

文章编号:1000-0550(2019)06-1258-11

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2019.008

柴达木盆地北缘平台地区路乐河组沉积环境与成岩流体特征

杨永恒^{1,2,3}, 孙国强^{1,2}, 王晔桐^{1,2,3}, 朱文军⁴, 秦彩虹⁴, 管斌⁵

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000
2. 甘肃省油气资源研究重点实验室, 兰州 730000
3. 中国科学院大学, 北京 100049
4. 中国石油青海油田公司勘探开发研究院, 甘肃敦煌 736202
5. 中国石油青海油田分公司勘探事业部, 甘肃敦煌 736202

摘要 综合运用岩石学、矿物学以及元素地球化学等理论,对柴达木盆地北缘构造带中段平台地区古近系路乐河组(E_{1+2})储集岩的岩石学特征、碳酸盐胶结物、黏土矿物以及沉积成岩环境进行分析研究。结果表明:平台地区路乐河组储集岩主要为岩屑砂岩和长石岩屑砂岩,储集岩内颗粒之间以点—线接触关系为主,少量为线接触关系;孔隙类型以原生粒间孔为主,其次为粒内溶蚀孔隙;黏土矿物含量较高,平均值达到了21.92%,主要以伊—蒙混层、伊利石、蒙脱石和绿泥石为主,具有明显的蒙皂石向伊—蒙混层转化的特征。碳—氧同位素分析结果显示碳同位素值($\delta^{13}C$)在 $-8.87‰$ ~ $-3.91‰$ 之间,平均为 $-5.66‰$,碳来源主要为脱羧作用的有机质碳和碳酸盐岩中的无机碳,淋滤作用也造成胶结物中 $\delta^{13}C$ 值变低;氧同位素值($\delta^{18}O$)介于 $-12.97‰$ ~ $-8.75‰$,平均值为 $10.68‰$,推算其古盐度Z值分布范围在103.79~114.27之间,平均为110.38,碳酸盐沉淀温度分布范围在 $62.89\text{ }^{\circ}C$ ~ $90.53\text{ }^{\circ}C$ 之间,平均为 $75.20\text{ }^{\circ}C$;通过全岩的微量元素分析表明,U/Th、V/Cr、Ni/Co以及Cu/Zn均反映出温暖、湿润的成岩环境,古盐度、Sr/Ba与U值也指向淡水沉积环境,说明平台地区路乐河组储集岩主要形成于温暖湿润的淡水沉积环境之中。

关键词 碳—氧同位素;主—微量元素;碳酸盐胶结物;平台地区;柴达木盆地

第一作者简介 杨永恒,男,1994年出生,硕士研究生,含油气盆地石油地质学,E-mail:yangyongheng17@mails.ucas.ac.cn

通信作者 孙国强,男,副研究员,E-mail:sguoqiang@lzb.ac.cn

中图分类号 P618.13 **文献标志码** A

0 引言

成岩阶段与沉积环境作为地球科学研究的重要方向,主要是通过观察分析沉积岩相、原生构造以及古生物(遗迹)化石等^[1-2],利用沉积岩的矿物成分及特殊黏土矿物组合特性^[3-5],结合元素的含量、相互关系以及特定元素的同位素分馏效应等^[6-7]来探究其古沉积环境与所处成岩阶段。当前,利用沉积岩中碳酸盐胶结物中碳—氧同位素组成及含量来研究其形成环境和组成物质来源的方法,逐渐被推崇^[8-12],不同时期碳酸盐胶结物的组成可以记录下成岩过程中流体组分特征的变化^[13],特别是胶结物中碳同位素组成可以指示成岩流体中碳的来源^[14-15],有助于判断形成

时期的地球化学环境特征,从而进一步阐明所处的成岩阶段。平台地区位于柴达木盆地北缘地区山前带中段,具有非常丰富的油气资源。前人对柴达木盆地路乐河组整体古地理资料^[16],以及平台地区路乐河组砂岩储层特征^[17]和沉积微相^[18]进行了系统研究,但总体来看,平台地区资料较为缺乏,研究程度不高,本文在结合前人研究成果基础上,重点分析平台地区路乐河组的岩石学特征、黏土矿物成分结合碳酸盐胶结物的碳—氧同位素特征以及微量元素比值关系,来详细分析路乐河组的成岩阶段与沉积环境。

1 地质背景

柴达木盆地地处青藏高原北部,是青藏高原内

收稿日期:2018-09-12; 收修改稿日期:2019-01-09

基金项目:中国科学院“西部之光”人才培养计划(Y304RC1SGQ);甘肃省重点实验室专项(1309RTSA041)[**Foundation:** West Light Talent Development Program of Chinese Academy of Sciences, No. Y304RC1SGQ; Key Laboratory Special Project of Gansu Provincial, No. 1309RTSA041]

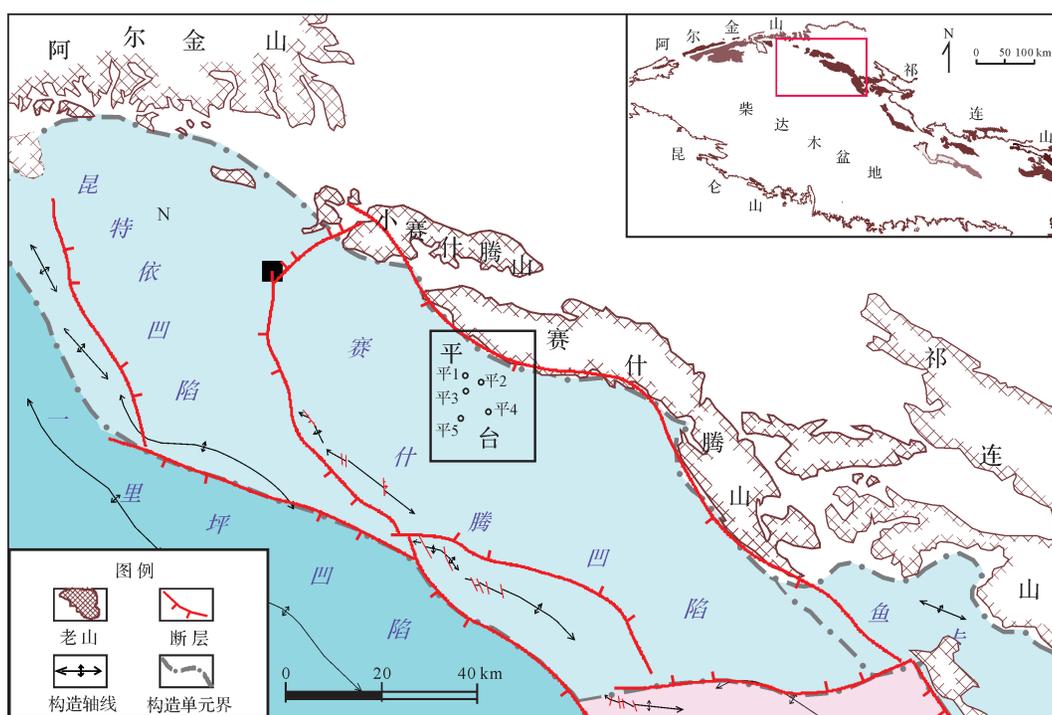


图1 柴达木盆地北缘构造图

Fig.1 Geological structure of the northern margin of the Qaidam Basin

部最大的、沉积巨厚的内陆盆地^[19-20],盆地西高东低,西宽东窄。柴达木盆地被三个重要的构造带所限,东北侧为祁连山构造带、西北侧为阿尔金构造带以及南侧的东昆仑构造带^[21],古新世—始新世为弱断陷期(E_{1+2}),受到不同性质断裂的控制,路乐河组直接覆盖于中生界或更老的地层之上。平台地区位于柴达木盆地北部地区赛什腾山前带中部(图1),油气储藏条件较好利于勘探开发^[22]。平台地区的古近系地层发育:路乐河组、下干柴沟组下段和下干柴沟组上段,新近系上干柴沟组以上的地层在多次构造抬升后多被剥蚀,仅有零星分布。作为平台地区最重要油气储藏层段,路乐河组主要为冲积扇和辫状河流相沉积^[23],河床滞留沉积、边滩沉积、心滩、河道沙坝以及河漫滩等沉积微相较为发育^[18]。

2 岩石学特征

柴北缘路乐河组埋藏较浅,在平台地区路乐河组埋深不超过1900 m,平均厚度为410 m,是柴北缘地区重要的烃源岩带。在青海油田公司勘探开发研究院实验中心,依据SY/T 5368—2000《岩石薄片鉴定》和SY/T 6103—2004《岩石孔隙结构特征的测定图像分析法》,利用ZEISS Imager.A1偏光显微镜对平

台地区的井下25块岩芯样品观察、薄片鉴定,以及依据SY/T5163—2010《沉积岩中黏土矿物和常见非黏土矿物X射线衍射分析方法》,利用Empyrean锐影X射线衍射仪进行X射线衍射等的分析,显示路乐河组(E_{1+2})碎屑岩主要为岩屑砂岩和长石质岩屑砂岩,其次为岩屑质长石砂岩和长石砂岩(图2),石英含量为10%~54%,平均含量较低为19%,长石含量在12%~51%之间,平均含量为25%,岩屑含量为12%~72%,平均含量较高为57%,岩石成分成熟度低,碎屑颗粒磨圆多为次棱—次圆,填隙物以方解石胶结物和泥质杂基为主,结构成熟度较低,呈半固结—固结程度。岩性以杂色砾岩、细砾岩、粗砂岩夹棕褐色泥质粉砂岩和泥岩为主^[17],以辫状河河流沉积为主。

由于在不同成岩阶段下的流体组成、酸碱性等存在着较大的差异,使得不同成岩时期的碳酸盐胶结物在成分和晶形上有着明显的特征^[24]。在镜下对铸体薄片进行观察分析(图3),发现碎屑颗粒之间接触主要为点和点—线接触,少部分为线接触;塑型颗粒(云母碎片)在压实作用下呈现出一定程度的微定向排列,并发生挤压变形。石英表面干净,具波状消光,长石为高岭土化、绢云母化,岩屑见石英岩、千枚岩等;孔隙不发育,主要以原生孔隙为主,仅见个别粒内溶蚀孔隙。

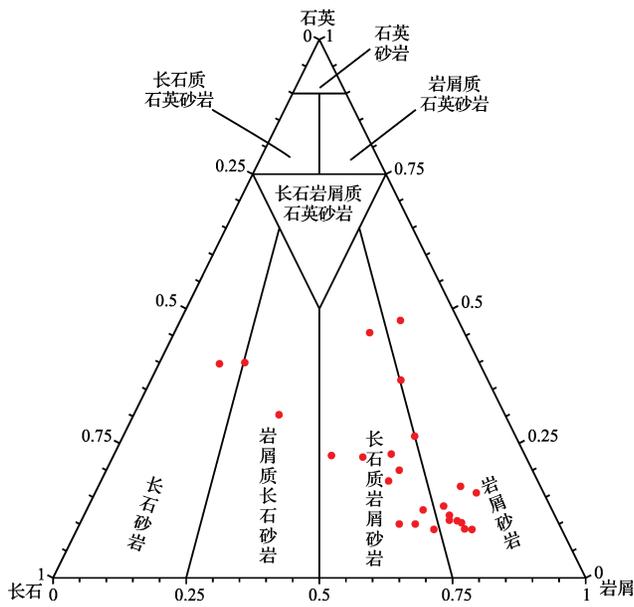


图2 平台地区路乐河组碎屑岩成分三角图
Fig.2 Triangle diagram of sandstone components of the Lulehe Formation in the Pingtai region

砂岩X衍射分析表明(表1),平台地区路乐河组(E_{1+2})砂岩中黏土矿物非常发育,在10.7%~45.0%之间,平均含量达到21.92%。黏土矿物主要发育:伊—

蒙混层、伊利石、蒙脱石、和绿泥石,其中伊—蒙混层含量较高。扫描电镜下明显观察到碎屑颗粒间充填搭桥状伊利石,颗粒表面发育大量伊—蒙混层(图3),具有明显的蒙皂石向伊—蒙混层转化,因此推断孔隙溶液中含有一定量的 Na^+ 与 Ca^{2+} ,由于黏土中具有一定量的伊利石和绿泥石,表明孔隙水为碱性介质环境,含有大量的 OH^- 。综合来看,在此碱性环境并在压实作用下,可以促使有机质进行脱羧反映生成烃类,成为碳酸盐胶结物重要的碳来源,影响碳酸盐胶结物的形成。

3 碳酸盐胶结物中碳氧同位素特征

3.1 样品与实验

样品以平台地区重点钻井的岩芯为主,主要为粗砂岩和中砂岩。在采集实验样品之前,首先对研究区古近系路乐河组(E_{1+2})钻井岩芯的岩性、矿物组分、沉积构造类型、岩石产状等特征进行观察和分析。挑选出实验样品后,对其进行镜下观察,主要是以方解石为主的碳酸盐胶结物。采用1%浓度的稀盐酸滴试样品,产生了大量气泡,由此佐证了样品中

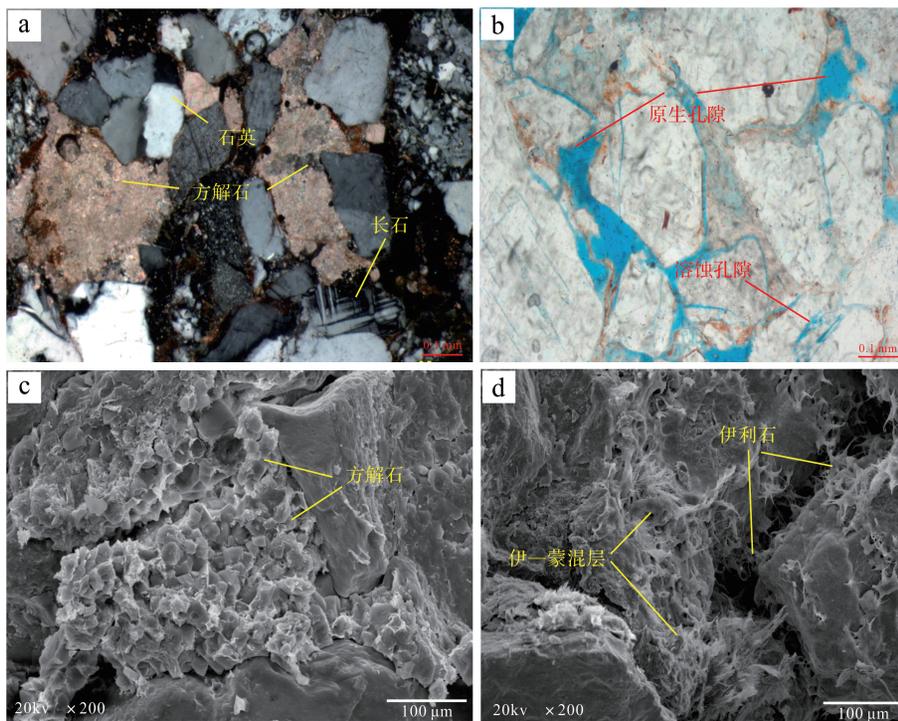


图3 平台地区路乐河组(E_{1+2})碎屑岩结构特征

(a)平3井, E_{1+2} , 1 410.19 m, 不等粒长石岩屑砂岩, (+)×100; (b) E_{1+2} , 1 114.03 m, 中—粗粒长石岩屑砂岩, 颗粒间以点—线接触为主, 孔隙较发育, 以原生粒间孔为主, 其次为次生孔隙, 连通性好, (-)×100; (c)平5井, 765.33 m, E_{1+2} , 孔隙式胶结, 孔隙中的方解石、泥质(-)×600; (d)平1井, E_{1+2} , 1 114.75 m, 砂岩, 颗粒间充填搭桥状伊利石, 颗粒表面发育伊—蒙混层

Fig.3 Characteristics of clastic rock structure in the Pingtai region

表1 柴北缘平台地区路乐河组(E₁₊₂)砂岩X射线衍射分析数据
Table 1 X-ray diffraction (XRD) analysis of the Lulehe Formation in the Pingtai region

井号	层位	深度/m	岩性	黏土矿物相对含量/%						混层比(S%)			黏土矿物/%
				S	I/S	I	K	C	C/S	Pa	I/S	C/S	
P2	E ₁₊₂	929.86	砂岩	—	67	15	—	18	—	—	5	—	5.9
P2	E ₁₊₂	930.23	砂岩	—	30	56	—	14	—	—	5	—	18.8
P3	E ₁₊₂	1 405.54	砂岩	—	67	25	—	8	—	—	5	—	16.1
P3	E ₁₊₂	1 406.54	砂岩	61	17	19	—	3	—	—	5	—	17.4
P3	E ₁₊₂	1 409.31	砂岩	—	56	34	—	10	—	—	5	—	10.7
P3	E ₁₊₂	1 410.39	砂岩	13	49	20	—	18	—	—	5	—	14.4
P3	E ₁₊₂	1 410.87	砂岩	—	70	21	—	9	—	—	5	—	16.7
P5	E ₁₊₂	765.16	砂岩	—	49	47	—	4	—	—	8	—	39.6
P5	E ₁₊₂	765.43	砂岩	—	26	68	—	6	—	—	13	—	45
P5	E ₁₊₂	1 319.49	砂岩	27	63	9	—	1	—	—	5	—	18.1
P5	E ₁₊₂	1 319.58	砂岩	30	54	15	—	1	—	—	5	—	22.4

注:标准:SY/T 5163—1995。说明:S:蒙脱石;I/S:伊/蒙混层;I:伊利石;K:高岭石;C:绿泥石;C/S:绿/蒙混层。S+I/S+I+K+C+C/S=101或99为小数修约为整数所致,非数据偏差。按有关标准规定,将混层比大于70%的I/S划入蒙皂石。混层比,例如20%,表明伊/蒙或绿/蒙混层中蒙脱石含量为20%。

表2 平台地区路乐河组(E₁₊₂)砂岩碳酸盐岩胶结物氧—碳同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of sandstone of the Lulehe Formation, Pingtai region

井号	深度/m	层位	岩性	$\delta^{13}C_{PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{PDB}/\text{‰}$	T/℃	Z值
平1井	1 114.26	E ₁₊₂	红褐色含砾(碳)粗砂岩	-6.794	-10.983	77.068 2	107.916 4
平1井	1 114.75	E ₁₊₂	红褐色粗砂岩	-5.375	-11.696	81.808 1	110.467 4
平1井	1 115.23	E ₁₊₂	红褐色含砾(碳)粗砂岩	-7.478	-12.97	90.530 7	105.526 0
平1井	1 115.74	E ₁₊₂	红褐色含砾(碳)粗砂岩	-7.15	-11.593	81.117 1	106.883 5
平1井	1 116.23	E ₁₊₂	红褐色含砾粗砂岩	-7.609	-11.793	82.460 8	105.843 9
平1井	1 116.76	E ₁₊₂	棕红色含砾砂岩	-8.74	-11.28	79.016 7	103.786 5
平1井	1 116.8	E ₁₊₂	含砾中砂岩	-8.87	-8.75	62.885 9	104.783 9
平2井	928.73	E ₁₊₂	灰绿色中砂岩	-4.50	-10.10	71.349 8	113.053 9
平2井	929.23	E ₁₊₂	灰色细砂岩	-6.01	-9.95	70.392 7	110.045 0
平2井	930.18	E ₁₊₂	灰褐色粉砂岩	-5.29	-12.68	88.514 4	110.148 4
平2井	930.68	E ₁₊₂	灰褐色粉砂岩	-5.35	-10.75	75.552 6	110.981 8
平2井	995.8	E ₁₊₂	灰白色细砂岩	-4.61	-9.26	66.045 3	113.252 8
平2井	996.3	E ₁₊₂	灰白色细砂岩	-4.94	-9.88	69.907 9	112.260 8
平2井	996.8	E ₁₊₂	灰白色细砂岩	-4.80	-9.99	70.624 4	112.485 4
平2井	997.3	E ₁₊₂	灰白色中砂岩	-4.55	-10.06	71.054 6	112.968 4
平2井	997.78	E ₁₊₂	灰白含砾粗砂岩	-4.75	-10.30	72.627 7	112.448 7
平2井	999.68	E ₁₊₂	灰白色砾岩	-3.94	-9.97	70.512 9	114.269 1
平2井	999.98	E ₁₊₂	灰白色砾岩	-3.91	-10.27	72.453 6	114.169 3
平2井	1 000.88	E ₁₊₂	灰白色砾岩	-4.21	-10.81	75.906 0	113.305 8
平2井	1 001.38	E ₁₊₂	灰白色砾岩	-4.39	-10.54	74.142 6	113.052 8

含有大量方解石,然后挑出含有单一碳酸盐胶结物的样品,在甘肃省油气资源研究重点实验室采用选择性酸抽提法进行分析测试。

3.2 实验结果

平台地区古近系路乐河组(E₁₊₂)岩芯样品碳酸盐胶结物氧—碳同位素的详细实验信息见(表2)。样品中的碳同位素值($\delta^{13}C$)均较低,在-8.87‰~-3.91‰之间,平均为-5.66‰;氧同位素值($\delta^{18}O$)较

轻,平均为-10.68‰,数值介于-12.97‰~-8.75‰之间;碳酸盐胶结物反映出古盐度的Z值分布范围为103.79~114.27,平均值为110.38,碳酸盐沉淀温度分布范围为62.89℃~90.53℃,平均值为75.20℃。

3.3 碳酸盐胶结物的成岩环境分析

3.3.1 碳来源

自然界中的碳主要有两个碳库,一是在碳酸盐中的无机碳,二是在有机碳库中,两者之间的碳同位

素组成差别较大,在碳酸盐中主要为氧化碳,富集 ^{13}C ,有机碳库中主要为还原碳,亏损 ^{13}C 。一般来说,控制无机碳(TDIC)同位素组成有三个主要过程:流入水的同位素组成、大气和湖水之间的 CO_2 交换,以及湖内水生植物的光合/呼吸作用^[25]。碳酸盐岩中的碳—氧稳定同位素值与其形成环境中的盐度成正比,而与其形成环境温度成反比,由此特性可以较好的反映其形成时期的古盐度和古温度;在成岩作用过程中,生物的降解和淡水淋滤作用也可使 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变低。利用王大锐编制 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 图版来确定路乐河组碳酸盐胶结物中碳的来源^[26]。图中, I 区为压实作用、胶结作用等浅层成岩作用埋藏有关的碳酸盐, II 区为与甲烷细菌等生物活动产生生物气改造原有岩体而形成的碳酸盐; III 区则表示为与有机酸在催化作用下进行脱羧作用而形成的有关碳酸盐^[27]。在本次实验样品所测得的数据(图 4a),有 14 个样品点落于 III 区,占到 70%, 6 个样品点落于 II 区。笔者认为,根据碳同位素的分馏机理^[28],自然界中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -4.0‰ ~ 4.0‰ 之内表示其来源为无机碳源^[9],在成岩作用形成的碳酸盐中,由于胶结作用使得粒间孔隙中碳酸盐晶粒生长,以及在生物活动中生物优先利用 ^{12}C ,在体内存储大量 ^{12}C ,在生物体死亡后大量释放 ^{12}C 造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值变低;在成岩埋藏不断加深过程中,温度和压力不断增大,发酵细菌逐渐丧失活动性,有机酸在热催化作用下开始进行脱羧反应并释放出烃类和 CO_2 ,这部分有机质碳储藏于碳酸盐中,造成 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负;来源于有机质的碳,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般都小于 -4.0‰ ^[29],平台地区的碳同位素值($\delta^{13}\text{C}$)偏低,最小值达到了 -8.87‰ ,由此说明平台地

区路乐河组(E_{1+2})碳酸盐胶结物中的碳来源于脱羧作用的有机质碳和碳酸盐岩中的无机碳。此外,在形成环境中来自砂岩碎屑的析出水和大气中的淋滤淡水作用也使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值变低。

3.3.2 孔隙流体的相对盐度及碳酸盐形成温度

由于碳酸盐胶结物是从过饱和和孔隙水在孔隙中与处于周围环境平衡状态下沉淀出来的,利用古盐度可以较好的反映其古沉积环境,进而可以分析其区域古地理环境^[30]。

基于 $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ 组成与水环境的盐度关系,Keith *et al.*^[31]以 PDB 为标准提出:

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

通过经验公式来计算古盐度值。由于研究地层时期处于古近系路乐河组,王大锐^[26]认为用胶结物判断古环境利用该公式同样可行,因此可以利用此公式计算出沉积环境的古盐度^[31-34],进而可以较好的区分其形成的古环境。根据古盐度经验公式计算出其 Z 值:最大为 114.27,最小为 103.79(表 2),平均值为 110.38,均小于 120,结合其形成环境,说明平台地区路乐河组时期岩体中形成碳酸盐胶结物的成岩流体,主要以岩体碎屑中的析出水和来自外部淋溶过滤后进入岩体的大气降水为主的淡水流体。

一般情况下,碳酸盐胶结物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与其埋深呈负相关,并出现负偏值^[26];在沉积环境的水体中盐度大致保持不变的情况下, $\delta^{18}\text{O}$ 值会随着温度的升高而逐渐降低。由于碳酸盐胶结物在平衡状态沉淀,因此,根据 $\delta^{18}\text{O}$ 的上述特性,可以利用 Shackleton^[35]在结合前人对古温度恢复的研究基础上,提出的计算古温度公式:

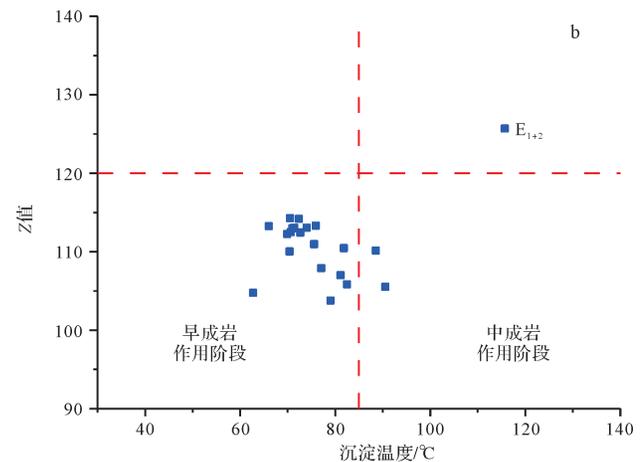
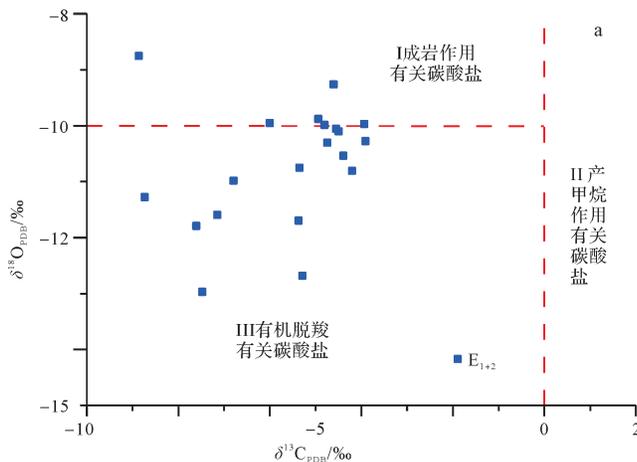


图 4 平台地区路乐河组(E_{1+2})碳酸盐胶结物的形成特征

Fig.4 For the Pingtai region, Lulehe Formation, plots of (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$; (b) paleosalinity (Z) vs. temperature

$$t=16.9-4.38(\delta c-\delta w)+0.1(\delta c-\delta w)^2$$

式中: t 表示为碳酸盐成岩时的古温度, $^{\circ}\text{C}$; δc 表示为以PDB为标准所测得的碳酸盐岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, ‰ ; δw 表示为以SMOW为标准所测得当时海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, ‰ , δw 在本文中取值为0。利用上述古温度公式计算得平台地区路乐河组岩体中碳酸盐胶结物形成时的古温度:最大值为 90.53°C ,最小值为 62.89°C ,平均值为 75.20°C 。

4 微量元素地球化学特征

4.1 样品选择与实验

由于微量元素在不同环境中可以显现出不同的地球化学特性,因此微量元素的含量与不同微量元素之间的比值可以很好地反映出沉积时的环境。本次样品主要取自平台地区平1井与平2井古近系路乐河组(E_{1+2})段,在不同深度粉砂岩与泥岩层进行了取样,利用不同元素间的特性来恢复平台地区路乐河时期的古沉积环境。测试出样品中在微量元素测量之前,在显微镜下对样品的岩石矿物种类以及结构进行观察,确保本次实验的样品未受到后期风化、变质等改造作用影响。实验样品在无外部污染的条件下用碎样机进行研磨,过200目的筛,筛选出直径小于 0.075 mm 颗粒后,置于烤箱中去除水分,用 HNO_3+HF 的混合酸密封破坏分解样品,然后用ICP-MS对样品进行离子测试分析,微量元素测试的实验过程与Guo *et al.* [36]实验处理相同,为同一批次样品。

4.2 微量元素测试结果

根据测试结果分析,Sr、Cu、Th、U、Ba、Ni、Co、V、Cr元素含量分别为 $132.27\sim 243.71\ \mu\text{g/g}$ 、 $10.70\sim 33.57$

$\mu\text{g/g}$ 、 $4.16\sim 13.70\ \mu\text{g/g}$ 、 $0.88\sim 3.73\ \mu\text{g/g}$ 、 $431.11\sim 1442.84\ \mu\text{g/g}$ 、 $10.14\sim 61.00\ \mu\text{g/g}$ 、 $4.89\sim 22.49\ \mu\text{g/g}$ 、 $36.24\sim 140.47\ \mu\text{g/g}$ 、 $54.71\sim 132.29\ \mu\text{g/g}$,平均值分别为 $195.25\ \mu\text{g/g}$ 、 $19.48\ \mu\text{g/g}$ 、 $7.32\ \mu\text{g/g}$ 、 $21.8\ \mu\text{g/g}$ 、 $735.52\ \mu\text{g/g}$ 、 $22.41\ \mu\text{g/g}$ 、 $9.40\ \mu\text{g/g}$ 、 $59.11\ \mu\text{g/g}$ 、 $85.55\ \mu\text{g/g}$ 。个别数据出现异常,是由于第四纪碎屑混入或测量时的误差造成的。平1井与平2井在地层上有较好的连续性,故平1井与平2井数据可以一起讨论。平台地区古近系路乐河组(E_{1+2})岩性复杂,在选取合适样品后,利用元素比值关系可以较好的反应古环境与古气候。

4.3 微量元素指示沉积环境、古气候特征分析讨论

原岩被风化、搬运,然后沉积,在沉积过程中,元素与所处环境在物理化学条件之间存在着复杂的地球化学平衡。沉积区的古气候、沉积环境以及水体环境对元素的分异产生影响造成其分布规律的差异性[37],因此,在一定的沉积环境和气候背景下,微量元素的含量、组合及比值关系发生变化,可以反演当时的沉积环境及古气候[5-6]。因此,通过选取对古环境与古气候反应敏感,在沉积后较稳定,以自生为主的微量元素以及相关比值变化关系(图5)来重建本地区沉积环境与古气候。

4.3.1 微量元素与沉积氧化还原环境关系

U和Th元素的化学性质在还原状态下具有相似的特征,但在氧化状态下却有很大的差异,由此特性可以通过其含量来判断沉积的氧化还原环境[38]。在表生环境下,Th全部为 ^{232}Th ,在钍盐中全部显示出正四价,且不易溶解。U化学性质活泼,但在正四价和正六价化合物中稳定,其低价态正四价化合物不溶于水且只存在于强还原状态中,正六价高价态化合

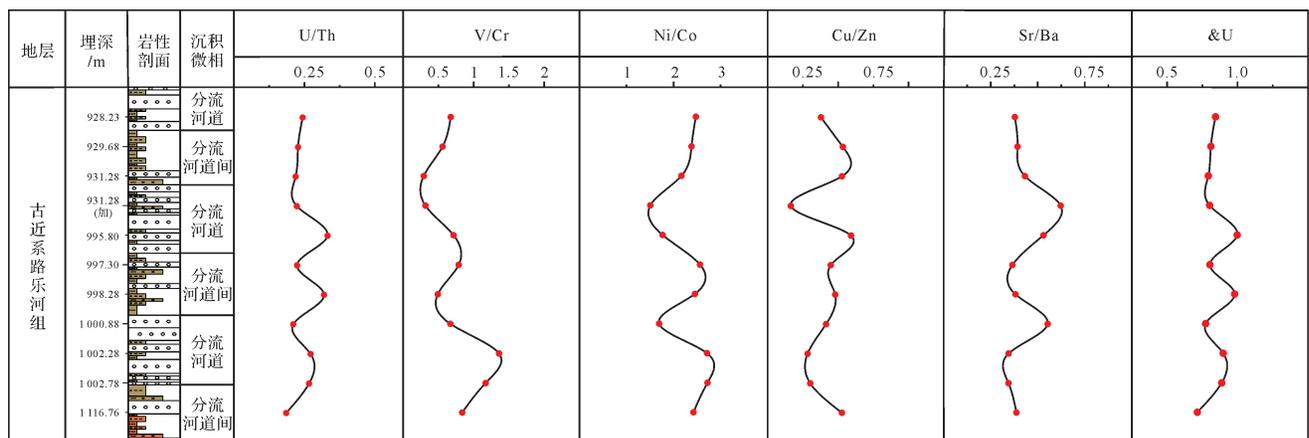


图5 平台地区古近系路乐河组(E_{1+2})微量元素比

Fig.5 Trace element ratios, Lulehe Formation, Pingtai region

物为氧化状态且易溶于水,不易保存于沉积物中易流失。利用U和Th在氧化状态下的差异,通过U/Th比值关系来判断沉积时期的氧化还原环境^[39-40]。路乐河组(E_{1+2})的U/Th值在0.19~0.33之间,平均值为0.25,比值均小于0.75,说明沉积时为氧化环境。

沉积物中V元素多以自生为主,在还原环境中易吸附富集于黏土中,水体越深、泥质含量越多,V元素含量越丰富^[41];Cr元素同样为氧化还原环境的敏感元素,易在氧环境下发生富集^[42]。路乐河组(E_{1+2})的V/Cr值在0.29~1.36之间,平均值为0.72,最大值与比值均小于2,说明在沉积时期处于氧化环境。

由于在氧化环境下Ni和Co相对富集,因此Ni/Co比值常被当作氧化还原环境的辅助判别指标^[43]。Ni/Co比值在1.51~2.72之间,平均值为2.26,所有比值均小于5,说明所处的沉积环境为氧化环境。

Cu、Zn元素均为过渡元素,根据能斯特方程来看,介质的酸碱度会对氧化还原反应产生影响,沉积环境介质氧逸度不断降低使得Cu、Zn元素产生分离,在沉积关系上形成了Cu-Zn过渡的分带,即Cu/Zn比值会随介质氧逸度的升降而变化。梅水泉^[44]根据Cu/Zn的比值关系划分出氧化—还原过渡相,0.38~0.50之间为还原—氧化环境,0.50~0.63之间为弱氧化环境。样品中的Cu/Zn比值在0.16~0.59之间,平均值为0.42,样品比值跨度较大,最大值显示为弱氧化,但均值指示为还原—氧化环境。由于Cu和Zn元素在泥岩中富集,在去除Zn在931.28 m样品处出现的实验误差值后,综合来看,所处的沉积环境为还原—氧化环境偏弱氧化环境。

综上所述,利用U/Th、V/Cr、Ni/Co以及Cu/Zn的比值变化关系,均可以较好的反映出路乐河组(E_{1+2})处于沉积氧化环境,氧化还原电位较高,使得易氧化元素处于高氧化状态,产生易溶盐,迁移能力变强,不易被氧化的元素产生富集。

4.3.2 微量元素与古气候的关系

元素Sr和Ba同属于碱金属元素,两者化合物溶解度相比较,Sr的化合物溶解度要高,淡水中Sr和Ba遇到咸水中丰富的 SO_4^{2-} ,反应后均沉淀为难溶盐,但 $SrSO_4$ 要比 $BaSO_4$ 更易溶于水,因此可以通过沉积物中Sr/Ba的比值来指示水体环境,一般来说,Sr/Ba值小于1为淡水沉积,其中小于0.6水体为微咸水相,0.6~1.0为半咸水相沉积,Sr/Ba比值大于1则主要沉积于而盐湖(海相)^[45-46],比值与气候干旱程度和水体

盐度成正比。路乐河组(E_{1+2})的Sr/Ba比值在0.16~0.50之间,平均值为0.30,比值均小于1,由于水体盐度具有在干热条件下较高,温湿环境下低这一特性,说明气候较为湿润,水体环境为淡水环境。

Th和U在氧化环境和还原环境中的不同性质,通过利用&U来判断水体环境,&U法关系式如下: $\&U=U/[0.5 \times (Th/3+U)]$, $\&U>1$,表明沉积时水体为缺氧环境; $\&U<1$,说明为沉积于正常的水体环境^[47-49]。路乐河组(E_{1+2})的&U值在0.72~1.00之间,均小于1,平均值为0.85,说明在沉积时期处于正常水体阶段。

综上所述,Sr/Ba与&U的变化关系,反映出在青藏高原隆升前,暖湿气流仍然可以到达内陆盆地,平台地区路乐河组(E_{1+2})气候为温暖湿润的气候以及水体环境为淡水环境且为微咸水相,由于温暖湿润的气候条件有利于微生物的繁衍生长^[50],使得整个路乐河组时期水域生产力较高,有利于形成高的有机质丰度,此外在后期青藏高原隆升,气候变得干旱水体变咸,产生的水分层使得有机质得以较好的保存,为形成高产量的油气田提供有利条件。

5 结论

(1) 平台地区路乐河组储集砂岩主要为岩屑砂岩和长石质岩屑砂岩,碎屑颗粒之间以点—线接触为主,胶结物主要以方解石为主,其次为泥质胶结;黏土矿含量较高,平均含量21.9%,主要发育伊—蒙混层、伊利石和蒙脱石,具有明显的蒙皂石向伊—蒙混层转化特征;结合碳氧同位素推算其成岩温度在62.89℃~90.53℃之间,说明平台地区路乐河组储集岩目前应该处于早成岩阶段B期。

(2) 平台地区路乐河组碳酸盐胶结物中碳同位素值($\delta^{13}C$)与氧同位素值($\delta^{18}O$)均较轻,碳同位素值($\delta^{13}C$)在-8.87‰~-3.91‰之间,平均为-5.66‰;氧同位素值($\delta^{18}O$)在-12.97‰~-8.75‰之间,平均为-10.68‰,其碳来源主要为脱羧作用的有机质碳和碳酸盐岩中的无机碳;根据古盐度分析结果,认为碳酸盐胶结物成岩流体主要以成岩过程碎屑析出水和来自外部淋溶过滤后进入岩体的大气降水为主。

(3) 微量元素测定结果显示,Sr、Cu、Th、U、Ba、Ni、Co、V、Cr元素含量的平均值分别为195.25 μg/g、19.48 μg/g、7.32 μg/g、21.8 μg/g、735.52 μg/g、22.41 μg/g、9.40 μg/g、59.11 μg/g、85.55 μg/g,进一步分析U/Th、V/Cr、Ni/Co以及Cu/Zn的均值分别为0.25、

0.72、2.26和0.42,反映出路乐河组(E_{1+2})主要处于氧化环境中,氧化还原电位较高;Sr/Ba均值为0.30,&U为0.85,均小于1,以及碳酸盐胶结物中的碳氧同位素推算出古盐度值为110.38,说明路乐河组的形成环境以淡水为主,气候温暖湿润。

参考文献(References)

- [1] 陆廷清,马志强,牟中海. 柴达木盆地的侏罗系[J]. 石油勘探与开发, 1997, 24(6): 17-20. [Lu Tingqing, Ma Zhiqiang, Mou Zhonghai. Jurassic system in Qaidam Basin of Qinghai, China [J]. Petroleum Exploration and Development, 1997, 24(6): 17-20.]
- [2] 杨平,杨玉芹,马立协,等. 柴达木盆地北缘侏罗系沉积环境演变及其石油地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2007, 34(2): 160-164. [Yang Ping, Yang Yuqin, Ma Lixie, et al. Evolution of the Jurassic sedimentary environment in northern margin of Qaidam Basin and its significance in petroleum geology [J]. Petroleum Exploration and Development, 2007, 34(2): 160-164.]
- [3] 谢渊,王剑,李令喜,等. 鄂尔多斯盆地白垩系粘土矿物的分布特征及其沉积—成岩环境意义[J]. 地质通报, 2010, 29(1): 93-104. [Xie Yuan, Wang Jian, Li Lingxi, et al. Distribution of the Cretaceous clay minerals in Ordos Basin, China and its implication to sedimentary and diagenetic environment [J]. Geological Bulletin of China, 2010, 29(1): 93-104.]
- [4] 汤艳杰,贾建业,谢先德. 粘土矿物的环境意义[J]. 地学前缘, 2002, 9(2): 337-344. [Tang Yanjie, Jia Jianye, Xie Xiande. Environment significance of clay minerals [J]. Earth Science Frontiers, 2002, 9(2): 337-344.]
- [5] 曾允孚,夏文杰. 沉积岩石学[M]. 地质出版社, 1986: 125-142. [Zeng Yunfu, Xia Wenjie. Sedimentary petrology [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1986: 125-142.]
- [6] 熊小辉,肖加飞. 沉积环境的地球化学示踪[J]. 地球与环境, 2011, 39(3): 405-414. [Xiong Xiaohui, Xiao Jiafei. Geochemical indicators of sedimentary environments—a summary [J]. Earth and Environment, 2011, 39(3): 405-414.]
- [7] 王敏芳,黄传炎,徐志诚,等. 综述沉积环境中古盐度的恢复[J]. 新疆石油天然气, 2006, 2(1): 9-12. [Wang Minfang, Huang Chuanyan, Xu Zhicheng, et al. Review on paleosalinity recovery in sedimentary environment [J]. Xinjiang Oil & Gas, 2006, 2(1): 9-12.]
- [8] Ortoleva P J. Basin compartments and seals [M]. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1994: 477.
- [9] 黄思静,石和,张萌,等. 锶同位素地层学在碎屑岩成岩研究中的应用[J]. 沉积学报, 2002, 20(3): 359-366. [Huang Sijing, Shi He, Zhang Meng, et al. Application of strontium isotope stratigraphy to diagenesis research [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2002, 20(3): 359-366.]
- [10] McBride E F, Parea G C. Origin of highly elongate, calcite-cemented concretions in some Italian coastal beach and dune sands [J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(1): 82-87.
- [11] 王琪,嵯喜准,陈国俊,等. 延长组砂岩中碳酸盐胶结物氧碳同位素组成特征[J]. 天然气工业, 2007, 27(10): 28-32. [Wang Qi, Zhuo Xizhun, Chen Guojun, et al. Characteristics of carbon and oxygen isotopic compositions of carbonate cements in Triassic Yanchang sandstone in Ordos Basin [J]. Natural Gas Industry, 2007, 27(10): 28-32.]
- [12] 孙国强,吕婧文,赵明君,等. 柴达木盆地鄂博梁III号中新统成岩作用及沉积环境[J]. 沉积学报, 2015, 33(2): 337-347. [Sun Guoqiang, Lü Jinwen, Zhao Mingjun, et al. Diagenesis and sedimentary environment of Miocene series in Eboliang III area [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2015, 33(2): 337-347.]
- [13] Rossi C, Marfil R, Ramseyer K, et al. Facies-related diagenesis and multiphase siderite cementation and dissolution in the reservoir sandstones of the Khatatba formation, Egypt's western desert [J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(3): 459-472.
- [14] Macaulay C I, Haszeldine R S, Fallick A E. Distribution, chemistry, isotopic composition and origin of Diagenetic carbonates; Magnus sandstone, North sea [J]. Journal of Sedimentary Research, 1993, 63(1): 33-43.
- [15] Fayek M, Harrison T M, Grove M, et al. In situ stable isotopic evidence for protracted and complex carbonate cementation in a petroleum reservoir, north Coles levee, San Joaquin Basin, California, U. S. A [J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(3): 444-458.
- [16] 王惠勇,谭明友,张云银. 柴达木盆地路乐河组古地理特征及其演化[J]. 中国煤炭地质, 2014, 26(10): 7-12, 21. [Wang Huiyong, Tan Mingyou, Zhang Yunyin. Paleogeographic characteristics and evolution in Lulehe Formation, Qaidam Basin [J]. Coal Geology of China, 2014, 26(10): 7-12, 21.]
- [17] 孙国强,刘伟明,王波,等. 柴北缘平台地区路乐河组砂岩储层特征[J]. 沉积学报, 2016, 34(2): 356-363. [Sun Guoqiang, Liu Weiming, Wang Bo, et al. Reservoir characteristics of the Lulehe Formation in the Pingtai area of northern Qaidam Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2016, 34(2): 356-363.]
- [18] 吕婧文,李远,王鹏,等. 柴达木盆地平台地区路乐河组沉积微相研究[J]. 沉积与特提斯地质, 2016, 36(2): 55-61. [Lü Jingwen, Li Yuan, Wang Peng, et al. Sedimentary facies in the Lulehe Formation, Pingtai area, Qaidam Basin, Qinghai [J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 2016, 36(2): 55-61.]
- [19] 孙国强,杜忠明,贾艳艳,等. 柴达木盆地北缘西段古近

- 纪以来沉积模式研究[J]. 岩性油气藏, 2012, 24(4): 13-18. [Sun Guoqiang, Du Zhongming, Jia Yanyan, et al. Sedimentary model since Paleogene in northern margin of Qaidam Basin [J]. Lithologic Reservoirs, 2012, 24(4): 13-18.]
- [20] 张景廉, 石兰亭, 陈启林, 等. 柴达木盆地地壳深部构造特征及油气勘探新领域[J]. 岩性油气藏, 2008, 20(2): 29-36. [Zhang Jinglian, Shi Lanting, Chen Qilin, et al. Deep crust structural features and new targets of petroleum exploration in Qaidam Basin [J]. Lithologic Reservoirs, 2008, 20(2): 29-36.]
- [21] 孙国强, 郑建京, 苏龙, 等. 柴达木盆地西北区中—新生代构造演化过程研究[J]. 天然气地球科学, 2010, 21(2): 212-217. [Sun Guoqiang, Zheng Jianjing, Su Long, et al. Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution in northwestern Qaidam Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2010, 21(2): 212-217.]
- [22] 张敏, 尹成明, 陈琰. 柴达木盆地北缘含油气系统与油气勘探方向[J]. 沉积学报, 2005, 23(1): 143-149. [Zhang Min, Yin Chengming, Chen Yan. Strategy of hydrocarbon exploration in the petroleum system of the northern Qaidam Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2005, 23(1): 143-149.]
- [23] 田继先, 孙平, 张林, 等. 柴达木盆地北缘山前带平台地区天然气成藏条件及勘探方向[J]. 天然气地球科学, 2014, 25(4): 526-531. [Tian Jixian, Sun Ping, Zhang Lin, et al. Accumulation conditions of natural gas and exploration domains in Pingtai area, piedmont zone of the North Qaidam [J]. Natural Gas Geoscience, 2014, 25(4): 526-531.]
- [24] 陈波, 陈汾君, 马进业, 等. 冷湖地区上干柴沟组储层碳酸盐胶结物特征及地质意义[J]. 大庆石油地质与开发, 2016, 35(5): 28-33. [Chen Bo, Chen Fenjun, Ma Jinye, et al. Characteristics and their geological significances of the carbonate cements in Shangganchaigou-formation reservoirs of Lenghu area [J]. Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing, 2016, 35(5): 28-33.]
- [25] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(7/8): 811-831.
- [26] 王大锐. 油气稳定同位素地球化学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2000: 82-85. [Wang Darui. Stable isotope geochemistry of oil and gas [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000: 82-85.]
- [27] 帅燕华, 宋娜娜, 张水昌, 等. 松辽盆地北部生物降解成因气及其成藏特征[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(5): 659-670. [Shuai Yanhua, Song Nana, Zhang Shuichang, et al. Gas of biodegradation origin and their pooling characteristics in northern Songliao Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(5): 659-670.]
- [28] Hudson J D. Stable isotopes and limestone lithification [J]. Journal of the Geological Society, 1977, 133(6): 637-660.
- [29] 张杰, 何周, 徐怀宝, 等. 乌尔禾—风城地区二叠系白云质岩类岩石学特征及成因分析[J]. 沉积学报, 2012, 30(5): 859-868. [Zhang Jie, He Zhou, Xu Huaibao, et al. Petrological characteristics and origin of Permian Fengcheng Formation dolomitic rocks in Wuerhe-Fengcheng area, Junggar Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2012, 30(5): 859-868.]
- [30] 樊海龙, 彭传凯, 余心起, 等. 新疆乌苏泥火山地球化学特征及其泥浆源[J]. 地质通报, 2017, 36(8): 1428-1438. [Fan Hailong, Peng Chuankai, Yu Xinqi, et al. Geochemical characteristics of Wusu mud volcanoes in Xinjiang and their mud sources [J]. Geological Bulletin of China, 2017, 36(8): 1428-1438.]
- [31] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28(10/11): 1787-1816.
- [32] 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3(4): 17-30. [Zhang Xiulian. Relationship between carbon and oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1985, 3(4): 17-30.]
- [33] 傅启龙. 库车盆地西北缘下第三系碳、氧同位素特征及成岩环境[J]. 地层学杂志, 1996, 20(4): 280-284. [Fu Qilong. Relationships between carbon and oxygen isotopic compositions and diagenetic environments of Lower Tertiary carbonate on the northwestern margin of Kuqa Basin, Xinjiang [J]. Journal of Stratigraphy, 1996, 20(4): 280-284.]
- [34] 邵龙义, 窦建伟, 张鹏飞. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义[J]. 地球化学, 1996, 25(6): 575-581. [Shao Longyi, Dou Jianwei, Zhang Pengfei. Paleogeographic significances of carbon and oxygen isotopes in Late Permian rocks of Southwest China [J]. Geochimica, 1996, 25(6): 575-581.]
- [35] Shackleton N J. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 [M]//Kennett J P, Houtz R E. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 1975.
- [36] Guo J J, Sun G Q, Liu W M. Formation phases of carbonate cements and sedimentary environments in Lower Jurassic sandstones of the Lenghu V tectonic belt, North Qaidam Basin, China [J]. Carbonates and Evaporites, 2018: 1-13.
- [37] 李兴, 张立强, 施辉, 等. 准噶尔盆地玛湖凹陷百口泉组沉积古环境分析: 以玛18井为例[J]. 岩性油气藏, 2016, 28(2): 80-85. [Li Xing, Zhang Liqiang, Shi Hui, et al. Sedimentary environment of Lower Triassic Baikouquan Formation in Mahu Sag, Junggar Basin: A case study from

- Ma 18 well [J]. *Lithologic Reservoirs*, 2016, 28 (2): 80-85.]
- [38] Adams J A S, Osmond J K, Rogers J J W. The geochemistry of thorium and uranium [J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1959, 3: 298-348.
- [39] Wignall P B, Twitchett R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction [J]. *Science*, 1996, 272 (5265): 1155-1158.
- [40] Kimura H, Watanabe Y. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary [J]. *Geology*, 2001, 29 (11): 995-998.
- [41] 黄小文, 漆亮, 孟郁苗. 东天山黑峰山、双峰山及沙泉子(铜)铁矿床的矿物微量和稀土元素地球化学特征 [J]. *矿床地质*, 2013, 32(6): 1188-1210. [Huang Xiaowen, Qi Liang, Meng Yumiao. Trace element and REE geochemistry of minerals from Heifengshan, Shuangfengshan and Shaquanzi (Cu-)Fe deposits, eastern Tianshan Mountains [J]. *Mineral Deposits*, 2013, 32(6): 1188-1197.]
- [42] 王随继, 黄杏珍, 妥进才, 等. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义 [J]. *沉积学报*, 1997, 15 (1): 65-70. [Wang Suiji, Huang Xingzhen, Tuo Jincai, et al. Evolutional characteristics and their paleoclimate significance of trace elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang Depression [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1997, 15 (1): 65-70.]
- [43] 谢尚克, 汪正江, 王剑, 等. 綦江观音桥中上奥陶统微量元素地球化学特征 [J]. *沉积与特提斯地质*, 2010, 30 (4): 60-65. [Xie Shangke, Wang Zhengjiang, Wang Jian, et al. Trace element geochemistry of the Middle and Upper Ordovician strata in the Guanyinqiao section, Qijiang, Chongqing [J]. *Sedimentary Geology & Tethyan Geology*, 2010, 30(4): 60-65.]
- [44] 梅水泉. 岩石化学在湖南前震旦系沉积环境及铀来源研究中的应用 [J]. *湖南地质*, 1988, 7(3): 25-31, 49. [Mei Shuiquan. Application of rock chemistry in the study of Presinian sedimentary environment and the source of uranium mineralization in Hunan province [J]. *Hunan Geology*, 1988, 7(3): 25-31, 49.]
- [45] 王益友, 郭文莹, 张国栋. 几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用 [J]. *同济大学学报(自然科学版)*, 1979, 7(2): 51-60. [Wang Yiyu, Guo Wenyong, Zhang Guodong. Application of some geochemical indicators in determining of sedimentary environment of the Funing Group (Paleogene), Jin-Hu Depression, Kiangsu province [J]. *Journal of Tongji University (Natural Science)*, 1979, 7(2): 51-60.]
- [46] Custodio E. Aquifer overexploitation: what does it mean? [J]. *Hydrogeology Journal*, 2002, 10(2): 254-277.
- [47] 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 等. 缺氧环境及地球化学判别标志的探讨: 以鄂尔多斯盆地为例 [J]. *沉积学报*, 2004, 22 (2): 365-372. [Tonger, Liu Wenhui, Xu Yongchang, et al. The discussion on anoxic environments and its geochemical identifying indices [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(2): 365-372.]
- [48] Steiner M, Wallis E, Erdtmann B D, et al. Submarine-hydrothermal exhalative ore layers in black shales from South China and associated fossils — insights into a Lower Cambrian facies and bio-evolution [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 169(3/4): 165-191.
- [49] 杨兴莲, 朱茂炎, 赵元龙, 等. 黔东前寒武纪—寒武纪转换时期微量元素地球化学特征研究 [J]. *地质学报*, 2007, 81(10): 1391-1397. [Yang Xinglian, Zhu Maoyan, Zhao Yuanlong, et al. Trace element geochemical characteristics from the Ediacaran Cambrian transition interval in eastern Guizhou, South China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2007, 81(10): 1391-1397.]
- [50] 韩永林, 王海红, 陈志华, 等. 耿湾—史家湾地区长6段微量元素地球化学特征及古盐度分析 [J]. *岩性油气藏*, 2007, 19(4): 20-26. [Han Yonglin, Wang Haihong, Chen Zhihua, et al. Paleosalinity analysis and trace element geochemistry of Chang 6 member in Gengwan-Shijiawan area, Ordos Basin [J]. *Lithologic Reservoirs*, 2007, 19(4): 20-26.]

Sedimentary Diagenetic Environment of the Lulehe Formation in the Pingtai Region, Northern Qaidam Basin

YANG YongHeng^{1,2,3}, SUN GuoQiang^{1,2}, WANG YeTong^{1,2,3}, ZHU WenJun⁴, QIN CaiHong⁴,
GUAN Bin⁵

1. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

2. Key Laboratory of Petroleum Resources, Gansu Province, Lanzhou 730000, China

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4. Exploratory Development Institute of Qinghai Petroleum Administration, Dunhuang, Gansu 736202, China

5. Exploration Utility Department of Qinghai Petroleum Administration, Dunhuang, Gansu 736202, China

Abstract: Detailed analysis of the petrologic characteristics, carbonate cements and clay minerals of the reservoir rocks of the Paleogene Lulehe Formation in the central Pingtai region at the northern margin of the Qaidam Basin showed that the reservoir rocks in the platform area are mainly lithic sandstone and feldspar lithic sandstone, commonly with point contact and/or line contact between the clastic particles. As a result there are few primary interstices, only individual intragranular secondary pores. The clay mineral content is relatively high, up to 21.92% on average, mainly in mixed layers of illite/montmorillonite and illite. Montmorillonite and chlorite are predominant, and show obvious montmorillonite transformation into illite-montmorillonite. The pore fluid is alkaline water, which promotes the decarboxylation of organic matter and reflects hydrocarbon generation during compaction. The average paleotemperature at the time of carbonate cement formation was 75.20 °C, mainly at the early diagenetic stage B. Elemental geochemical analyses showed carbon isotope values ($\delta^{13}\text{C}$) from -8.77‰ to -3.91‰ (average -5.66‰); the carbon source was mainly decarboxylated organic carbon and inorganic carbon in carbonate rocks. Leaching also reduced the amount of the $\delta^{13}\text{C}$ isotope in cements. The oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) ranged from -12.97‰ to -8.75‰ (average 10.68‰). The paleosalinity (Z) was in the range 103.79 to 114.27 (average 110.38). The carbonate precipitation temperature ranged from 62.89 °C to 90.53 °C (average 75.20 °C). Trace element determination gave average values for Sr, Cu, Th, U, Ba, Ni, Co, V and Cr of 195.25 $\mu\text{g/g}$, 19.48 $\mu\text{g/g}$, 7.32 $\mu\text{g/g}$, 21.8 $\mu\text{g/g}$, 735.52 $\mu\text{g/g}$, 22.41 $\mu\text{g/g}$, 9.40 $\mu\text{g/g}$, 59.11 $\mu\text{g/g}$ and 85.55 $\mu\text{g/g}$, in that order. The average values of the U/Th, V/Cr, Ni/Co and Cu/Zn ratios were 0.25, 0.72, 2.26 and 0.42, indicating that the Lulehe Formation (E_{1+2}) is currently in a sedimentary oxidizing environment with high redox potential. Since the combined Sr/Ba and U averages 0.30 and 0.85 are both less than 1, together with the C and O isotope content in the carbonate cement, the ancient salinity was estimated to be 110.38 wt%; this indicates a freshwater sedimentation paleoenvironment with a brackish water phase.

Key words: carbon and oxygen isotopes; main trace elements; carbonate cement; Pingtai region; Qaidam Basin