

四川盆地东部黄龙组古岩溶地貌研究

文华国¹⁾, 郑荣才¹⁾, 沈忠民¹⁾, 胡忠贵¹⁾, 李伟²⁾, 张志杰²⁾

1) 成都理工大学“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室, 成都, 610059;

2) 中国石油勘探开发研究院, 北京, 100083

内容提要: 作为川东地区最重要的天然气储集类型之一的石炭系黄龙组古岩溶型储层, 业已引起众多油气地质工作者的重视。通过古岩溶作用标志识别和成因分析, 采用残余地层厚度法、地貌法和印模法等技术手段对川东地区黄龙组古岩溶地貌进行恢复, 从中划分出岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶盆地三个岩溶地貌单元和峰丛、溶沟、落水洞、坡地、谷地、浅洼、残丘和槽地等微地貌单元, 在平面上细分出七个典型的古岩溶地貌分区, 并对分区内的岩溶地貌特征进行了研究, 认为不同古岩溶地貌分区所处的地理位置及微地貌单元组成特征具有明显差异, 从而直接影响到天然气藏的发育。在此基础上, 对川东地区古岩溶及储层发育控制因素进行了分析, 认为构造、气候、岩性、层位、古地形、古水文条件和不同的岩溶地貌形态影响和控制着古岩溶储层的发育与区域分布。上述研究成果将为川东石炭系古岩溶型储层评价与有利区带优选提供可靠依据。

关键词: 岩溶角砾岩; 古岩溶地貌; 微地貌; 碳酸盐岩储层; 控制因素; 石炭系; 川东

碳酸盐岩在古表生期受构造隆升影响易遭受大气水淋滤、溶蚀而发生所谓的古岩溶作用, 受此影响, 可形成典型的铁铝质红土沉积 (Zarasvandi et al., 2008) 和铝土矿 (杜定全等, 2007), 更重要的是, 古岩溶作用是形成油气储层的重要机制之一 (Choquette and James, 1988; 郑荣才等, 1996; McMechan et al., 1998, 2002; 夏日元等, 1999; Loucks, 1999, 2004; 艾合买提江·阿不都热和曼等, 2008; Breesch et al., 2009), 其古岩溶地貌直接影响到碳酸盐岩次生储集空间的形成和展布。据资料检索, 前人曾对鄂尔多斯盆地奥陶系 (夏明军等, 2007)、塔里木盆地奥陶系 (康志宏, 2006; 刘小平等, 2007) 以及四川盆地中部的震旦系 (向芳等, 2001)、中偏南部的奥陶系 (洪余刚等, 2007) 和东部的石炭系 (郑荣才等, 2003) 等地域的碳酸盐岩储层古岩溶地貌特征的研究, 业已证明古岩溶地貌形态对优质碳酸盐储层发育和分布起着重要控制作用, 因此, 古岩溶地貌恢复和精细刻画在油气勘探开发工程中具有重要意义。本文在已有成果基础上, 对四川盆地东部 (以下简称川东) 上石炭统黄龙组 (C_{2hl}) 古岩溶地貌及其分布规律进行系统研究, 为古岩溶储层预测和勘探目标优选提供依据。

1 区域地质概况

研究区西到华蓥山, 东至七跃山, 南达重庆一开隆一线, 北抵大巴山, 面积约 5.5 万平方千米, 是四川盆地稳定地块中的相对构造活动带, 区内自西向东分布以北东东向为主的高陡构造带 (图 1)。晚古生代川东位于扬子板块东侧的川鄂克拉通盆地西部, 为一四面环陆的海湾盆地。晚石炭世早期的黄龙组为蒸发岩—碳酸盐岩建造, 不整合超覆在中志留统韩家店组浅海陆棚相的暗色泥页岩之上, 中、晚期由于受海西早期云南运动构造隆升和强烈侵蚀影响, 黄龙组在经历了短暂的浅埋藏成岩作用后, 旋即进入长达 15~20 Ma (郑荣才等, 1995) 的古表生期广泛岩溶改造, 形成顶部的古喀斯特地貌及层内的古岩溶体系 (郑荣才等, 2003), 以及物性较好的古岩溶型储层。其上被下二叠统梁山组 (P_{1l}) 煤系地层掩埋后, 黄龙组进入再埋藏期成岩后生改造阶段, 并经历了印支期和燕山期多次构造变形和破裂作用改造, 以及燕山晚期—喜马拉雅期的天然气运移和聚集作用, 于局部有利的构造区带形成古潜山气藏, 其潜在天然气资源极其丰富, 具备巨大的勘探开发潜力和资源经济效益。

注: 本文为中国石油天然气股份有限公司科技项目“四川盆地石炭系油气地质综合研究与有利区带优选”(编号 2008D-0704-04) 的成果。

收稿日期: 2009-04-07; 改回日期: 2009-07-27; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 文华国, 男, 1979 年生。讲师, 博士后, 从事沉积学与石油地质学的教学和科研工作。通讯地址: 610059, 成都理工大学沉积地质研究院。电话: 028-89838499; Email: wenhuaguo@yahoo.cn。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

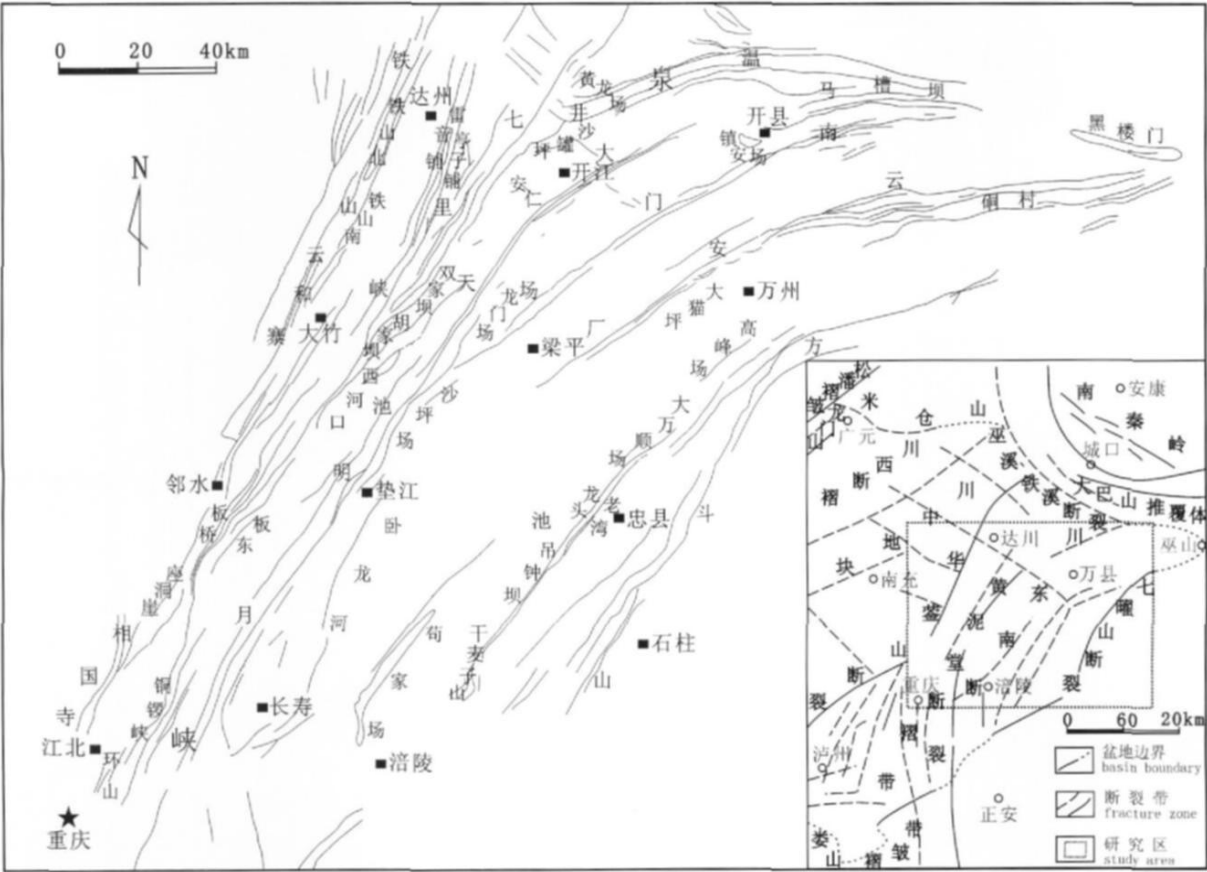


图 1 四川盆地东部构造分布图

Fig. 1 Distribution of Const ruction in eastern Sichuan Basin

2 古岩溶作用主要标志

2.1 古岩溶产物的标志

川东黄龙组以广泛发育层状碳酸盐质岩溶角砾岩为显著特征, 岩溶角砾岩被认为是古岩溶作用的特征产物和直接识别标志, 也是识别与古岩溶作用有关的储层最直观和最重要的岩石学标志。本次研究按照岩溶角砾岩的结构—成分分类方案(郑荣才等, 1996), 划分出 3 种具有不同成因意义的岩溶角砾岩, 分别为: 网缝镶嵌状岩溶角砾岩(图 2a、b、f)、角砾支撑状岩溶角砾岩(图 2c、d、g)和基质支撑状岩溶角砾岩(图 2e、h、i)。此外, 溶孔状颗粒与晶粒白云岩也是常见的古岩溶作用产物(图 2j、k)。此几种古岩溶产物于黄龙组各岩性段均有产出, 尤以黄龙组二段(C_2h_2)岩溶角砾岩和溶孔状颗粒与晶粒白云岩分布最广, 相对厚度较大, 所占比例在 90% 以上。角砾的成分多样化, 既有单一岩性也有复杂岩性组合, 所有的岩溶角砾都显示出沉积物经

历了强烈的成岩固结后才发生溶蚀、破碎、堆积的成因特征, 如原岩为浅水陆棚、浅滩、泻湖和潮坪相沉积的各类碳酸盐岩角砾共存在同一个岩溶角砾岩中。

2.2 其它古岩溶标志

除岩石学标志外, 古岩溶作用还包括如下几个重要依据: ① 岩溶角砾岩中的基质除含有大量溶蚀成因的岩屑、晶屑和不溶残渣, 同时富含大量外来粘土物质和煤, 偶见具玛瑙结构的硅质碎屑与基岩中硅化斑块特征完全一致; ② 充填洞穴的碳质泥岩和煤层中, 含有的植物碎片(主要为芦木)和孢子花粉化石组合与上覆梁山组煤系地层一致, 各种洞穴和溶缝中也往往充填有来自梁山组的泥、砂质和碳质; ③ 微量元素, 稀土元素, 碳、氧、锶同位素、X 射线衍射, 阴极发光和包裹体测定等多种研究成果, 表明各类岩溶和胶结物都形成于古表生期无限制含水层的开放环境中(郑荣才等, 1997, 2008); ④ 据近百口钻井的黄龙组全取芯资料统计, 单一钻井中角砾岩累

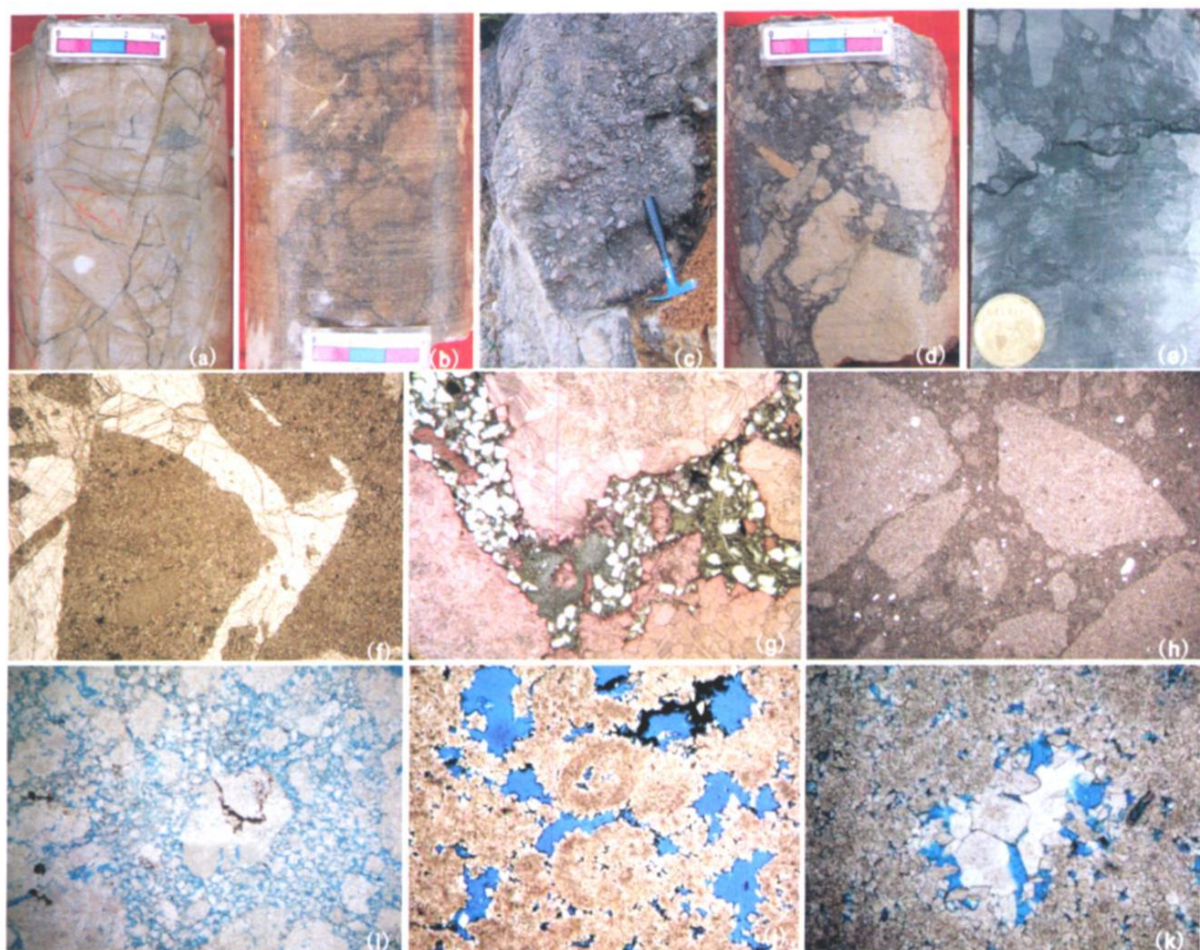


图 2 川东石炭系黄龙组主要岩溶砾岩宏观和显微照片

Fig. 2 The macroscopic photograph and micrograph of different karstified rocks in the Huanglong

Formation of Carboniferous in eastern Sichuan Basin

(a) 网缝镶嵌状白云质岩溶角砾岩, 天东 14 井, C_2hl^2 , 岩芯照片; (b) 网缝镶嵌状灰质岩溶角砾岩, 黄龙 5 井, C_2hl^3 , 岩芯照片; (c) 充填洞穴的角砾支撑白云质岩溶角砾岩, 华蓥山溪口剖面, C_2hl^2 , 野外照片; (d) 角砾支撑灰质岩溶角砾岩, 七里 24 井, C_2hl^3 , 岩芯照片; (e) 基质支撑次生灰质岩溶角砾岩, 板东 12 井, C_2hl^1 , 岩芯照片; (f) 网缝镶嵌状白云质岩溶角砾岩, 角砾间充填亮晶方解石, 相 13 井, C_2hl^2 , 普通薄片(-), 对角线长 8mm; (g) 角砾支撑次生灰质岩溶角砾岩, 角砾间基质含有大量外来的石英砂, 云安 19 井, C_2hl^1 , 染色薄片(-), 对角线长 4mm; (h) 基质支撑云质岩溶角砾岩, 角砾被外来的石英砂和微晶白云石组成的基质支撑, 乌 1 井, C_2hl^2 , 普通薄片(-), 对角线长 4mm; (i) 基质支撑云质岩溶角砾岩, 板 2 井, C_2hl^2 , 铸体薄片(-), 对角线长 1.6mm; (j) 粉晶砂屑鲕粒白云岩, 晶间、粒间和粒内溶孔非常发育, 部分溶孔边缘充填有沥青, 相 19 井, C_2hl^2 , 铸体薄片(-), 对角线长 4mm; (k) 残余砂屑粉晶白云岩, 晶间溶孔较发育, 超大溶孔中充填干净、明亮、自形程度好的淡水白云石, 板 1 井, C_2hl^2 , 铸体薄片(-), 对角线长 4mm

(a) dolomitic karst breccia with reticulate slit mosaic, well Tiandong 14, C_2hl^2 , core photograph; (b) limy karst breccia with reticulate slit mosaic, well Huanglong-5, C_2hl^3 , core photograph; (c) breccia supporting dolomitic karst breccia which is filled in the cave, Xikou field profile in the Huaying Mountain, C_2hl^2 , field photograph; (d) breccia supporting limy karst breccia, well Qili 24, C_2hl^3 , core photograph; (e) matrix supporting secondary limy karst breccia, well Bandong-12, C_2hl^1 , core photograph; (f) reticulate slit mosaic dolomitic karst breccia which is filled with sparry calcite among the breccias, well Xiang 13, C_2hl^2 , common thin slice(-), diagonal line 8 mm; (g) breccia supporting secondary limy karst breccia whose matrix contains a large amount of allochthonous quartz sand, well Yunan-19, C_2hl^1 , dye staining thin slice(-), diagonal line 4mm; (h) matrix supporting dolomitic karst breccia whose breccias are supported by matrix composed of quartz sand and microcrystalline dolomite, well Wu 1, C_2hl^2 , common thin slice(-), diagonal line 4mm; (i) matrix supporting dolomitic karst breccia, well Ban-2, C_2hl^2 , cast thin slice(-), diagonal line 1.6mm; (j) crystal powder psammitic oolitic dolomite has developed a large amount of intergranular and intragranular dissolved pores which are partly filled with asphalt, well Xiang-19, C_2hl^2 , cast thin slice(-), diagonal line 4mm; (k) residual psammitic crystal powder dolomite has relatively developed intercrystalline dissolved pores, and super dissolved pores are filled with immogonic dolomite which is clean, bright and has good euhedral crystal texture, well Ban 1, C_2hl^2 , cast thin slice(-), diagonal line 4mm

积厚度占黄龙组的 20% ~ 50%, 高者可达 70% ~ 90%, 难以用潮坪干化或膏盐溶塌陷作用解释, 只能判断在黄龙组沉积后至梁山组沉积超覆黄龙组前漫长的区域性古岩溶作用, 才有可能造成上述大规模的岩溶岩体系。

3 古岩溶地貌特征

3.1 古岩溶地貌恢复

与不整合面相伴发育的古岩溶地貌恢复, 有利于确定风化壳储层的分布范围和发育规律(洪余刚等, 2007), 是进行古岩溶储层预测和评价最重要的基础和依据(拜文华等, 2002; 刘小平等, 2007)。在遭受后期强烈褶皱变形构造作用的川东地区, 对石炭系黄龙组古岩溶地貌进行恢复有很大难度, 本次研究对黄龙组顶部侵蚀面进行古岩溶地貌恢复的具体步骤如下: ① 利用黄龙组残余地层等厚线图(图 3a)、梁山组地层等厚线图(图 3b)和侵蚀面出露地层分区图等进行综合分析, 判别相对溶蚀作用的强度和地形高差; ② 在古风化壳的上覆地层中寻找一个比较准确的、可代表古侵蚀面的地层界面, 然后通过该界面与风化壳之间的地层厚度变化, 求取风化壳的地形相对高差作为判别侵蚀面的地形地貌印模; ③ 利用岩溶剖面判别古岩溶微地貌单元类型和组合特征。利用上述研究思路和技术方法, 结合区域构造格局, 对川东石炭系黄龙组岩溶古地貌进行恢复(图 4), 结果表明黄龙组古岩溶地貌起伏变化频繁, 具有周边高而平坦, 盆内古地势呈南西向东北方向倾斜和降低的宽缓箕状, 仅在万县—云阳一带为近东西向的宽缓槽状, 与黄龙组沉积时的岩相古地理格局基本一致, 显示为构造继承性控制作用的结果。

3.2 古岩溶地貌单元划分及其特征

根据岩溶相和地形起伏变化特征, 可将川东黄龙组古岩溶地貌划分为岩溶高地(或残丘)、斜坡和盆地三个不同水文地质条件的岩溶地貌单元, 并可进一步划分出峰丛、溶沟、落水洞、坡地、谷地、浅洼、残丘和槽地等微地貌单元(图 5)。各岩溶地貌单元的特征和区域分布简述如下:

3.2.1 岩溶高地(或残丘)

岩溶高地(或残丘)主要分布在古陆边缘地区或原始基底古隆起上, 如环古陆边缘发育的开县—达州以北、渠县以西、相国寺、重庆、涪陵和忠县以南等岩溶高地, 和与古隆起重叠产出的开江、梁平、垫江、涪角、邻水、马槽坝和黑楼门等地的岩溶残丘(图

4)。其中岩溶高地的发育位置与黄龙组沉积期环古陆边缘发育的潮坪相带重合, 而岩溶残丘往往与盆地内的浅滩相带重合。按溶蚀微地貌特征可细分为高地上的峰丛、落水洞和溶沟三种微地貌单元。因受高地形影响, 各微地貌单元泄水通畅, 中、上部以大气水垂直渗流溶蚀为主, 下部为活跃潜流溶蚀带(图 5), 水平溶蚀和充填胶结作用受层内潜水位变化控制, 顺层溶蚀作用自上而下减弱, 底部的不整合面为溶蚀底界, 不整合面之下的中志留统泥岩为不透水层。

3.2.2 岩溶斜坡

岩溶坡地位于岩溶高地与岩溶盆地之间的过渡带, 具有环绕古陆边缘产出的特点, 与海侵期海水超覆作用所显示的南西高而北东低的古地形特征相重合, 并出现 $C_2hl^2 + C_2hl^3$ 段或单一的 C_2hl^2 段和 P_{11} 厚度明显向岩溶盆地方向增厚, 地势逐渐向盆内倾斜的坡状变化趋势, 由一系列相间排列的小型残丘和坡内溶洼所组成, 如在铁山 4 井—铁山 7 井区、云和 3 井区、茨竹 1 井区和巫峡—细沙坝地区分布有坡内残丘, 在月 1—卧 44 井区、建 34 井区、苟西 1 井区、盐 1 井区和相 10 井区等地则零星分布坡内浅洼(图 4), 此地形条件显然利于大气降水迅速下渗和顺层排泄, 因此, 缓倾斜的岩溶斜坡区往往是大气水垂直渗流和顺层潜流溶蚀最为强烈的部位(图 5), 不仅渗流和活跃潜流带厚, 而且垂直和水平溶蚀形成的洞穴系统和地下暗河也最为发育, 是最有利于古岩溶储层发育的地貌单元。

3.2.3 岩溶谷地

岩溶谷地环绕岩溶高地发育, 占据岩溶斜坡位置, 呈与岩溶坡地相间发育的上窄下宽的楔形谷状地貌单元, 狭窄的谷头始于岩溶高地, 宽阔的谷口(或谷尾)消失于斜坡下部或岩溶洼地。在坡度较大和较狭窄的斜坡带, 岩溶谷地常将岩溶斜坡分割成相对独立的溶蚀块体, 如围绕开江岩溶高地, 至少有两个岩溶谷地将围绕岩溶高地发育的岩溶斜坡分割成三个独立的溶蚀块体(图 4), 之后形成的气藏也各自独立。另外在相国寺、铁山坡构造带附近和华西 2 井区也发育岩溶谷地。由于岩溶谷地具有向岩溶洼地方向倾斜的河谷状地形, 不仅是地表水而且也是地下水易于聚集和排泄的区域(图 5), 侧向侵蚀和下蚀作用强烈, 常形成较陡的岩溶谷壁和较深的溶洼或漏斗等微地貌单元。

3.2.4 岩溶盆地

岩溶盆地接纳周围岩溶地貌单元的地表和地

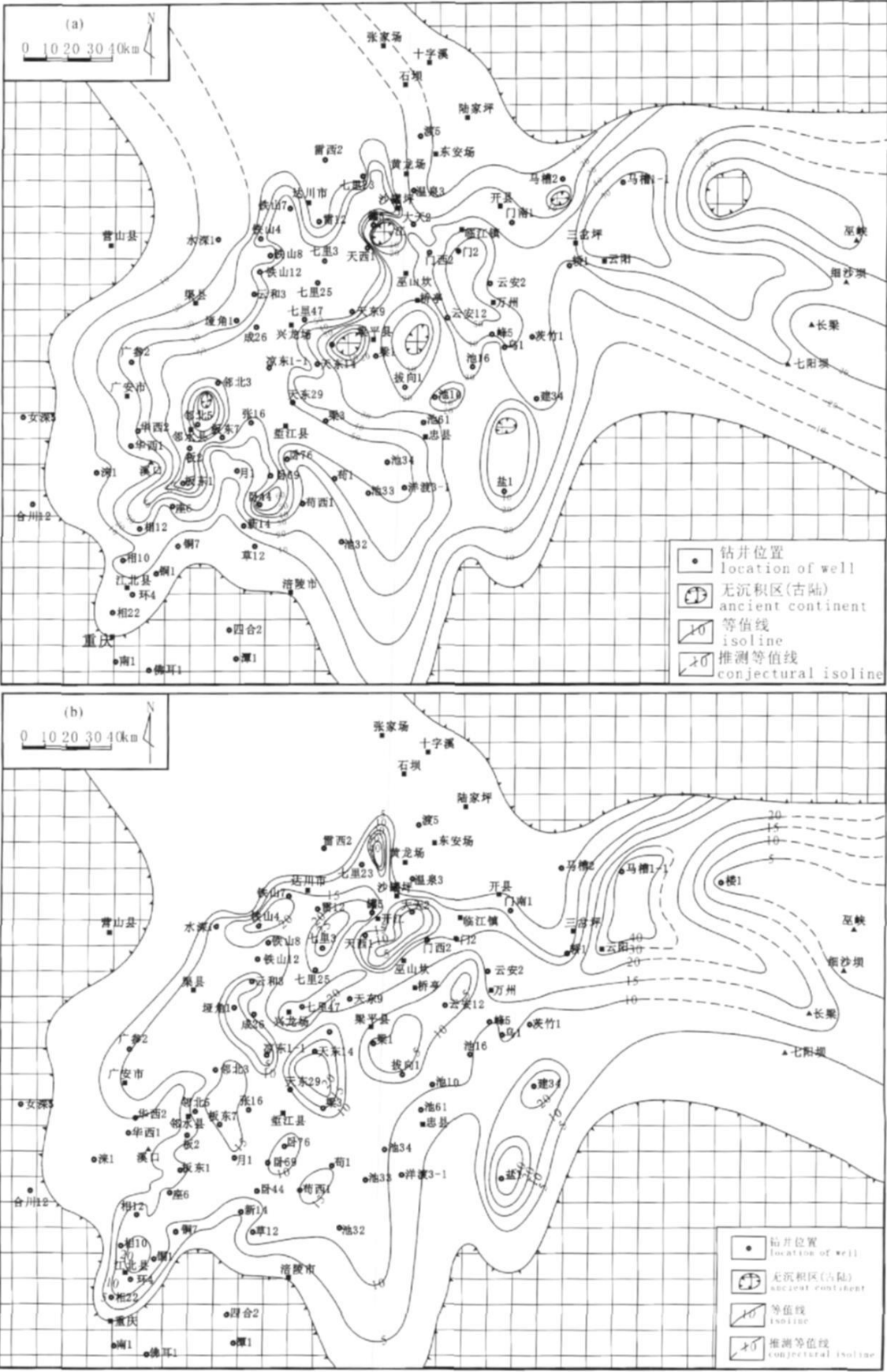


图 3 川东石炭系黄龙组 (a) 和二叠系梁山组 (b) 地层厚度等值线图

Fig. 3. Contour map of the Huanglong Formation (a) and the Liangshan Formation (b) thickness in eastern Sichuan Basin

下水的主要汇水区, 常发育有残余的小型岩溶高地—残丘和深溶的落水洞—漏斗, 地形起伏变化较大。岩溶盆地为重要的汇水区和排泄区(图 5), 但因地形坡降和潜水位影响, 由下蚀作用控制的地层

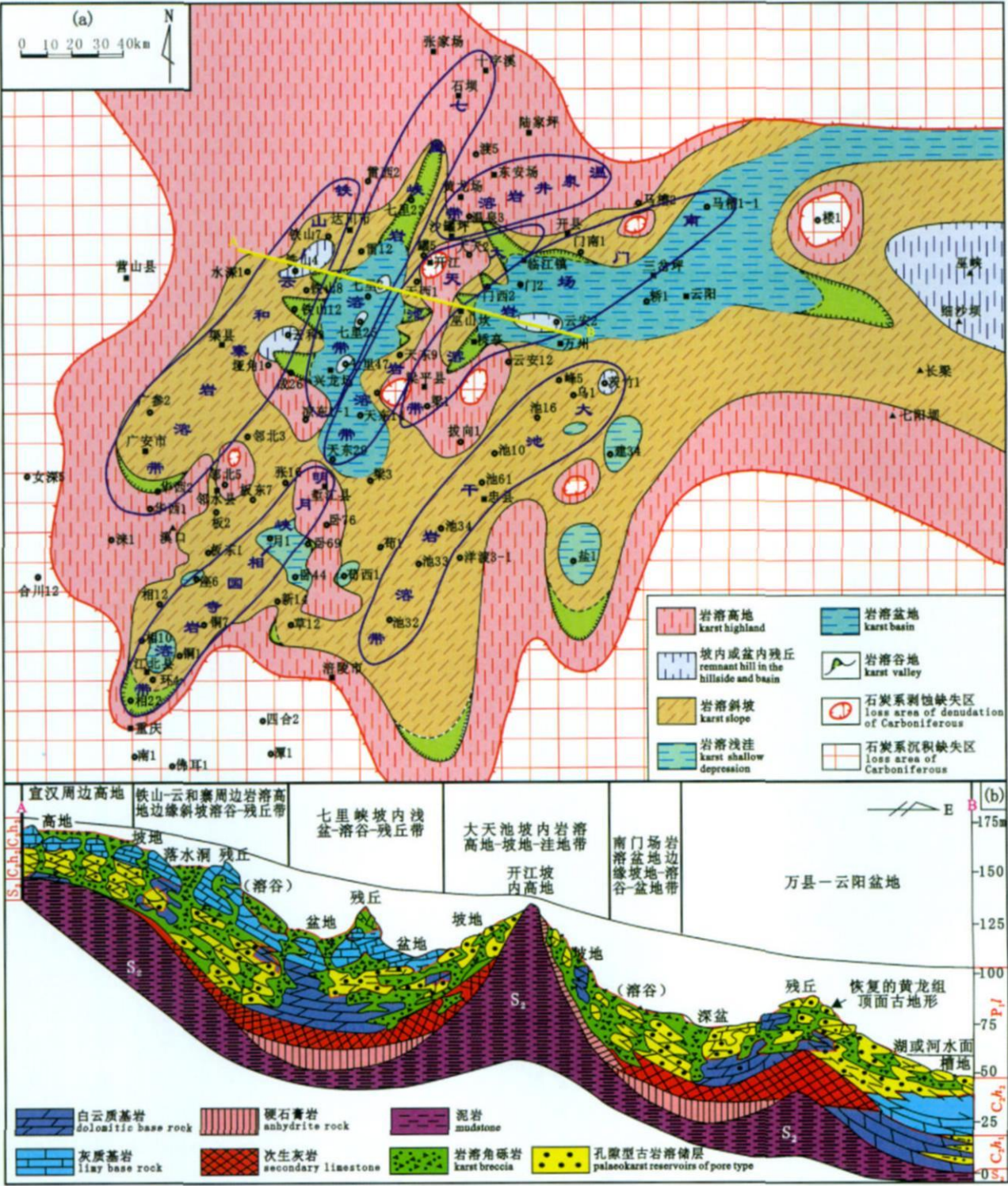


图 4 川东石炭系黄龙组古岩溶地貌分区 (a) 及剖面 (b) 图

Fig. 4 Subarea (a) and section (b) of palaeokarst landform in Huanglong Formation of Carboniferous in eastern Sichuan Basin

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

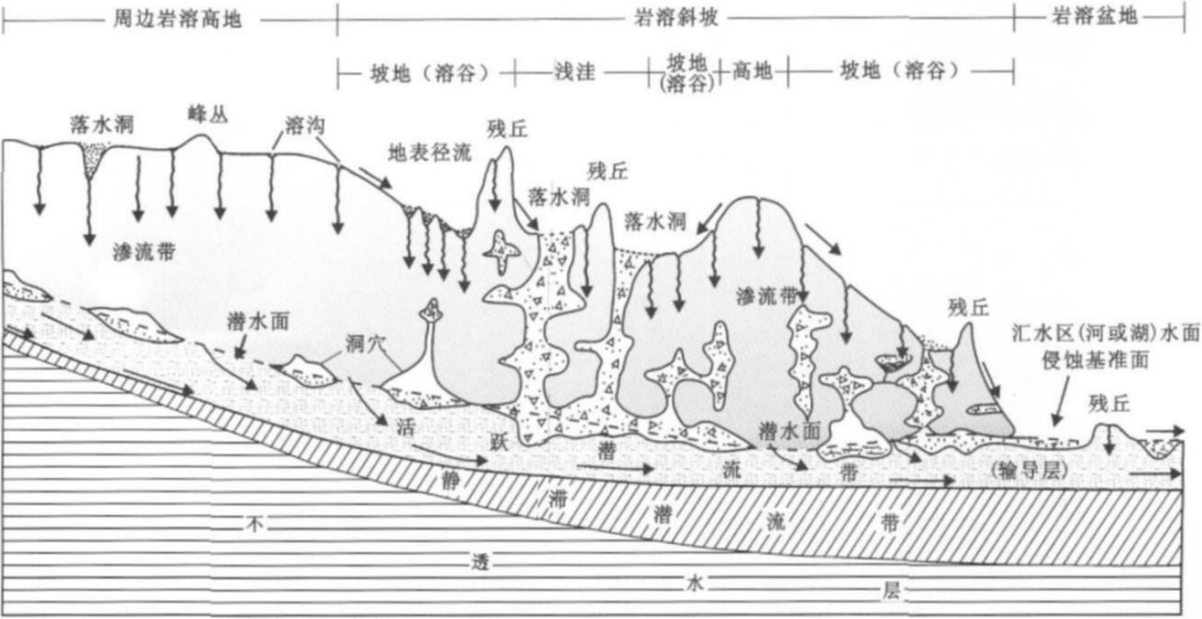


图 5 岩溶地貌单元分区与水文地质条件示意图

Fig. 5 Subarea of karst landform units and hydrogeologic conditions

保存状况有明显差别,如在七里峡构造带七里 11 井—七里 3 井—天东 14 井—天东 29 井区一带发育的岩溶盆地(图 4),其地势较高,为泄水不良的盆地型积水区,潜水位相对较高,以岩溶盆地内的漏斗为排水通道,因此,岩溶盆地内的黄龙组溶蚀削薄作用相对较弱, $C_2hl^2 + C_2hl^3$ 段厚度相对较大,通常保存有 C_2hl^3 段。而北东部的南门场至万县和云阳地区地势较低,虽然汇水量大,但为易于排水的、向东倾斜的槽状地形,因之潜水位较低,溶蚀和削薄作用较强,溶蚀残余的 $C_2hl^1 + C_2hl^2$ 段厚度明显小于西部和南部, C_2hl^3 段通常侵蚀缺失。

3.3 各构造带古岩溶地貌分区特征

川东地区各构造带古岩溶地貌分区所处的地理位置及微地貌单元组成特征有明显差别。

(1) 铁山—云和寨构造带古岩溶地貌分区:该构造带呈北北东向展布,长 140~150km,北端跨越在宣汉—开县周边岩溶高地上,主体位于达县—渠县岩溶斜坡东侧下部,自北而南由铁山北残丘、新场溶谷、铁山南溶谷、清河场坡地、回龙场溶谷、云和寨残丘、渠县—广安坡地和华西溶谷组成,以岩溶坡地最发育,其次为溶谷和残丘(图 4)。古地形呈北高南低和向南东方向箕状倾斜状,具有溶谷强烈截切斜坡的特点,因而沿北东向构造带走向地形起伏大,其中残丘具有与构造高点相重合的产出规律。此构造带中已知的气藏大多数发育于坡内残丘和被溶谷截

切的岩溶坡地等微地貌单元中。

(2) 七里峡构造带古岩溶地貌分区:该构造带也呈北北东向展布,长 130~150km,北段略偏向东。北段并跨越在宣汉—开县周边岩溶高地上,主体位于亭子铺—西河口岩溶盆地内,自北向南由分割雷音铺和沙罐坪岩溶坡地的七里峡北溶谷与岩溶盆地内的白洋滩残丘、五灵山残丘、双家坝残丘和胡家坝残丘组成,残丘被岩溶盆地内的浅洼分隔(图 4)。古岩溶地貌具有沿构造带走向地形起伏变化大,横切构造带则在平缓地形背景上呈异峰突起的峰丛状地貌特征,其中作为正地形突起的残丘长轴呈北北东向线状展布,位置大多数与构造带中的高点相重合,且每一个与高点相重合的残丘基本上都是一个独立的天然气藏。

(3) 大天池构造带古岩溶地貌分区:该构造带自北而南呈北东向—北北东向弱弧形展布,长 100~120km,以安仁为界,北段位于开江坡内岩溶高地东侧的五百梯斜坡带,与沙罐坪—镇安场岩溶斜坡带之间以北西向的川主庙溶谷相分隔,并毗邻东侧的南门场构造带。中段的东侧属于连接开江与梁平两坡内岩溶高地的脊梁,向西和向南分别过渡为安仁—龙门场—沙坪场岩溶斜坡带。位于天东 14 井—天东 29 井区的南段主体属于该构造带西侧的亭子铺—西河口岩溶盆地向南延伸的部分,再向南延伸则过渡为毗邻的明月峡构造带(图 4)。该构造

带主体由岩溶高地、坡地、溶谷、浅盆交替发育组成,岩溶微地貌单元组合和地形起伏变化都很复杂,如北段东倾的五百梯岩溶斜坡带被2个北西向溶谷分割成3个相对独立的溶蚀块体,中段西倾的安仁—龙门场岩溶斜坡带被2个近东西向的溶谷分割成3个相对独立的溶蚀块体,而南倾的沙坪场岩溶斜坡带与亭子铺—西河口岩溶盆地呈过渡关系。与沉积期相展布特征对比,五百梯和文家坝两个岩溶斜坡带分别与开江盆内古隆起东侧和梁平盆内古隆起西侧的障壁滩重合,而安仁—龙门场岩溶斜坡带则与两古隆起之间的障壁滩和滨外浅滩重合,都具有继承性发展演化的正地貌特征,此条件也是控制大天池构造带岩溶微地貌单元组合和天然气藏发育位置的主要因素。

(4)明月峡—相国寺构造带古岩溶地貌分区:该构造带呈与大天池构造带毗邻发育的北北东向展布,长110~120km,北段属于垫江坡内岩溶高地和月1井区坡内浅洼带,中段为座洞崖—铜锣峡岩溶斜坡,南段跨越了相国寺岩溶斜坡带和江北坡内浅洼带,最南段为相37—相22井区岩溶谷地带,并接近重庆岩溶高地北端(图4)。该构造带古岩溶地貌具有南高北低和正、负地形落差变化较大的特点,主体呈西倾平缓坡状,坡内大部分正型的岩溶微地貌单元与沉积期的障壁滩重合,也是控制该构造带气藏发育位置的主要因素。

(5)南门场构造带古岩溶地貌分区:该构造带自北而南呈北东—北东向弧形展布,长150~160km,古岩溶地貌围绕万县—云阳岩溶盆地西缘展布,北段和南段地形较高而中段较低,主体向岩溶盆地方向呈弧形平缓坡状倾斜。其北段位于开县周边岩溶高地南侧的沙罐坪—镇安场岩溶斜坡带,跨越马槽坝坡内岩溶高地,中段横跨川主庙溶谷,五百梯岩溶斜坡带下部和万县—云阳岩溶盆地西段,并包含了云安2井区盆内残丘相,南段跨越了巫山坎岩溶斜坡带和连接开江与梁平两岩溶高地的脊梁,并包含了桥亭溶谷相(图4)。各古岩溶地貌中,以盆内残丘和被溶谷截切的岩溶坡地等微地貌单元为有利储层和气藏的发育位置。

(6)温泉井构造带古岩溶地貌分区:该构造带呈北东—北东向展布,长60~75km,主体位于开县周边岩溶高地南西侧的沙罐坪斜坡带北段和黄龙场—八角庙岩溶高地,西段毗邻开江坡内岩溶高地,中段部分被北西向的川主庙溶谷截切,中东段延伸到开县周边岩溶高地内(图4)。古岩溶地貌具有西段呈向

南东倾斜的平缓坡状,中段为一谷状负地形,东段呈向南西倾斜的平缓坡状。地貌分区中大部分被岩溶高地微地貌单元所占据,其中被溶谷截切的岩溶坡地等微地貌单元为有利储层和气藏发育的位置。

(7)大池干构造带古岩溶地貌分区:该构造带自北而南呈北东向展布,长140~150km,主体位于万顺场—麦子山岩溶斜坡带,以池34井为界,北段位于高峰场—万顺场—老湾—吊钟坝岩溶斜坡带,跨越忠县构造带,与开江—梁平坡内岩溶高地的南段及方斗山岩溶高地西段毗邻发育;南段也为岩溶斜坡带,跨越龙头和麦子山构造带,与研究区南缘的涪陵岩溶高地毗邻,整体具有南西段地形高而北东段地形低的特点(图4)。整个构造带由单一的岩溶斜坡地貌单元组成,与沉积期地形比较,南段的龙头—麦子山岩溶斜坡带与构造高部位的滨外粒屑滩重合,具有明显继承性发展演化的正地形特点,为气藏最有利聚集部位,而北段的万顺场—吊钟坝岩溶斜坡带占据了沉积期地势相对较低的潮坪带,为较有利储层发育位置。

4 古岩溶及储层发育控制因素分析

4.1 构造和气候对古岩溶及储层的控制

川东晚古生代属川鄂内部克拉通盆地西部主体,晚石炭世中—晚期于云南运动中由于稳定的整体构造抬升而发生广泛的暴露,石炭系碳酸盐岩地层持续暴露时间长达15~20Ma(郑荣才等,1995);来自地表的岩溶岩系内部沉积物和上覆梁山组都为富含碳质和煤组分,以及陆相植物化石的泥岩,表明暴露时期具备植物繁盛的湿热气候。应该说,稳定的构造抬升和持续暴露以及湿热的气候环境是形成黄龙组岩溶型储层必不可少的背景条件。

4.2 岩性对古岩溶及储层的控制

岩性对黄龙组古岩溶储层发育的控制可归结为如下3点:①岩性致密的灰岩和微晶白云岩以裂缝和层面为主要运移通道和溶蚀空间的管流溶蚀作用为主(图6a),裂缝和层面两侧的低渗基岩因难以被地下水渗透而溶蚀作用很弱,常保持低孔低渗特征,孔隙度一般<2%,对储层发育不利;②原始孔渗性较好的颗粒或晶粒白云岩以散流溶蚀作用为主(图6b),基岩和同类岩性的岩溶角砾中各类细小但密布的溶蚀孔、洞、缝极发育,并往往伴生有众多大、小规模不等的洞穴,孔隙度为4%~8%,部分可达12%~20%,物性普遍较好,且由于多孔岩层的天然过筛效应,地表沉积物难以随下渗水向深处迁移,因

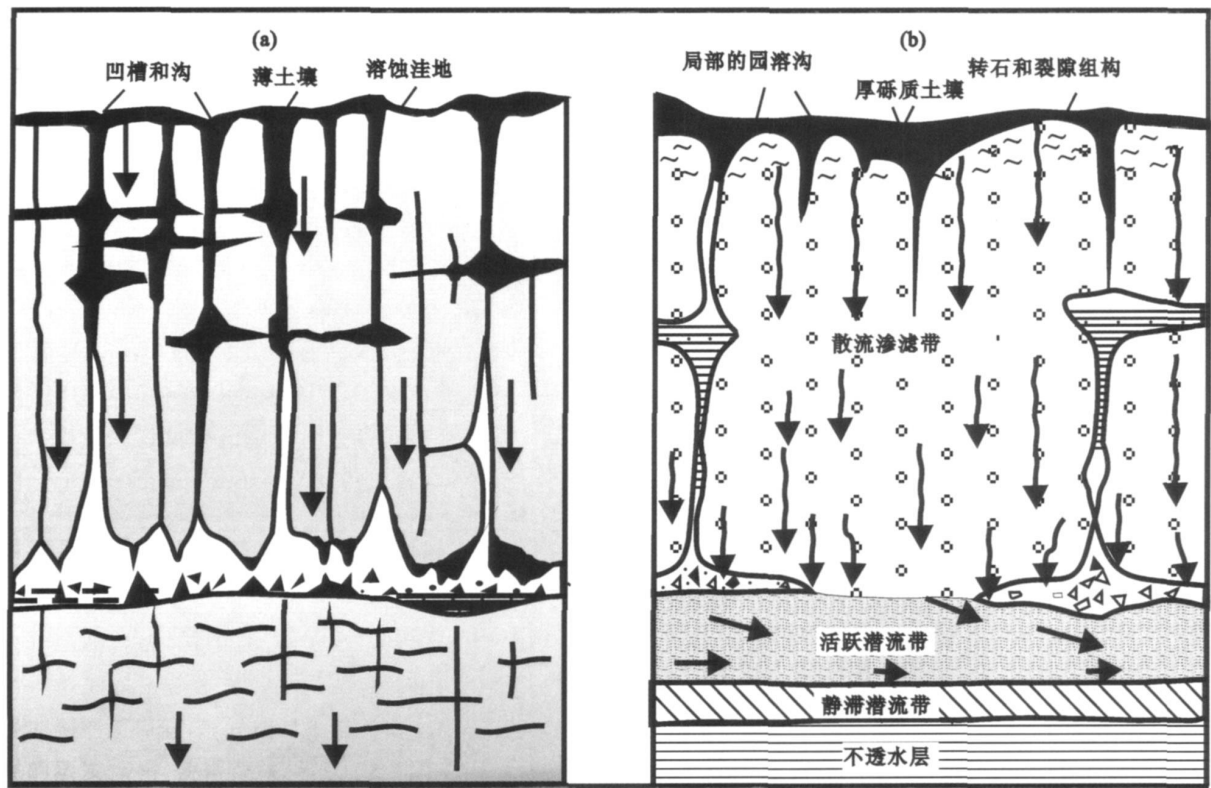


图 6 川东石炭系黄龙组基岩渗透性对岩溶作用的影响: (a) 低渗基岩裂隙型管流溶蚀; (b) 高渗基岩孔隙型散流溶蚀
Fig. 6 Permeability of the matrix rock effecting on karstification in the Huanglong Formation of Carboniferous in eastern Sichuan Basin: (a) fracture conduit-flow corrosion in the low permeability base rock; (b) fracture unconcentrated flow corrosion in the high permeability base rock

而外来充填作用弱,对储层发育非常有利;③次生晶粒灰岩和次生灰质岩溶角砾岩属于蒸发岩系在散流和管流复合溶蚀作用下发生强烈去膏去云化作用的产物,富含外来的碳泥质,岩溶水沉淀的方解石胶结物和成岩期黄铁矿结核的充填作用也极为强烈,孔隙度一般< 2%,物性最差,对形成储层最为不利。由于川东石炭系由三个各以灰岩(C_2hl^3)、白云岩(C_2hl^2)和次生灰岩(C_2hl^1)为主的岩性段组成,因而由岩性的差异溶蚀因素直接构成了层位对储层发育的控制,以及储层主要产于 C_2hl^2 段白云岩中的基本特征。

4.3 古地理地形对古岩溶及储层的控制

据已有研究成果(郑荣才等^①),川东石炭系岩溶地貌具有沿袭沉积期古地理面貌和相带展布格局的继承性发展演化规律:①周边岩溶高地与沉积盆地周边有障壁海岸沉积相区相重合;②坡内岩溶高地和残丘通常叠加发育在盆内小型古隆起或滨外浅滩等正地形上;③大规模的地表和地下水汇集区,如亭子铺—西河口和万县—云阳岩溶盆地两个负地形

区,主要位于海湾陆棚或泻湖相区,并分别与沉积期的达县和万县—云阳两凹陷相重合;④岩溶斜坡中的坡地和溶谷主要出现在沉积高地与低地的过渡带;⑤在开江—垫江一线由坡内岩溶高地组成的北北东向分水岭,控制了东、西两个古水流系统,与沉积期盆地北部所具有的一隆(开江隆起)两拗(达县和万县拗陷)构造—沉积格局重合,这一格局不仅对晚石炭世古岩溶期,而且对更后期(中二叠世至晚侏罗世, P_2-J_3)的地下水活动及油气运移聚集作用,乃至气水界面压力系数的分布都具有继承性的控制。例外的是垫江地区沉积期为拗陷,岩溶期为高地,与盆地南部在云南运动中有更大的隆升幅度和较小的地层剥蚀量有关。此特征可以从整个岩溶盆地呈南西高和北东低的箕状,以及大竹—垫江—丰都一线之南西保存有较厚的 C_2hl^3 段灰岩得到证实。

4.4 古岩溶地貌与古水文条件对古岩溶及储层的控制

川东石炭系在云南运动中隆升成陆后,古水流系统

从周边高地经斜坡向亭子铺—西河口和万县—云阳盆地方向流动、汇集和排泄,不同的岩溶地貌单元具有不同的古水文地质条件,并对岩溶和储层发育起着重要控制作用。

(1) 岩溶高地对储层发育的控制:岩溶高地因溶蚀底界远高于潜水面,因而以渗流溶蚀为主,不同类型的岩溶高地溶蚀特征有显著差别:①坡内岩溶高地:因受水面积小和地形陡峻,以接受地表水下渗溶蚀作用为主,为较有利储层发育的微地貌单元,但往往因 C_2hl^2 段被强烈剥蚀,所保存的储层厚度较薄;②与古陆相毗邻的周边岩溶高地,因接受大气降水面积大,地形平坦,因而下渗水量相对较大,渗流溶蚀作用更为强烈,在 C_2hl^2 段白云岩保存厚度较大和颗粒或晶粒白云岩较发育的部位,抑或裂缝相对密集的部位均有利于储层发育。

(2) 岩溶上斜坡对储层发育的控制:岩溶上斜坡微地貌单元以坡地为主,次为残丘,其中坡地具较陡地形,一般以底部不整合面为侵蚀底界面,位置仍高于潜水面,有利于周边或坡内岩溶高地的地表水快速下渗和侧向运移排泄,溶蚀作用强烈而充填作用较弱。由于地下水的补给量受季节性降水量变化影响大,岩溶旋回的潜水面位置不稳定,因此以发育较厚的渗流带和较薄的活跃潜流带为主,很少出现静滞潜流带。又由于各岩溶旋回之间的潜水面间断性下降幅度小,各岩溶旋回的叠加溶蚀作用最为强烈,甚至上部 and 下部溶蚀段可发育于相重叠的同一位置,因而岩溶上斜坡是各岩溶地貌单元中储层最发育的部位。

(3) 岩溶下斜坡对储层发育的控制:岩溶下斜坡微地貌单元最复杂,包括坡地、坡内残丘、溶谷和浅洼、浅洼内残丘等组合类型,各微地貌单元的溶蚀特征差异很大:①溶谷,具很陡的地形,在近谷口的部位活跃潜流带发育厚度相对较大,为有利古岩溶型储层发育的部位;②坡内残丘,在平缓下倾的坡地中呈广泛分布的峰丛状,如同坡内岩溶高地,也为有利于储层发育的微地貌单元,但规模要小得多;③浅洼,呈自上而下由陡变缓和底部平坦的盆状地形,地下水补给量和聚集量大于其它微地貌单元,但运移速度缓慢,潜水面较稳定,溶蚀作用相对较弱而胶结充填作用较强,属于不太有利于储层发育的微地貌单元;④浅洼内残丘,在平坦的盆状地形中呈异峰突起状,地下水动力场分带性明显,自上而下具有渗流带趋于减薄而活跃潜流带和静滞潜流带同步加厚的特点。岩溶过程中各旋回之间的潜水面间隔幅度较

大,明显受间歇性下降的区域性侵蚀基准面控制,因而浅洼内残丘的上部和下部具有相对独立的储层发育位置。从总体上看,该地貌单元储层发育的优劣状况依次为坡内残丘、浅洼内残丘、溶谷和浅洼。

(4) 岩溶盆地对储层发育的控制:岩溶盆地由岩溶槽地和盆内残丘微地貌单元组成:①岩溶槽地由于地形平坦,地表长年被水淹没而不发育渗流带,地下水流动缓慢,易于对 $CaCO_3$ 过饱和,化学胶结物的沉淀作用较强,因此,对形成古岩溶型储层不利,仅在岩溶谷口的边缘,或围绕残丘和漏斗边缘,因受到侧向运动的潜流溶蚀影响,可形成范围有限的水平溶蚀带而较有利储层发育;②盆内残丘,特征类似于浅洼内残丘,但规模要大得多,残丘的主体处于较厚的上部渗流带和下部活跃—静滞潜流带和叠置部位,因此对储层发育较为有利。

5 结论和讨论

(1) 川东黄龙组碳酸盐岩储层古岩溶作用具有多种识别标志,其中广泛发育的岩溶角砾岩被认为是最直接的识别标志,并可进一步识别出3种具不同成因意义的角砾岩类型,分别为:网缝镶嵌状岩溶角砾岩、角砾支撑状岩溶角砾岩和基质支撑状岩溶角砾岩。

(2) 采用残余地层厚度法、地貌法和印模法等技术手段对川东地区黄龙组古岩溶地貌进行了恢复,从中划分出岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶盆地三个岩溶地貌单元和峰丛、溶沟、落水洞、坡地、谷地、浅洼、残丘和槽地等微地貌单元。

(3) 在平面上细分出七个典型的古岩溶地貌分区,认为不同古岩溶地貌分区所处的地理位置及微地貌单元组成特征具有明显差异,从而直接影响到天然气藏的发育;

(4) 认为构造、气候、岩性、层位、古地形、古水文条件和不同的岩溶地貌形态影响和控制着古岩溶储层的发育与区域分布,以岩溶上斜坡中的坡地和残丘微地貌单元为最有利储层发育部位,浅洼内和盆内残丘为较有利储层发育部位,而岩溶高地、岩溶洼地和槽地一般不利储层发育。

(5) 值得讨论的是,由于受季节性降水量和下蚀作用的影响,渗流带和潜流带不断向地层深部迁移,并对应每一次小规模的构造抬升或下蚀引起的侵蚀基准面向下迁移,对应输导层的潜水位附近,由顶蚀和侧蚀作用形成某一层次的水平洞穴,周而复始,最终形成多层次的水平洞穴和渗流溶蚀带的交替发育

特点, 其中尤以受渗流和潜流影响最大, 潜水位最不稳定的岩溶斜坡带垂直渗流和水平潜流的交替溶蚀作用最发育, 为有利于古岩溶储层发育的位置。

注 释 / Note

- ① 郑荣才, 文华国, 胡忠贵. 2008. 四川盆地川东地区石炭系储层评价. 成都理工大学成果报告.

参 考 文 献 / References

- 阿不都热和曼·艾合买提江, 钟建华, 李阳, 钟富平, 高玉飞. 2008. 碳酸盐岩裂缝与岩溶作用研究. 地质论评, 54(4): 485~494.
- 拜文华, 吕锡敏, 李小军. 2002. 古岩溶盆地岩溶作用模式及古地貌精细刻画——以鄂尔多斯盆地东部奥陶系风化壳为例. 现代地质, 16(3): 292~298.
- 杜定全, 任军平, 王约, 刘幼平, 龚和强, 郝家棚. 2007. 古岩溶起伏对黔北铝土矿的控制作用. 矿物学报, 27(3/4): 473~476.
- 洪余刚, 陈景山, 代宗仰, 钱津. 2007. 古地貌恢复在风化壳岩溶型储层研究中的应用——以川中—川南过渡带奥陶系为例. 大庆石油地质与开发, 26(1): 1~5.
- 康志宏. 2006. 塔河碳酸盐岩油藏岩溶古地貌研究. 新疆石油地质, 27(5): 522~525.
- 刘小平, 孙冬胜, 吴欣松. 2007. 古岩溶地貌及其对岩溶储层的控制——以塔里木盆地轮古西地区奥陶系为例. 石油实验地质, 29(3): 265~268.
- 夏明军, 戴金星, 邹才能, 汪泽成, 陶士振. 2007. 鄂尔多斯盆地南部加里东期岩溶古地貌与天然气成藏条件分析. 石油勘探与开发, 34(3): 291~298.
- 夏日元, 唐健生, 关碧珠, 罗伟权, 马振芳, 周树勋, 于忠平, 潘令红. 1999. 鄂尔多斯盆地奥陶系古岩溶地貌及天然气富集特征. 石油与天然气地质, 20(2): 133~136.
- 向芳, 陈洪德, 张锦泉. 2001. 资阳地区震旦系古岩溶作用及其特征讨论. 沉积学报, 19(3): 441~424.
- 郑荣才, 陈洪德, 张哨楠, 李德敏. 1997. 川东黄龙组古岩溶储层的稳

- 定同位素和流体性质. 地球科学—中国地质大学学报, 22(4): 424~428.
- 郑荣才, 胡忠贵, 郑超, 陈守春, 戴荔果. 2008. 渝北—川东地区黄龙组古岩溶储层稳定同位素地球化学特征. 地学前缘, 15(6): 303~311.
- 郑荣才, 李德敏, 张哨楠. 1995. 川东黄龙组天然气储层的层序地层学研究. 沉积学报, 13(增刊): 1~9.
- 郑荣才, 彭军, 高红灿. 2003. 渝东黄龙组碳酸盐岩储层的古岩溶特征和岩溶旋回. 地质地球化学, 31(1): 28~35.
- 郑荣才, 张哨楠, 李德敏. 1996. 川东黄龙组角砾岩成因及其研究意义. 成都理工学院学报, 23(1): 8~18.
- Breesch L, Stemmerik L, Wheeler W, Nordeide H C. 2009. Fluid flow reconstruction in a complex paleocave system reservoir in Wordiekammen, Central Spitsbergen. Journal of Geochemical Exploration, 101(1): 10.
- Choquette P W, James N P. 1988. Paleokarst. New York: Springer Verlag.
- Loucks R G, Mescher P K, McMechan G A. 2004. Three dimensional architecture of a coalesced, collapsed paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, Central Texas. AAPG Bulletin, 88(5): 545~564.
- Loucks R G. 1999. Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial depth modification, spatial complexity, and reservoir implications. AAPG Bulletin, 83(11): 1795~1834.
- McMechan G A, Loucks R G, Zeng Xiaoxiao, Mescher P. 1998. Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. Journal of Applied Geophysics, 39(1): 1~10.
- McMechan G A, Loucks R G, Mescher P, Zeng Xiaoxiao. 2002. Characterization of a coalesced, collapsed paleocave reservoir analog using GPR and well core data. Geophysics, 67(4): 1148~1158.
- Zarasvandi A, Charchi A, Carranza E J M, Alizadeh B. 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. Ore Geology Reviews, 34(4): 521~532.

Study on the Carboniferous Palaeokarst Landform in Eastern Sichuan Basin

WEN Huaguo¹⁾, ZHENG Rongcai¹⁾, SHEN Zhongmin¹⁾, HU Zhonggui¹⁾, LI Wei²⁾, ZHANG Zhijie²⁾

1) State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;

2) Research Institute of Petroleum Exploration and Development in China Petroleum Corporation, Beijing, 100083

Abstract: A number of geological workers take it seriously that palaeokarst reservoir in the Huanglong Formation of Carboniferous are the most important types of natural gas reservoir. Through the sign recognition and the causes analysis of karstification, palaeokarst landform in the Huanglong Formation of Carboniferous is resumed with the erosion thicknesses method, geomorphologic method and impression method in eastern of the Sichuan Basin. The karst morphological unit, such as karst highlands, karst slopes and karst basin and the minor morphological unit, such as peak cluster, ponor, hillsides, valley, shallow depression, remnant hills and trough valley are subdivided. The seven subareas of palaeokarst landform are subdivided in the area of the east Sichuan Basin, and the karst morphological characteristics is studied in different subarea. It is considered that the geographical location of palaeokarst landform and the characteristics of karst morphological unit have significant differences and a direct impact on the formations

of gas fields. On this basis, the palaeokarst reservoirs development controlling factors in eastern Sichuan Basin are analysed and it is put forward that structure, climate, lithology, strata, ancient terrain, hydrogeologic conditions and different karst morphological forms influenced or even controlled the development and regional distribution of palaeokarst reservoirs. So the research findings will provide reliable evidence for the palaeokarst reservoirs evaluation and favorable area optimization.

Key words: karst breccia; palaeokarst landform; minor geomorphic unit; carbonate rock reservoirs; controlling factor; Carboniferous; eastern Sichuan Basin

地下水科学的理论创新问题

姚足金, 秦毅苏^①

中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 石家庄, 050803

地下水科学的理论方法, 原初是从开发浅层水的实践中萌生的, 随着当代开采深度大大加深, 一些原本可忽略的地质因素——诸如: 地温, 地压, 含水系统水理性变化, 水分子赋存状态, 水岩相互作用, 区域背景流, 地区背景值等等, 其影响已不宜忽视, 实践在呼唤创新理论。对作为地质学基本指导思想的“将今论古”原则, 提出证伪质疑, 以地下水系统为例, 认为可从剖析“地下水成矿”这一石化了的地下水地质作用(过程), 来作比照、观察、研究, 设想有无可能在这“石化比拟”原则上构建地下水科学的新理论? 作为理论创新的哲学基础, 简单介绍了哥德尔和波普尔的学说: 所有理论都是不完备的。列举现今通行理论中的若干“软肋”, 佐证该学说的不谬, 并凸显创新的必要性。限于篇幅, 仅对“水化学、水同位素工作模型”的不完备性进行了较详细的阐述, 并从中引出用“石化比拟”原则, 取代“将今论古”原则的构想。

1 科研工作的核心价值是理论创新

钱学森(1996)曾把现代科技、人文科学综合为11个科学体系(北京大学现代科学与哲学研究中心, 2001), 囊括了自然科学、社会科学、文学艺术等人类文化所有领域, 其中每一个体系都由众多学科分列成三个层面组成, 即: 基础科学、技术科学和工程技术。事实上, 构建体系的每一个次一级的独立学科, 它本身的内部组成同样可细分出类似的三个层面。理论创新, 是指这三个层面上涉及的假说、概念、模式、方法等方面的创新。科学体系这一网状结构, 使理论创新活动和成果在学科之间, 移植、嫁接、相互影响成为可能, 科学体系由之成为有活力的动态体系。

创新, 是一个具有时空意义的判词, 早年评价科研成果水平, 常有国际领先、国内领先之说, 是否是创新成果, 换个参照系就可能不属创新。实际活动中有时能见到, 尽管通过了“档案文献查新”程序, 参照系还是建立在对科学发展前沿或对前人成就未充分掌握的基础上, 由此“创新”, 很可能只是相对于同行小范围或对他自己工作的超越, 至于从西方文献中搬用一些概念术语, 生造一些同行看了都似懂非懂的话语来表述“原有的故事”, 这属“包装”, 不属创新。

知识更新和知识创新是两个内涵不同而又有内在联系的范畴。有一种流传甚广的说法——在信息爆炸的现代, 自

然科学知识的更新周期为10年左右, 我们不清楚这里的“知识”是如何界定的, 不清楚是根据哪些指标作出的统计, 但从历史发展的长河定性地看, 知识更新速度是呈加速度越来越快, 知识创新的高速度无疑是其基础。

可以想象, 影响知识更新速度的因素很多, 很复杂, 但似乎不能认为: 一定比较高端、比较复杂的知识, 其更新速度较慢, 反之较快, 我们知道爱因斯坦提出相对论后, 他自己就把其中的宇宙常数否定掉, 近些年有人对光速是否是常数提出质疑, 这一切都在短短几十年内发生。我们来考察地下水科学, 上面提到科学体系网状结构内部学科之间存在互动影响, 如果把相关学科——诸如: 应用数学、数值模拟、计算机技术、同位素技术等——带给地下水学科的影响除开, 剩下的恐怕基本上是200年前的知识结构。地下水科学诞生于法国、俄国, 萌芽地的自然背景基本上是地形较缓和的自流盆地, 雨量较丰沛的补给条件, 地质构造活动不剧烈, 由此出发形成的理论、概念, 不可能具有如此强的全球普适性和精确性。地下水学科知识更新速度不快, 是长期以来在理论、方法总体上的创新深度不深所规定的, 除了其它因素外, 或者是和专业人士的哲学思考较弱有关。

科研工作除了理论创新这一核心价值外, 还可以具有其它价值。

2 “创新”的哲学依据

创新, 是对原有理论、概念在某种意义上的否定, 在这里, 我们把对原有理论的“完善”、“修订”、“补充”, 视为另一种形式的否定, 这样就涉及已有理论是否完善, 如何进行判别, 有没有终极真理等哲学思考。

下面先讨论地下水科学研究固有的一些认识论特点, 进而介绍两种学说: “哥德尔证明”——证明所有理论都存在内在的不完备性; “波普尔证伪之维”——理论是靠证伪发展的。

2.1 对地质历史过程的研究, 存在先验的臆测性

地下水的运动、分布和形成, 是一种地质历史过程, 对地质历史过程的研究, 存在先验的臆测性; 在研究的实际操作中忽略了系统本身具有的整体显现性(whole emergence)。

以地质作用、地质过程为对象的科学, 其成果包涵谬误

^① 联系人: 秦毅苏, Email: qinyisu@sina.com。