

磁性特征采取不同的退磁步骤。

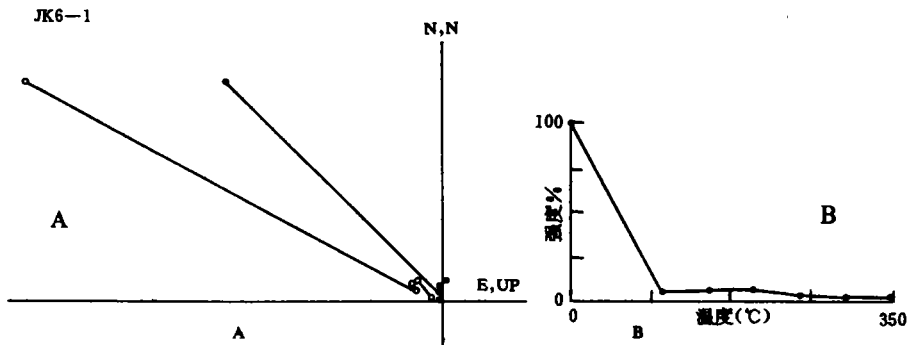
古地磁测试数据采用法国巴黎地球物理研究所古地磁实验室 R. Enkin 博士编制的古地磁数据分析程序进行处理。

对原生剩磁的判识,我们运用以下原则进行:①褶皱和倒转检验,对于褶皱或倒转地层,尽可能多采样品,进行原生剩磁检验,以 95% 以上的置信度通过检验的高温磁化分量可视为主磁;②经逐步退磁测试后,在中高温退磁阶段样品磁化强度要有一定幅度的衰减,经地层产状校正后,剩磁方向密集度和置信度明显提高,且不同于现代地磁场方向;③每个采样点或剖面相同时代样品的磁化方向一致性较好,采用不同方法所得分析结果应能相互印证。

从古地磁样品测试结果来看,不同时期、不同类型岩石的天然剩磁强度差别较大。

1) 中寒武世灰岩样品的天然剩磁强度在 10^{-2}Am^{-1} 数量级,最大者为 $9.41 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$,最小者为 $2.10 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$,平均 $6.00 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$;石英砂岩样品的天然剩磁强度在 10^{-3}Am^{-1} 量级,最大为 $5.73 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$,最小为 $2.07 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$,平均 $4.60 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$ 。

磁化强度的变化反映出,中寒武世样品大多为弱稳定—中等稳定型,一般在中低温退磁阶段,其磁化强度均衰减至天然剩磁强度的 5%~30% (图 1)。



A. Z 氏图 B. 剩磁强度变化曲线

图 1 退磁曲线

Fig. 1 Demagnetizing Plots

该时期样品中高温段磁化方向有两种极性,正向极性占 70% 以上,而反向极性不足 30%,它们呈对撞状态,与现代地磁场方向明显不同,可代表原生剩磁方向。

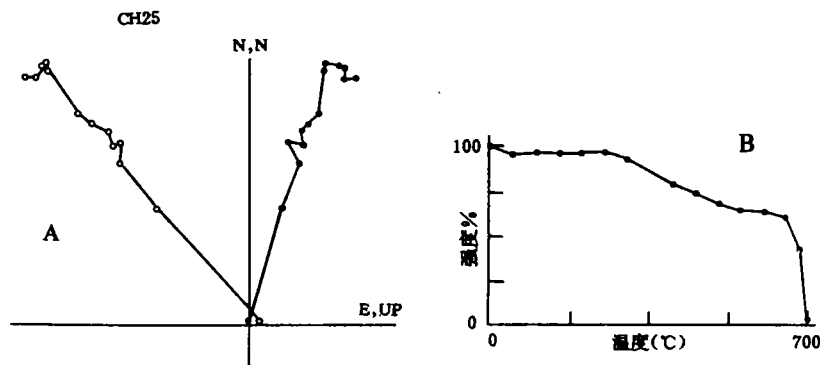
鄂尔多斯盆地中寒武世平均磁化方向: $D=18.9^\circ$, $I=25.4^\circ$, $\alpha_{95}=25.2^\circ$ ①。

2) 早奥陶世贺兰山区灰岩的天然剩磁强度多在 10^{-2}Am^{-1} 量级(仅有 3 个样品为 10^{-3}Am^{-1} 量级),最大为 $2.51 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$,最小为 $2.65 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$,平均 $1.60 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ 。吕梁地区灰岩的天然剩磁强度一般在 10^{-2}Am^{-1} 量级(仅 1 个样品偏大,在 10^{-1}Am^{-1} 量级),

① D—磁偏角, I—磁倾角, α_{95} —置信角。下同。

最大为 $2.51 \times 10^{-1} \text{Am}^{-1}$, 最小为 $2.30 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$, 平均 $8.01 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ 。中阳~刘家坪灰岩下部样品强度较大, 在 10^{-1}Am^{-1} 量级, 上部样品强度骤减到 10^{-3}Am^{-1} 量级, 它们强度最大者为 $5.30 \times 10^{-1} \text{Am}^{-1}$, 最小者为 $2.68 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$, 平均 $1.20 \times 10^{-1} \text{Am}^{-1}$; 石英砂岩天然剩磁强度较小, 为 10^{-3}Am^{-1} 量级, 最大 $10.7 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$, 最小 $7.13 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$, 平均 $9.01 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$ 。三关口灰岩总体来说天然剩磁强度普遍较小, 在 10^{-3}Am^{-1} 量级 (仅 1 个样品略高, 为 $1.54 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$), 平均强度 $5.40 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$ 。

从磁化强度变化情况来看, 大多数样品为稳定型 (图 2), 在中低温退磁阶段下降不足天然剩磁强度的 25%, 直到高温退磁阶段才骤然降低。



A. Z 氏图 B. 剩磁强度变化曲线

图 2 退磁曲线

Fig. 2 Demagnetizing Plots

磁化方向的变化揭示出低温磁化分量 and 高温磁化分量两个总体方向, 高温磁化方向不仅密集度高, 而且远不同于现代地磁场方向; 由退磁曲线高温段所反映的早奥陶世磁极特征以正向为主, 仅个别层段样品为反向极性, 且能呈较好的对摺关系。这符合奥陶纪在全球范围内以正向磁极性为主的研究结果 (黑尔伍德, 1991)^[3], 从而也从另一方面说明我们得到的古地磁资料是可靠的。

鄂尔多斯盆地早奥陶世平均磁化方向: $D=346.7^\circ, I=38.5^\circ, \alpha_{95}=14.4$ 。

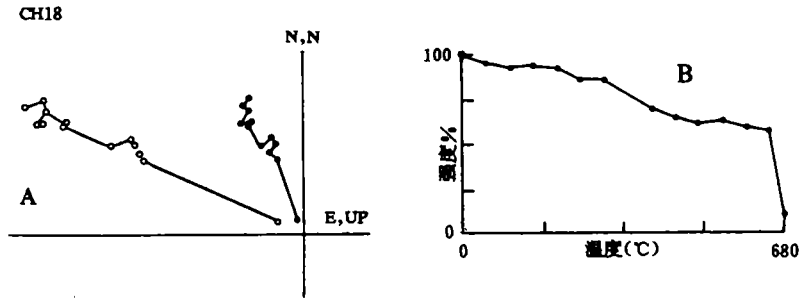
3) 晚石炭世柳林灰岩样品的天然剩磁强度多在 10^{-2}Am^{-1} 量级, 最大 $6.05 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$, 最小 $1.76 \times 10^{-3} \text{Am}^{-1}$, 平均 $1.15 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$; 刘家坪~交口灰岩样品的天然剩磁强度在 10^{-2}Am^{-1} 量级, 平均为 $1.50 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ 。

从强度变化特征来看, 晚石炭世灰岩样品绝大多数为中等稳定—稳定型磁化, 在中低温退磁阶段衰减其天然剩磁强度的 20%~50%; 磁化方向的变化特点明显揭示出低温和高温两种磁化分量。在 Z 氏图上高温磁化分量趋于坐标原点, 且方向稳定。这表明, 与现代地磁场方向不同的高温磁化分量代表了岩石沉积时的原生剩磁 (图 3)。

鄂尔多斯盆地晚石炭世平均磁化方向: $D=333.2^\circ, I=42.7^\circ, \alpha_{95}=12.7$ 。

4) 早一中三叠世的古地磁样品主要为红色砂岩、砂泥岩, 它们的天然剩磁强度均在 10^{-2}Am^{-1} 量级, 平均为 $5.10 \times 10^{-2} \text{Am}^{-1}$ 。

退磁强度变化特征反映出,早—中三叠世的样品大部分为中等稳定型磁化,在中低温退磁阶段衰减其天然剩磁强度的50%左右(图4)。在Z氏图上,磁化方向的变化显示出低温磁化分量与高温磁化分量两部分,低温磁化分量与现代地磁场方向接近,是后期重磁化的结果,而高温磁化分量则明显不同于现代地磁场方向,且稳定地趋于坐标原点。可见,高温磁化分量代表了地层沉积时的原生磁化方向。



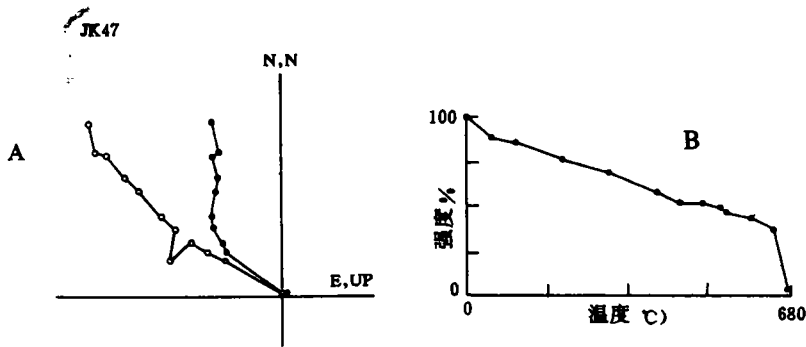
A. Z氏图 B. 剩磁强度变化曲线

图3 退磁曲线

Fig. 3 Demagnetizing Plots

鄂尔多斯盆地早—中三叠世的平均磁化方向为: $D=343.2^{\circ}$, $I=41.1^{\circ}$ 。

其余各时代古地磁特征数据采用彭作林、黄华芳等^① 1989年的基础资料,经重新整理后与上述结果一同列于表1。



A. Z氏图 B. 剩磁强度变化曲线

图4 退磁曲线

Fig. 4 Demagnetizing Plots

2 古地磁数据的地质意义

前述古地磁结果(表1)与其他学者在华北板块各地所取得的资料(表2)自二叠纪以来

^① 彭作林,黄华芳等,1989,鄂尔多斯盆地大地构造演化的古地磁学证据,与长庆石油局合作成果。

基本一致,反映了鄂尔多斯盆地与华北板块其它构造单元在这一时期构造活动规律是相同的,而寒武—奥陶纪古地磁结果的差异可能预示着郯庐断裂以东地区在早古生代与鄂尔多斯不属于一个统一的构造整体,这一点有待进一步研究。

由表 1 可以看出,鄂尔多斯盆地寒武纪早期处于低纬度区域(14°N 左右),且环境较为稳定,没有明显的经向构造迁移,直到寒武纪晚期,它才向北运动约 $600\text{km}\sim 700\text{km}$,到达北纬 20° 左右地区;至早中奥陶世,总体看鄂尔多斯盆地水平构造活动并不很活跃,始终在 20°N 地区徘徊。因此,盆地中沉积了稳定类型的碳酸盐岩和石英砂岩等岩石。中奥陶世晚末期,构造环境发生了较大改变,虽然在鄂尔多斯盆地乃至整个华北板块的绝大部分地区缺乏晚奥陶世—早石炭世的古地磁记录,但从甘肃河西走廊地区获得的志留纪、泥盆纪古地磁结果(孟自芳等,1992;黄华芳等,1993)^[9,10,11]来看,它们可能经历了反复的、规模较大的南北向水平运动,这种运动的发生及板块内部的构造形变作用可能是导致其缺失晚奥陶世—早石炭世沉积地层的原因。石炭纪晚期至早中三叠世,它基本处于 24°N 左右地区,构造环境较为稳定。到晚三叠世,鄂尔多斯盆地运动至北纬大约 27° ;侏罗纪晚期水平北向迁移至 31°N 左右,白垩纪以后已基本处于与现代相近位置。鄂尔多斯盆地与华北板块其它地区在三叠纪—侏罗纪时期古地磁结果的差异表明,它们之间此阶段曾发生过相对构造旋转作用。

表 1 鄂尔多斯盆地古地磁数据一览表

Table 1 Paleomagnetic data of the Erdos Basin

时代	采点位置		样点数	磁化方向		置信角 α_{95}	古地磁极位置		极误差		古纬度 N
	经度 E	纬度 N		偏角	倾角		经度 E	纬度 N	dm	dp	
R	105.7	38.9	1	352.5	58.6		21.9	84.0			39.2
K ₁	107.9	36.02	5	8.4	55.9	15.2	191.8	83.2	21.8	15.6	36.4
J	107.9	36.02	3	58.9	50.5	17.4	185.6	41.5	23.4	15.7	31.2
T ₃	107.9	36.01	3	337.1	45.3	15.3	359.0	68.5	19.4	12.3	26.8
T ₁₋₂	107.9	36.01	2	343.2	41.1		341.9	70.9			23.6
P ₂	107.9	36.01	5	347.8	41.3	25.7	331.8	73.8	31.3	19.1	23.7
P ₁	107.9	36.01	2	321.5	35.4		2.4	52.5			19.6
C ₂₋₃	107.3	36.01	3	333.2	42.7	12.7	359.2	64.4	15.7	9.7	24.7
O ₁	107.9	36.01	6	346.7	38.5	14.4	330.5	71.6	17.1	10.2	21.7
Є ₂₋₃	111.2	37.0	5	350.3	35.4		320.2	70.6			19.5
Є ₂	111.3	37.2	14	18.9	25.4	25.2	251.1	60.8	27.1	14.6	13.4
Є ₁	105.9	38.7	2	177.8	-27		291.3	65.5			14.0

总之,鄂尔多斯盆地在寒武纪至今的构造演化历史中,经历了大规模南北向水平往复运动,这种运动历程是曲折复杂的,有剧烈期,也有缓和期;有整体水平运动期,也有差异旋转或错动期。这种相对的动、静构造活动历史的交替,使鄂尔多斯盆地经历了复杂的古地理、古气候和古构造环境变迁。

表2 华北板块古地磁数据一览表

Table 2 Paleomagnetic data for the North China Plate

采样地区	时代	采点位置		样品数	磁化方向		置信角 α_{95}	古地磁极位置		极误差		作者
		经度 E	纬度 N		偏角	倾角		经度 E	纬度 N	dm	dp	
山东	N ₁	118.5	36.2	18	3.2	53.4	5.5	231.6	86.4			Xhao X. X ⁽⁴⁾
	N ₁	118.8	36.4	3	181.7	-53.3	12.1	269.7	87.1	16.8	11.7	
陕西	K ₁	109.0	36.6	35	357.1	50.9	4.2	310.2	84.6	5.7	3.8	程国良等
山东	K ₁	119.4	35.9	48	26.1	55.7	12.2	200.9	69.0	17.5	12.5	林金录 ^(5,6)
	J ₃	119.4	35.9	72	20.6	47.8	7.9	225.8	71.3	10.3	6.7	
	J ₃	117.5	35.8	23	18.6	51.5	4.0	215.6	74.2	5.4	3.7	程国良等
山西	J ₂	112.0	38.6		16.6	53.8	19.8	214.6	70.1	17.9	12.5	方大钧等
陕西	J ₂	109.0	36.0	44	3.7	47.8	15.5	265.2	82.7			程国良等
	T ₂	109.0	35.2	25	132.1	-49.5	26.9	26.0	50.0			
山西	T ₂	112.0	38.6		312.0	43.2	3.1	18.3	47.6	3.9	2.4	方大钧等
	T ₁	112.0	38.6		325.5	29.3	9.5	354.6	52.1	9.1	5.0	
	T ₁	112.4	37.8	56	328.5	31.5	4.8	354.1	55.5	1.6	9.0	马醒华等
山东	T ₁	117.9	36.6	8	346.0	53.6	4.2	19.8	78.3	5.8	4.0	林金录 ^(5,6)
	T ₁	117.9	36.6	9	336.3	53.4	4.1	27.2	70.5	5.7	3.9	
辽宁	T ₁	123.7	41.3	34	295.1	44.5	17.6	39.3	35.3	22.2	14.0	
北京	P ₂ -T ₁	116.0	40.0	10	128.3	-18.8	16.6	7.0	35.2	17.3	9.0	程国良等
陕西	P ₂ -T ₁	109.0	35.0	26	128.8	-35.1	9.1	13.7	42.3	10.5	6.0	
山西	P ₂ -T ₁	112.3	37.8		310.3	24.2	19.0	6.3	39.3	20.3	10.9	Mexlhina ⁽⁷⁾
	P ₂	112.3	37.8	10	129.3	-23.0		6.3	38.1			林金录 ⁽⁶⁾
	P ₂	112.1	38.6		316.1	31.5	10.1	5.2	46.2			Xhao X. X
	P	112.4	37.8	82	141.8	-27.9	3.9	358.5	49.2	1.1	7.4	马醒华等
河北	P ₂	114.4	37.5		324.7	34.4	8.7	3.1	54.3			Zhao X. X
甘肃	P ₂	98.0	39.6	33	132.9	-28.0	3.9	350.9	42.4			孟自芳等 ⁽⁸⁾
辽宁	O ₂	121.7	39.4	5	338.0	-5.7	10.6	332.5	43.2	10.6	5.3	林金录 ^(5,6)
	Є ₃	121.7	39.4	6	184.5	55.1	12.0	297.9	14.8	17.0	12.1	
山东	Є ₁₋₂	116.9	36.5	22	177.2	57.5	8.6	299.2	15.4	12.5	9.2	
辽宁	Є ₁	121.7	39.4	3	206.9	40.9	26.1	275.0	22.3	31.7	19.3	

3 盆地油气形成的构造环境

前已述及,鄂尔多斯盆地的形成演化过程,经历了由低纬度区带向中高纬度区带的水平迁移。在早古生代早期(寒武纪至早中奥陶世),它处于北纬 14°~20°左右的古纬度区内,虽然古地理位置有所变迁,但总体讲仍不失为内部构造较稳定的时期。该阶段,它气候温暖、潮湿,海水浸漫整个大陆克拉通区域,鄂尔多斯盆地大部分地区呈现陆表海、其南北边缘地带

出现滨浅海环境,因此生物比较发育,在浅海区域沉积的灰岩及其它砂泥质碎屑岩类岩石中应该有丰富的有机质。只是中奥陶世末的构造运动,不仅造成了晚奥陶世—早石炭世的沉积缺失,而且还可能使部分早古生代早期浅海相碳酸盐岩等地层出露地表,或部分遭受剥蚀,或部分受到氧化,使富含于其上部层段的有机质受到破坏。

因此,就鄂尔多斯盆地寒武纪—早中奥陶世地层中的油气远景来说,应该在当时处于浅海环境的南部和北部边缘地带,寻找未被破坏的下部层段。

石炭纪—二叠纪,鄂尔多斯盆地处于较低纬度的温湿气候带(北纬 20° 士)。此时期,其南部秦岭和北部天山—兴蒙造山带的构造活动及华北板块各次级构造单元间的差异升降运动,为盆地(尤其是盆地内的低洼地带)提供了良好的沉积物源,再加上温湿的气候条件和繁盛的动植物发育,使鄂尔多斯盆地出现了大范围的湖沼环境,这种环境的出现促进了有机质的埋藏和富集。因此,湿润气候条件下的石炭—二叠纪含煤湖沼相沉积是鄂尔多斯盆地煤成油、气的主要源层。

三叠纪至侏罗纪,鄂尔多斯盆地的构造活动方式发生了较大变化,在遭受南北向差异挤压作用的同时,又受到了来自东部由于太平洋板块向欧亚大陆俯冲、推挤而产生的北西向挤压力作用,这种构造动力学环境,使盆地同华北板块其它构造单元间发生了差异逆时针旋转作用。

此期间,在鄂尔多斯盆地的南部和北部地区,由于分别受秦岭和天山—兴蒙造山带边缘冲断作用的影响,会形成相应的前陆沉降带;在盆地东西部,由于差异构造旋转,也会在走滑挤压冲断带前缘形成小规模的沉降。

从古地磁资料可以看出,鄂尔多斯盆地在三叠纪—侏罗纪整体是处于中低古纬度区带,虽然秦岭及天山—兴蒙造山带的形成和发展影响了盆地的古气候条件,使其出现干热、温湿的交替变化,但是在盆地边缘沉降带(尤其是南部和北部沉降带)中仍会有富含有机质的湖沼相地层沉积。这些边缘沉降带中沉积的三叠纪和部分侏罗纪地层可能是此时期油气的重要来源。因此,寻找鄂尔多斯盆地中生代油气,应该注意盆地边缘沉降带的内部和外部斜坡地带,尤其是有逆掩或逆冲断层封闭的构造部位。

收稿日期:1994年12月2日

参 考 文 献

- [1] 程国良等,1988,鄂尔多斯地块构造演化的古地磁学研究,地震地质,10(2):81—87。
- [2] 方大钧等,1988,山西宁武盆地三叠纪、侏罗纪古地磁结果的构造意义,科学通报,33(2):133—135。
- [3] E. A. 黑尔伍德著,舒孝敬译,1991,磁性地层学,地质出版社。
- [4] Zhao X. X. et al., 1987, Palaeomagnetic constrains on collision and rotation of North and South China, Nature, 327, 141—144.
- [5] 林金录,1987,中国古地磁数据表(1),地质科学,(2):183—187。
- [6] 林金录,1989,中国古地磁数据表(2),地质科学,(4):400—404。
- [7] McElhinny, M. W. et al., 1981, Fragmentation of Asia in the Permian, Nature, 293, 212—216.
- [8] 孟自芳等,1990,酒西盆地晚二叠纪古地磁极及其大地构造意义,沉积学报,8(3):58—65。
- [9] 孟自芳,1992,河西走廊晚二叠世红层的古地磁结果,科学通报,137(7):637—640。
- [10] 孟自芳等,1992,河西走廊上志留统古地磁结果的大地构造意义,中国科学(B),(5):531—536。

[11] 黄华芳等,1993,酒西盆地南缘推覆构造及其含油领域,石油与天然气地质,14(3), 181-190。

Paleomagnetic Study on the Oil-Gas Geology of the Ordos Basin

Huang Huafang Yang Zhanlong and Peng Zuolin

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

The results of paleomagnetic research show that the Ordos Basin was located within the paleolatitude of $14^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ during the Cambrian and Early-middle Ordovician Periods with a warmer and moist climate, of which the littoral-neritic sedimentary strata in the north and south margins were very rich in organic materials, being favorable fields to find Early Paleozoic oil and gas. From the Late Ordovician to Early Carboniferous, the Ordos Basin may have a large-scale N-S horizontal tectonic displacement. In the Late Carboniferous and Permian Period, the location of Ordos Basin was at around 20°N with widespread limnogenic deposits, being important source rocks of Coal-oil and coal-gas. From the Triassic to Jurassic Period, the Ordos Basin was located at $24^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$. And the change of arid and humid climate and the differential tectonic rotations among the Ordos Block and other blocks resulted in favorable conditions for oil and gas formation and accumulation within the marginal areas of the basin. Thus, much more Mesozoic oil and gas resources should be found hopefully.

Key Words: Ordos Basin Paleomagnetism Oil and Gas resources