$ 大多数介于0.007~0.096之间,反映其变质程度较小、正变质作用强,有利于油气的保存;脱硫系数 $100 \times r_{\text{SO}_4^{2-}}/(r_{\text{Cl}^-} + r_{\text{SO}_4^{2-}})$ 变化较大,变化于0.25~41.10之

间,其中绝大部分大于1.00,反应水体活动能力较强、受地表水影响较大或者可能与膏盐岩脱水溶解硫酸岩有关; $r_{\text{Na}^+}/r_{\text{Ca}^{2+}}$ 比值绝大部分介于4~7之间,表明基本无地表水的影响,指示含油气圈闭保存条件好。

4 流体-岩石相互作用分析

流体化学特征是流体在输导体系中运移时流体-岩石相互作用(氧化还原反应、矿物的水解、流体间的交换及酸碱反应)的结果^[13,14]。因此,通过阴离子 Cl^- 和 HCO_3^- 的浓度与阳离子($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)和 Ca^{2+} 的浓度的关系可以分析流体-岩石的相互作用。

4.1 Cl^- 与 HCO_3^- 离子浓度分析

塔中地区奥陶系地层水的 $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 比值随深度的变化有所不同(图4),类似于地层水的矿化度和离子浓度的变化。在5 000 m以上,随埋藏深度的增加, $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值降低,表明最初 Cl^- 离子浓度相对 HCO_3^- 离子浓度的优势随着埋藏深度的进一步增加而逐渐减弱直至消失。这一点显然不能简单地用氯化物与碳酸盐的溶解作用来解释,可能是由于有机质过成熟所产生的 CO_2 进入流体中,极大地增加了溶液中 HCO_3^- 离子的浓度,导致 $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值减小。在5 000 m以下深度,随埋藏深度的增加, $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值增大,代表流体中 Cl^- 离子浓度在快速增加,说明存在氯化物的溶解作用,同时流体中的 HCO_3^- 离子浓度也在增加,表明存在碳酸盐矿物的溶解作用或有机质生烃所产生的 CO_2 的影响。5 000 m左右处为突变带, $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值突变,可能与氯化物溶解作用的影响开始增强、碳酸盐矿物的溶解作用或有机质生烃所产生的 CO_2 的影响减弱有关。塔中地区奥陶系地层水中含有一定量的 HCO_3^- 离子,含量大约为60~6 500 mg/L,而 HCO_3^- 离子主要来源于各种碳酸盐岩的溶解,因此溶解作用对地层水地球化学特征的形成具有一定影响。另外, $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值随地层水矿化度的增加也明显增加,低矿化度时 $r_{\text{Cl}^-}/r_{\text{HCO}_3^-}$ 值小,表明地层水主要受大气降水的影响,是以 HCO_3^- 离子为主要组分的地层水。

4.2 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)和 Ca^{2+} 离子浓度分析

不管盆地流体的来源、海水的蒸发还是岩盐的分解,盆地流体一定会经历有意义的流体-岩石相互作用,这样才能引起流体中 Ca^{2+} 离子浓度的增加^[10]。Davssion(1994, 1996)提出了一种利用Ca相对海水富集($\text{Ca}_{\text{excess}}$)和Na相对海水亏损($\text{Na}_{\text{deficit}}$)的 $\text{Na}_{\text{deficit}} - \text{Ca}_{\text{excess}}$ 图解来反映流体的组成及流体-岩石相互作用^[15,16]。在该图上(图5),塔中地区奥陶系地层水出现钙富集和钠亏损现象,且该变化是等当量的,即 $2\text{Na}^+ \longrightarrow \text{Ca}^{2+}$ 。根据Land和Milliken(1981)与Allaby和Allaby(1990)的研究^[17,18],自然界中只有斜长石的钠长石化过程才能导致钙的富集与钠的亏损,且其置换比例为1:2,置换反应为: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{Na}^+ = 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}^{2+}$ 。即在塔中地区奥陶系地层中主要的流体-岩石相互反应是斜长石的钠长石化过程。虽然塔中地区奥陶系地层水在 $\text{Na}_{\text{deficit}} - \text{Ca}_{\text{excess}}$ 图上呈线性关系(图5),相关系数(R)为0.94,但其分布比较散乱,均散布在岩盐溶解和海水蒸发来源的地层水范围内(虚线a和b之间),而 Cl^- 离子浓度为150 g/L的岩盐溶解流体将落在虚线a上,蒸发海水将落在虚线b上^[19]。可能的解释为塔中地区奥陶系地层水是岩盐溶解与海水蒸发盐水的混合物。因此,本区可能的成岩作用过程主要表现为氯化钠矿物和碳酸盐矿物的溶解作用, Ca^{2+} 离子的富集与 Mg^{2+} 离子的亏损可能与方解石的(铁)白云石化及多数海相盆地所发生的钠长石化作用有关。

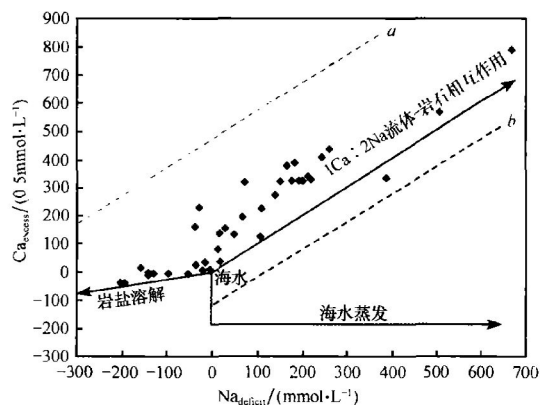


图5 $\text{Na}_{\text{deficit}} - \text{Ca}_{\text{excess}}$ 相关图解^[19]

Fig. 5 Correlation diagram of $\text{Na}_{\text{deficit}}$ to $\text{Ca}_{\text{excess}}$

5 地层水成因

5.1 原始地层水组成

沉积盆地中原始沉积物及流体的组成是流体相互作用的物质基础,必然强烈地影响流体的化学演化特征。前人对原始沉积水为海水的水化学特征的研究表明,其水化学特征演变遵从海水蒸发浓缩线^[13]。在 Cl^- 离子与阳离子相关图(图6)中,塔中奥陶系地层水的 Na^+ 、 Ca^{2+} 及 Mg^{2+} 离子浓度随 Cl^- 离子浓度的增加均呈现增加的趋势。其中, Na^+ 离子浓度演化线与海水蒸发浓缩曲线基本一致;而 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 离子浓度虽然也与 Cl^- 离子浓度呈正相关性,但其演化线却明显偏离海水蒸发浓缩线。 Ca^{2+} 离子浓度演化线位于海水蒸发浓缩线上部, Mg^{2+} 离子浓度演化线位于线下部,显示该区地层水强烈富集 Ca^{2+} 离子而强烈亏损 Mg^{2+} 离子,表明塔中地区奥陶系地层水与海水蒸发浓缩来源水的差别。因此,塔中地区奥陶系地层水并不是简单地受海水蒸发浓缩与大气降水的影响,而可能是海水发生蒸发浓缩作用之后被淡水所混合了。这也与氧同位素研究结果相一致^[4]。

5.2 地层水成因模式

塔中地区奥陶系地层水大部分为常压高矿化

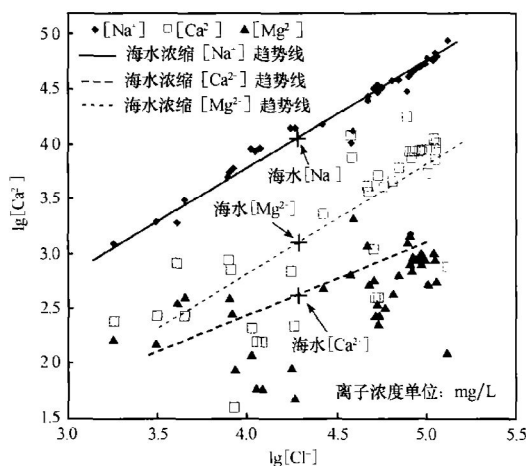


图6 Cl^- 离子浓度与阳离子 Na^+ 、 Ca^{2+} 及 Mg^{2+} 离子浓度相关图^[13]

Fig. 6 Correlation diagram of concentration of Cl^- to that of Na^+ 、 Ca^{2+} and Mg^{2+}

度地层水,压力系数低(1.02~1.28),矿化度高(大部分为40.0~207.9 g/L),以 CaCl_2 型水为主。早奥陶纪早期,塔中卡塔克地区(I号断裂以西)为局限台地沉积环境,发育了以白云岩为主的相当于下奥陶统丘里塔格上亚群的地层;之后海平面上升,至早奥陶世中、晚期,发展为半局限-开阔台地,海水循环较好,地层水基本为正常海水;早奥陶世末期,由于加里东中期的强烈构造运动,致使该区整体隆升暴露地表,受大气淡水的影响矿化度降低,形成低矿化度孔隙水。中-晚奥陶世广泛海侵,海水覆盖了全塔里木地台,地层水再次演变为正常盐度海水。奥陶纪末,本区只有局部抬升,大气淡水影响不大。

随后,奥陶系地层逐步被深埋至3 000 m,上覆地层压力增大,奥陶系地层被压缩,储存于其中的地层水压力也升高;同时地温上升,被淡化的及正常海水盐度的地层水发生浓缩,使矿化度升高,水型为 CaCl_2 型,一些局部围岩渗透性差的地区形成封闭冻结水,随压力增高矿化度、水型不变。海西早期运动使地层抬升1 000~2 000 m,上覆地层压力下降。由于断层及周围地层渗透性好,古地层水卸压,成为与静水柱压力相似的常压区,形成常压高矿化度水;而在局部围岩渗透性差的地区,冻结水卸压慢,形成高压低矿化度水。喜马拉雅运动之后,地层埋藏至5 000 m以下,地层压力再次增高,原常压高矿化度水再次发生脱硫酸作用,矿化度升高,形成常压高矿化度 CaCl_2 型水;而封闭体系中的地层水则保持压力增高而水型不变,形成异常高压低矿化度 NaHCO_3 、 MgCl_2 、 Na_2SO_4 型水(图7),如顺6井异常高压(压力系数为1.53)区的低矿化度水(矿化度为5.1 g/L)。

6 结论

1) 塔中地区奥陶系地层水的矿化度主要受 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 和 Cl^- 离子的控制,地层水的总矿化度变化较大,水型以 CaCl_2 型为主,变质程度较小,可能是海水发生蒸发浓缩作用之后被淡水所混合的产物,经历了氯化钠矿物和碳酸盐矿物的溶解作用、方解石的(铁)白云石化及钠长石化作用。

2) 可将塔中地区奥陶系地层水分为常压高

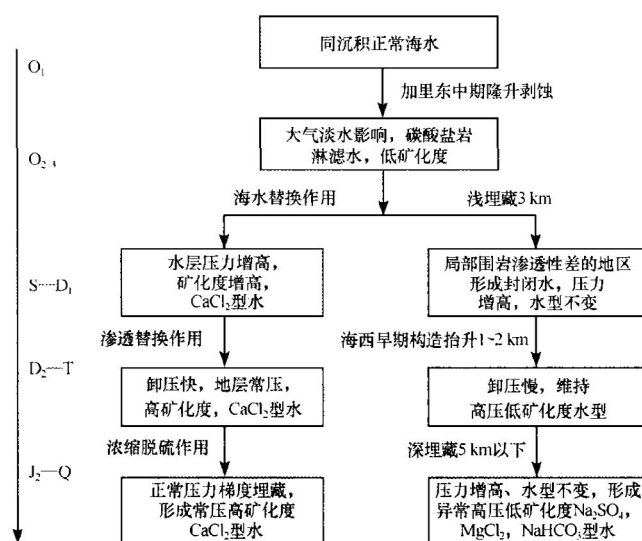


图7 塔中奥陶系地层水演化模式

Fig. 7 Evolution patterns of the Ordovician formation water in the Tazhong area

矿化度水和异常高压低矿化度水。前者可能与大气淡水淋滤和埋藏过程中碳酸盐岩矿物的溶解、脱硫作用及斜长石钠长石化有关,而后者可能与局部围岩渗透性差形成的封闭冻结水有关。

3) 塔中地区奥陶系 I 号坡折带和 II 号构造带之间的断裂活动较弱,奥陶系地层的封闭条件、保存条件较好。

参考文献

- Wilson T P, Long D T. Geochemistry and isotope chemistry of Michigan Basin brines: Devonian formations [J]. Applied Geochemistry, 1993, 8(1): 81-100
- Fisher J B, Roles J R. Water-rock interaction in Tertiary sandstones, San Joaquin basin, California, USA: diagenetic controls on water composition [J]. Chemical Geology, 1990, 82(1): 83-101
- Land L S, Macpherson G L. Origin of saline formation waters, Cenozoic section, Gulf of Mexico sedimentary basin [J]. AAPG Bulletin, 1992, 76(9): 1344-1362
- 蔡春芳. 塔中古生界油田水的成因和混合的证据 [J]. 地球化学, 2000, 29(5): 504-511
- 蔡春芳, 梅博文, 李伟. 塔里木盆地油田水水文地球化学 [J]. 地球化学, 1996, 25(6): 314-320
- 蔡春芳, 梅博文, 马亭, 等. 塔里木盆地流体-岩石相互作用研究 [M]. 北京: 地质出版社, 1997. 150-160
- 蔡立国, 钱一雄, 刘光祥, 等. 塔河油田及邻区地层水成因探讨 [J]. 石油实验地质, 2002, 24(1): 54-61
- 魏福军, 高志前, 樊太亮, 等. 塔里木盆地塔中地区输导体系及成藏效应 [J]. 石油与天然气地质, 2007, 28(2): 266-273
- 陈强路, 钱一雄, 马红强, 等. 塔里木盆地塔河油田奥陶系碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化 [J]. 石油实验地质, 2003, 25(6): 729-734
- 何治亮, 陈强路, 钱一雄, 等. 塔里木盆地中央隆起区油气勘探方向 [J]. 石油与天然气地质, 2006, 27(6): 769-778
- 庞雄奇, 高剑波, 孟庆洋. 塔里木盆地台盆区构造变动与油气聚散关系 [J]. 石油与天然气地质, 2006, 27(5): 594-603
- 刘方槐, 颜婉荪. 油气田水文地质学原理 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1991. 48-51
- Hanor J S. Physical and chemical controls on the composition of waters in sedimentary basins [J]. Marine and Petroleum Geology, 1994, 11(1): 31-45
- 向才富, 夏斌, 解习农. 松辽盆地十屋断陷流体-岩石相互作用 [J]. 石油勘探与开发, 2004, 31(6): 51-55
- Davisson M L, Criss R E. Geochemistry of tectonically expelled fluids from the northern coastal ranges, Rumsey hills, California, USA [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(7): 1687-1699
- Davisson M L, Criss R E. Na-Ca-Cl relations in basinal fluid [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, 60(15): 2743-2752
- Land L S, Milliken K L. Feldspar diagenesis in the Frio Formation, Brazoria County, Texas gulf coast [J]. Geology, 1981, 9(7): 314-318
- Allaby A, Allaby M. The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences [M]. Oxford, UK: Oxford University Press, 1990. 410-412
- Chi Guoxiang, Savard M. Sources of basinal and Mississippi Valley-type mineralizing brines: mixing of evaporated seawater and halite-dissolution brine [J]. Chemical Geology, 1997, 143(3): 121-125

(编辑 李军)