

盖层水岩相互作用研究及其油气地质意义

——以黔中隆起及周缘为例

吴世祥¹⁾, 金之钧¹⁾, 汤良杰^{2,3,4)}

1) 中国石油化工股份公司石油勘探开发研究院, 北京, 100083

2) 油气资源与探测国家重点实验室, 北京, 102249

3) 石油天然气成藏机理教育部重点实验室, 北京, 102249

4) 中国石油大学盆地与油藏研究中心, 北京, 102249

内容提要:盖层封闭条件是南方海相碳酸盐岩沉积区寻找油气的关键, 本文通过黔中隆起及周缘地区泥岩和灰岩盖层的水岩相互作用实验研究, 模拟了泥岩、灰岩盖层在地表雨水、盐水和在不同温度下岩石的主要离子的溶解特征和质量损失特征。通过实验认为水岩相互作用对盖层的保存与破坏至关重要。不同水介质和不同流动状态下, 盖层岩石在水介质中的溶解度和离子含量变化特征和幅度不同, 泥岩与灰岩特征不同。表现在: 天然雨水下, 泥岩盖层阴、阳离子浓度均降低, 并随时间趋于稳定, 灰岩与泥岩略有差别; 盐水环境下, 盖层阴、阳离子溶解均受到抑制, 浓度变化复杂, 并随时间趋于稳定, 灰岩与泥岩略有差别, 温度升高溶解特征复杂化。下古生界在加里东运动暴露期间, 黔中隆起及周缘盖层化学损失量巨大。

关键词:盖层; 水岩相互作用; 黔中隆起

勘探实践表明, 保存条件是南方海相碳酸盐岩沉积区寻找油气的关键, 而盖层条件是油气得以保存的首要条件。盖层性质除决定于宏观的岩性、厚度、分布范围及连续性等之外, 还取决于矿物组成、成岩作用、孔渗、突破压力、扩散系数等岩石学性质, 而其对油气的保存效果还取决于所处构造背景、水动力条件和盖层水岩相互作用特征(李明诚等, 1997)。

中国南方广大的碳酸盐岩地区油气保存与盖层条件研究方面, 前人作了卓有成效的工作(潘国恩等, 1992; 邱蕴玉, 1996; 钟端等, 1999; 郭彤楼等, 2003; 何登发等, 2004; 梁兴等, 2004; 汤济广等, 2005)。前人对油气藏盖层的实验研究方法主要从微观角度研究较多, 如岩石学组构、孔隙结构(Alistair et al., 2000)、地化参数、同位素(C、O、S)、盖层排替压力(Berg, 1975)、含油气水饱和度、孔隙度、渗透率(Dewhurst et al., 1999)、吸附系数、比表面、薄片、阴极发光、矿物成分等分析测试较

多(Canfield et al., 1991; Raiswell et al., 2000)。

含油气沉积盆地在其形成演化过程中, 地下水化学、水动力场也发生了一系列的变化, 改造了盆地中油气运移、聚集的原始环境。从水文地质的角度分析, 沉积体系中的烃源岩和油气总是与地下水伴生, 是油气生成、运移、聚集的动力和载体, 油气成藏是地下水在地史进程中循环活动的产物(汪蕴璞等, 1987、1995; 楼章华等, 2001)。

地下水活动对油气藏的破坏应以地壳抬升剥蚀和断裂活动为前提条件, 一方面地下水活动可直接冲刷油气藏使其发生破坏, 另一方面可以促进氧化和菌解作用使油气藏发生破坏(Bath, 1995; 马安来等, 2005); 天然气扩散作用使气藏储量逐渐减小以至枯竭(Davis, 1987; 陈建文等, 1999; 付广等, 2000)。

关于水岩相互作用研究方面, 在岩溶研究(韩庆之等, 1998)和工程地质领域研究较多(万国江等, 1998; 汤连生等, 2002a, 2002b; 王建秀等, 2004, 丁梧

注: 本文为国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号 2005CB422107, G1999043305)、国家自然科学基金项目(编号 40672143, 40472107, 40172076)和石油天然气成藏机理教育部重点实验室开放基金项目(编号 2004-01)资助的成果。

收稿日期: 2007-04-30; 改回日期: 2007-06-18; 责任编辑: 周健。

作者简介: 吴世祥, 男, 1969年生。高级工程师, 博士后, 石油地质专业。主要从事石油天然气地质研究。通讯地址: 100083, 中国石油化工股份公司石油勘探开发研究院; Email: wushx04@163.com。

秀等,2005)。在石油地质领域,目前有关砂岩储层中的流体性质和成岩反应研究较多(蔡春芳等,1997;吴恩江等,2005),在成岩作用研究的基础上,探讨了流体动力环境对不同成岩作用带碳酸盐的溶解/沉淀反应的影响,分析了不同深度带流体动力与碳酸盐胶结物的关系(Chowdhury et al.,1996;Morad,1998; Milliken,1998;Matyas,1998; Uysal et al.,2000;Longstaffer et al.,2003)。而对泥岩中的流体性质和成岩反应研究较少,其主要原因在于其研究难度很大。近十年来,一些学者借助于先进的分析手段,应用传统的地质-地球化学研究方法探讨了北海等含油气盆地泥岩流体组成、泥岩中的成岩反应及其控制因素(Huggett et al.,1993;Jubril et al.,1998; Worden et al.,2000)。曾溅辉等(2003)近年来利用不同碳酸盐含量的泥岩—地层水之间相互作用模拟实验,初步探讨了泥岩的碳酸盐含量对泥岩流体化学成分的影响。而针对时间尺度上,研究盆地水文地质条件随着盆地的构造沉积演化不断变化动态过程中盖层的水岩相互作用关系研究更少。其原因之一是盖层孔隙度和渗透率低,流体不易进入,造成反应速度慢,时间长;其二是反应主要发生在岩石表面,具微观性和表征参数的难确

定性;其三是反应的动态变化难以模拟。

1 地质背景

本文所称的黔中隆起及周缘地区,是指贵阳—织金—赫章一线以北、息峰—遵义—桐梓一线以西的贵州省所辖地区及四川省古蔺地区、云南省威信—镇雄地区的一部分,中石化在黔西北新登记的这些区块分别属于黔北部拗陷、黔中隆起、黔西南拗陷之一部分,其北与四川盆地毗邻,其东以遵义断裂为界与武陵拗陷相邻(图 1)。

黔中隆起及周缘地区经过近半个世纪地质工作者艰苦卓绝的工作,该区油气勘探已经取得了一些成果:发现赤水气田,发现寒武系下统、下志留统、二叠系等多套烃源岩;发现凯里、虎庄等残余油藏和古油藏以及大量的油气苗、油气显示。这充分显示了该地区较好的天然气潜力和广阔的油气勘探前景。

该区发育多套储盖组合。根据区域构造演化和沉积特征,区内发育如下储盖组合:上震旦统灯影组—下寒武统牛蹄塘组储盖组合;中上寒武统娄山关群、下奥陶统红花园组—下奥陶统湄潭组储盖组合;中上奥陶统一五峰组至龙马溪组储盖组合;志留系储盖组合;二叠系、三叠系储盖组合。工区内区域

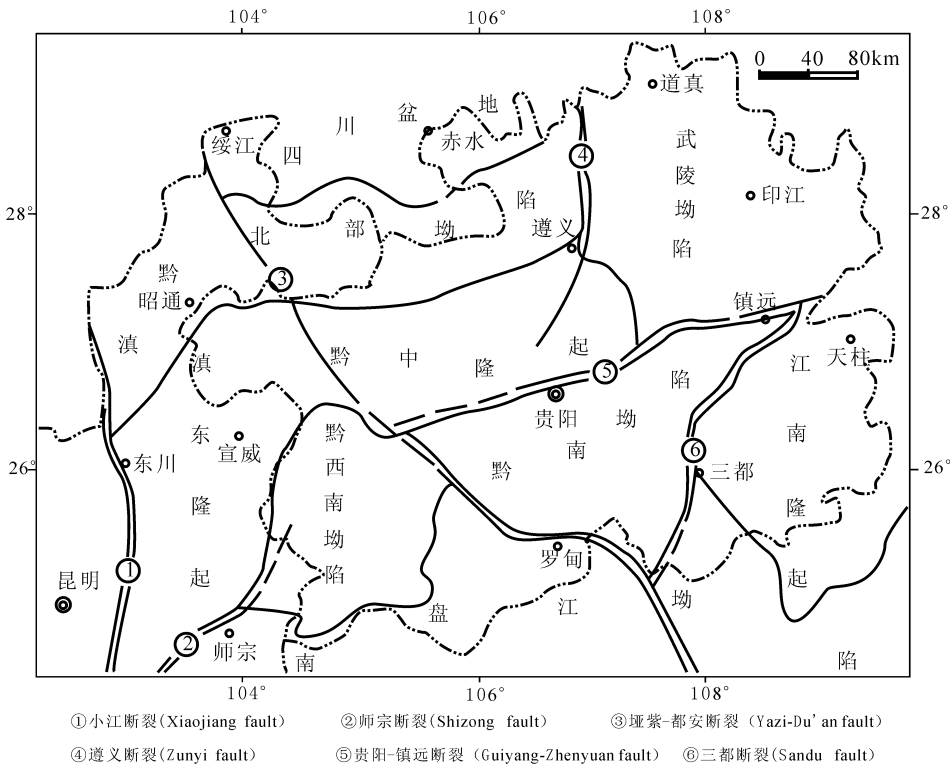


图 1 黔中隆起及周缘地区区域位置图

Fig. 1 Regional position around the upheaval in middle of Yunnan Province

性盖层主要有:上三叠统至侏罗系泥质岩,志留系泥页岩和下寒武统泥页岩和碳酸盐岩(马永生等, 2002)。

刘炳温等^①(1990)对滇黔桂上扬子地区主要盖层的类型和分布、盖层的岩石性质、成分、结构构造和成岩变化,盖层的物性特征及其封闭性能,以及盖层的机械力学性质对其封闭性能的影响等方面进行较为深入系统的研究。

鉴于黔中隆起及周缘地区经历多次地层剥蚀,具多个不整合面,盖层(下寒武统为主)演化时间长,存在断层沟通,地层水与淡水均有影响。因此,盖层水岩相互作用对盖层的破坏和保存条件的影响深远。

2 样品选择

2.1 牛蹄塘组泥岩

寒武系底部的牛蹄塘组为一套深水黑色页岩系,厚度数十米至百余米,自北西向南东下部相变为深水硅质岩,在贵州中部的织金一带为一套含磷岩系,在黔中隆起及周缘地区分布普遍,是发育最老的盖层层系。庄1井牛蹄塘组泥岩孔隙度平均 1.22%,渗透率 $1 \times 10^{-9} \mu\text{m}^2$,突破压力 20.05 MPa,属Ⅱ级良好盖层。变马冲组一耙榔组泥岩孔隙度平均 0.73%,渗透率 $1 \times 10^{-9} \mu\text{m}^2$,突破压力 13.25 MPa。本次实验泥岩样品取自该套地层。

2.2 清虚洞组灰岩

万国江等认为碳酸盐岩的溶蚀作用是大气 CO_2 、水、碳酸盐类矿物间作为开放系统的气-液交换和固-液溶解的地球化学过程。

碳酸盐岩盖层在四川盆地较为普遍,川南二叠系阳新统的顶部或上部石灰岩段往往构成阳新统气藏的直接盖层。另外,二叠系长兴组礁型气藏,储气层为次生白云岩,盖层为该组的致密灰岩。以上情况说明碳酸盐岩本身即可作为油气储层,也可作为盖层。

早寒武世晚期清虚洞组灰岩地层代表碳酸盐台地沉积,是黔中隆起及周缘地区最有可能的碳酸盐岩盖层发育层系。因此,本次实验灰岩样品取自该套地层。

3 实验操作流程

实验在中国科学院地质与地球物理研究所进行。实验条件来自中石化南方分公司资料。南方地温梯度平均值为 $2.469^\circ\text{C}/100\text{m}$,地表温度按 15°C ,

预测 1000 m 和 2000 m 埋深下地层温度分别为 40°C 和 65°C 。淡水采用北京昌平地区十三陵水库的湖水模拟黔中隆起及周缘地区的地表水。地层水盐度条件参考黔东地区庄1井资料,庄1井寒武纪地层水属氯化钙型,氯根: 32305×10^{-6} , TDS: 52.1 g/L, pH: 7~8。因此,实验中盐水取 52.1 g/L 氯化钙盐水。

流程如下:① 首先把样品切割成规则的长方体小块;② 实验中比对泥岩和灰岩在天然雨水和盐水中主要离子浓度随时间、温度和流动状态的变化;③ 每个三角瓶中分别放入 150 mL 溶液介质:1-4、11-14、21-24、31-34、41-44、51-54 号样品为天然雨水;5-10、15-20、25-30、35-40、45-50、55-60 号样品为盐水 $\rho(\text{CaCl}_2) = 52.1 \text{ g/L}$;④ 实验编号奇数号为灰岩,偶数号为泥岩;⑤ 浸泡时间:1-10 号为 30 d;11-20 号为 20 d;21-30 号为 10 d;31-40 号为 5 d;41-50 号为 1 d;51-60 号为 0.5 d。⑥ 3、4、7、8、13、14、17、18;23、24、27、28、33、34、37、38;43、44、47、48、53、54、57、58 号模拟流动介质,故应不时摇动(模拟雨水冲刷);其余(如 1、2、5、6、9、10、11、12……等)为静态溶解,不得摇动;⑦ 1-4、11-14、21-24、31-34 号实验温度为常温;5-8、15-18、25-28、35-38 号实验温度为 40°C ;9、10、19、20、29、30、39、40 号实验温度为 65°C ;⑧ 每日往复操作直至完成,分取溶液测试。

4 实验结果与认识

4.1 泥岩与灰岩盖层水岩反应特征不同

4.1.1 天然雨水介质

泥岩样品在淡水静止浸泡下,钾钠钙镁等阳离子浓度降低,但降低幅度不同,并最终趋于稳定(图 2a);阴离子浓度从降低到相对平稳,降低幅度趋缓(图 2b)。

泥岩样品在流动淡水作用下,其阳离子浓度变化趋势和幅度与净水条件变化不大,可能与相对封闭的系统和水动力小有关系(图 2c);阴离子浓度从降低到相对平稳,降低幅度趋缓,趋势与静水类似(图 2d)。

灰岩样品在淡水浸泡下,钾钠钙镁等阳离子浓度降低,但降低幅度很小(图 3a);阴离子浓度变化较为复杂,重碳酸根离子先降后升再降,但幅度不大,在 20×10^{-6} 以内。硫酸根离子浓度总体有所增大,氯根离子在基值附近摆动,但变化很小,幅值在 $10 \times 10^{-6} \sim 20 \times 10^{-6}$ 之间(图 3b)。

灰岩样品在流动淡水浸泡下,钾钠钙镁等阳离

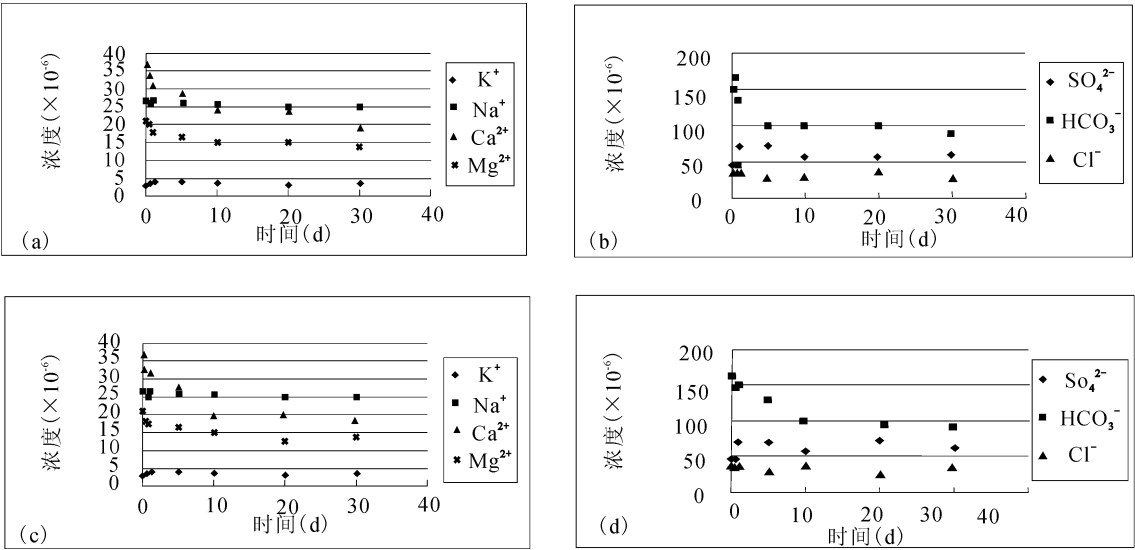


图 2 泥岩在雨水介质中离子变化图

Fig. 2 The change of ion concentration when mudstone in rainwater

(a)—泥岩雨水溶解钾钠钙镁离子变化;(b)—泥岩雨水溶解阴离子变化;
(c)—泥岩活动雨水溶解钾钠钙镁离子变化;(d)—泥岩活动雨水溶解阴离子变化
(a)—change of K\Na\Ca\Mg cation;(b)—change of anion;
(c)—change of K\Na\Ca\Mg cation in flowing water;(d)—Change of anion in flowing water

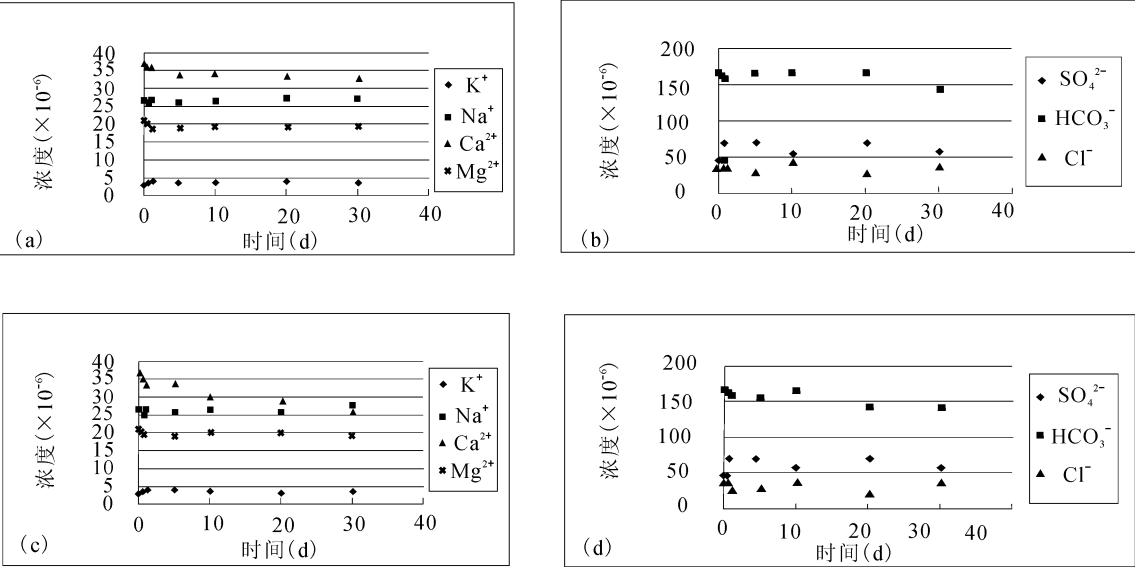


图 3 灰岩在雨水介质中离子变化图

Fig. 3 The change of ion concentration when limestone in rainwater

(a)—灰岩雨水溶解钾钠钙镁离子变化;(b)—灰岩雨水溶解阴离子变化;(c)—灰岩活动雨水溶解钾钠钙镁离子变化;
(d)—灰岩活动雨水溶解阴离子变化
(a)—Change of K\Na\Ca\Mg cation;(b)—change of anion;(c)—change of K\Na\Ca\Mg cation in flowing water;
(d)—Change of anion in flowing water

子浓度降低,降低幅度仍很小。但钙离子降低加快、幅度最大达 10.47×10^{-6} ,可见,流水对灰岩影响较大(图 3c)。灰岩样品在流动淡水浸泡下,硫酸根离子浓度总体有所增大,重碳酸根离子总体降低,但幅

度不大,氯根离子在基值附近摆动(图 3d)。可见,天然雨水下,泥岩盖层阴、阳离子浓度均降低,并随时间趋于稳定,灰岩与泥岩略有差别。

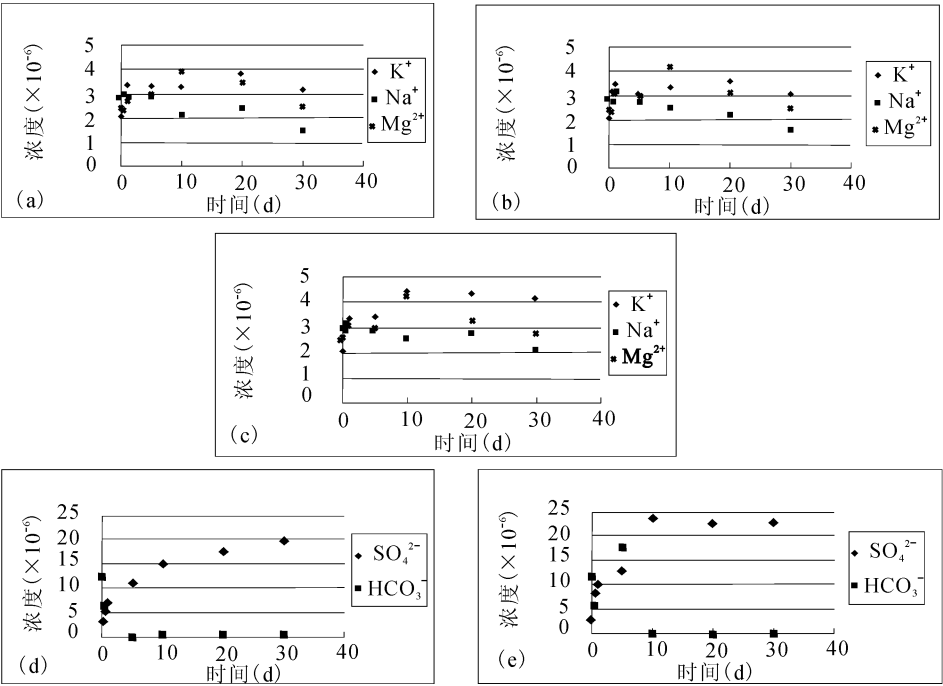


图 4 泥岩在盐水和不同温度介质中离子变化图

Fig. 4 The change of ion concentration when mudstone in different temperature brine

- (a)—泥岩盐水 40℃溶解钾钠镁离子变化;(b)—泥岩盐水 40℃流动溶解钾钠镁离子变化;(c)—泥岩盐水 65℃溶解钾钠镁离子变化;
(d)—泥岩 40℃盐水溶解阴离子变化;(e)—泥岩 65℃盐水溶解阴离子变化
(a)—change of K\Na\Mg cation in 40℃ brine;(b)—change of K\Na\Mg cation in 40℃ flowing brine;
(c)—change of K\Na\Mg cation in 65℃ brine;(d)—change of anion in 40℃ brine;(e)—change of anion in 65℃ brine

4.1.2 盐水介质

泥岩样品在盐水浸泡下,阳离子浓度均很低,小于 5×10^{-6} 。其中,钠离子浓度降低,钾、镁离子浓度先升后降,以 10d 左右达最高,并以镁离子变化幅度最大,达 1.77×10^{-6} 。

40℃水温下,水体是否流动对泥岩溶解度影响不大(图 4a、b);温度升高钾、钠、钙、镁等阳离子浓度上升,但幅度不大(图 4c)。以钾离子为例,40℃水温下,流动与静止水体浓度一致,在 65℃时略有上升。

泥岩样品在盐水浸泡下,阴离子浓度变化以硫酸根浓度上升、重碳酸根浓度降低为特征。其中,40℃水温下,水体是否流动对离子溶解度影响不大(图 4d);温度升高硫酸根离子浓度上升变快,且幅度加大(图 4e)。

灰岩样品在盐水浸泡下,阳离子浓度均较低。其中,钾、钠离子浓度小于 5×10^{-6} ,且随时间降低(图 5a);镁离子浓度随时间上升,且随温度升高上升幅度变大(图 5b)。

灰岩样品在盐水浸泡下,阴离子浓度变化以硫酸根离子浓度较低且稳定、重碳酸根离子浓度变化

较活跃为特征(图 5c)。其中,40℃水温下,静止水体重碳酸根离子浓度上升快,流水下上升速度变缓(图 5d);温度升高重碳酸根离子浓度先上升后下降(图 5e)。

可见,盐水环境下,盖层阴、阳离子溶解均受到抑制,浓度变化复杂,并随时间趋于稳定,灰岩与泥岩略有差别,温度升高溶解特征复杂化。

因此,不同水介质和不同流动状态下,盖层岩石在水介质中的溶解度和离子含量变化特征和幅度不同,泥岩与灰岩特征不同。

4.2 黔中隆起及周缘盖层化学损失量巨大

加里东运动变革期间,黔中隆起及周缘迅速抬升剥蚀,剥蚀时间长达 130 Ma(邱蕴玉,1996),基于实验数据(图 6a、b、c、d,表 1)可知,无论泥岩还是灰岩,溶解速率随时间降低,当地层水盐度增大到一定程度其溶解速率降低,甚至泥岩还有吸附增重的现象。

假如按实验中显示的平均溶解强度 $0.0001\text{ g/cm}^2\cdot\text{d}$ 计算,那么年溶解强度就是 365 g/m^2 ,如果泥岩盖层剥蚀期间 130 Ma 内,有十分之一时间暴露或与地表沟通,有淡水淋滤,其化学溶解损失量将

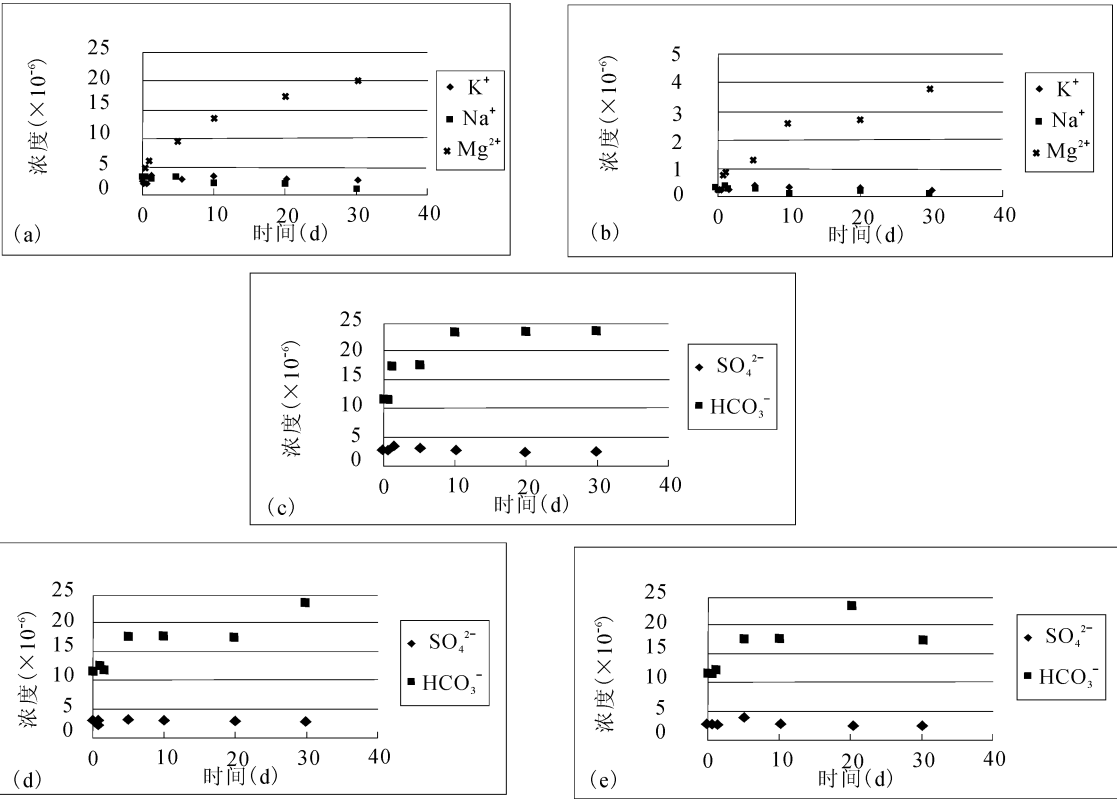


图 5 灰岩在盐水和不同温度介质中离子变化图

Fig. 5 The change of ion concentration when limestone in different temperature brine

(a)—灰岩 40℃ 盐水溶解钾钠镁离子变化;(b)—灰岩 65℃ 盐水溶解钾钠镁离子变化;(c)—灰岩 40℃ 盐水溶解阴离子变化;
(d)—灰岩 40℃ 流动盐水溶解阴离子变化;(e)—灰岩 65℃ 盐水溶解阴离子变化
(a)—change of K\Na\Mg cation in 40℃ brine;(b)—change of K\Na\Mg cation in 65℃ brine;
(c)—change of anion in 40℃ brine;(d)—change of anion in 40℃ flowing brine;(e)—change of anion in 65℃ brine

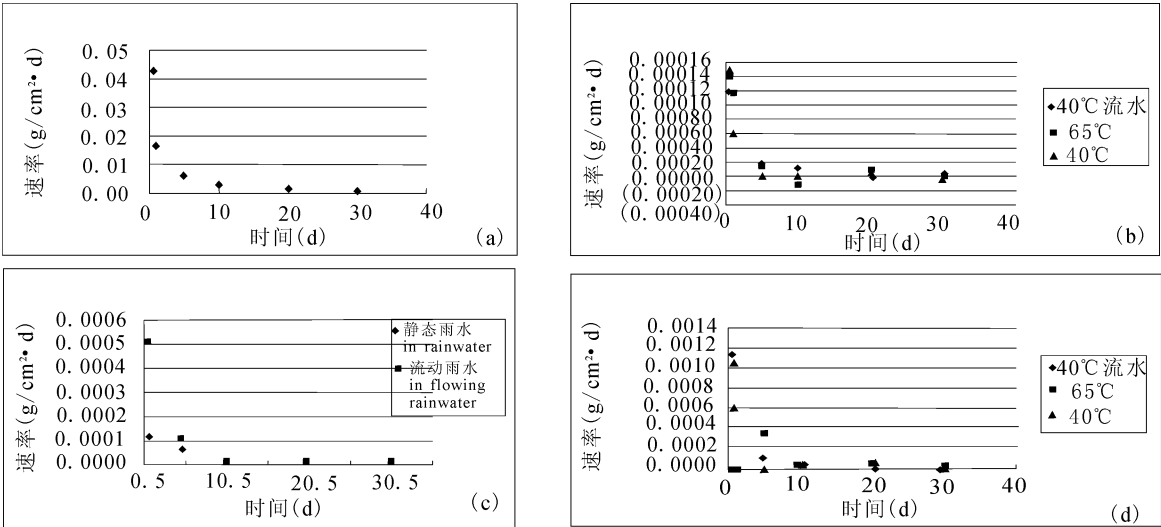


图 6 泥岩与灰岩盖层溶解速率变化图

Fig. 6 The change of dissolution velocity of mudstone and limestone caprocks

(a)—泥岩雨水样品溶解速率变化;(b)—泥岩盐水样品溶解速率变化;(c)—灰岩雨水样品溶解速率变化;(d)—灰岩盐水样品溶解速率变化
(a)—Mudstone in rainwater;(b)—mudstone in brine;(c)—limestone in rainwater;(d)—limestone in brine

达 $4.745 \times 10^6 \text{ kg/m}^2$, 则盖层的被溶解厚度(如果可以等同剥蚀厚度的话)将达到 2000 m 以上(岩石密度按 2.37 g/cm^3)。

可见, 针对黔中隆起大面积的牛蹄塘组暴露, 泥岩盖层化学损失量巨大。盐水当中和高温下化学反应更加复杂, 溶解强度显著降低到 $0.000025 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{d}$, 即便如此其损失量也是不容忽视的。

针对灰岩淡水的淋滤状态对溶解度的影响较泥岩为大(表 1), 相差接近一倍, 这主要是与灰岩溶解度较高有关, 按 $0.00003 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{d}$ 的溶解强度, 加之灰岩地区喀斯特地貌发育, 地表水下渗波及深度更大, 可达 2000 m, 因此其化学损失更加显著且总量巨大。盐水中灰岩溶解度显著降低, 且随温度升高反应相应加快。

5 结论

盖层水岩相互作用对盖层的破坏和保存条件影

表 1 泥岩、灰岩盖层天溶解速率表

Table 1 The dissolution velocity of mudstone and limestone caprocks

泥岩	天溶解速率 ($\text{g/cm}^2 \cdot \text{d}$)	灰岩	天溶解速率 ($\text{g/cm}^2 \cdot \text{d}$)
泥岩静水雨水	0.0001	灰岩静水雨水	0.00003
泥岩流动雨水	0.0001	灰岩流动雨水	0.00005
泥岩盐水 40℃	—0.000024	灰岩盐水 40℃	0.000017
泥岩流动盐水 40℃	0.000025	灰岩盐水 65℃	0.000018

注: 表中负值表示盖层没有发生溶解, 反而质量增加。

响深远, 尤其对南方碳酸盐岩发育区油气保存起到重要作用。不同水介质和不同流动状态下, 盖层岩石在水介质中的溶解度和离子含量变化特征和幅度不同, 泥岩与灰岩特征不同。加里东暴露期间, 黔中隆起及周缘泥岩和碳酸盐岩盖层的化学损失量巨大, 不同区带由于盖层暴露时间、淡水沟通深度和流动状态不同, 其盖层化学损失量具有差别, 应具体分析。

致谢: 研究中得到中国科学院地质研究所李禾研究员、中国石油大学曾溅辉教授、刘国勇博士、孟庆强博士等人的指导和帮助, 在此一并致以深切的谢意。

注 释

① 刘炳温, 等. 1990. 滇黔桂上扬子地区油气盖层及水文地质条件研究. 中石化南方分公司内部报告.

参 考 文 献

蔡春芳, 梅博文, 马亨, 等. 1997. 塔里木盆地流体岩石相互作用研究.

北京: 地质出版社, 1~155.

陈建文, 等. 1999. 油田水动力系统与油气藏的形成. 海洋地质与第四纪地质, 19(4): 31~38.

陈章明, 等. 2003. 油气藏保存与破坏研究. 北京: 石油工业出版社, 1~200.

丁梧秀, 冯夏庭. 2005. 灰岩细观结构的化学损伤效应及化学损伤定量研究方法探讨. 岩石力学与工程学报, 24(8): 1283~1288.

付广, 付晓飞, 薛永超, 等. 2000. 引起油气藏破坏与再分配的地质因素分析. 天然气地球科学, 11(6): 1~7.

郭彤楼, 楼章华, 马永生. 2003. 南海相油气保存条件评价和勘探决策中应注意的几个问题. 石油实验地质, 25(1): 3~9.

韩庆之, 梁杏, 曾克峰, 张佑廷, 杨建宏. 1998. 碳酸盐岩可溶性室内研究. 地质科技情报, 17(增 2): 101~105.

何登发, 马永生, 杨明虎. 2004. 油气保存单元的概念与评价原理. 石油与天然气地质, 25(1): 1~8.

李明诚, 李伟, 蔡峰, 孙大明. 1997. 油气成藏保存条件的综合研究. 石油学报, 18(2): 41~48.

梁兴, 叶舟, 马力, 等. 2004. 中国南海相含油气保存单元的层次划分与综合评价. 海相油气地质, 9(1~2): 59~76.

楼章华, 金爱民, 朱蓉, 等. 2001. 松辽盆地水动力场的形成与演化. 地质学报, 75(1): 111~120.

马安来, 张水昌, 张大江, 金之钧. 2005. 生物降解原油地球化学研究新进展. 地球科学进展, 20(4): 449~454.

马永生, 郭彤楼, 付孝悦, 等. 2002. 中国南海相石油地质特征及勘探潜力. 海相油气地质, 7(3): 19~27.

潘国恩, 杨传忠. 1992. 中国南部海相碳酸盐岩油气保存条件. 石油与天然气地质, 13(3): 332~343.

邱蕴玉. 1996. 扬子区海相地层油气保存单元的划分与评价. 海相油气地质, 1(3): 39~44.

汤济广, 梅廉夫, 沈传波, 周锋, 凡元芳. 2005. 滇黔桂地区海相地层油气宏观保存条件评价. 地质科技情报, 24(2): 7~11.

汤连生, 王思敬. 2002a. 岩石水化学损伤的机理及量化方法探讨. 岩石力学与工程学报, 21(3): 314~319.

汤连生, 张鹏程, 王思敬. 2002b. 水-岩化学作用的岩石宏观力学效应试验研究. 岩石力学与工程学报, 21(4): 526~531.

万国江, 白占国. 1998. 论碳酸盐岩侵蚀与环境变化——以黔中地区为例. 第四纪研究, (3): 279.

汪蕴璞, 王焕夫, 王翠霞, 等. 1987. 油田古水文地质与水文地球化学——以冀中拗陷为例. 北京: 科学出版社, 43~89.

汪蕴璞, 林锦璇, 汪林. 1995. 论含油气盆地含水系统和水文地质期的划分. 地球科学—中国地质大学学报, 20(4): 393~398.

王建秀, 朱合华, 杨立中. 2004. 石灰岩围岩渗透性演化分析. 岩石力学与工程学报, 23(18): 3152~3156.

吴恩江, 韩宝平, 王桂梁. 2005. 红层中水-岩作用微观信息特征及对孔隙演化的影响——以充州矿区为例. 中国矿业大学学报, 34(1): 123~128.

曾溅辉, 张善文, 邱楠生, 姜振学. 2003. 东营凹陷岩性圈闭油气充满度及其主控因素. 石油天然气地质, 24(3): 219~222.

钟端, 陈跃昆, 周明辉, 等. 1999. 滇黔桂地区海相地层油气成藏地质特征及最佳油气保存单元. 石油化工动态, 7(4): 40~44.

Alistair J, et al. 2000. Anisotropic permeability and bimodal pore-size distributions of fine-grained marine sediments. Marine and Petroleum Geology, 17: 657~672.

Bath A H. 1995. Hydrochemical characterization of argillaceous rocks, hydraulic and hydrochemical characterization of argillaceous rocks. In: Proceedings of an International Workshop, Nottingham, UK, 9: 77~92.

Berg R R. 1975. Capillary entry pressure in stratigraphic traps.

- AAPG Bulletin, 59:939~956.
- Canfield D E, et al. 1991. Carbonate precipitation and dissolution. In: Allison P S A, Briggs D E G. eds. Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record. Plenum, New York, 411~453.
- Chowdhury A H, James P A. 1996. Origin, distribution and significance of carbonate cements in the Albert Formation reservoir sandstones, New Brunswick, Canada. Marine and Petroleum Geology, 13: 837~846.
- Davis R W. 1987. Analysis of hydrodynamic factors in petroleum migration and entrapment. AAPG Bulletin, 71: 643~649.
- Dewhurst D Y, et al. 1999. Permeability and flow in natural mudstones. In: Aplin A C, et al. , eds. Muds and Mudstones. Geological Society London Special Publication No. 38, 23~43.
- Huggett J M, Shaw H F. 1993. Diagenesis of Jurassic mudrocks of the North Sea. In: Manning D A C, Hall P L, Hughes C R, eds. Geochemistry of Clay-Pore Fluid Interactions. Chapman & Hall, 107~126.
- Jubril M A, Shaw H F, Fallick A E. 1998. Stable isotope and geochemistry evidence of formation pore fluid evolution during diagenesis of Tertiary sandstones and mudrocks of the Niger Delta. Journal of African Earth Science, 27 (3~4):417~435.
- Longstaffe Fred J, Ran Calvo, Avner Ayalon, Steve Donaldson. 2003. Stable isotope evidence for multiple fluid regimes during carbonate cementation of the Upper Tertiary Hazeva Formation, Dead Sea Graben, southern Israel. Journal of Geochemical Exploration, 80:151~170.
- Matyas J. 1998. Carbonate cements in the Tertiary sandstones of the Swiss Molasse basin: relevance to palaeodynamic reconstruction. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 26: 141~162.
- Morad S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 26: 1~26.
- Milliken K L. 1998. Carbonate diagenesis in non-marine foreland sandstones at the western edge of the Alleghanian overthrust belt, southern Appalachians. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 26: 87~106.
- Raiswell R, et al. 2000. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. J. Geol. Soc. (London), 157: 239~251.
- Uysal I T, Golding S D, Glikson M. 2000. Petrographic and isotope constraints on the origin of authigenic carbonate minerals and the associated fluid evolution in Late Permian coal measures Bowen Basin (Queensland), Australia. Sedimentary Geology, 136:189~206.
- Worden R H, Barclay S A. 2000. Internally sourced quartz cement due to externally-derived CO₂ in sub-arkosic sandstones, North Sea. Journal of Geochemical Exploration, 69~70:645~649.

Water—Rock Interaction of Caprocks and Its Significance in Petroleum Geology ——A Case from the Upheaval in the Middle of Yunnan Province

WU Shixiang¹⁾, JIN Zhijin¹⁾, TANG Liangjie^{2,3,4)}

1) Exploration & Development Research Institute, Sinopec, Beijing, 100083

2) State Key Laboratory for Petroleum Resource and Prospecting, Changping, Beijing, 102249

3) Key Laboratory for Hydrocarbon Accumulation in China University of Petroleum,
Ministry of Education, Changping, Beijing, 102249

4) Research Center of Basin & Reservoir, University of Petroleum, Changping, Beijing, 102249

Abstract

The enclosed condition of caprocks is one of the key factors in exploring hydrocarbon source in the sedimentary carbonate beds in South China. The paper summarizes our recent work in water-rock interaction of caprocks around the upheaval in the middle of Yunnan province. The experiment simulated dissolution and mass loss of main ions of clay and carbonates caprocks in rain water and brine under different temperatures. By measuring major ions and mass loss, it was found that the water-rock interaction is very important in caprock preservation and breakage. The solubility and content of ions in caprocks varies in various waters and flow states, with clear dissimilarity between clay and carbonate rocks. In rain water, the concentration of both cation and anion in mud rock decreased until tranquilization, and the trend are different between mud and carbonate rocks. In a brine environment, the dissolution is restrained with the complex transformation of ion concentration, and becomes stable with time, and there is a little different between the two kinds of rocks. And the changes become complicated with higher temperature. The loss amount of caprocks was huge because of the exposure and chemical erosion during the Caledonian tectonic movements around the upheaval in the middle of Yunnan province.

Key words: caprocks; water-rock interaction; upheaval in middle of Yunnan province