

鄂尔多斯盆地南部奥陶系 古岩溶发育控制因素及展布

姚泾利¹, 王兰萍², 张庆¹, 李泽敏³, 张加林¹

(1. 长庆油田公司勘探开发研究院, 陕西 西安 710021;

2. 长庆油田工程技术发展研究中心, 陕西 西安 710054;

3. 西安地研石油科技开发有限公司, 陕西 西安 710054)

摘要:鄂尔多斯盆地南部奥陶系碳酸盐岩经历了多期次、多类型古岩溶作用和改造, 古岩溶的发育主要受古构造背景、岩性组合特征以及古地质、古地貌形态的共同控制, 尤以古地质和古地貌的控制作用最为重要。在“野外填图法”、“印模法”与“残厚法”研究的基础上, 充分应用了地震相追踪和地震解释的成果, 对鄂尔多斯盆地南部的古地质和古地貌形态进行了详细的刻画, 由南向北依次分布岩溶高地、岩溶台地、侵蚀坡地, 并在侵蚀坡地广泛发育侵蚀浅槽、侵蚀坑和溶丘、溶梁等次一级地貌形态。各类古岩溶因形成背景和古水文条件不同, 其有利发育区的分布存在着明显差异。

关键词:鄂尔多斯盆地; 奥陶系; 古岩溶; 古地质; 古地貌; 岩溶展布

中图分类号: TE121.3⁺¹

文献标识码: A

文章编号: 1672-1926(2011)01-0056-10

引用格式: 姚泾利, 王兰萍, 张庆, 等. 鄂尔多斯盆地南部奥陶系古岩溶发育控制因素及展布[J]. 天然气地球科学, 2011, 22(1): 56-65.

0 引言

“八·五”科技攻关以来, 鄂尔多斯盆地奥陶系古岩溶储层的深入研究, 对下古生界天然气勘探的突破及持续深入, 发挥了积极作用。然而针对中央古隆起及其以南地区而言, 由于奥陶纪早中期处于被动大陆边缘, 形成了槽台并存的沉积体系。晚期因加里东运动, 伴随华北地台整体抬升并强烈褶皱。从而使研究区内古岩溶及古地貌形态与盆地其他地区呈现出较大的差异。因此, 深入分析该区古岩溶发育控制因素, 恢复古地质及古地貌形态, 对于认识该区碳酸盐岩次生孔隙储层发育规律, 拓宽天然气勘探领域, 具有十分重要的现实意义。

1 古岩溶发育的古构造背景

构造作用是岩溶发育的内营力。鄂尔多斯盆地南部与秦岭造山带的演化息息相关, 受秦岭造山带演化的影响, 是构造活动强烈而复杂的地区(图1,

图2)。据前人^[1]研究, 奥陶纪早期, 盆地南部的地台边缘位于西安—洛南一带以南。从石炭系一二叠系沉积在该区向南超覆的特征, 反映出加里东晚期强烈隆升褶皱对盆地岩溶化的形成及研究区古岩溶发育具有重要的影响。特别是中央古隆起以南的褶皱区, 构造作用活跃, 古岩溶发育相对复杂; 中央古隆起以北地台区受不同方向挤压应力所产生的破裂构造, 对古岩溶作用在不同地区产生的下侵侧蚀和沟槽的发育, 具有明显的控制作用。特别是地壳升降运动对古隆起以北稳定地台区古岩溶影响, 贯穿于加里东晚期至海西早中期岩溶作用的全过程。海西晚期—燕山晚期, 研究区进入深埋藏阶段, 由于这一阶段, 燕山运动在盆地周缘表现的异常强烈, 并伴有岩浆活动, 使整个盆地古地温急剧上升, 据李清林等^[2]的研究资料, 研究区中东部韩城一带的地温梯度在1.72~2.04℃/100m之间、而处于南部边缘区的西安地温梯度则高到5.82℃/100m, 任战利等^[3]的资料也显示新耀1井和永参1井的地

收稿日期: 2010-04-10; 修回日期: 2010-06-22.

基金项目: 国家科技重大专项“四川、塔里木、鄂尔多斯盆地海相碳酸盐岩储层形成机理与有利储层分布预测”(编号: 2008ZX05004-002)资助.

作者简介: 姚泾利(1965-), 男, 陕西泾阳人, 高级工程师, 博士, 主要从事油气地质勘探管理与研究. E-mail: yaojingli_cq@petrochina.com.cn.

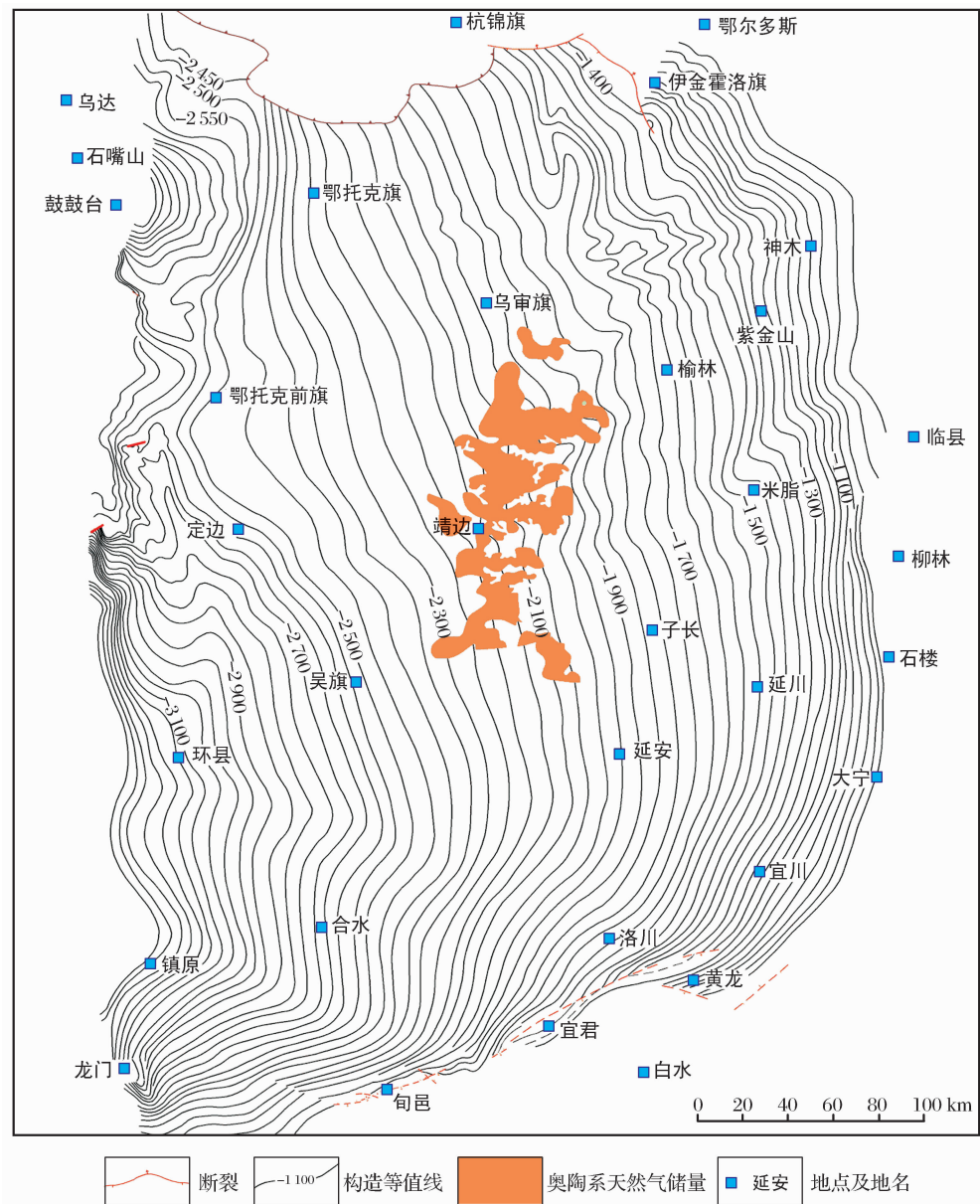


图 1 鄂尔多斯盆地奥陶系顶面现今构造特征

温梯度大于 $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。强烈的构造增温作用,改变了深埋条件下的温压环境,为热液白云化及溶蚀的发育创造了条件。

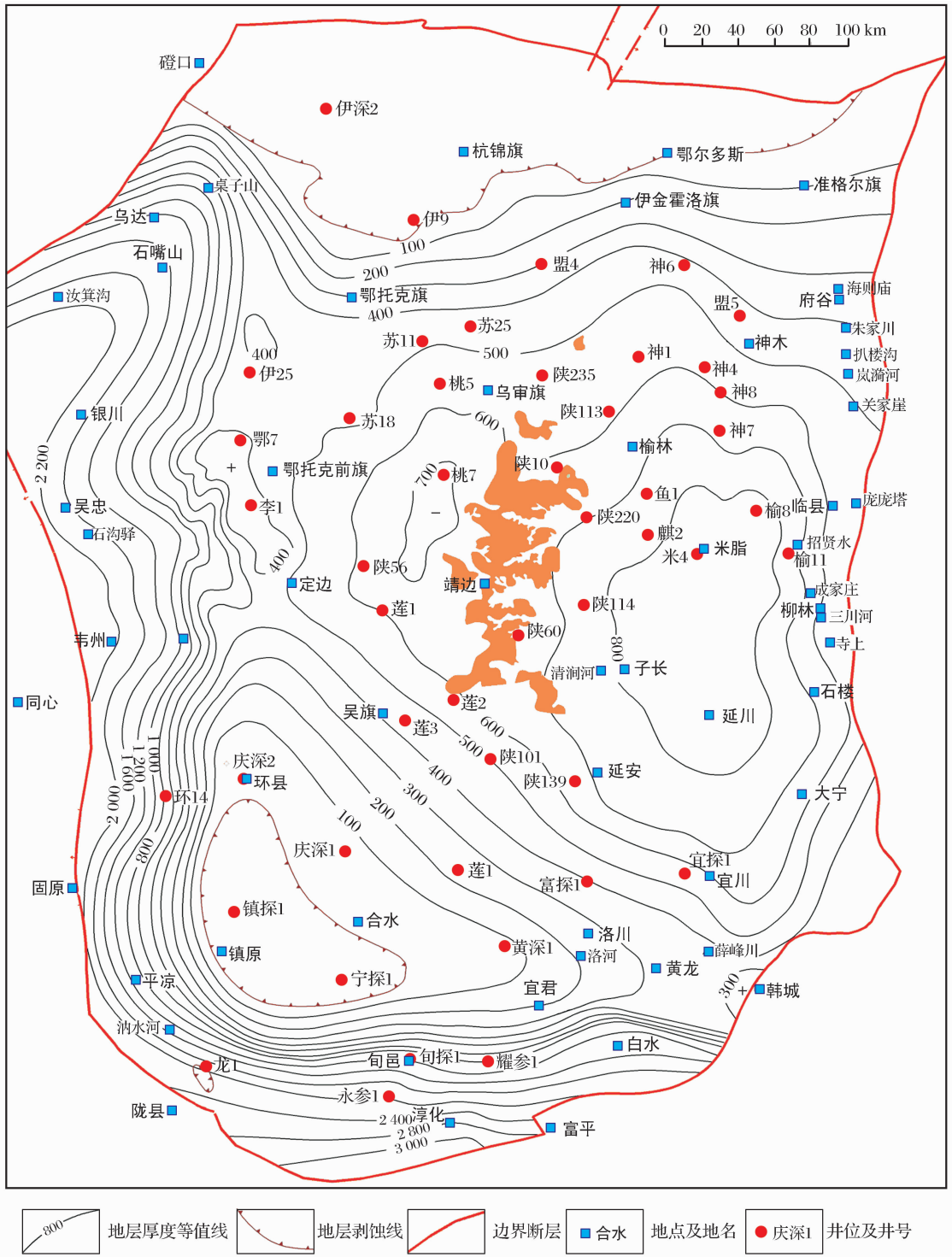
2 古岩溶发育的岩性基础

易溶岩组合及分布是古岩溶发育的物质基础。在控制与影响岩溶发育的各种因素中,岩性是重要因素。鄂尔多斯盆地南部奥陶系,无论是地台沉积还是海槽充填体系,均以碳酸盐岩为主。其中研究区北部碳酸盐岩占 65% 以上,蒸发岩约占 33%;研究区南部碳酸盐岩占 80% 以上,蒸发岩约占 8%。这些易溶岩类的组合及在研究区内的分布,直接决定着古岩溶的发育。同时易溶岩的结构、溶解度、成

分及类型,对古岩溶的发育具有重要的影响。

2.1 易溶岩结构特征

对碳酸盐岩而言,在不考虑其他条件的情况下,岩石溶蚀的难易程度与其结构有一定的关系,结构越粗大,灰泥基质越少,岩石溶蚀的速率越大。颗粒灰岩特别是滩、礁相灰岩的溶速大于泥晶灰岩。这是因为颗粒灰岩中可能存在的原生孔隙以及颗粒中存在的某些易溶物质,为水溶液的进入和流通提供了条件。如礁灰岩中含大量个体粗大的造礁生物,在埋藏后其体腔软组织腐烂,留下巨大的原生体腔孔;颗粒中的某些元素和生物中的某些矿物质容易发生化学交代,如鲕粒核心、蓝绿藻类生物就常被选择性白云岩化,形成粗大晶体,晶间孔发育,为水溶



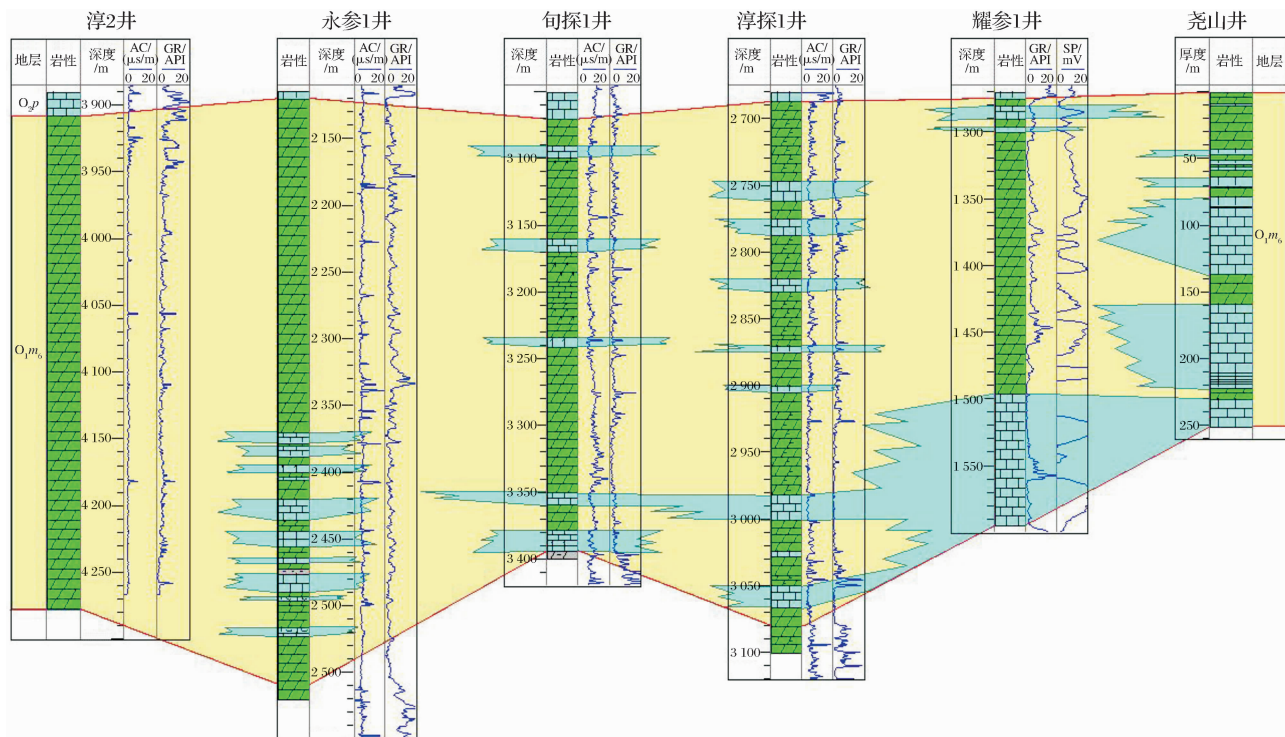


图3 淳2井—旬探1井—尧山地区白云岩储层横向对比

下,其差异更趋明显。岩溶作用环境中,外来物质的加入对碳酸盐岩的溶解度会产生质的影响。据理论化学研究,在不含CO₂的纯水中,白云石的溶解度要明显高于方解石,前者为320 mg/L(18℃)、后者为14 mg/L(25℃)。然而在自然界,特别是在地质历史中,不含CO₂的纯水是几乎没有的。在常温下,当CO₂的分压为1个大气压时,方解石的溶解度为800 mg/L,而白云石的溶解度为599 mg/L。可见随着水溶液中CO₂的分压升高,方解石溶解度的增大速率比白云石要快得多。

然而当水溶液中有SO₄²⁻离子和有机酸的加入时,将会大大改变碳酸盐岩的溶解特征:此时方解石的溶解度为0.759 mg/L,白云石的溶解度则为2.57 mg/L,明显大于方解石的溶解度。研究区北部为膏云岩发育区,膏岩溶解释放出大量SO₄²⁻离子,将促进白云岩的溶蚀,使岩溶作用表现得异常强烈,从而导致该地区岩溶化程度高于其他地区。

在较纯的白云岩发育区,其岩溶特征有别于膏云岩和灰岩分布区。表现为白云石主要沿晶间孔或晶体接触面渗透溶蚀,使颗粒间的镶嵌结构逐渐破坏,使晶间联结力减弱,从而产生整体岩溶化作用。这种作用虽难形成大的洞穴系统,但其作用较普遍和均一,常见十分发育的蜂窝状晶间溶孔和小的孔洞。研究区南部的旬探1井区马六段中细晶白云岩

是这一特征的典型代表。

2.3 易溶岩层组类型

不同碳酸盐岩层形成的组合类型,对古岩溶发育也具有重要作用,根据石灰岩、白云岩和不纯碳酸盐岩的厚度比例及其组合形式,层组结构类型可以划分为连续型、夹层型、互层型、间层型等。研究区内下奥陶统马一段、马三段和马五段以白云岩、膏泥质白云岩及硬石膏岩互层型为主,单层厚度一般在2~3 m之间;马二段、马四段和马六段以白云岩连续型及灰岩夹白云岩型为主,单层厚度一般大于5 m;中、上奥陶统以含泥晶灰岩、生屑灰岩夹层型、互层型为主,单层厚度一般在2~3 m之间。不同的层组形成的组合类型,其岩溶发育特征则有较大的差异。

均匀状石灰岩型:对野外露头剖面调研,在裸露岩溶作用环境条件下,石灰岩连续型岩层由于岩性单一,结构均匀,构造裂隙的切层性强,延伸远,有利于岩溶发育。如陇县龙门洞规模较大的5层洞穴均发育在水泉岭组石灰岩连续性层组和云质灰岩连续性层组中,由于受地壳抬升影响,形成多层结构洞穴系统,上下垂直距离达200 m,每层之间有垂向洞穴连通,最下一层(第5层)为现代地下暗河。

均匀状白云岩型:虽然在裸露岩溶环境条件下白云石的溶蚀能力比方解石弱,但白云岩容易脆裂,

且机械破坏量比灰岩大,所以在白云岩连续型层组中,岩溶发育相对均一,岩溶形态以溶孔、小孔洞和溶隙为主,白云岩主要沿晶间孔隙或晶体接合面渗透溶蚀,由于颗粒之间的镶嵌结构逐渐破坏,沿劈理裂缝形成破碎。许多结晶学家认为镶嵌结构和晶体内劈理裂隙的出现是由于晶格生长不完善所引起的,在 2 个晶体的镶嵌接触面上,晶体的塑性和抗剪强度减小,扩散系数变大,斯麦柯尔把这一性质称为“结构灵敏性”^[4]。该接触面为扩散溶蚀的主要途径,结果使白云石晶体间的联结力减弱,结构变得愈来愈疏松,从而产生整体岩溶化作用。初期以渗透—溶蚀为主,后期以分解—淋滤为主。野外新鲜露头附近主要是白云岩碎块,风化剧烈时逐渐形成白云岩砂,以致白云岩粉砂,经搬运再沉积可形成渗

流砂白云岩。白云岩溶解作用过程在岩体中比较均匀地进行,一般不会导致岩溶分异现象,很难形成大型管道和溶洞,也不易形成悬崖峭壁,而是使整个岩体均匀地溶蚀分解和机械崩解,最后形成缓丘状馒头山。如果在白云岩之上有石灰岩地层覆盖,则会在缓丘状馒头山的山顶上耸立着残丘,形成冠状戴帽山(陕 113 井区即属之)。溶蚀试验结果表明,白云岩的物理破坏量大于灰岩。野外观察也说明,在白云岩整体岩溶化的后期,物理破坏作用大于化学溶解作用。白云岩地区形成的少数溶洞则以形状单一的裂隙状洞穴为特征。

石灰岩与白云岩间互层型:当灰岩与白云岩间互存在,每个岩性段厚度大于 5 m 时,岩溶洞穴一般发育在灰岩层中,白云岩层多构成洞穴的顶底板。

表 1 不同岩石成分溶蚀能力试验结果

岩石名称	层位	化学成分/%				矿物成分/%		孔隙率/%	相对溶解速率 (平均)
		CaO	MgO	CaO/MgO	酸不溶物	方解石	白云石		
泥晶灰岩	O ₂	53.18	0.87	61.12	2.99	93.0	4.0	1.9	1.03
斑状灰岩	O ₂	49.49	4.52	10.94	2.08	77.2	20.7	0.5	1.03
生屑灰岩	O ₂	54.1	0.54	100.2	2.03	95.5	2.5	0.4	1.03
云泥质灰岩	O ₁	50.17	2.36	21.26	5.19	84.1	10.7	/	1.09
灰质云岩	O ₂	36.92	15.12	2.44	3.48	27.4	69.1	4.6	0.82
泥晶云岩	O ₂	3.07	18.18	1.66	5.36	10.1	84.5	7.9	0.80
细晶云岩	O ₁	28.83	19.36	1.48	7.33	4.2	88.5	3.1	0.77
膏溶灰质白云岩	O ₂	34.63	15.41	2.24	6.06	75.0	68.0	/	0.93
泥晶灰质云岩	O ₂	41.00	10.93	3.74	3.09	38.0	60.0	/	0.93

石灰岩与白云岩薄互层型:单层厚 1~2 m 的灰岩与白云岩互层,此时不易形成大的洞穴,灰岩层中形成选择性的顺层溶蚀,白云岩中则以发育溶蚀孔洞为主。

白云岩与膏岩互层型:研究区北部马家沟一段、三段、五段地层中含有硬石膏岩,按产状可分结核状硬石膏岩和层状硬石膏岩。结核状硬石膏岩呈结核状分布于泥粉晶白云岩中,是准同生期石膏在松软沉积物中生长形成的,常与泥粉晶白云岩伴生;层状硬石膏岩呈层状,水平纹理发育,常与云坪白云岩伴生。硬石膏夹层的存在及其膏溶作用对研究区内岩溶发育有很大影响,膏溶特征为边溶蚀边垮塌,横向上延伸范围较广,垂向上可形成较深的垮塌陷落柱,从而加剧岩溶发育程度。

3 古地质及古地貌形态对岩溶发育的控制

古地质及古地貌形态恢复,是古岩溶研究的关

键。在应用“野外填图法”、“印模法”与“残厚法”研究的同时,充分应用地震相追踪及沟槽解释成果,结合古岩溶形态分析,进一步确定了盆地南部古地质特征及古地貌展布格局。

3.1 古地貌形态恢复

以往的研究表明,在稳定地台区应用“印模法”与“残厚法”恢复岩溶古地貌形态是行之有效的(图 4)^[5]。但对盆地南部而言,由于奥陶纪早中期处于被动大陆边缘,形成了 2 套不同的沉积体系,晚期又因加里东运动,整体隆升褶皱。因此根据石炭—二叠纪充填沉积向研究区南部层层超覆的特征,在石炭系—二叠系 8 号煤组之上,又选择了 5 号煤组和相应高伽玛泥岩段作为辅助标志层。通过详细对比,认为上述该标志层在沉积过程中没有明显变形,在成岩过程中压实作用较为均匀,于是累计标志层至风化壳顶部的厚度,也就相当于风化壳的剥蚀深度。以此深度作等值线图即为古剥蚀深度图,也就

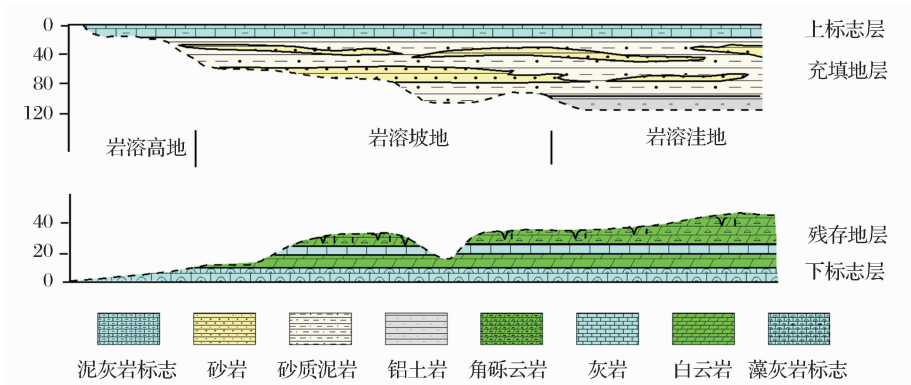


图 4 印模法与残厚法恢复古地貌示意^[5]

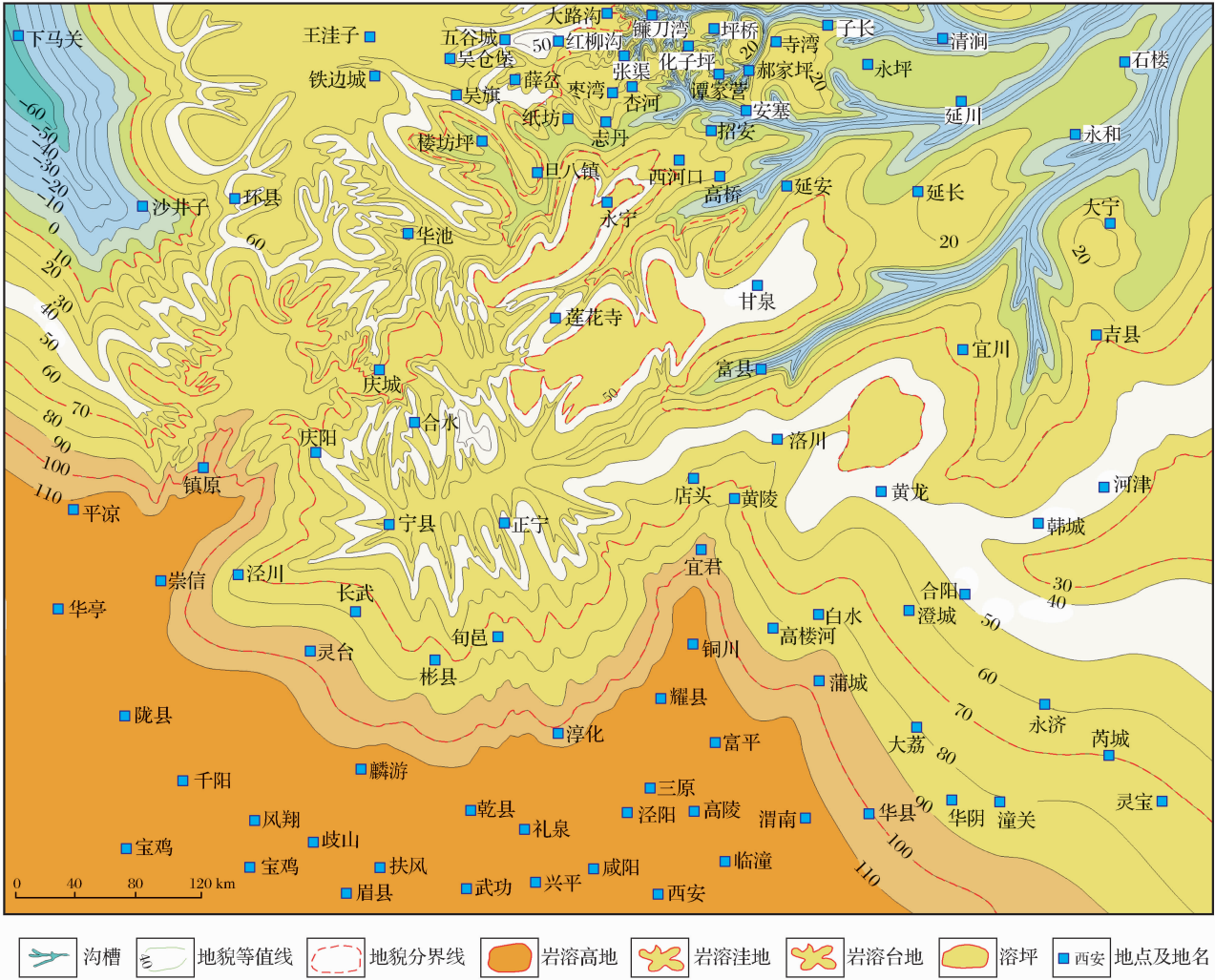


图 5 鄂尔多斯盆地南部奥陶系古地貌特征

相当于古地貌图。以此方法来镜像反映古地貌形态,其主要问题就在于泥质岩因压实而引起的差异。为了计算差异性压实的影响程度,利用了 Rieke 等^[6]编制的最大可能压实百分数与原始厚度关系曲线图,估计因风化壳地形起伏而产生的最大差异压实量为 3.0~5.5 m。也就是说上述标志层在恢复古地貌时的误差一般不超过 5.5 m。值得说明的是

研究区勘探程度低,用仅有的几口探井来恢复古地貌形态是难以进行的。因此在古地貌恢复研究中,充分应用了地震相追踪和地震解释成果:先后解释剖面 698 条,7 070 km,可靠相位充填点段 104 个,较可靠相位充填点段 19 个;可靠相位加宽点段 62 个,较可靠相位加宽点段 8 个。从而补充刻画了岩溶高地供水区侵蚀浅槽的分布(相位充填型是指

Tc2 与 Tc 之间增加一弱相位,其反射来自充填的
石炭系砂泥岩或煤系地层;相位加宽型是指波形特
征为 Tc2 与 Tc 之间波谷明显加宽,有时呈复波状,
这是由于充填的砂泥岩厚度产生的反射旅行时间不
足以达到时间可分辨的范围所致。其中,Tc2 相当
于太原组的 8 号煤层,Tc 相当于奥陶系顶面反射)。
但由于地震测线主要分布在中央古隆起附近,而难
以控制全区古地貌变化的具体特征。因此所恢复的
古地貌图只能反映鄂尔多斯盆地南部古地貌的总体
趋势。从恢复的古地貌图可以看出研究区地貌形态
组合有一定规律,由南向北依次为岩溶高地、岩溶台
地、侵蚀坡地,并在侵蚀坡地广泛发育侵蚀浅槽、侵
蚀坑和溶丘、溶梁等次一级地貌形态(图 5)。从侵
蚀坡地向岩溶台地东西两侧过渡为岩溶阶地、岩溶
盆地和岩溶谷地。其中在岩溶台地与岩溶盆地过渡
带,由地表汇水沟槽和季节河组成的网络,提供了岩
溶水的排泄通道。由此可见,上述不同地貌单元的
形态组合,展示了研究区岩溶古地貌的基本特征。

3.2 风化壳古地质特征

在以往采用野外地质填图的“V”字法则基础
上,根据盆地南部地表剖面和各井点古风化壳出露
层位的综合分析,编制了该区前石炭—二叠纪古地
质图(图 6)。中央古隆起及其以北地区,在以往沿
用的古地质图基础上,根据新钻探井和地震相追踪
成果,进行了补充修正。其中古隆起区蓟县系和寒
武系的出露范围,以目前长庆研究院确定的边界为
准。从图 6 可以看出,古隆起以北地区则依次分布
马四段白云岩和马五段不同层位,并且环绕东部坳
陷呈现出环带状分布,并由中央古隆起向坳陷中心
依次由老变新。而中央古隆起以南地区,基本为中
上奥陶统分布区,中奥陶统平凉组在旬邑—黄龙一
线直接以同沉积断层与中央古隆起区寒武系及北部
马家沟组接触。向东受永济—洛南古隆起影响,至
白水—大荔一带渐变为马家沟组不同层位出露。其
中马六段环绕伸入地台的海槽边缘分布,并向永
济—洛南古隆起依次出露马五段、马四段和马三段。

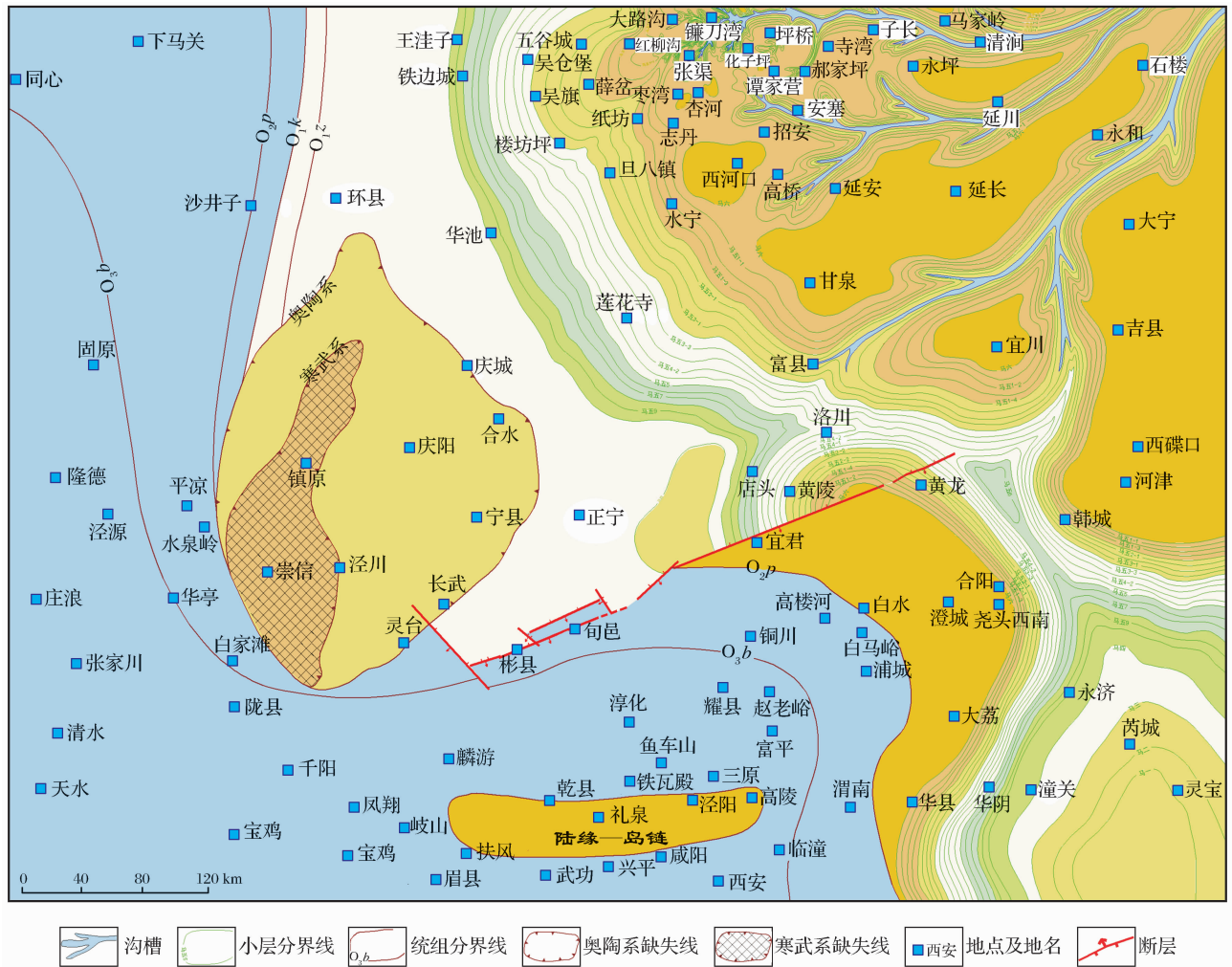


图 6 鄂尔多斯盆地南部奥陶系古地质特征

下马关与东部石楼一带分别形成岩溶水流的汇集排泄区。从而使镇原—宁县—宜君以北的岩溶台地、侵蚀坡地及岩溶阶地等地貌单元分布带,成为风化壳岩溶水迳流的活跃区。地表地下水—岩作用充分,岩溶形态丰富多彩,风化壳发育深度相对较大。是研究区风化壳岩溶发育的有利区。但在研究区南部,因处于岩溶高地供水区,风化壳地表又以中奥陶统深水含泥碳酸盐岩及浊积碎屑岩组合为主,风化壳地表水流下渗有限,岩溶作用微弱,风化壳发育深度相对较浅。

4.3 中深埋藏期压释水溶蚀发育区

压释水溶蚀区的分布主要受压释水、岩溶动力因素和岩溶介质性质及其空间变化的控制。

奥陶系风化壳发育段,在晚表生期经历了强烈的溶蚀改造,从而为中深埋藏压释水岩溶的发育奠定了基础。先期岩溶残留的微孔隙、微裂缝,是压释水通过渗水“天窗”进入岩溶含水层的主要途径。但由于研究区在上古生代沉积期处于中央古隆起和加里东褶皱带,石炭系—二叠系由北向南层层超覆减薄,致使泥质岩产出的压释水量有限,因而进入奥陶系与岩溶水混合后,其有机酸浓度相对较低,溶蚀作用较弱。故而所形成的岩溶空间,在研究区内分布局限。根据盆地南部地表及井下压释水岩溶形迹显示,在莲1井—宜5井及其以北地区的风化壳段,压释水岩溶较为发育。而相反在宁探1井、灵1井及其以南地区,由于风化壳地表岩性组合及渗流条件较差,致使中深埋藏期的压释水岩溶仅在风化壳表层和局部裂缝段发育。但对中奥陶统平凉组沉积区而言,海相烃源岩在成烃期所产生的有机酸与压释水,对滑塌角砾岩的溶蚀作用形迹,已在地表剖面和井下见到。但其分布规模及有利区,还需进一步开展研究。

4.4 深埋藏期热液溶蚀发育区

研究区深埋藏期热液溶蚀发育的控制因素,主要是深部热源与热液运移循环的途径。从富晶间孔的中细晶白云岩中测定的 Fe^{2+} 元素含量大都在 $1\ 190 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$ 以上,高过一般泥晶白云岩 ($500 \times 10^{-6} \mu\text{m}^2$) 的2倍以上,指示了研究区普遍存在热液白云化与热液溶蚀作用。根据已识别出热液溶蚀的探井分析,研究区热液溶蚀发育的热源,不是来自西部龙门—铜城岩浆岩活动区的附近,就是位于基底古断裂之上。可见这些基底古断裂与岩浆岩活动区附近上升的部分热液与深循环热流体,致使溶蚀作用伴随埋藏白云化而发育。但由于不同热源区的热

流体运移循环通道和途径不同,发育的层段也有差异。从统计的中细晶白云岩资料显示,研究区西南部主要集中在马六段,而东北部则集中在马二段、马四段。其中西南部岐山剖面马六段白云岩厚度达500余米,淳2井、永参1井马六段白云岩厚度达200 m以上,旬探1井、耀参1井与东部绕山剖面马六段白云岩厚度也在150 m以上。北部莲6井马四段白云岩厚度在200 m以上;东北部马四段、马二段中细晶白云岩在莲1井、富探1井、洛1井、宜5井和宜探1井一带晶间孔、晶间溶孔均较发育。其中莲6井的马四段、淳2井、旬探1井、永参1井区的马六段与宜5井、宜2井区的马四段、马二段溶蚀孔洞较集中,物性相对较好,是热液溶蚀的有利分布区。

5 结论

(1)鄂尔多斯盆地南部奥陶系古岩溶的发育主要受古构造背景、岩性特征、古地质和古地貌形态等多种因素的控制。

(2)奥陶系的古地貌形态由南向北依次为岩溶高地、岩溶台地、侵蚀坡地,并在侵蚀坡地广泛发育侵蚀浅槽、侵蚀坑和溶丘、溶梁等次一级地貌形态。

(3)岩溶储层的演化经历了同沉积期、裸露风化壳期、中深埋藏期和深埋藏期4个阶段,中深埋藏期的压释水溶蚀、深埋藏期的热液溶蚀是早期岩溶作用的进一步改造,对孔洞型储层的发育具有定型的作用。

参考文献:

- [1] Jia Zhenyuan, Cai Zhongxian, Xiao Yuru. Weathering crust is an important carbonate reservoir layer (body) type [J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 1995, 20 (3): 283-289. [贾振远, 蔡忠贤, 肖玉茹. 古风化壳是碳酸盐岩一个重要的储集层(体)类型[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1995, 20(3): 283-289.]
- [2] Li Qinglin, Li Wenshan, Zhang Xiaopu, et al. Some characteristics of terrestrial heat distribution in Ordos and its surrounding [J]. Journal of Northwest Seismology, 1996, (2): 202-206. [李清林, 栗文山, 张晓普, 等. 鄂尔多斯及其周缘地热分布的某些特征[J]. 西北地震学报, 1996, (2): 202-206.]
- [3] Ren Zhanli. History of thermal evolution and its relationship with oil and gas in Ordos basin [J]. Acta Petroli Sinica, 1995, 17(1): 17-24. [任战利. 鄂尔多斯盆地热演化史与油气关系的研究[J]. 石油学报, 1995, 17(1): 17-24.]
- [5] Bai Wenhua, Lv Ximin, Li Xiaojun, et al. Karstification model and fine characterization of paleotopography of paleo-karst basin: A case study of Ordovician weathering crust in eastern Ordos basin [J]. Modern Geology, 2002, 16(3): 292-298. [拜

文华,吕锡敏,李小军,等. 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[J]. 现代地质,2002,16(3):292-298.]

[6] Rieke H H,Chilingarina G V. Compaction of Argillaceous Sediments[M]. Translated by Xu Huaida. Beijing:Geological Publishing House,1984. [Rieke H H,Chilingarina G V. 泥质沉积物的压实[M]. 徐怀大,译. 北京:地质出版社,1984.]

[7] Li Zhenhong,Zheng Congbin. Impact of paleokarst evolution on oil and gas reservoir space:A case study of the Ordovician in Ordos basin[J]. Natural Gas Geoscience,2004,15(3):247-252. [李振宏,郑聪斌. 古岩溶演化对油气储集空间的影响——以鄂尔多斯盆地奥陶系为例[J]. 天然气地球科学,2004,15(3):247-252.]

[8] Xia Riyuan, Tang Jiansheng, Guan Bizhu, *et al.* Paleokarst landforms and law of natural gas accumulation in Ordovician of Ordos basin[J]. Oil and Gas Geology, 1999, 20(2): 133-136. [夏日元,唐建生,关壁珠,等. 鄂尔多斯盆地奥陶系古岩溶地貌及天然气富集规律[J]. 石油与天然气地质,1999,20(2):133-136.]

[9] Zheng Congbin, Ji Xiaolin, Jia Shuyuan. Features of paleo-karst development in Ordovician weathering crust of central Ordos basin[J]. China Karst,1995,14(3):280-288. [郑聪斌,冀小林,贾疏源. 陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳古岩溶发育特征[J]. 中国岩溶,1995,14(3):280-288.]

[10] Zheng Congbin, Wang Feiyan, Jia Shuyuan. Karst rock and karst facies mode of Ordovician weathering crust of central Ordos basin[J]. China Karst,1997,16(4):351-361. [郑聪斌,王飞雁,贾疏源. 陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳岩溶岩及岩溶相模式[J]. 中国岩溶,1997,16(4):351-361.]

[11] Wang Xin,Li Zhenhong,Zheng Congbin. Ordovician reservoir evolution and hydrocarbon migration and accumulation in Ordos basin[J]. Natural Gas Geoscience,2006,17(1):114-118. [王欣,李振宏,郑聪斌. 鄂尔多斯盆地奥陶系储层演化与油气运聚[J]. 天然气地球科学,2006,17(1):114-118.]

[12] Zhang Guisong,Zheng Congbin. Pressure-released water karst and gas migration and accumulation[J]. China Karst,2000,19(3):199-205. [章贵松,郑聪斌. 压释水岩溶与天然气的运聚成藏[J]. 中国岩溶,2000,19(3):199-205.]

Controlling Factor and Distribution of Paleo-karst Development
in Ordovician of Southern Ordos Basin

YAO Jing-li¹, WANG Lan-ping², ZHANG Qing¹, LI Ze-min³, ZHANG Jia-lin¹

- (1. *Exploration and Development Research Institute of PetroChina Changqing Oilfield Company, Xi'an 710021, China;*
2. *Research Center for Engineering and Technology Development of PetroChina Changqing Oilfield Company, Xi'an 710021, China;*
3. *Xi'an Diyan Petroleum Technology Development Co. Ltd., Xi'an 710054, China)*

Abstract: The Ordovician carbonate suffers from multi-stage and multi-type paleo-karst in south of Ordos basin. The development of paleo-karst is controlled by ancient tectonic setting, lithologic association characteristics, and especially ancient geology and landform. On the basis of field mapping method, impression method, residual thickness method, and according to the result of seismic facies trace and seismic interpretation, the paper depicts ancient geology and ancient landform in detail in south of Ordos basin. From south to north, ancient landform is divided into karst highland, karst platform and eroded slope. The eroded slope is furthermore divided into the erosion shallow grooves, erosion pits, karst hills and karst beams. Due to the different paleo-karst background and paleohydrologic conditions, the distribution of favorable areas is obviously different.

Key words: Ordos basin; Ordovician; Ancient karst; Palaeogeology; Ancient landform; Karst development.