中国东部日青威盆地灵山岛灵科1井晚侏罗世至早白垩世磁性地层研究

程燕君^{1,2}, 吴智平^{2*}, 刘晓宇², 周瑶琪², 戴伊宁², 张同杰², 周腾飞²

1. 山东科技大学地球科学与工程学院, 青岛 266590;

2. 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 青岛 266580

* 通讯作者, E-mail: wuzp@upc.edu.cn

收稿日期: 2021-05-25; 收修改稿日期: 2021-10-22; 接受日期: 2021-11-09; 网络版发表日期: 2022-01-29

国家自然科学基金项目(批准号: 42002030、42072169)、国家重大科技攻关项目(编号: 2016ZX05024-002-001)、山东省重大创新工程项目(编号: 2017CXGC1608)和山东省自然科学基金项目(编号: ZR201910280267)资助

摘要 苏鲁造山带自晚三叠世形成以来一直是隆起区, 然而近年来在该造山带内部发现了晚侏罗世至早白垩世沉积地层, 这些沉积地层被认为与新发现的日青威盆地有关. 该盆地由于其连续沉积的白垩纪地层、特殊的构造位置和油气资源潜力, 近年来引发了大量的研究. 然而, 目前对于盆地内沉积地层尚缺乏高精度年代地层的研究, 从而限制了对该盆地地层、构造演化以及油气地质条件的认识. 文章对中国东部山东沿海灵山岛的大陆钻探灵科1井进行了高精度磁性地层的研究, 岩石磁学分析表明, 该井岩芯的主要载磁矿物为原生磁黄铁矿, 极少量样品中也存在胶黄铁矿. 本研究的目的: (1) 明确晚侏罗世至早白垩世日青威盆地的高精度年代地层格架; (2) 探讨灵科1井J/K界限的位置. 结果表明, 灵科1井磁极性序列与国际标准极性年代表具有良好的对应关系, 该井连续的磁极性剖面指示了井内地层年龄为146.5~125.8Ma; 井内地层的沉积速率中段较快(135.3~130.6Ma, ~10.5cm kyr⁻¹), 两端较慢(145.7~135.3Ma, ~4.8cm kyr⁻¹; 130.6~125.8Ma, ~2.2cm kyr⁻¹); 进一步的磁性地层分析显示, J/K界限位于N21.2n(~1254m)磁极性带内部. 该研究为日青威盆地内海相地层与其他地区海相和陆相地层的对比提供了良好的支撑, 同时也为中国东部构造研究提供了重要基础.

关键词 磁性地层学, 大陆科学钻探灵科1井, J/K界限, 晚侏罗世至早白垩世, 日青威盆地

1 引言

苏鲁造山带作为碰撞造山带, 过去几十年集中了大量的研究(例如, Okay和Şengör, 1992; Gilder等, 1999; Chen等, 2009)(图1a). 现有的古地磁数据显示华北板块和华南板块在晚三叠世至早侏罗世完成了旋转

式碰撞造山(Lin等, 1985; Zhao和Coe, 1987; Gilder等, 1999). 前人的研究认为胶莱盆地和南黄海盆地形成于华北、华南板块碰撞及苏鲁造山之后, 约225~205Ma (Wallis等, 2005; Yang等, 2005; Zhang等, 2016), 这两个盆地分别位于苏鲁造山带的南缘和北缘(图1b). 过去观点认为苏鲁造山带作为华北板块和扬子板块的拼

中文引用格式: 程燕君, 吴智平, 刘晓宇, 周瑶琪, 戴伊宁, 张同杰, 周腾飞. 2022. 中国东部日青威盆地灵山岛灵科1井晚侏罗世至早白垩世磁性地层研究. 中国科学: 地球科学, 52(5): 903~919, doi: 10.1360/N072021-0143

英文引用格式: Cheng Y, Wu Z, Liu X, Zhou Y, Dai Y, Zhang T, Zhou T. 2022. Late Jurassic to early Cretaceous magnetostratigraphy of scientific drilling core Lingke-1 in the Lingshan Island of Riqingwei Basin, eastern China. Science China Earth Sciences, 65(4): 742~758, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9865-2>

图1 山东东部区域构造位置及构造简图

(a) 山东东部区域构造位置图(据Wang等, 2014修改); (b) 山东东部构造简图. 图中灵山岛和日青威盆地位于山东东部海域地区, 夹持于NE向断层之间(据周瑶琪等, 2015修改)

接带自中生代以来一直属于隆起区, 没有盆地的发育; 但是近年来在苏鲁造山带内部以灵山岛为代表的山东东部海域地区发现了一套中生代沉积地层, 且形成于海相沉积环境(吕洪波等, 2011; 张海春等, 2013; Wang等, 2014; 周瑶琪等, 2015)(图1b); 目前认为灵山岛的中生代沉积地层属于新发现的日青威裂谷盆地(图1b).

日青威盆地位于苏鲁造山带内部, 为新发现的晚侏罗世至早白垩世的伸展断陷盆地, 处于千里岩凸起和胶南凸起之间(周瑶琪等, 2015)(图1b). 该盆地内巨厚的下白垩统火山岩和沉积岩、特殊的构造位置和大量的油气资源, 引来了大量的研究(吕洪波等, 2011; 张海春等, 2013; Wang等, 2014; 周瑶琪等, 2015; Li等, 2020), 主要集中于生物地层和放射性同位素测年等方面, 这类研究对认识日青威盆地内沉积地层具有极大

的促进作用(吕洪波等, 2011; Wang等, 2014; 李守军等, 2017; Meng等, 2018; Zhang等, 2020). 然而, 目前针对日青威盆地内地层年代的研究主要集中于晚白垩世的野外露头(吕洪波等, 2011; Wang等, 2014; 李守军等, 2017; Meng等, 2018; Zhang等, 2020), 缺乏对早白垩世地层的年代研究. 同时由于缺乏深部钻井取芯, 导致区域地层对比难以开展, 尤其是日青威盆地内的海相地层与相邻胶莱盆地和南黄海盆地的陆相地层对比更为困难(吕洪波等, 2011; 周瑶琪等, 2015). 因此, 建立日青威盆地可靠的高精度地层年代格架是进一步开展盆地和区域构造研究的迫切需要. 磁层地层学是建立高精度年代地层格架较好的方法, 该方法通过对比连续地层的磁极性序列与国际标准磁极性序列(GPTS)(Cande和Kent, 1995; Gradstein等, 2012)来建立高精度

年代地层格架;然而,研究区由于缺乏连续的野外露头剖面 and 钻井取芯,因此一直没有开展磁性地层研究工作.

灵山岛大陆科学探井灵科1井钻遇了晚侏罗至早白垩世的地层(图2a). 该井的钻探为研究区开展磁性地层学研究提供了良好的基础. 本研究的目标是基于灵科1井磁性地层学研究建立日青威盆地的高精度年代地层格架.

2 区域地质背景

灵山岛位于山东东部海域青岛市黄岛区以南约10km处(120°10'E, 35°45'N), 黄海海域内(图1b). 该岛南北走向, 长约5km, 最宽处宽约3km, 面积大约8km² (图2a).

灵山岛位于新发现的日青威盆地中部, 隶属于苏鲁造山带内(图2a). 日青威盆地西侧以郯庐断裂带为界, 南侧以千里岩断裂为界, 北侧以五莲-烟台断裂为界(图1b). 前人研究将灵山岛地区出露的地层和岩石

组合划分为5个单元(图2b)(张海春等, 2013; Wang等, 2014; 周瑶琪等, 2015), 其中第5个岩石地层单元为零星出露的铁镁质-中性深层岩, 是多期火山活动过程中侵入至浅部地层(图2b). 下部岩石地层单元4为灰黑色薄至中层粉砂岩与黑色薄层泥岩互层; 早期的研究认为该套地层为下白垩统陆相沉积, 是胶莱盆地内莱阳群地层的延伸(例如, 山东省第四地质矿产勘查院, 2003); 然而, 近年来在灵山岛的浊流沉积物里发现了海相的生物化石, 因此认为该套地层不属于陆相的莱阳群, 是一套独立的岩石地层单元(吕洪波等, 2011; 张海春等, 2013; 周瑶琪等, 2015; 李守军等, 2017), 张海春等(2013)将这一岩石地层单元命名为灵山岛组. 中下部岩石地层单元3为灰白色流纹岩, 该套岩石向北逐渐尖灭(图2b)(吕洪波等, 2011; 张海春等, 2013; Wang等, 2014). 中上部岩石地层单元2为浅灰色含砾砂岩、灰色泥岩, 局部见凝灰质砾岩夹层及磨拉石堆积(图2b). 最上部岩石地层单元1为多期厚层席状火山角砾岩, 整个灵山岛都有出露(图2b)(吕洪波等, 2011; 张海春等, 2013; Wang等, 2014).

图2 灵山岛地质图及地层单元简图

(a) 灵山岛地质图及剖面位置图(据周瑶琪等, 2015修改); (b) 灵山岛白垩纪地层单元图(据Wang等, 2014修改). 图中灵科1井的位置用红色圈表示

大陆科学钻探灵科1井位于灵山岛船厂地区(35°45'41.36"N; 120°09'16.31"E), 该井连续取芯1352m, 井内地层以灰色砂岩和灰黑色泥岩互层沉积为主(图3). 基于该井的磁性地层研究为日青威盆地高精度年代地层格架的建立提供了重要基础.

3 岩性、采样及实验方法

3.1 岩性序列精细描述

灵科1井的钻探和取芯使用了旋转钻探系统, 岩芯收获率~97%. 岩芯出井之后第一步先采古地磁定向样品, 之后岩芯柱被从中切割为平分的两半, 其中一半被用于后续研究, 例如测井、岩芯观察以及同位素测年等, 另外一半用于观察. 之后对灵科1井的岩芯进行了全直径岩芯扫描, 岩芯地层可见明显的裂缝, 依据裂缝的发育方向和特征可排除井内岩芯顶、底放错的可能性. 袁静等(2019)对该井内的岩芯进行了详细的描述, 本文仅提供井内岩芯的简略描述. 基于对灵科1井岩芯沉积现象、粒度大小和颜色等的观测, 目前将该井内的地层划分为5个岩石地层单元, 简要介绍如下(图3).

岩石地层单元 I (23~420m), 整体由薄层灰色粉砂岩、细砂岩和黑色泥岩组成, 砂岩的粒度自下至上逐渐变粗, 该段普遍发育水平层理, 局部可见滑塌变形; 结合前人的研究认为, 该套地层单元形成于深水重力流或者浊流沉积环境(图3)(吕洪波等, 2011; Wang等, 2014). 岩石地层单元 II (420~720m), 由厚层灰色砂岩和薄层黑色泥岩组成; 该段砂岩粒度自上至下逐渐变细, 砂岩内普遍发育水平层理, 指示了水下扇沉积环境; 该段火山活动频发, 其中两套煌斑岩位于417.6~422.5和455~479.1m处, 两套火山凝灰岩位于452.4~453.4和481.8~482.0m处, 一套辉绿岩位于697~704m处(图3). 岩石地层单元 III (720~933m), 由厚层灰色砂岩、砾岩和薄层黑色泥岩组成, 该段砂岩粒度自上而下逐渐变粗, 砾岩大量出现于大约800m之下, 砾石无定向排列, 整体指示了下扇沉积环境(图3). 岩石地层单元 IV (930~980m), 为一套火山角砾岩(图4). 岩石地层单元 V (980~1350m), 上段厚层灰色砂岩中间夹薄层黑色泥岩(980~1200m), 下段薄层灰色砂岩和黑色泥岩互层(1200~1352m), 指示了扇三角洲沉积环境(图3).

3.2 样品采集

本研究进行了系统的古地磁采样, 其中沉积岩采样间隔约为80~100cm, 火山岩采样间隔约为100cm, 最终采集了1354块沉积岩和45块火山岩样品. 该井钻探方向垂直于水平面, 应用旋转钻探系统钻探并取芯, 因此岩芯只有倾角有地质意义, 而偏角没有地质意义; 井内地层具有良好的层面, 为地层倾角的测量提供了基础, 本研究每隔25~50m对沉积岩内的地层倾角进行系统测量, 整体地层倾角较缓, 约20°~29°. 之后对灵科1井的岩芯进行了系统的古地磁采样, 采样使用了台式钻机, 钻探方向平行于岩芯柱. 采样完成之后, 所有样品统一切割为直径2.5cm、高度2cm的柱状标准样品, 切割之后剩余的小样用于岩石磁学实验.

3.3 岩石磁学实验

岩石磁学实验主要用来确定灵科1井内载磁矿物的种类, 并据此为之后的退磁实验确定合适的退磁步骤. 本次岩石磁学实验主要测试了磁化率随温度变化($K-T$)曲线、磁滞回线、等温剩磁获得(IRM)曲线、一阶反转曲线(FORC图); 明确了主要载磁矿物的种类、矫顽力、解阻温度等. 所有岩石磁学实验均在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁与年代学实验室进行.

磁化率随温度变化($K-T$)曲线测试可确定灵科1井内主要的载磁矿物(Dunlop等, 1997; Deng等, 2004); 本研究选取了22块样品开展该测试, 测试设备为卡帕桥多频MicroMag3900振动磁力仪, 频率为976Hz, 磁场强度为200A m⁻¹, 测试温度区间25~700℃, 温度变化速率13.2℃ min⁻¹, 所有的测试均在氩气环境中进行. 之后还进行了典型样品的磁滞回线、等温剩磁获得曲线和FORC图测试, 室温下应用Princeton Measurements MicroMag Model 3900交变梯度样品磁力仪(VSM)完成测试.

3.4 系统退磁实验

为了明确灵科1井的磁极性带, 本研究选取760块样品开展了系统退磁实验. 其中, 712块样品进行了热退磁实验, 退磁步骤低于280℃时间间隔为20~40℃, 高于280℃时间间隔为10℃, 直至400℃; 热退磁均在PGL-100热退磁炉中完成, 该热退磁炉腔内残留场强度小

图3 日青威盆地灵科1井岩石地层单元的岩性及典型图片

图4 灵科1井不同深度代表样品的磁化率随温度变化曲线(K-T曲线)

红色线和蓝色线分别代表加热和冷却曲线

于5nT; 之后的剩磁测量在低温超导磁力仪2G755上完成, 该超导磁力仪所在的零磁屋内残留场强度小于300nT. 除此之外, 还针对48块平行样开展了交变退磁实验, 退磁场最大强度达90mT(总共17个退磁步骤).

本次实验的剩磁分量用主成分分析完成, 基于正交矢量投影法(Zijderveld, 1967)或者最小二乘法(Kirschvink, 1980)进行计算. 为了获得可靠的特征剩磁方向, 退磁数据的选择遵循以下两个标准: (1) 至少有四个连续的退磁点用来进行主成分分析; (2) 样品剩磁的最大角偏差 $MAD < 15^\circ$. 灵科1井取芯未定向, 导致测试样品未获得绝对磁偏角, 仅获得了磁倾角, 因此, 只有磁倾角可以用来建立该井的磁极性序列.

4 结果

4.1 岩石磁学实验结果

K-T曲线通过测试磁性矿物在升温 and 降温过程中磁化率的变化, 来确定样品中磁性矿物的种类(图4). 本研究中大部

分样品的K-T曲线显示, 样品在升温至320~340℃时磁化率快速降低, 该温度为磁黄铁矿解阻温度(例如图4c~4f、4i); 进一步加热过程中, 部分样品加热至580~680℃时磁化率快速上升, 指示了不稳定的磁性矿物(例如磁黄铁矿和胶黄铁矿)加热过程中发生了相变(图4d~4f、4i). 除此之外, 部分样品的磁化率在约320~340℃和约540~580℃都出现了明显的下降, 指示了样品中的载磁矿物主要为磁黄铁矿和磁铁矿(例如图4a、4b、4g、4h). 所有样品的加热曲线和冷却曲线都明显不同, 表明样品中的磁性矿物在加热过程中发生了相变.

典型样品的磁滞回线基本为狭长型, 在接近0.3T时曲线闭合, 表明样品中主要为低-中等矫顽力的载磁矿物, 例如磁黄铁矿和磁铁矿(图5a). 等温剩磁获得曲线显示, 大部分样品从0至150mT(0.15T)磁性快速增大, 至200mT时获得了80%的磁性, 至300mT时饱和, 表明样品主要是中等矫顽力的载磁矿物(图5b). 反向场退磁曲线显示200~500mT时, 剩磁达到饱和, 指示了样品为中等矫顽力的载磁矿物(图5b). 磁滞回线、等温剩磁曲线和反向场退磁曲线都显示了样品中主要

图5 灵科1井典型样品的磁滞回线(a)、反向场退磁和等温剩磁获得曲线(IRM)(b)

含有低-中等矫顽力的载磁矿物(图5)。综合之前的 $K-T$ 曲线实验结果($\sim 340^\circ\text{C}$ 左右磁化率显著下降),可知样品中主要载磁矿物为磁黄铁矿(图4)。

再者,磁滞参数 M_{rs}/M_s (剩余磁化强度 M_{rs} 与饱和磁化强度 M_s 之比)和 B_{cr}/B_c (剩磁矫顽力 B_{cr} 与矫顽力 B_c 之比)制成的Day图(Day等, 1977)显示样品载磁矿物颗粒主要为单畴颗粒,逐步向似单畴过渡(图6)。

之后对典型样品进行了FORC等值线测试(饱和磁场强度1.5T,平均时间300ms,FORC测试线150条),用FORCinel软件来处理测试数据(Harrison和Feinberg, 2008)。结果显示,所有样品的FORC等值线呈现肾形展布,等值线值中心位于横轴之下,为倾斜的负值,这种特征指示了主要载磁矿物为磁黄铁矿(图7)。前人关于磁黄铁矿的研究也提到了类似的FORC等值线展布特征(Weaver等, 2002; Wehland等, 2005; Roberts等, 2006, 2010, 2014; Larrasoana等, 2007; Horng, 2018)。FORC图里面的等值线比较集中,进一步指示了单畴磁黄铁矿颗粒的存在(图7)。

因此,岩石磁学实验结果显示,虽然不同深度的样品磁性矿物的组合有一定的差异,但是灵科1井岩芯的主要磁性矿物是单畴磁黄铁矿。

4.2 古地磁和磁化率实验结果

图8是典型样品热退磁的数据分析Zijderveld图(Zijderveld, 1967)。如图所示,灵科1井样品的退磁结果可

图6 灵科1井样品Day图

图中 M_{rs}/M_s 为剩余磁化强度(M_{rs})与饱和磁化强度(M_s)之比; B_{cr}/B_c 为剩磁矫顽力(B_{cr})与矫顽力(B_c)之比; SD, 单畴; PSD, 似单畴; MD, 多畴

以被分为三种类型: 第一种剩磁方向为单分量特征,退磁线直接回到原点处,解阻温度约 340°C (图8l、8o、8r、8s、8t); 第二种为双分量特征(图8a~8g、8i~8k、8n、8p),低温分量不指向原点且在 $160\sim 280^\circ\text{C}$ 退去,高温分量指向原点,在 340°C 左右被完全分离出来,为特征剩磁;第三种为三分量特征(图8h、8q),低温分量

图7 灵科1井典型样品的一阶反转曲线(FORC图)

图中FORC等值线的平滑参数为5

在120℃以下已经退去, 中温分量一般在120~200℃退去, 部分样品的中温分量直至240℃才退去(例如图8q), 之后高温分量在340℃被完全分离出来。通常情况下,

大部分样品的特征剩磁在260~340℃就已经被分离出来, 其中至少有四个连续的退磁数据被用来获得特征剩磁方向; 少量的样品在320~445℃才被分离出来特

图 8 灵科1井典型样品退磁曲线

图中实心圈(空心圈)表示剩磁分量在水平面(垂直面)的投影。NRM, 天然剩磁; LTC, 低温分量; ITC, 中温分量; HTC, 高温分量

征剩磁; 灵科1井的退磁实验结果显示磁黄铁矿是特征剩磁的主要载磁矿物。

最终, 504个获得可靠特征剩磁方向的样品被用来建立灵科1井的磁极性带序列。图9显示了灵科1井的岩性、磁化率、磁倾角、磁极性序列, 以及国际标准磁性年代表。磁倾角偏向+90°或者-90°分别为正极性或者负极性(图9c)。本文划分极性带的标准: 整体而言, 至少有两个连续的磁性点才可以划分为磁极性带; 对于反极性而言, 两个距离较近的负极性点也被划分为反极性带。之后依据磁倾角数据, 在灵科1井内划分出了83个磁极性带: 27个正极性带(至少有两个连续的正极性点, N1~N22、R7.1n、R9.1n、R15.1n、R19.1n、R20.1n), 18个反极性带(至少有两个连续的负极性点, N1.1r、R1~R4、R6、R8、R10、R12、R14、R17、R18、N19.1r、N19.2r、N19.3r、N19.4r、R20.1R、R21), 8个可能的反极性带(两个距离较近的负极性点, N1.2r、N1.3r、R5、R11、R13、R15、R16、R20.2r), 6个侵入岩极性带(I1~I6), 24个不稳定的极性带(仅一个极性点, N1.1u、N1.2u、N1.3u、N4.1u、N4.2u、N7.1u、N7.2u、N7.3u、N7.4u、R7.1u、R7.2u、R9.1u、R9.2u、N12.1u、N12.2u、N14.1u、R15.1u、R15.2u、N16.1u、R17.1u、N18.1u、N19.1u、R19.1u、N21.1u)。

图9b是灵科1井磁化率曲线, 整体而言800~1250m岩石的磁化率明显高于24~800m的磁化率; 大部分磁化率较高的层段都是极性发生反转的位置(例如图9c中不稳定的磁极性带位置)。

图10以3°为间隔显示了504个退磁结果较好的样品磁倾角的分布特征, 所有的正极性和负极性的点都服从于正态分布, 之后本论文基于Arason-Levi最大似然法(Arason和Levi, 2010)计算了每个正极性和负极性带的平均磁倾角, 并进行了反转检验; 当进行反转检验时, 每一个极性带都被假设为一个独立的采样点(除了不稳定的磁极性带), 同时磁偏角小于±15°或者大于±75°的数据要剔除, 因为这些角度一般代表了极性反转的时期。选出的402个磁偏角数据中, 336个可以用来计算平均磁倾角, 通过率为83.6%; 计算出的正极性带平均磁倾角为53.15°, 反极性带平均磁倾角为-51.5°。正、反极性带平均磁倾角绝对值差在2°以内, 证明磁倾角方向是对趾分布。据此认为灵科1井的磁

倾角数据通过了倒转检验, 数据是可靠的, 可用来建立该井的磁极性序列。

5 讨论

5.1 沉积岩中磁黄铁矿是沉积型还是次生型

本次研究对40个岩石薄片进行了系统的显微镜反射光鉴定。鉴定结果显示, 磁黄铁矿是主要的载磁矿物(图11b、11c、11e、11g~11i)。磁黄铁矿在镜下呈较小的自形-半自形颗粒状集合体(约~0.1mm长), 平均粒径25~50μm。还有一些样品中载磁矿物为磁铁矿, 这些磁铁矿呈规则柱状晶体(图11d), 因此被认为是沉积型的磁铁矿。除此之外, 样品中还富含大量的黄铁矿(图11a、11f), 黄铁矿和磁黄铁矿在镜下非常容易区分, 黄铁矿在镜下颜色更黄, 呈草莓状或者四方晶型(图11)。

镜下鉴定结果显示磁黄铁矿和黄铁矿在灵科1井的样品中大量存在, 并且指示了磁黄铁矿和磁铁矿是沉积型的而不是次生的。前人对中国台湾地区源汇体研究时, 也发现了大量的沉积型磁黄铁矿(Horng和Roberts, 2006), 该研究表明Kaoping-chi catchment地区的剥蚀为相邻盆地内的广阔沉积提供了物源, 引发了沉积型磁黄铁矿的富集。再者, 地球化学研究认为早期埋藏阶段的温度抑制了磁黄铁矿的形成(Schoonen和Barnes, 1991; Lennie等, 1995), 因此沉积物中快速形成次生磁黄铁矿是不可能的(Horng和Roberts, 2006)。这些研究指示磁黄铁矿都是沉积型的而不是次生型的。此外, 灵科1井和台湾地区的沉积型的磁黄铁矿都携带了特征剩磁, 而且沉积型磁黄铁矿与沉积型的磁铁矿形成于同一时间(Horng和Roberts, 2006)。

实际上, 大量沉积型的磁黄铁矿在地中海和阿尔卑斯山缘盆地也普遍存在(Linssen, 1988, 1991; Mary等, 1993; Vasiliev等, 2004)。在这些地区, 快速沉积发生于活动构造背景下的边缘海盆地内, 导致了沉积型磁黄铁矿的快速形成。沉积型磁黄铁矿也可以见于欧洲的黄土沉积中, 一般由阿尔卑斯地区的河流和冰川携带至此(Shi等, 2001)。通过前人和灵科1井的研究认为(Linssen, 1988, 1991; Mary等, 1993; Shi等, 2001; Vasiliev等, 2004), 磁黄铁矿可以是沉积型的, 尤其是在同沉积过程中, 如同图10中显示的一样, 沉积型磁黄铁矿的颗粒的一般是自形-半自形的集块状, 同时伴生

图 9 灵科1井的岩性(a)、磁化率(b)、磁倾角(c)、磁极性序列(d)及与国际标准磁极性年代表(e)对应图

图 10 灵科1井3°为间隔的磁倾角数量分布直方图

图 11 灵科1井不同深度典型样品载磁矿物的岩石薄片鉴定

图中磁黄铁矿是灰黄色的颗粒, 磁铁矿是灰色颗粒, 黄铁矿是亮黄色颗粒

大量的黄铁矿。

5.2 灵科1井磁极性带与国际标准磁极性年代表对比

近年来对灵山岛地区野外露头样品的U-Pb测年已经初步获得了该区地层的年龄。Wang等(2014)对灵山岛组岩石地层单元4内三组砂岩样品的沉积锆石进行了U-Pb测年, 结果显示该地层单元最上部年龄为

121Ma, 中部年龄为122Ma, 最下部年龄为131Ma。早期对岩石地层单元3内流纹岩样品中11个锆石U-Pb测年获得(123.9±1.6)Ma的平均年龄(Wang等, 2014), 但是周瑶琪等(2015)对岩石地层单元3内流纹岩样品中25个锆石U-Pb测年获得(119.2±2.2)Ma的平均年龄。除此之外, Meng等(2018)基于U-Pb测年获得该套流纹岩年龄为(127.6±1.3)Ma。这些测年数据为灵科1井的磁性地层年龄提供了基础。灵科1井位于灵山岛地区

船厂剖面底部, 该剖面底部出露了岩石地层单元4的最老地层. 因此, 该灵科1井内地层的年龄肯定比岩石地层单元4的年龄老. 再者, 新近在井内460m处侵入岩U-Pb测年获得了 $(129 \pm 1.9)\text{Ma}$ 的年龄(周腾飞等, 2022), 指示了该井R6反极性带的年龄应大于 $\sim 129\text{Ma}$.

基于上述测试数据约束的年代框架, 建立了该井极性序列与国际标准极性年代表(GPTS)(Gradstein等, 2012)之间的对应关系. 之后的讨论中, N代表正极性带, R代表反极性带以及可能的反极性带, I代表侵入岩层段极性带, U代表不稳定的极性带(图9d). 顶部N1正极性带对应于标准极性序列中的C34N, 底部年龄为 125.9Ma (图9d, 9e); 第一个反极性带R1对应于标准极性序列中的M0r, 对应时间间隔为 $125.9 \sim 126.15\text{Ma}$ (图9d, 9e). 整体而言, 上段(N2、R2~N5、R5)整体以正极性带为主, 中段(N6、R6~N17、R17)以快速变化的正极性带和反极性带为主, 下段(N18、R18~N21、R21)以缓慢变化的正极性带和反极性带为主. 灵科1井磁

极性带与国际标准晚侏罗世末期至早白垩世的磁极性序列(Gradstein等, 2012)相似, 该段国际标准磁极性序列也表现为中段极性快速反转, 上段和下段都缓慢反转的特征(图9d, 9e). 因此, N2R2-N4R4极性序列对应于国际标准极性序列M1-M5, N5R5-N17R17极性序列对应于M6-M15, N18R18-N21R21极性序列对应于M16-M19(图9d, 9e). 虽然该井大部分的磁极性序列与国际标准磁极性序列对应较好, 但是三段较长的正极性序列N6、N7和N16与标准极性序列M7n、M8n和M14n对应关系一般, 这主要受侵入型火山岩的影响(图9d, 9e); 但是侵入型火山岩对该区的磁极性带对比影响相对较小, 可忽略. 最终, 通过对比获得了灵科1井从晚侏罗世末期($\sim 147\text{Ma}$)至早白垩世($\sim 125\text{Ma}$)的高精度磁极性地层年龄.

之后, 基于井内地层厚度和磁性地层年龄, 绘制了灵科1井沉积速率图(图12), 该井的沉积速率可以划分为三个阶段: (1) 阶段 I ($1352 \sim 753\text{m}$: $\sim 4.8\text{cm ka}^{-1}$, $145.7 \sim 135.3\text{Ma}$); (2) 阶段 II ($753 \sim 262\text{m}$: $\sim 10.5\text{cm ka}^{-1}$, $135.3 \sim 130.6\text{Ma}$); (3) 阶段 III ($262 \sim 157\text{m}$: $\sim 2.2\text{cm ka}^{-1}$, $130.6 \sim 125.8\text{Ma}$).

图 12 灵科1井磁性地层年代与地层厚度正交投影的沉积速率图

135.3~130.6Ma); (3) 阶段III(262~23m: $\sim 2.2\text{cm ka}^{-1}$, 130.6~125.8Ma).

沉积速率的明显改变体现了沉积环境的变化, 其中阶段II的沉积速率明显高于阶段I和阶段III(图12), 这是由于阶段II处于深水重力流、浊流或者水下扇沉积环境, 而阶段I处于扇三角洲沉积环境, 阶段III属于深水沉积环境.

5.3 侏罗纪-白垩纪(J/K)界限探讨

J/K界限是显生宙全球唯一没有定义系级的GSSP界限(例如, Wimbledon等, 2011; Michalík和Reháková, 2011; Schneider等, 2018). 该界限处, 中国、美国以及欧洲西部陆相地层的古生物化石与特提斯域乃至北海相地层的古生物化石无法对比(Wimbledon等,

图 13 灵科1井下段(1159~1352m)的岩性(a)、磁倾角(b)和磁极性序列(c), 以及国际标准磁极性年代表(GPTS)(d)

2011); 但是, J/K界限处不同地区海相和陆相的磁性地层可以进行对比. 尤其是在地中海地区基于古地磁、古生物和地球化学建立起可靠的J/K界限之后(Chan-nell等, 1982; Ogg和Lowrie, 1986; Ogg等, 1991; Michalik和Reháková, 2011), 这种对比就极为重要. 目前, 界限处极性地层具有标志性的特征, 认为该界限处有两个较长的正极性序列(M19n和M20n), 在M19n和M20n正极性带的内部存在两个较短的反极性带M19n1r和M20n1r, 分别叫Brodno subzone和Kysuca subzone (Houša等, 1996, 1999). 因此, 基于此磁性序列可以相对容易的找到J/K界限. Ogg和Hinnov (2012)建立的国际标准极性年代表中建议J/K界限位于M18r极性带的底部, 但是Ogg等(2016)指出J/K界限位于M19n.2n极性带内上部.

对于灵科1井, 井内J/K界限深度位于~1254m, N21.2n的内部, 对应于国际标准极性带M19n.2n内部(图13). 其中, 相对较短的N21.1u反极性带对应于标准极性带Brodno Subzone M19n.1r; N21.1n和N21.2n正极性带对应于标准极性带M19.1n和M19.2n(图13). 依据灵科1井磁性地层, 该井底部仅钻到N22正极性带的上部(对应于标准极性带M20n), 因此没有识别到Kysuca Subzone反极性带(图13). 目前, 灵科1井J/K界限所在的与标准极性带相当的Brodno subzone N21.1U的位置, 位于标准极性带M19n从底部向上~85%的位置处(图13c); 这与建立该界限的意大利Brodno地区的Brodno subzone极性带位置相似, 该地区位于82%的位置(Houša等, 1999). 与此类似, 欧洲其他地区的Brodno subzone极性带一般位于M19n极性带从底部向上的82~91%的位置处(Bosso: Houša等, 2004; Puerto Escano: Pruner等, 2010; Strapkova: Michalik等, 2016).

6 结论

本研究建立了中国东部山东海域日青威盆地大陆钻探灵科1井的高精度磁性地层序列, 之后通过对比该井的磁极性序列和国际标准磁极性序列(GPTS)(Gradstein等, 2012), 建立了灵科1井的高精度年代地层格架. 主要结论如下:

(1) 灵科1井内共识别出83个磁极性带, 包括了27个正极性带, 26个反极性带或可能反极性带, 6个侵入型火山岩极性带和24个不稳定的磁极性带.

(2) 灵科1井连续磁性地层年龄为146.5~125.8Ma.

(3) 灵科1井135.3~130.6Ma为快速沉积阶段(沉积速率~10.5cm ka⁻¹), 145.7~135.3Ma和130.6~125.8Ma为慢速沉积阶段(沉积速率分别为4.8cm ka⁻¹和~2.2cm ka⁻¹).

(4) 该井的J/K界限位于N21.2n正极性带内部(~1254m), 对应于国际标准极性带M19n.2n内部.

致谢 责任编委和两位匿名审稿人给予建议, 中国科学院地质与地球物理研究所邓成龙研究员、刘双池博士、何况博士后、章敏在实验过程中给予帮助, 中国地质大学(武汉)黄春菊教授在论文数据处理和讨论中给予帮助, 韩非和章敏在磁倾角反转检验研究过程中给予帮助, 在此一并致谢.

参考文献

- 李守军, 张祥玉, 赵秀丽, 孙智新, 张道元, 章磊, 徐磊, 魏宁, 刘宝梅. 2017. 山东省青岛市灵山岛下白垩统中发现鱼类和叶肢介化石. 地质论评, 63: 1-6
- 吕洪波, 王俊, 张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探. 地质学报, 85: 938-946
- 山东省第四地质矿产勘查院. 2003. 山东省区域地质. 济南: 山东省地图出版社. 1-970
- 袁静, 谢君, 董志芳, 单康, 周瑶琪, 吴根杰, 俞国鼎, 钟剑辉. 2019. 山东省灵山岛早白垩世莱阳群沉积特征及演化模式. 中国石油大学学报(自然科学版), 43: 53-64
- 张海春, 吕洪波, 李建国, 王俊, 张素菁, 董晓朋, 张星, 黄振才, 舒云超. 2013. 山东青岛早白垩世新地层单位——灵山岛组. 地层学杂志, 37: 216-222
- 周腾飞, 周瑶琪, Søager N, Holm P M, 张振凯, 王俊, 梁钊, 穆宏玉, 程燕君, 刘菲菲, 王森, 张悦, 张卉, 辜洋建, 董诗绘, 赵汉杰, 李曼洁, 陈扬, 刘燕姿. 2022. 苏鲁造山带内部莱阳-青山期裂谷作用与深部动力机制——来自灵山岛的记录. 中国科学: 地球科学(已接受)
- 周瑶琪, 张振凯, 许许红, 王安东, 魏凯, 张云翠, 王子阳, 李斗, 陈阳子. 2015. 灵山岛沉积物软变形构造特征. 海洋地质前沿, 31: 42-54
- Arason P, Levi S. 2010. Maximum likelihood solution for inclination-only data in paleomagnetism. *Geophys J Int*, 182: 753-771
- Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 100: 6093-6095
- Channell J E T, Ogg J G, Lowrie W. 1982. Geomagnetic polarity in the early Cretaceous and Jurassic. *Phil Trans R Soc Lond A*, 306: 137-146

- Chen L H, Zeng G, Jiang S Y, Hofmann A W, Xu X S, Pan M B. 2009. Sources of Anfengshan basalts: Subducted lower crust in the Sulu UHP belt, China. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 426–435
- Day R, Fuller M, Schmidt V. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys Earth Planet Inter*, 13: 260–267
- Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, Singer M J, Vidic N J. 2004. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr. *J Geophys Res*, 109: B01103
- Dunlop D, Özdemir Ö, Fuller M D. 1997. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. *Phys Today*, 51: 64–66
- Gilder S A, Leloup P H, Courtillot V, Chen Y, Coe R S, Zhao X X, Xiao W J, Halim N, Cogné J P, Zhu R X. 1999. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. *J Geophys Res*, 104: 15365–15390
- Gradstein F M, Ogg G, Schmitz M. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Oxford, UK: Elsevier
- Harrison R J, Feinberg J M. 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q05016
- Hong C S, Roberts A P. 2006. Authigenic or detrital origin of pyrrhotite in sediments: Resolving a paleomagnetic conundrum. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 750–762
- Hong C S. 2018. Unusual magnetic properties of sedimentary pyrrhotite in methane seepage sediments: Comparison with metamorphic pyrrhotite and sedimentary greigite. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 4601–4617
- Houša V, Krs M, Krsová M, Man O, Pruner P, Venhodová D. 1999. High-resolution magnetostratigraphy and micropaleontology across the J/K boundary strata at Brodno near Žilina, Western Slovakia: Summary of results. *Cretac Res*, 20: 699–717
- Houša V, Krs M, Krsová M, Pruner P. 1996. Magnetostratigraphic and micropaleontological investigations along the Jurassic-Cretaceous boundary strata, Brodno near Žilina (Western Slovakia). *Geol Carpath*, 47: 135–151
- Houša V, Krs M, Man O, Pruner P, Venhodová D, Cecca F, Nardi G, Piscitello M. 2004. Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy. *Cretac Res*, 25: 771–785
- Kirschvink J L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Int*, 62: 699–718
- Larrasoña J C, Roberts A P, Musgrave R J, Gràcia E, Piñero E, Vega M, Martínez-Ruiz F. 2007. Diagenetic formation of greigite and pyrrhotite in gas hydrate marine sedimentary systems. *Earth Planet Sci Lett*, 261: 350–366
- Lennie A R, England K E R, Vaughan D J. 1995. Transformation of synthetic mackinawite to hexagonal pyrrhotite: A kinetic study. *Am Mineral*, 80: 960–967
- Li S, Zhu X, Li S, Gong C, Pan R, Chen H. 2020. Trigger mechanisms of gravity flow deposits in the Lower Cretaceous lacustrine rift basin of Lingshan Island, Eastern China. *Cretac Res*, 107: 104269
- Lin J L, Fuller M, Zhang W Y. 1985. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks. *Nature*, 313: 444–449
- Linssen J H. 1988. Preliminary results of a study of four successive sedimentary geomagnetic reversal records from the Mediterranean (Upper Thvera, Lower and Upper Sidufjall, and Lower Nunivak). *Phys Earth Planet Inter*, 52: 207–231
- Linssen J H. 1991. Properties of Pliocene sedimentary geomagnetic reversal records from the Mediterranean. *Geol Ultraiect*, 80: 231
- Mary C, Iaccarino S, Courtillot V, Besse J, Aissaoui D M. 1993. Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley). *Geophys J Int*, 112: 359–380
- Michalík J, Reháková D, Grabowski J, Lintnerová O, Svobodová A, Schlögl J, Sobieñ K, Schnabl P. 2016. Stratigraphy, plankton communities, and magnetic proxies at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geol Carpath*, 67: 303–328
- Michalík J, Reháková D. 2011. Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. *Geosci Front*, 2: 475–490
- Meng Y, Santosh M, Li R, Xu Y, Hou F. 2018. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous volcanic rocks from Lingshan Island in the Sulu Orogenic Belt. *Lithos*, 312-313: 244–257
- Ogg J G, Hasenyager R W, Wimbledon W A, Channell J E T, Bralower T J. 1991. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval—Tethyan and English faunal realms. *Cretac Res*, 12: 455–482
- Ogg J G, Hinnov L A. 2012. Jurassic (Chapter 26). In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M, Ogg G eds. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier Publ. 731–791
- Ogg J G, Lowrie W. 1986. Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary. *Geology*, 14: 547
- Ogg J G, Ogg G M, Gradstein F M. 2016. A Concise Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier. 243
- Ogg J G. 2012. The Jurassic Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M, Ogg G, eds. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier Publ. 151–166
- Okay A I, Şengör A M C. 1992. Evidence for intracontinental thrust-

- related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. *Geology*, 20: 411–414
- Pruner P, Houša V, Olóriz F, Košťák M, Krs M, Man O, Schnabl P, Venhodová D, Tavera J M, Mazuch M. 2010. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escaño section (southern Spain). *Cretac Res*, 31: 192–206
- Roberts A P, Florindo F, Larrasoaña J C, O'Regan M A, Zhao X. 2010. Complex polarity pattern at the former Plio-Pleistocene global stratotype section at Vrica (Italy): Remagnetization by magnetic iron sulphides. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 98–111
- Roberts A P, Heslop D, Zhao X, Pike C R. 2014. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. *Rev Geophys*, 52: 557–602
- Roberts A P, Liu Q, Rowan C J, Chang L, Carvallo C, Torrent J, Horng C S. 2006. Characterization of hematite (α -Fe₂O₃), goethite (α -FeOOH), greigite (Fe₃S₄), and pyrrhotite (Fe₇S₈) using first-order reversal curve diagrams. *J Geophys Res*, 111: B12S35
- Schneider A C, Heimhofer U, Heunisch C, Mutterlose J. 2018. The Jurassic-Cretaceous boundary interval in non-marine strata of northwest Europe-New light on an old problem. *Cretac Res*, 87: 42–54
- Schoonen M A A, Barnes H L. 1991. Mechanisms of pyrite and marcasite formation from solution: III. Hydrothermal processes. *Geochim Cosmochim Acta*, 55: 3491–3504
- Shi C D, Zhu R X, Suchy V, Zeman A, Guo B, Pan Y X. 2001. Identification and origins of iron sulfides in Czech loess. *Geophys Res Lett*, 28: 3903–3906
- Vasiliev I, Krijgsman W, Langereis C G, Panaiotu C E, Mañenco L, Bertotti G. 2004. Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Focșani basin (Romania). *Earth Planet Sci Lett*, 227: 231–247
- Wallis S, Tsuboi M, Suzuki K, Fanning M, Jiang L, Tanaka T. 2005. Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. *Geology*, 33: 129–132
- Wang J, Chang S C, Lu H B, Zhang H C. 2014. Detrital zircon U-Pb age constraints on Cretaceous sedimentary rocks of Lingshan Island and implications for tectonic evolution of Eastern Shandong, North China. *J Asian Earth Sci*, 96: 27–45
- Weaver R, Roberts A P, Barker A J. 2002. A late diagenetic (syn-folding) magnetization carried by pyrrhotite: Implications for paleomagnetic studies from magnetic iron sulphide-bearing sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 200: 371–386
- Wehland F, Stancu A, Rochette P, Dekkers M J, Appel E. 2005. Experimental evaluation of magnetic interaction in pyrrhotite bearing samples. *Phys Earth Planet Inter*, 153: 181–190
- Wimbleton W A, Casellato C E, Rehakova D, Bulot L G, Erba E, Gardin S, Verreussel R M C H, Munsterman D K, Hunt C O. 2011. Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary—Is there perhaps some light at the end of the tunnel? *Riv Ital Paleontol S*, 117: 295–307
- Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem Geol*, 214: 99–125
- Zhang L, Wang C, Cao K, Wang Q, Tan J, Gao Y. 2016. High elevation of Jiaolai Basin during the Late Cretaceous: Implication for the coastal mountains along the East Asian margin. *Earth Planet Sci Lett*, 456: 112–123
- Zhang X, Li S, Yan M, Wang X, Geng G. 2020. Early Cretaceous black shale in the Fajiaing Formation (Lingshan Island, East China): Terrestrial record of hothouse climate. *J Asian Earth Sci*, 191: 104200
- Zhao X, Coe R S. 1987. Palaeomagnetic constraints on the collision and rotation of North and South China. *Nature*, 327: 141–144
- Zijderveld J D A. 1967. A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collinson D W, Creer K M, Runcorn S K, eds. *Methods in Paleomagnetism*. Amsterdam: Elsevier. 254–286

(责任编委: 朱茂炎)