

引用格式:曾旭,林潼,周飞,等.柴达木盆地一里坪地区新近系沉积环境及碳酸盐岩碳氧同位素特征[J].天然气地球科学,2021,32(1):73-85.

ZENG Xu, LIN Tong, ZHOU Fei, et al. Carbon and oxygen isotope characteristics of carbonate and Neogene depositional environment in the Yiliping area of Qaidam Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(1): 73-85.

DOI: 10.11764/j.issn.1672-1926.2020.09.005

柴达木盆地一里坪地区新近系沉积环境 及碳酸盐岩碳氧同位素特征

曾旭¹, 林潼¹, 周飞², 李洁³, 张懿², 沈晓双², 房永生⁴, 王科²

(1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083;

2. 中国石油青海油田分公司勘探开发研究院, 甘肃 敦煌 736202;

3. 中国石油长庆油田分公司第一采油厂, 陕西 延安 716000;

4. 中国石油青海油田分公司, 甘肃 敦煌 736202)

摘要:柴达木盆地一里坪地区新近系是一个潜在的油气勘探领域,前人研究表明上油砂山组及上干柴沟组内部分层段发育有优质的烃源岩层段。为明确其沉积时期古湖泊的环境特征与优质烃源岩层段发育的控制因素,选取了研究区2口取心井:里3井的上油砂山组和博1井的下干柴沟组开展了有机地球化学、碳氧同位素分析等测试工作。分析结果表明:一里坪凹陷里3井上油砂山组沉积碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 -6.4‰ ~ -1.7‰ 之间,平均值为 -3.2‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 -11.8‰ ~ -6.4‰ 之间,平均值为 -9.2‰ ;茫崖凹陷博1井,上干柴沟组沉积碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 -2.1‰ ~ -1.5‰ 之间,平均值为 -1.84‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 -12.4‰ ~ -4.9‰ 之间,平均值为 -9.66‰ 。通过碳氧同位素、岩性及周缘大地构造背景综合判别表明:一里坪地区整体为处于半开放—开放、微咸水湖泊环境,湖平面震荡频繁,平均气温相对较低,气候变化频率较快。通过沉积环境与烃源岩分布关系研究,研究区相对优质烃源岩主要发育于咸化环境内,与柴西烃源岩发育特征一致;同时,湖水平静期、气候相对温暖湿润时期也发育较好的烃源岩。一里坪地区咸化中心是下一步天然气勘探的重要方向。

关键词:一里坪地区;碳氧同位素;古沉积环境;烃源岩

中图分类号:TE121.3

文献标志码:A

文章编号:1672-1926(2021)01-0073-13

0 引言

柴达木盆地油气资源丰富,盆地西部坳陷发育我国中西部盆地独有的一套新生界咸化湖盆烃源岩^[1],油气资源量达 $30.6 \times 10^8 \text{ t}$,目前已探明资源量 $10.9 \times 10^8 \text{ t}$ ^[2]。一里坪地区位于盆地中部,是另一个潜在的新生界含油气系统,勘探面积广阔,构造圈闭众多,油气勘探却一直未突破。前人研究表明,盆地新生代发育两大湖盆沉积体系:柴西地区的古近系湖盆和一里坪地区的新近系湖盆。研究区新

近系湖泊相广泛发育,烃源岩以中等—差烃源岩为主^[3],与柴西地区古近系烃源岩相距甚远,但是局部发育成熟度为 0.8% ~ 1.3% 的中等—优质烃源岩层段^[4],具有一定的油气勘探潜力。那么,优质烃源岩层段究竟发育于何种湖盆环境?优质烃源岩层段分布的控制因素是什么?是该区下一步油气勘探面临的关键问题。碳氧同位素用于古湖泊沉积环境的分析起源于20世纪50年代^[5],湖相自生碳酸盐岩中的碳氧同位素保留了大量的古气候及古温度的信息,对于了解湖盆的沉积演化具有重要意义。

收稿日期:2020-05-29;修回日期:2020-06-23;网络首发时间:2020-12-31.

基金项目:中国石油天然气股份有限公司科技重大专项“大中型天然气田(区)勘探关键技术及目标评价”(编号:2019B-0603)资助.

作者简介:曾旭(1987-),男,甘肃酒泉人,工程师,博士,主要从事天然气地质研究.E-mail:zx69@petrochina.com.cn.

义^[6-8],曲长胜等^[9]、刘庆等^[10]均应用该方法,通过连续系统的取样,确定了湖盆内优质烃源岩的发育特征。陈能贵等^[11]、王艳清等^[12]在研究区内的一里坪、茫崖等凹陷也开展了碳氧同位素及微量元素的分析,明确了该区的沉积环境及气候特征,结合成藏条件,认为古近系、中新统为生烃中心,勘探潜力较大,但是主要聚焦于大尺度区域的宏观分析,碳氧同位素取样点分散,特别是垂向上的取样密度稀,难以深入地探讨优质烃源岩层段的沉积背景。本文通过一里坪地区的2口探井观察和在高密度、连续取样测试基础上,结合地球化学分析、沉积学分析方法,开展了盆地腹部地区新近系古环境分析工作,为正确认识该区的烃源岩发育特征,明确下一步油气勘探方向提供依据。

1 地质背景

一里坪地区位于柴达木盆地腹部,勘探面积为7 300 km²。从构造分区上看,一里坪地区主要包括一里坪凹陷、大风山凸起、茫崖凹陷等多个二级构造带(图1)。东起阿尔金山前碱山构造,北部以赛昆断陷为界,向南紧邻昆北断陷,西部为茫崖凹陷。一里坪凹陷中心是整个盆地沉积最厚区,其沉积厚度可达18 000 m,其中新近系厚度普遍沉积都在7 000 m以上,与盆缘相比,其沉积厚度较大,岩性普遍偏细。钻井及野外露头揭示,新生界自上而下沉积第四系七个泉组(Q),新近系狮子沟组(N₂³),上油砂山组(N₂²)、下油砂山组(N₂¹)、上干柴沟组

(N₁),古近系下干柴沟组(E₃)及路乐河组(E₁₊₂)。其中新近系在研究区内沉积厚度为0~6 000 m,岩性以混积岩、灰色泥岩、粉砂质泥岩等细粒沉积为主,前人^[3,13-14]研究认为这一时期柴达木腹部主要发育湖泊相沉积,且自下至上沉积中心有自西向东迁移的规律,N₁沉积时期半深湖相发育在大风山以西地区,N₂¹和N₂²沉积时期一里坪凹陷发育半深湖相,至N₂³沉积时期半深湖相发育在三湖坳陷^[12]。通过前人所做的该区钻井岩心地球化学分析,研究区N₂³层段有机碳相对较高为0.89%,但是普遍未熟;N₁层段的有机碳平均仅为0.26%,有机碳小于0.4%的占到70%~80%,TOC最大值为博1井的N₁层段,最高可达1.06%,氯仿沥青“A”值为0.673。N₂¹层段TOC平均含量仅为0.37%,存在一个生烃中心,位于碱石山地区,TOC含量大于0.6%,暗色泥岩厚度在900 m以上。N₂²层段的TOC平均含量仅为0.38%,生烃中心则向北扩展至红三旱地区,TOC含量整体在0.5%~0.6%之间,暗色泥岩厚度在800 m以上^[3,15]。可见一里坪地区新近系烃源岩有机地球化学的特点是整体偏低,有机碳含量大多在0.3%~0.5%之间^[3],有机质类型以Ⅲ型和Ⅱ₂型为主^[4],但是部分层段发育优质烃源岩,是下一步重要的勘探方向。该区钻探最深的探井早2井(井深为6 018 m)在钻井时见20 L的轻质原油^[16],揭示了该区具有较大的油气勘探潜力,多数学者认为,该区油气主要以近距离运移的就近成藏为主,烃源岩中心决定了有力勘探区带的分布。

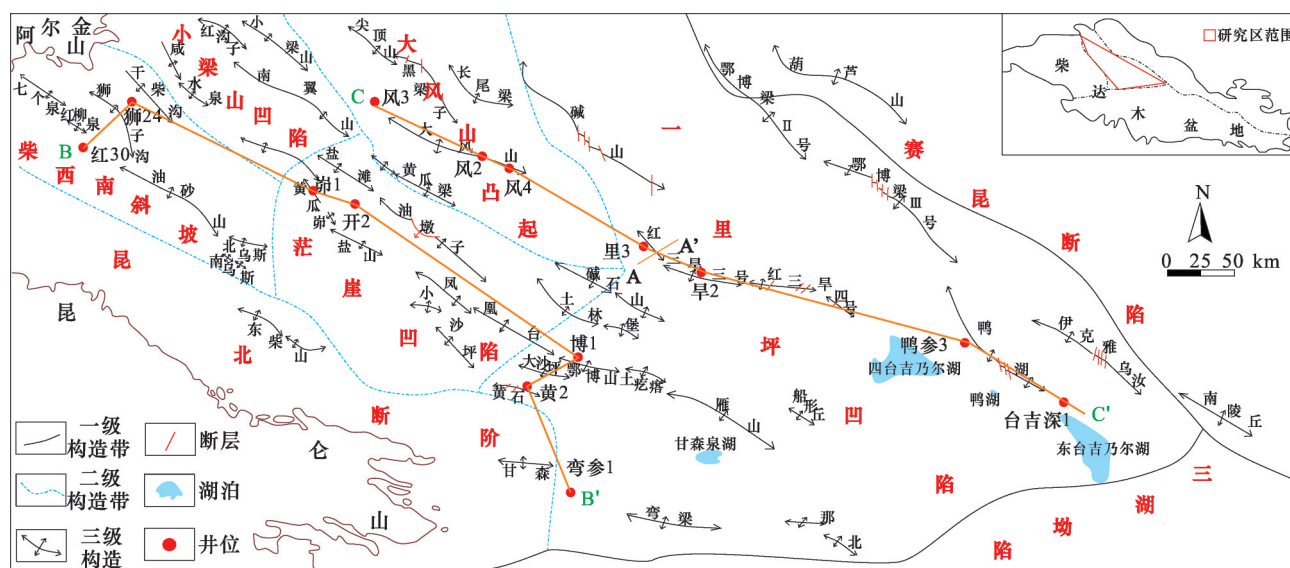


图1 研究区大地构造构造背景(据文献[15]修改)

Fig.1 Tectonic setting of the study area (revised according to Ref.[15])

2 样品采集及测试分析

为了能够探索该区广泛发育的湖泊沉积环境与烃源岩发育关系,本文研究选取发育在一里坪地区 N_1 和 N_2^2 生烃中心的 2 口探井的相应层段进行岩石地球化学、碳酸盐岩碳氧同位素分析,分别是里 3 井的 N_2^2 层段 2 441~2 447 m 及博 1 井 N_1 层段 3 954~3 967 m,井位位置见图 1。

博 1 井取心段岩性主要以混积岩为主,下段主要为灰色、深灰色灰质粉砂岩、含灰泥质粉砂岩、含灰砂质泥岩和少量的含灰泥岩。上段岩性逐渐变细,为灰色—深灰色灰质粉砂岩、含灰粉砂质泥岩,深灰色含灰砂质泥岩和含灰泥质粉砂岩。依据岩性、测井特征将岩心划分为 2 期沉积旋回,沉积旋回底部为深灰色、灰色灰质粉砂岩,向上渐变为含灰泥质粉砂岩、含灰砂质泥岩和含灰泥岩(图 2)。镜下照片分析,方解石约占总矿物的 20%,主要是泥微晶方解石,少部分白云石化作用,研究区重要的碳酸盐胶结物;其次为粉砂级石英与少量长石颗粒,黄铁矿等不透明矿物微量,见 0.04 mm 宽的微裂缝数条,被泥质全充填(图 3)。

里 3 井取心段岩性主要为灰色灰质粉砂岩、含灰砂质泥岩、含灰泥岩和泥晶灰岩(图 3)。依据岩性、测井特征将岩心划分为 2 期沉积旋回,每期沉积

旋回底部为灰色灰质粉砂岩和泥晶灰岩,向上渐变为灰色含灰砂质泥岩和含灰泥岩,岩性分布相对稳定(图 4)。岩心观察中,垂向上碎屑颗粒大小呈现由粗变细又变粗的规律,表明湖水水位变化相当频繁。里 3 井碳酸盐矿物主要为方解石,镜下观察结果表明粉砂结构,孔隙类型见粒间孔和粒间溶孔,孔隙及裂缝的填隙物由方解石组成。

2 口井均有完整的取心记录,收获率分别为 100% 及 99%。碳氧同位素的样品主要选取岩心中的原生碳酸盐矿物,以方解石为主,烃源岩样品主要选取暗色细粒沉积物。古代碳酸盐岩非常容易受到后期成藏作用的改造,样品是否发生过蚀变、裂缝作用,所得出的数据直接影响了对沉积环境的判断。在钻井岩心取样时避开了裂缝、溶孔等发育次生方解石的部位。取样密度达到了 1 样/m,同时必须要兼顾岩性的变化,适当对密度进行调整,选取岩性突变段,结果方可系统反映沉积环境的变化。博 1 井和里 3 井 2 口井的取样个数分别为 7 个和 10 个,具体采样点见图 3 和图 4。对这 17 件样品开展了有机地球化学分析、碳氧同位素等分析测试实验。17 件碳酸盐岩样品,研磨至 160 目,放置于烘箱 105 ℃ 烘烤 1.5 h,去除吸附水,采用磷酸法对样品粉末的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 进行测定。将 0.1 mg 烘干样品放入样品管中并密封。用高纯氮气将样品管中的空气排出。

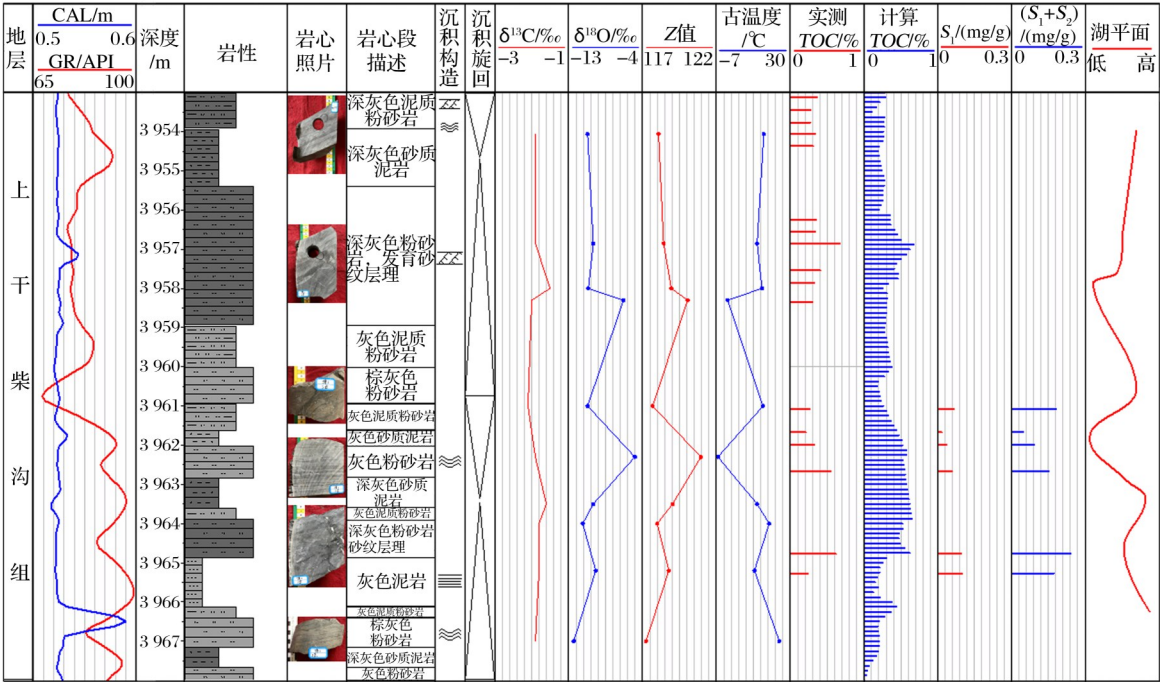


图2 博1井 N_1 井段综合柱状图
Fig.2 N_1 histogram of the Well Bo 1

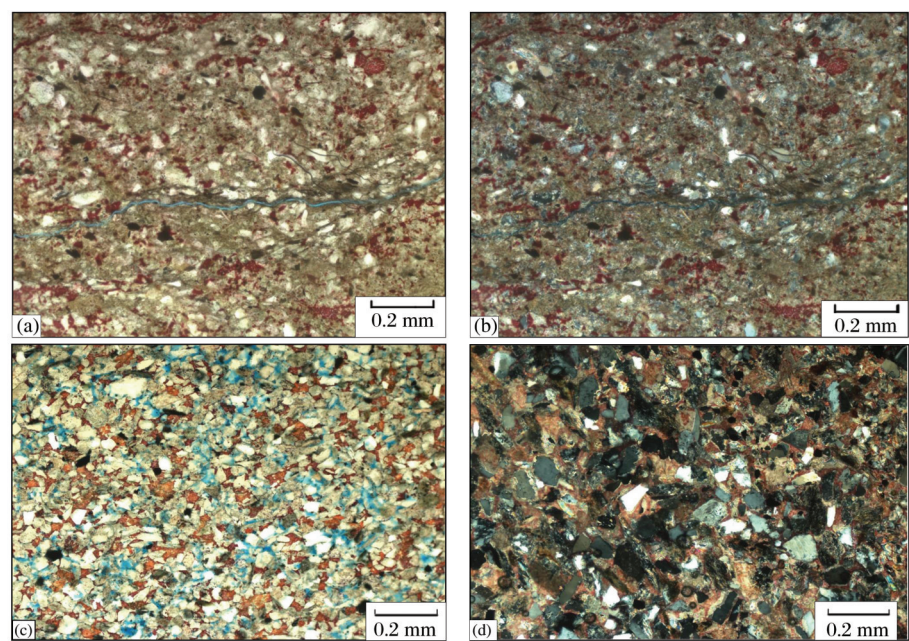


图3 博1井、里3井取样段混积岩镜下薄片

Fig.3 Photo of image body of the Wells Li 3 and Bo 1

(a)博1井,3 874.2 m,(－),×100,铸体,含灰粉砂质泥岩;(b)博1井,3 874.2 m,(＋),×100,铸体,含灰粉砂质泥岩;
(c)里3井,2 440.17 m,(－),×100,铸体,灰质粉砂岩;(d)里3井,2 444.95 m,(＋),×100,含灰细砂岩

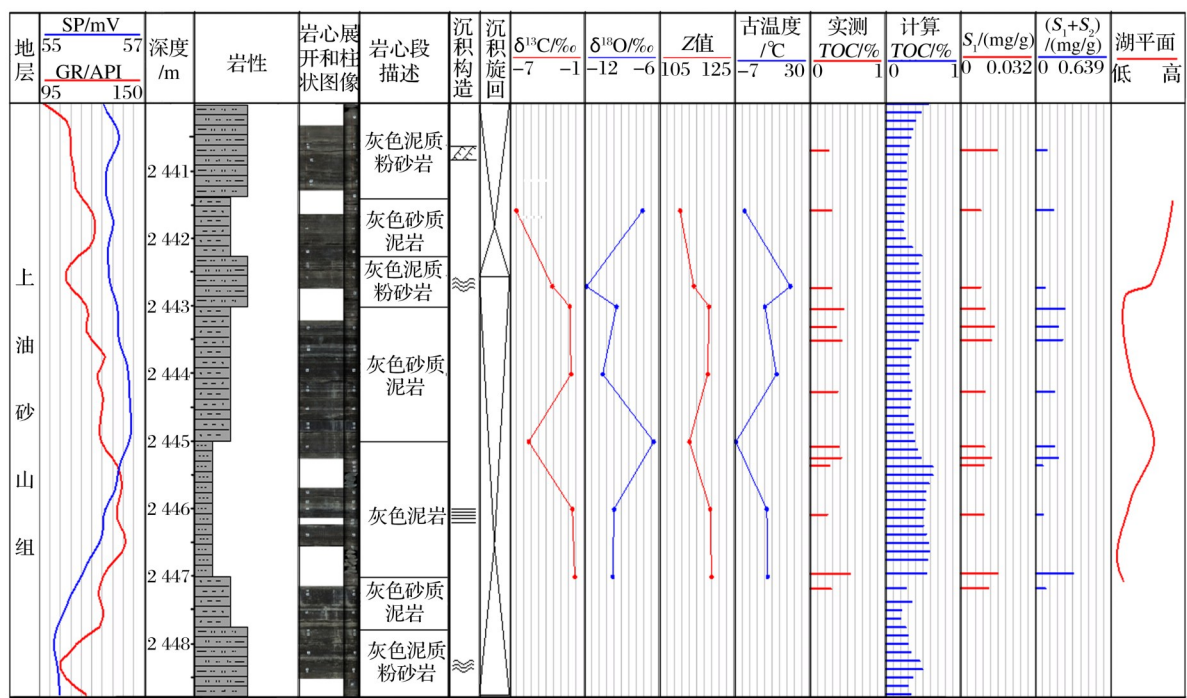


图4 里3井N₂²井段综合柱状图

Fig.4 N₂² histogram of the Well Li 3

用酸泵酸针向样品管中加稍微过量的100%磷酸。随即反应生成CO₂气体,用氦气将CO₂气体带入MAT253质谱仪测试C、O同位素组成。测量结果以PDB为标准,测试误差均小于±0.2‰。以上

样品均在北京核工业地质研究院完成。有机地球化学分析包括总有机碳测定、热解等实验,测试流程及检测依据GB/T 19145—2003,总有机碳含量测试及热解分析在中国石油勘探开发研究院天然

气地质与开发重点实验室完成。

3 实验结果分析

3.1 同位素分析

通过实验分析,博1井上干柴沟组碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-2.1\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ 之间,平均值为 -1.84‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-12.4\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$ 之间,平均值为 -9.66‰ (表1)。

里3井上油砂山组碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-6.4\text{‰} \sim -1.7\text{‰}$ 之间,平均值为 -3.2‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-11.8\text{‰} \sim -6.4\text{‰}$ 之间,平均值为 -9.2‰ (表1)。

表1 里3井和博1井同位素实验结果

Table 1 Isotopic test results of Wells Li 3 and Bo 1

井号	样品 层系	深度/m	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	Z值	古温 度/ $^{\circ}\text{C}$
博1	N ₁	3 954.06	-1.9	-10.7	118.1	16.9
	N ₁	3 956.85	-1.9	-10	118.4	13.5
	N ₁	3 958	-1.5	-10.6	118.9	16
	N ₁	3 958.3	-2	-6.3	120.1	-1.4
	N ₁	3 961	-2.1	-10.7	117.7	16.5
	N ₁	3 962.3	-1.9	-4.9	121.0	-6.3
	N ₁	3 963.5	-1.6	-10	119.0	13.5
	N ₁	3 964	-1.8	-11.3	118.8	19.6
	N ₁	3 965.2	-1.8	-9.7	118.8	12.2
	N ₁	3 967	-1.9	-12.4	117.2	24.7
里3	N ₂ ²	2 441.58	-6.4	-7.3	110.6	2.3
	N ₂ ²	2 442.7	-3.5	-11.8	114.3	21.9
	N ₂ ²	2 443	-2.1	-9.4	118.3	11
	N ₂ ²	2 444	-2	-10.5	118.0	16
	N ₂ ²	2 445	-5.4	-6.4	113.1	-1.4
	N ₂ ²	2 446	-1.9	-9.6	118.6	11.8
	N ₂ ²	2 447	-1.7	-9.7	119.0	12.2

氧同位素值对成岩作用十分敏感,当样品氧同位素数值小于 -12‰ 时被认为样品受后期成岩作用的影响较大,不能反映沉积时的环境^[9]。测试结果表明,除博1井1个样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -12.4‰ 外,其他样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均大于 -12‰ 。说明测试结果受成岩作用的影响较小,样品可信。

碳氧同位素对湖盆沉积时期的水体、气候、有机质富集程度比较敏感,所以可以运用于分析烃源岩发育的古湖泊环境中。在自然界中,生物圈和碳酸盐岩是碳稳定同位素两大储库,主要以还原碳为主, $\delta^{13}\text{C}$ 均值分别为 -25‰ 和 $0^{[16]}$,碳酸盐岩主要集中在相对高值的碳同位素。湖泊沉积的碳酸盐矿物

中 $\delta^{13}\text{C}$ 主要受以下几个主要因素控制:①外来水体:湖泊水体供给主要为大气降水、陆源河流及地下水,自然界中水体溶解碳同位素约为 -10‰ ,大量淡水注入时,湖泊沉积的碳酸盐矿物碳同位素值会发生改变,介于 $-6\text{‰} \sim -12\text{‰}$ 之间。注入量减少,湖水中的溶解碳 $\delta^{13}\text{C}$ 将会升高。同时水体流动也会带来陆源生物。不同的有机质来源使湖泊沉积物中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大,波动范围为 $-7\text{‰} \sim -38\text{‰}^{[17-19]}$;②湖水与外界的碳交换:水生生物在发生光合作用时,优先与较轻的 $\delta^{12}\text{C}$ 反应, ^{13}C 就会在水体中富集,造成了同位素之间的分馏;③气候影响因素:气温升高造成蒸发作用,富含 $\delta^{12}\text{C}$ 的 CO_2 易从湖水中散失,造成湖水 ^{13}C 含量增加,封闭型湖盆中 ^{13}C 含量易受此因素影响^[20]。里3井的碳同位素变化较为频繁,出现多个偏正或偏负,沉积相分析这与该井处于凹陷的沉积中心有关,大量的外来水及有机质的汇入,使得 $\delta^{13}\text{C}$ 异常敏感。

碳酸盐岩氧同位素的变化主要受以下几个因素控制:①外来水体:总体上,当大量的外来水体注入时,湖泊的碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变低;②生物活动:有机质分解、水生生物呼吸作用、光合作用、硫酸盐还原反应都会导致氧同位素的动力分馏。生物均会优先于较低的 $\delta^{16}\text{O}$ 值,导致同位素的动力学分馏,植物体中富集 ^{18}O ,释放的氧气富含 ^{16}O ;③气候环境:湖水每降低温度 1°C ,碳酸盐矿物中 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 0.4‰ 。强烈蒸发作用下,较轻的 $\delta^{16}\text{O}$ 优先从湖水表面逸出。

3.1.1 古盐度

湖相自生碳酸盐岩的碳氧同位素已成为研究古沉积环境变化的重要指标,广泛应用于古湖泊的温度、盐度和气候的恢复^[21]。KELTH等^[22]提出利用碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 区分侏罗世及时代更新的咸水碳酸盐岩和淡水碳酸盐岩的公式:

$$Z=2.048 \times (\delta^{13}\text{C}+50)+0.498 \times (\delta^{18}\text{O}+50)$$

式中: $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 均以PDB为标准, ‰ 。Z值大于120时,为咸水碳酸盐岩;Z值小于120时,为淡水碳酸盐岩。

通过对研究区新生代沉积物自生碳酸盐岩氧碳同位素计算Z值可以得出(表1),博1井上干柴沟组取心段Z值范围在117.2~121之间,平均值为118.7,总体上处于淡水沉积,3 962.4 m井段处于半咸水沉积。里3井上油砂山组取心段Z值范围在110.6~119之间,平均值为116。

里3井整体为微咸水环境,2 442 m与2 445 m处, Z 值偏低,为淡水环境,上述两处的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均已经低于 -5‰ ,表明外部带来了大量富含 ^{12}C 的有机质(湖泊中溶解碳主要来源于有机质氧化解体产生的碳,水体中溶解碳最大可能降低到 -25‰),盐度发生了改变。

3.1.2 湖泊的封闭与开放性

利用 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 进行投影常用来鉴别湖泊的开放性或者封闭性。图5中,以 $\delta^{13}\text{C}$ 为纵坐标、 $\delta^{18}\text{O}$ 为横坐标的坐标系中,国内外典型的封闭型咸水、半咸水湖泊中, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值更接近0或者为正值,其投点大多落在第1、第2象限。但在沉积过程中,岩石中的矿物会发生一系列的化学反应,例如:生烃、生物降解等,都会造成同位素的变化,例如江陵凹陷沙市井组虽然落在第三象限,但是却为一个封闭的咸水湖盆^[23]。里3井和博1井的碳酸盐岩碳氧稳定同位素都投在第三象限,但分析其湖泊的开放封闭性,还需要更多的指标。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 之间的相关关系也可用来判断湖盆封闭性,相关系数大,封闭性强,处于强蒸发的沉积环境。里3井 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性一般,相关系数为0.47,仅从相关性上看,表明该时期为开放的湖盆环境,但实际上,2 443~2 444 m井段, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性较好,该时期湖泊盐度达到了该井段的高值,岩性更细,碳酸

盐含量偏高,里3井的2个点也落在江陵凹陷沙市井组内,说明一里坪地区的沉积演化较为复杂多变,结合古盐度分析,其可能是一个半封闭的盐湖。博1井处于昆仑山前, N_1 沉积时期,昆仑山整体强裂隆升^[13],大量外来水源汇入,茫崖凹陷与柴西均处于湖泛期,相互连通,所以 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性极低,相关系数为0.045,指示其沉积环境为开放的湖盆环境(图5)。

3.1.3 古湖水面

里3井整体为一个半封闭的湖盆,整体的湖平面较为震荡。在封闭式湖盆, $\delta^{18}\text{O}$ 对湖水水位的变化敏感。在该井的2 446~2 447 m井段, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性比较差, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 -1‰ ~ -2‰ 之间,指示此时湖平面较高,外部注入了大量的咸水,同时携带了众多有机质,使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值较大,同时烃源岩TOC也较高;2 445~2 446 m层段相比早期, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显变小, $\delta^{18}\text{O}$ 值变大,来自外部的淡水明显增多,湖平面升高,整体气候偏湿润,蒸发量变低,湖盆变为淡水环境,湖平面明显增高。2 443~2 444 m,此时湖盆封闭性较好, $\delta^{18}\text{O}$ 值大于 -8‰ ,与现代封闭型咸水、半咸水湖泊美国犹他大盐湖(Great Salt Lake)、非洲Turkala盐湖(Turkala)等原生碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值相近^[27]。2 441.5~2 442.8 m井段,晚期湖盆 $\delta^{13}\text{C}$ 值较小,淡水湖泊的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于

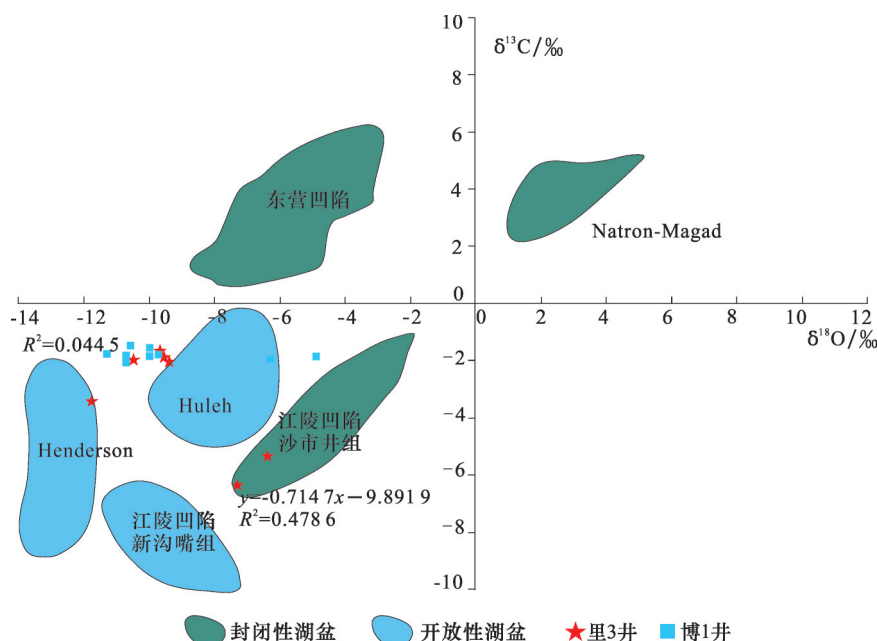


图5 不同地层单元湖相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值在开放型和封闭型湖泊中原生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分布区的投影 (据文献[23-26])

Fig.5 Plot of average $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of lacustrine carbonate rocks in different stratigraphic units in comparison with $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ domains of primary lacustrine carbonates in open and closed lakes (according to the Refs.[23-26])

-12‰~-5‰之间,说明此时,淡水注入较为充足,湖平面较高。

博1井, $\delta^{13}\text{C}$ 值处于-1‰~-3‰之间,整体偏大,主要原因是该井处在昆仑山前的茫崖凹陷,构造运动相对活跃,外部水源多,光合作用强,造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值一直处于高值,那么该井湖平面的变化则主要受控于蒸发量的高低, $\delta^{18}\text{O}$ 值的突然增高,说明湖盆的水体停留时间较长,蒸发作用强烈,湖平面降低。湖平面快速的升降变化,与湖盆的盐度与岩性组合形成了较好的对应关系。3 954.06~3 958.3 m井段, Z 值逐渐降低,盐度下降,表明盆地处于开放的湖盆环境,淡水注入增多,蒸发作用不强,导致湖平面升高。对应的岩性由深灰色粉砂岩演变为深灰色砂质泥岩,沉积构造由水动力较强的爬升砂纹层理变为水动力较低的水平层理。

3.1.4 古温度

$\delta^{18}\text{O}$ 与水体温度关系最为密切,在盐度较为稳定的条件下, $\delta^{18}\text{O}$ 随温度升高而降低^[28]。FRIEDMAN等^[29]指出自生碳酸盐中的 $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_c$, V-SMOW)是湖水中 $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_p$, V-SMOW)的函数并总结出计算古温度(T, K)的公式:

$$\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_p = 2.78(10^6 T^{-2}) - 2.89$$

里3井的古温度介于-1.4~21.9℃之间,平均值为10.5℃。

本文得出博1井上干柴沟组取心段古温度介于-6.3~24.7℃之间,平均值为12.5℃。 Z 值较大的2个样品对应着2次异常寒冷的气候,可能对应着周缘造山带的快速抬升。

3.2 有机地球化学结果分析

博1井14个烃源岩样品中,有机碳最高达到了0.7%,最低为0.1%,平均值为0.36%,其中70%分布于有机碳含量介于0.4%~0.7%的区间;生烃潜量跨度较大,分布于0.242 1~0.055 2 t/m³之间。参考咸化湖盆烃源岩评价标准,有效烃源岩的TOC下限为0.3%。整体评价为差烃源岩,部分层段为中等烃源岩。

里3井17个烃源岩样品中,有机碳最高为0.84%,最低为0.23%,平均值为0.47%,其中30%分布于有机碳含量介于0.5%~0.8%的区间;生烃潜量跨度较大,分布于0.006~0.3 t/m³之间。参考咸化湖盆烃源岩评价标准,整体评价为差烃源岩,部分层段为中等—好烃源岩。

由于实测样品数量较少,为了更好地研究烃源

岩的控制因素,需要通过测井曲线,对全井段TOC进行计算。测井信息可以通过各种参数,间接地反映出地层岩性以及流体特征等,并被广泛地运用到储层评价中,同时测井数据具有的一个显著特点是连续性好,因此可以全面地开展地层评价,使得烃源岩在纵向上能够得到连续性的分析。

MEYER等^[30]提出了应用电阻率、密度和声波时差几种测井曲线的组合方法识别烃源岩并计算有机碳含量。直接利用自然伽马(GR)、声波时差(AC)、补偿密度(DEN)以及地层电阻率(RT)几条关键曲线的多元回归实现对有机碳含量的模拟预测。

文章主要应用声波、密度、电阻率及深侧向4条曲线进行多元回归拟合,这样在一定程度上可以提高回归结果的准确度。拟合公式如下:

$$TOC = -2.4855 + 0.0027GR + 0.0018AC + 0.7660DEN + 0.1565RT$$

计算结果可以看出,此方法模拟出的有机碳含量曲线有所起伏,与实际情况吻合。里3井的2 442.2~2 443.4 m、2 445.2~2 447 m,博1井的3 957~3 958 m、3 961~3 964.3 m为优质的烃源岩层段,平均有机碳可以达到0.65%以上,根据柴达木盆地烃源岩评价标准,整体达到了中等烃源岩。

4 讨论

4.1 沉积环境分析

通过连井沉积相剖面可以看出,上干柴沟组早期,柴西—一里坪为一个统一的大型湖盆,柴西地区整体为深湖相沉积,一里坪地区为滨湖相沉积。进入上干柴沟组沉积中晚期,博1井碳氧同位素指示一里坪地区此时为一个开放性的湖盆,氧同位素也普遍偏低,说明此时整个一里坪地区有大量淡水汇入,其他井的岩性也逐渐变细,暗色沉积物占主导(图6),而柴西西部的红30井和狮24井出现红色、棕色、淡绿色的砂岩和泥岩,表明此时湖盆逐渐发生迁移。造成湖盆迁移的主要原因是昆仑山的强烈隆升作用,通过前人的低温热年代学数据分析认为与东昆仑地区晚始新世—早中新世存在区域剥露事件相对应^[31-32]。晚始新世—早中新世东昆仑构造活动加剧,但是博1井的古气候分析表明柴达木盆地渐新世气候变得寒冷、干旱,干旱的气候不利于化学风化作用的进行,岩石的剥蚀速率减慢,导致河流携带的沉积物减少,湖水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体偏

高,较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值对应着TOC低值段,很有可能是由于有机质的分解造成的。可以看出,柴达木盆地湖盆迁移是在 N_1 沉积中晚期出现的,并不是在前人通常认为的 E_3^2 沉积末期^[33],昆仑山的隆升是发生迁移的主要原因。

图7为上油砂山组西北—东南方向的沉积相剖

面,该剖面横穿一里坪地区。柴西的大风山地区西段在该时期广泛发育半深湖相沉积,风4井一段岩性主要为灰色泥灰岩、泥岩,发育浅湖相沉积,此时在一里坪中部地区也整体发育半深湖相沉积,与柴西为2个分隔性的湖盆,其中在早2井下段发育半深湖相沉积,上段发育浅湖相沉积,早参1井发育半

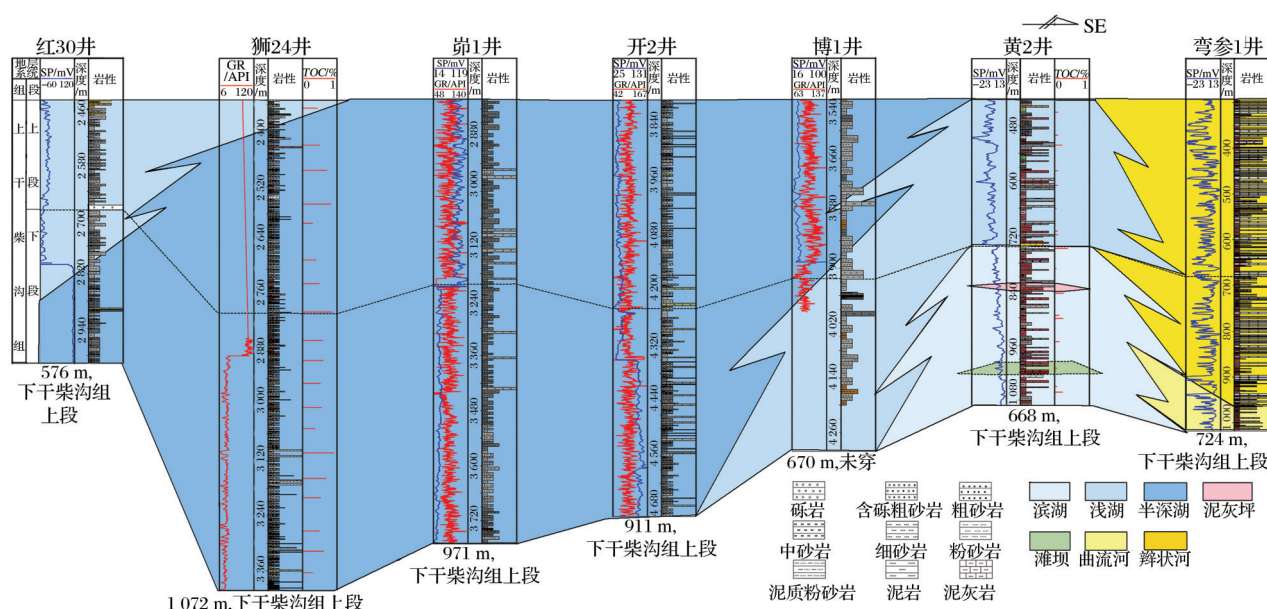


图6 柴西—一里坪地区 N_1 沉积相剖面(位置见图1中B—B')

Fig.6 Sedimentary facies of Upper Ganchaigou Formation of connecting wells from western Qaidam Basin to Yiliping Sag (the B-B' location is shown in Fig.1)

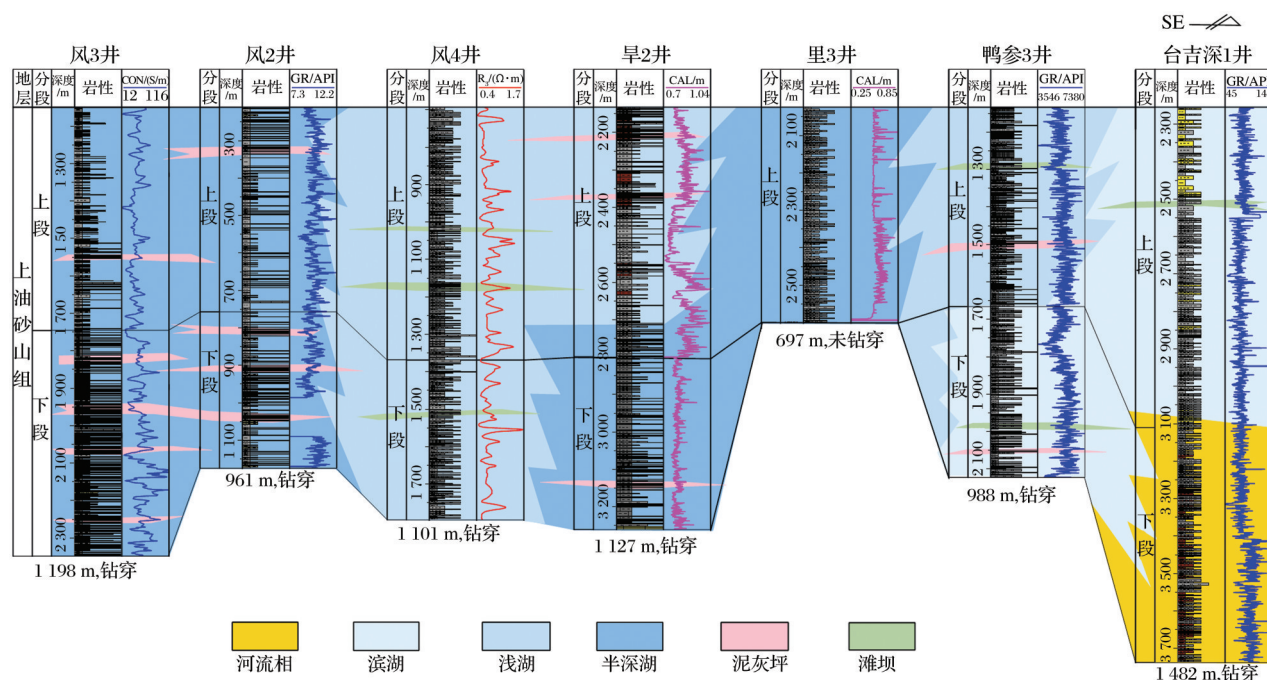


图7 柴西—一里坪地区 N_2 沉积相剖面(位置见图1中C—C')

Fig.7 Sedimentary facies of Upper Youshashan Formation of connecting wells from the western Qaidam Basin to Yiliping Sag (the C-C' location is shown in Fig.1)

深湖相沉积,其范围向东扩张,表明此时湖盆沉积中心逐渐向东迁移,湖盆范围进一步扩张,里3井的同位素结果也证明一里坪地区在 N_2^2 沉积时湖泊环境频繁变化,湖盆向东迁移可能与阿尔金山强烈隆升有关。与此同时,北部的祁连山也控制着该区的沉积演化,来自于赛什腾的物源最远可以抵达至一里坪地区^[29],造成该区湖泊水体环境、湖平面及气候变化剧烈。

4.2 烃源岩发育控制因素

里3井所处的一里坪凹陷整体为一个半封闭的湖盆,整体的湖平面较为震荡;2 444~2 445 m层段相比早期, $\delta^{13}C$ 明显变小, $\delta^{18}O$ 变大,来自外部的淡水明显增多,整体气候偏湿润,蒸发量变低,湖盆为淡水环境,岩性虽然与2 445~2 447 m段相比,未有明显的变化,但是烃源岩的质量却明显降低,同时该段 $\delta^{13}C < -4\text{‰}$,说明有外部来的少量有机碳混入,更加可以说明湖水盐度的增高有利于有机质的保存。同样2 442~2 444 m层段烃源岩也具有同样的特征,咸化环境下,不论光合作用是否强烈、陆源的有机质的来源是否充分,最终盐度控制了烃源岩质量,与柴西咸化湖盆的优质烃源岩发育控制因素相同^[34]。在2 441.5~2 443 m井段,晚期湖盆 $\delta^{13}C$ 值较小,淡水湖泊的 $\delta^{13}C$ 值介于 $-12\text{‰} \sim -5\text{‰}$ 之间,说明此时淡水注入较为充足,但是此时的气候也较为干燥,湖水蒸发量变强,造成了 ^{18}O 的富集,湖盆盐度的变化剧烈,使得此段的烃源岩质量在整个井段中最差。

博1井与里3井不同, $\delta^{13}C$ 值处于 $-1\text{‰} \sim -3\text{‰}$ 之间,整体偏重,湖盆的生物较为繁盛,光合作用强, ^{12}C 随生成的 CO_2 逸出,这一现象与世界上其他地区的开放湖盆较为类似。 $\delta^{18}O$ 值变化则比较频繁,当 $\delta^{18}O$ 值快速偏正时,烃源岩质量也相对变好。在3 963.5~3 967 m井段, TOC 高值段均与 $\delta^{18}O$ 值变大有关系,这里主要考虑2个方面原因:①处在昆仑山前的茫崖凹陷,构造运动相对活跃,径流水注入量较大, $\delta^{13}C$ 值一直处于高值,而 $\delta^{18}O$ 值的突然增高,说明湖盆的水体停留时间较长,导致 ^{16}O 析出,可以看出湖泊的平静期,有利于有机质的生成及保存, $\delta^{18}O$ 值变大相对应的层段,岩性变细,颜色变深,湖平面却有所降低,这与传统认为湖泊水体越深,烃源岩质量相对更好地认识存在差异。②湖泊的碳酸盐岩 $\delta^{18}O$ 与古温度有较好的正相关关系,温度

每降低 1℃ ,湖水中沉淀的碳酸盐矿物中 $\delta^{18}O$ 值减少 0.4‰ ,可以看出,相对湿润,温度适宜的环境有利于有机质的发育及保存。井段中特殊之处在3 962.4 m井段,该井段 $\delta^{18}O$ 值突然增高, Z 值指示该井段为咸化湖盆环境,烃源岩出现了一个优质层段,说明无论在山前还是盆地内部,盐度对烃源岩的质量起到了主要的控制作用。因此,一里坪地区中心新生界地层的烃源岩发育模式为:新近纪以来,柴达木盆地周围山脉逐渐隆盛,湖盆面积开始扩张,深水区域面积增大,水体进一步咸化,盐度和水体深度的增加导致咸化湖盆水体分层效应增加,耐盐的水生生物大量发育,盐度与烃源岩质量呈正相关关系,同时,在温暖湿润的环境下,也有优质的烃源岩发育(图8)。

4.3 油气勘探方向

柴达木盆地目前已发现的油气田均位于主力生烃凹陷的周缘^[1],一里坪凹陷为一个新生代咸化湖盆沉积,盐度对优质烃源岩的发育起控制作用。因此,确定咸化湖盆发育位置及层系是下一步勘探的重要方向。 N_1 沉积时期,盆地发育有2个咸化湖盆中心,东部咸化湖盆中心位于一里坪地区;西部的咸化湖盆发育2个次级中心:狮子沟—咸水泉地区与英东—油泉子—大风山地区。 N_2^2 沉积时期,随着阿尔金山的强烈隆升,盆地中心向东迁移,仅有一个一里坪凹陷的咸化湖盆中心,这一点在里3井的分析也得以证明,即便外来水体带来了大量 $\delta^{12}C$,盐度仍然较高。

同时一里坪凹陷是该区的汇水中心^[35],咸化环境下,油气易于保存,受盐湖浮力托举作用,远离物源的地区仍可以形成大规模的滩坝砂体,因此一里坪凹陷勘探潜力较大。受到喜马拉雅晚期构造运动的影响,一里坪凹陷断层较为发育,为油气垂向以及侧向运输提供了必要条件。同时更深层的中生界也是潜在的源岩层系^[36],从而形成“多套源岩”“古生新储”式油气藏,同时砂泥交互频繁,也发育“自生自储”式油气藏(图9)。

值得注意的是,从前面的分析看,虽然靠近山前的博1井盐度整体偏低,但是部分层段也为咸化环境,博1井整体是个开放性的湖盆,不能排除茫崖凹陷发育有多个咸化湖盆,多口探井也显示该区域的天然气主要来自于 N_1 层段,除上述2个咸化中心外,茫崖凹陷天然气勘探潜力较大。

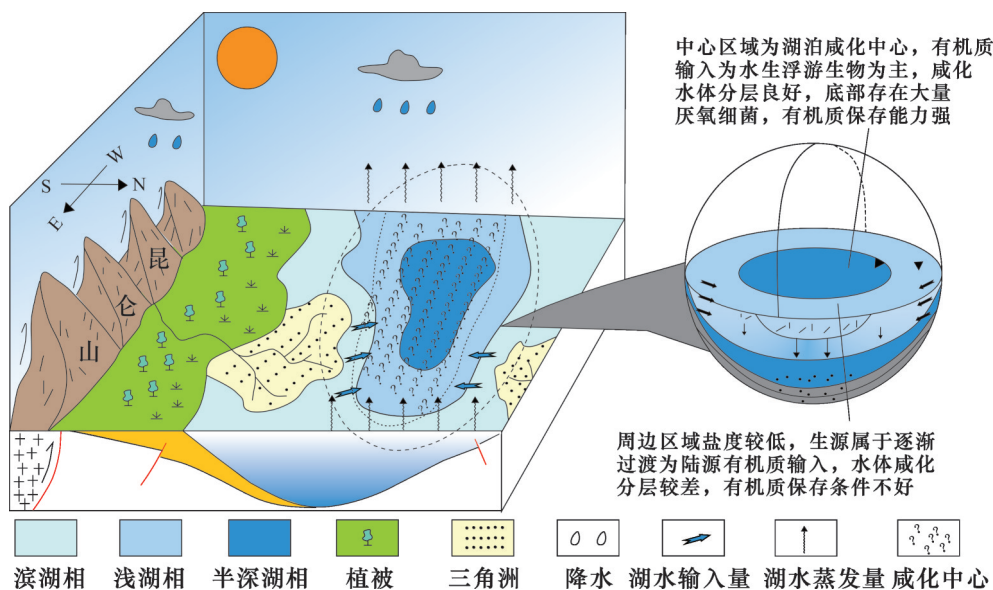


图8 一里坪凹陷咸化湖盆烃源岩发育模式

Fig.8 Development patterns of source rocks in the Yiliping Sag of Qaidam Basin

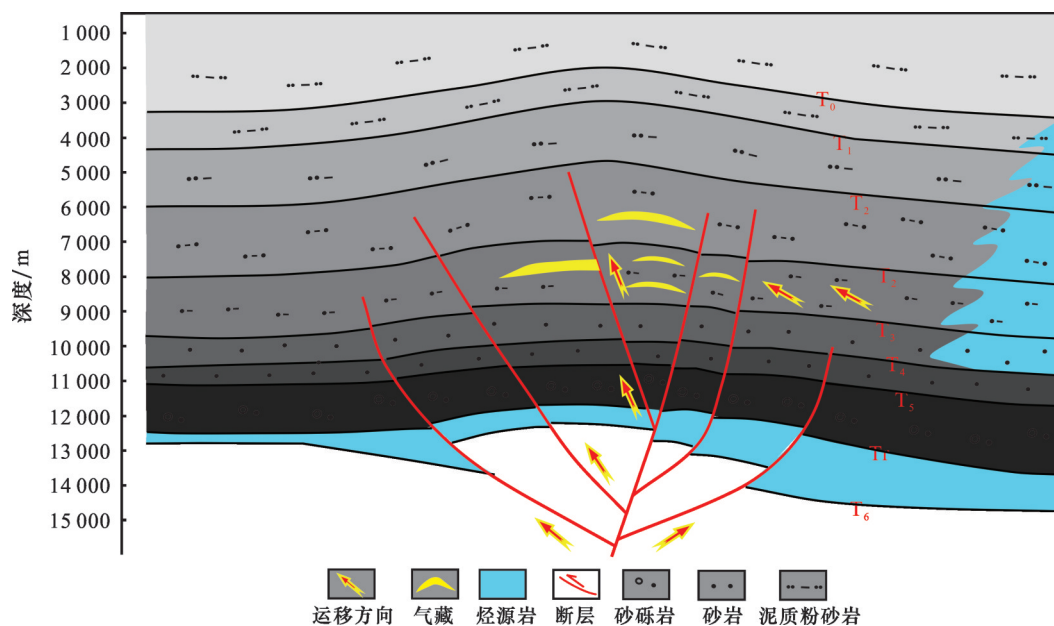


图9 一里坪地区天然气成藏模式(剖面位置见图1中A—A')

Fig.9 Pattern of natural gas accumulation in Yiliping area(the A-A' location is shown in Fig.1)

5 结论

(1)位于柴达木盆地一里坪地区汇水中心的里3井, N_2 沉积时碳酸盐 $\delta^{13}C$ 值介于 -6.4‰ ~ -1.7‰ 之间, 平均值为 -3.2‰ , $\delta^{18}O$ 值介于 -11.8‰ ~ -6.4‰ 之间, 平均值为 -9.2‰ , 碳氧同位素震荡频繁; 处于昆山前的博1井, N_1 沉积碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 值介于 -2.1‰ ~ -1.5‰ 之间, 平均值为 -1.84‰ , $\delta^{18}O$ 值介于 -12.4‰ ~ -4.9‰ 之间, 平均值为 -9.66‰ ,

$\delta^{13}C$ 值变化较小, $\delta^{18}O$ 频繁震荡。

(2)通过分析, 一里坪地区新近纪整体为半封闭、微咸化的湖盆沉积环境, 整体的湖平面较为震荡; 古地温在 $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 受阿尔金山隆升、盆地整体快速抬升的影响, 会造成整体气温较低、环境偏干旱。

(3)一里坪地区新近系虽然整体烃源岩质量不高, 但部分层段发育中等—优质的烃源岩, 好的烃源岩主要发育于咸化环境内, 与柴西烃源岩发育特

征一致;同时,在湖水平静期、温暖潮湿的气候条件下,也发育较好的烃源岩。一里坪地区的咸化湖盆中心烃源岩条件可能更为优越,是下一步油气勘探的重要方向。

参考文献(References)

- [1] 付锁堂.柴达木盆地天然气勘探领域[J].中国石油勘探, 2014, 19(4): 2-8.
FU S T. Natural gas exploration in Qaidam Basin[J]. China Petroleum Exploration, 2014, 19(4): 2-8.
- [2] 付锁堂.柴达木盆地油气勘探潜在领域[J].中国石油勘探, 2016, 21(5):1-9.
FU S T. Potential oil and gas exploration areas in Qaidam Basin [J]. China Petroleum Exploration, 2016, 21(5):1-9.
- [3] 曾旭,田继先,周飞,等.柴达木盆地中东部深层天然气成藏条件与勘探潜力[J].新疆石油地质, 2015, 36(1):30-34.
ZENG X, TIAN J X, ZHOU F, et al. Deep gas accumulation conditions and exploration targets in central-eastern Qaidam Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2015, 36(1):30-34.
- [4] 谭彦虎,任冰,雷涛,等.柴达木盆地一里坪地区天然气成藏条件与勘探潜力[J].天然气地球科学, 2012, 23(5):891-896.
TAN Y H, REN B, LEI T, et al. The conditions of natural gas accumulation and exploration potential in Yiliping region, Qaidam Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 2012, 23(5): 891-896.
- [5] JENNIFER A N, KATHY L, CATHERINE Y, et al. Climate-related cyclic deposition of carbonate and organic matter in Holocene lacustrine sediment, Lower Michigan, USA[J]. Journal of Paleolimnology, 2010, 44 (1):1-13.
- [6] STEPHEN P H, CHRISTOPH K, CLEMENS V U, et al. Carbon and oxygen isotope records from the southern Eurasian seaway following the Triassic-Jurassic boundary: Parallel long-term enhanced carbon burial and seawater warming[J]. Earth-Science Reviews, 2020, 203, 103131.
- [7] 曹高社,余爽杰,孙凤余,等.豫西宜阳地区三叠纪早期孙家沟组上段湖相碳酸盐岩碳氧同位素和古环境分析[J].地质学报, 2019, 93(5):1137-1153.
CAO G S, YU S J, SUN F Y, et al. Carbon and Oxygen isotopic composition and palaeoenvironment analysis of lacustrine carbonate rocks in the upper member of Early Triassic Sunjiagou Formation, Yiyang area, western Henan Province[J]. Acta Geologica Sinica, 2019, 93(5):1137-1153.
- [8] 刘刚,周东升.微量元素分析在判别沉积环境中的应用——以江汉盆地潜江组为例[J].石油实验地质, 2007, 29(3): 308-310.
LIU G, ZHOU D S. Application of microelements analysis in identifying sedimentary environment: Taking Qianjiang Formation in the Jiangnan Basin as an example[J]. Petroleum Geology and Experiment, 2007, 29(3):308-310.
- [9] 曲长胜,邱隆伟,杨勇强,等.吉木萨尔凹陷芦草沟组碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古湖泊学意义[J].地质学报, 2017, 91(3):605-616.
QU C S, QIU L W, YANG Y Q, et al. Carbon and Oxygen isotope compositions of carbonatic rock from Permian Lucaogou Formation in the Jimsar sag, NW China and their Paleolimnological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 2017, 91(3): 605-616.
- [10] 刘庆.渤海湾盆地东营凹陷烃源岩碳氧同位素组成及地质意义[J].石油实验地质, 2017, 39(2):247-252.
LIU Q. Composition and geologic significance of carbon and oxygen isotopes in hydrocarbon source rocks, Dongying Sag, Bohai Bay Basin [J]. Petroleum Geology and Experiment, 2017, 39(2):247-252.
- [11] 陈能贵,王艳清,徐峰,等.柴达木盆地新生界湖盆咸化特征及沉积响应[J].古地质量, 2015, 17(3):371-380.
CHEN N G, WANG Y Q, XU F, et al. Palaeosalinity characteristics and its sedimentary response to the Cenozoic salt-water lacustrine deposition in Qaidam Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2015, 17(3):371-380.
- [12] 王艳清,张永庶,夏志远,等.柴达木盆地一里坪拗陷新生界咸化特征及生烃潜力分析[J].中国地质, 2016, 43(4):1317-1330.
WANG Y Q, ZHANG Y S, XIA Z Y, et al. An analysis of Cenozoic hydrocarbon generation potential and salty characteristics of Yiliping depression in Qaidam Basin[J]. Geology in China, 2016, 43(4):1317-1330.
- [13] 郭泽清,王宗礼,李雪峰,等.柴达木盆地一里坪地区新近系沉积相初探[J].古地质量, 2009, 11(3):284-292.
GUO Z Q, WANG Z L, LI X F, et al. Preliminary study on sedimentary facies of the Neogene in Yiliping area, Qaidam Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2009, 11(3):284-292.
- [14] 郭佩.柴达木新生代湖盆咸化环境演变及其烃源岩发育特征[D].西安:西北大学, 2018.
GUO P. Saline Environment Evolution of the Cenozoic Qaidam Palaeolake and the Characterization of its Hydrocarbon Source Rocks[D]. Xi'an: Northwest University, 2018.
- [15] 陈琰,雷涛,张国卿,等.柴达木盆地石油地质条件、资源潜力及勘探方向[J].海相油气地质, 2019, 24(2):64-74.
CHEN Y, LEI T, ZHANG G Q, et al. The geological conditions, resource potential and exploration direction of oil in Qaidam Basin[J]. Marine Origin Petroleum Geology, 2019, 24(2): 64-74.
- [16] 姜桂凤,孔红喜,徐子远,等.柴达木盆地一里坪地区油气成藏条件[J].新疆石油地质, 2006, 27(5):552-555.
JIANG G F, KONG H X, XU Z Y, et al. The hydrocarbon

- accumulation conditions of Neogene in Yiliping area of Qaidam Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2006, 27(5): 552-555.
- [17] MCKENZIE J A, HOLLANDER D J. Oxygen-isotope Record in Recent Carbonate Sediments from Lake Greifen, Switzerland (1750-1986): Application of Continental Isotopic Indicator for Evaluation of Changes in Climate and Atmospheric Circulation Patterns[M]. Tulsa: Geophysical Monograph Series, 1993: 101-111.
- [18] 张水昌, WANG R L, 金之钧, 等. 塔里木盆地寒武纪—奥陶纪优质烃源岩沉积与古环境变化的关系: 碳氧同位素新证据[J]. 地质学报, 2006, 80(3): 459-466.
- ZHANG S C, WANG R L, JIN Z J, et al. The relationship between the Cambrian-Ordovician high-TOC source rock development and paleoenvironment variations in the Tarim Basin, western China Carbon and Oxygen isotope evidence [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(3): 459-466.
- [19] VEIZER J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates[J]. Reviews in Mineralogy, 1983, 11: 265-300.
- [20] ANSARI A H, PANDEY S K, SHARMA M, et al. Carbon and Oxygen isotope stratigraphy of the Ediacaran Bilara Group, Marwar Supergroup, India: Evidence for high amplitude carbon isotopic negative excursions[J]. Precambrian Research, 2018, 308: 75-91.
- [21] 李进龙, 陈东敬. 古盐度定量研究方法综述[J]. 油气地质与采收率, 2013, 10(5): 1-3.
- LI J L, CHEN D J. Summary of quantified research method on paleosalinity[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2003, 10(5): 1-3.
- [22] KEITH M L, WEBER J N. Carbon and Oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28: 1787-1816.
- [23] 王春连, 刘成林, 徐海明, 等. 江陵凹陷古新世盐湖沉积碳酸盐碳氧同位素组成及其环境意义[J]. 地球学报, 2013, 34(5): 567-576.
- WANG C L, LIU C L, XU H M, et al. Carbon and Oxygen isotopes characteristics of Palaeocene saline lake facies carbonates in Jiangling depression and their environmental significance [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2013, 34(5): 567-576.
- [24] TALBOT M R, KELTS K. Paleolimnological signatures form carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates form organic carbon-rich lacustrine sediments[M]// KATZ B J. Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs. AAPG Memoir 50, Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990: 99-112.
- [25] 刘传联, 赵泉鸿, 汪品先. 湖相碳酸盐氧碳同位素的相关性与生油古湖泊类型[J]. 地球化学, 2001, 30(4): 363-367.
- LIU C L, ZHAO Q H, WANG P X. Correlation between carbon and oxygen isotopic ratios of lacustrine carbonates and types of oil-producing paleolakes [J]. Geochimica, 2001, 30(4): 363-367.
- [26] 伊海生, 林金辉, 周恩恩, 等. 青藏高原北部新生代湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及古环境意义[J]. 古地理学报, 2007, 9(3): 303-312.
- YI H S, LIN J H, ZHOU K K, et al. Carbon and Oxygen isotope characteristics and palaeoenvironmental implication of the Cenozoic lacustrine carbonate rocks in northern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Palaeogeography, 2007, 9(3): 303-312.
- [27] 陈荣坤. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用[J]. 沉积学报, 1994, 12(4): 11-21.
- CHEN R K. Application of stable oxygen and carbon isotope in the research of carbonate diagenetic environment[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1994, 12(4): 11-21.
- [28] HENDY C H. The isotopic geochemistry of speleothems - I. The calculation of the effects of different modes of formation of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1971, 35: 801-824.
- [29] FRIEDMAN I, O'NEIL J R. Compilation of Stable Isotope Fractionation Fraction Factors of Geochemical Interest[M]. Washington: U. S. Geological Survey Professional Paper, 1977, 117.
- [30] MEYER B L, NEDERLOF M H. Identification of source rocks on wireline logs by density/resistivity and sonic transit time/resistivity crossplots[J]. AAPG Bulletin, 1984, 68: 121-129.
- [31] LIU D L, LI H B, SUN Z M, et al. AFT dating constrains the Cenozoic uplift of the Qimen Tagh Mountains, northeast Tibetan Plateau, comparison with LA-ICP-MS Zircon U-Pb ages[J]. Gondwana Research, 2017, 41: 438-450.
- [32] CHENG X G, LIN X B, WU L, et al. The exhumation history of north Qaidam thrust belt constrained by apatite fission track thermochronology: implication for the evolution of the Tibetan Plateau[J]. Acta Geologica Sinica: English Edition, 2016, 90(3): 870-883.
- [33] 王亚东, 张涛, 迟云平, 等. 柴达木盆地西部地区新生代演化特征与青藏高原隆升[J]. 地学前缘, 2011, 18(3): 141-150.
- WANG Y D, ZHANG T, CHI Y P, et al. Cenozoic uplift of the Tibetan Plateau: Evidence from tectonic-sedimentary evolution of the western Qaidam Basin [J]. Earth Science Frontiers, 2011, 18(3): 141-150.
- [34] 张斌, 何媛媛, 陈琰, 等. 柴达木盆地西部咸化湖相优质烃源岩地球化学特征及成藏意义[J]. 石油学报, 2017, 38(10): 1158-1167.
- ZHANG B, HE Y Y, CHEN Y, et al. Geochemical characteristics and oil accumulation significance of the high quality saline lacustrine source rocks in the western Qaidam Basin, NW Chi-

- na[J].Acta Petrolei Sinica, 2017, 38(10):1158-1167.
- [35] 李俊武, 杨承锦, 李凤杰, 等. 柴达木盆地鄂博梁地区新近系物源分析[J]. 古地理学报, 2015, 17(2):186-197.
- LI J W, YANG C J, LI F J, et al. Provenance analysis of the Neogene in Eboliang area, Qaidam Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2015, 17(2):186-197.
- [36] 陈迎宾, 胡焱, 王彦青, 等. 柴达木盆地鄂博梁Ⅲ号构造深层天然气成藏条件[J]. 油气地质与采收率, 2015, 22(5):34-39.
- CHEN Y B, HU Y, WANG Y Q, et al. Research on the deep gas accumulation conditions of Eboliang-III structure, Qaidam Basin[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2015, 22(5):34-39.

Carbon and oxygen isotope characteristics of carbonate and Neogene depositional environment in the Yiliping area of Qaidam Basin

ZENG Xu¹, LIN Tong¹, ZHOU Fei², LI Jie³, ZHANG Yi², SHEN Xiao-shuang²,
FANG Yong-sheng⁴, WANG Ke²

(1. PetroChina Research Institute of Exploration and Development, Beijing 100083, China;

2. Research Institute of Oil Exploration and Development of Qinghai Oil Field Branch Company of China National Petroleum Corporation, Dunhuang 736202, China;

3. No.1 Oil Production plant, Changqing Oilfield Company, PetroChina, Yan'an 716000, China;

4. Qinghai Oilfield Branch Company of China National Petroleum Corporation, Dunhuang 736202, China)

Abstract: The Neogene in the Yiliping area of Qaidam Basin is a potential area of oil and gas exploration. In order to make clear its environmental characteristics of the ancient lakes sedimentary period and discusses the controlling factors of high quality hydrocarbon source rock development, we select the core samples from two wells—Well Li3 and Well Bo1 to analyze their organic geochemistry, carbon and oxygen isotope etc. The analysis and test results suggest that $\delta^{13}\text{C}$ in the N_2 of Well Li3 is between -6.4‰ and -1.7‰ , with an average value of -3.2‰ , and $\delta^{18}\text{O}$ is between -11.8‰ and -6.4‰ , with an average value of -9.2‰ . In Well Bo1 of Man' ai Depression, the ^{13}C of sedimentary carbonate rock of Shangganchaigou Formation is between -2.1‰ and -1.5‰ , with an average value of -1.84‰ , ^{18}O is between -12.4‰ and -4.9‰ , with an average value of -9.66‰ . The Yiliping area is in a semi-open-open, brackish lake environment, with frequent oscillations in the lake plane, relatively low average temperature, and rapid climate change. Through the study of the relationship between sedimentary environment and source rock distribution, the relatively high quality source rock in study area mainly develops in the saline environment, which is consistent with the development characteristics of the source rock in the western Qaidam Basin. Meanwhile, the lake calm period, in which the climate is relatively warm and humid, also developed good source rocks. The salinization center of Yiliping area is an important direction of gas exploration.

Key words: Yiliping area; Carbon and oxygen isotope; Palaeo-sedimentary environment; Source rock

Foundation item: The Major Science and Technology Projects of CNPC (Grant No.2019B-0603).