

西菲律宾海 GX149 柱状样磁性地层学

李波¹,李顺¹,王艳²,张江勇¹,李学杰¹,钟和贤¹,田成静¹

(1 国土资源部海底矿产资源重点实验室,广州海洋地质调查局,广州 510075;2 广东省有色地质勘查院,广州 510080)

摘要:对取自西菲律宾海西部的 GX149 重力活塞柱状样沉积物进行系统的岩石磁学和古地磁学研究,结果表明:沉积物中主要载磁矿物为低矫顽力的磁铁矿,粒径以假单畴(PSD)为主。天然剩磁强度分布范围为 $(1.07\sim 6.51)\times 10^{-7}\text{ Am}^2$,平均值为 $3.33\times 10^{-7}\text{ Am}^2$ 。经过 $0\sim 80\text{ mT}$ 交变场退磁后,几乎所有样品均可获得稳定的特征矢量方向,且磁倾角绝大部分为正值,表明整个 GX149 柱状样处于布容正极性期。样品的磁倾角普遍存在浅化现象,且从顶到底,磁倾角变浅程度逐渐增强,与沉积物的压实作用有关。通过与相邻海域柱状样的对比,估算出 GX149 柱状样的平均沉积速率在 $0.79\sim 2.42\text{ cm/ka}$ 之间,其底界年龄在 $256.2\sim 781\text{ ka}$ 之间。

关键词:西菲律宾海;重力活塞柱状样;磁倾角浅化;磁性地层;布容期;沉积速率

中图分类号:P736.2

文献标识码:A

DOI:10.16028/j.1009-2722.2015.08005

在古海洋学研究中,对于碳酸盐补偿深度(Carbonate Compensation Depth, CCD)以上的区域,有孔虫钙质壳体的氧、碳同位素记录是获得沉积物年龄序列的主要指标,例如 Martinson 等^[1]的代表性工作建立了 300 ka 以来氧同位素标准曲线。但对于 CCD 以下区域,由于碳酸钙不饱和造成有孔虫壳体溶解,继而难以获得氧同位素曲线,导致深海区沉积物的年代地层学研究难度远大于陆架浅海区。

位于西太平洋边缘的菲律宾海是世界上最大的边缘海之一,是黑潮流系的发源地,受东亚季风影响,同时位于西太平洋暖池范围内,是古海洋学研究的重要场所。近几十年来,对菲律宾海沉积物记录的气候环境研究取得了丰硕成果^[2-6]。菲律宾海大部分区域为深海盆,水深超过 5 000 m,传统的氧同位素和放射性同位素定年手段在建立地质年代框架上难以奏效。地磁极性时间序列是

建立地质年代框架的另外一种重要途径,地球磁场和磁极的变化全球一致,不受区域性环境条件的影响,通过地磁极性倒转可以在海陆之间、南北半球之间直接进行地层划分与对比,从而判断地层时代^[7]。

前人对西菲律宾海沉积物磁性地层学的研究较少,且大部分集中在本哈姆高原附近^[8-10],研究结果显示沉积物记录的沉积速率相差较大。本文对采自西菲律宾海盆西部的 GX149 柱状样进行系统的岩石磁学和古地磁学研究,揭示其古地磁学特征,试图建立其地磁极性带,进而推断其底界年龄。研究成果将为西菲律宾海盆西部沉积物的时代划分和对比提供重要的参考资料。

1 区域地质概况

西菲律宾海盆西部位于欧亚板块与菲律宾海板块的边界,在新生代经历了复杂的演化历程。太平洋板块的俯冲在东亚大陆边缘形成世界上最为壮观的沟—弧—盆系统及地震—火山活动带,是研究大陆边缘形成演化、边缘海地质构造及弧—陆碰撞最有利的区域^[11]。

收稿日期:2015-06-03

基金项目:国土资源部海底矿产资源重点实验室开放基金(KLMR-2014-A-12);中国地质调查局项目(GZH201300502)

作者简介:李波(1986—),男,博士,工程师,主要从事海洋区域地质调查和研究工作。E-mail:libo_cug@163.com

研究区四周被深海沟环绕,陆源物质输入较少,沉积物以远洋黏土沉积为主,海底保存了较为原始的构造地貌特征^[12]。研究区发育的海流主要是黑潮,黑潮起源于菲律宾东部,向北穿过台湾东部海域,沿着日本往东北向流,在与亲潮相遇后汇入东向的北太平洋洋流。由于受到大陆和黑潮的影响,菲律宾海的水温季节变化明显,冬季水温低,表层水温为 18~28 ℃,夏季水温高,为 28~29 ℃,等温线基本同纬线平行。菲律宾海表层盐度一般为 34.0~34.8,季节变化相对较小^[13]。

2 材料与方 法

2013 年,广州海洋地质调查局“海洋四号”调查船在西菲律宾海盆最西侧,吕宋—冲绳断裂带附近的加瓜海脊东侧获得了 GX149 重力活塞柱状样(图 1)。GX149 站位水深 5 335 m,地理坐标 123°37.72'E,21°28.22'N,柱状样长 620 cm。沉积物颜色呈灰黄色—土黄色,岩性均一,以粉砂为主,平均含量 66%;黏土次之,平均含量 32%;砂极少,平均含量 2%。按照 Berger 分类命名标准^[14],定名为黏土质粉砂,样品中肉眼未见有孔虫。柱状样标记好顶底位置后剖开,用边长为 2 cm 的无磁性立方体样品盒以 10 cm 间距连续取样,共采集古地磁样品 63 个。

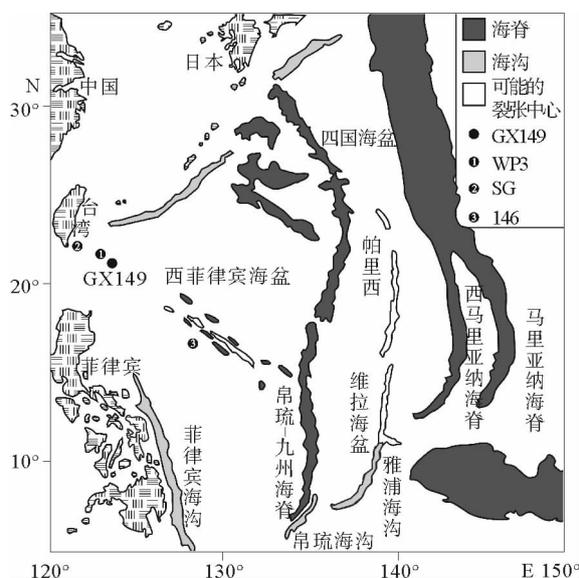


图 1 研究区地理位置图

Fig. 1 Location map of the study area

采用 2G 760 U-Channel 型低温超导磁力仪对古地磁样品进行逐步三轴系统交变退磁和剩磁测量,退磁步骤为 0、2、5、7.5、10、15、20、25、30、35、40、45、50、60、70 和 80 mT,仪器灵敏度 2×10^{-12} Am²,所有样品的退磁和剩磁测量均在磁屏蔽室内进行(最大磁场 < 300 nT),以保证样品不受地球磁场影响,确保测量数据的精度和可靠性。为确定样品中磁性矿物种类,选取代表性样品进行热磁实验(κ - T 曲线),常温烘干后的粉末样品在氩气环境下自室温以 11 ℃/min 速率升温至 700 ℃,然后以相同速率冷却至室温,测试仪器为卡帕桥 MFK1-FA 多频磁化率仪及 CS-4 温控装置,测量频率为 976 Hz,磁场强度为 200 A/m。所有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完成。

对所有能够获得相对可靠特征矢量的样品采用主成分分析法^[15]对 20~80 mT 中的 4~11 步退磁数据进行线性拟合,并通过原点,最后得到样品的特征剩磁方向(磁倾角与磁偏角),所有退磁数据均使用 PaleoMag 程序^[16]分析完成。

3 结果

3.1 热磁分析(κ - T 曲线)

不同磁性矿物在加热和冷却过程中,其磁化率随温度变化而表现不同特征,如顺磁性矿物的磁化率随温度升高而下降,磁铁矿在 580 ℃居里点失去磁性,胶黄铁矿加热到 270~350 ℃分解成磁铁矿等,根据这些特征可判断样品中磁性矿物的类型及矿物相之间的转变^[17-20]。GX149 柱状样沉积物典型样品的加热、冷却曲线显示出大致相同的变化趋势(图 2):加热曲线表明样品磁化率在 200~400 ℃升高,并在 580 ℃急剧降低至零,指示磁铁矿的存在^[19];冷却曲线同样显示磁化率在 580 ℃以后急剧上升,终止磁化率值是初始磁化率值的数倍,表明加热过程中形成了新的强磁性磁铁矿。前人对黄土、湖泊和海洋沉积物的研究表明,磁化率在 200~400 ℃急剧上升可能是样品中铁硫化物、铁硅酸盐矿物或其他顺磁性矿物(如伊利石)受热生成磁铁矿等亚铁磁性矿物导致的^[21-24]。

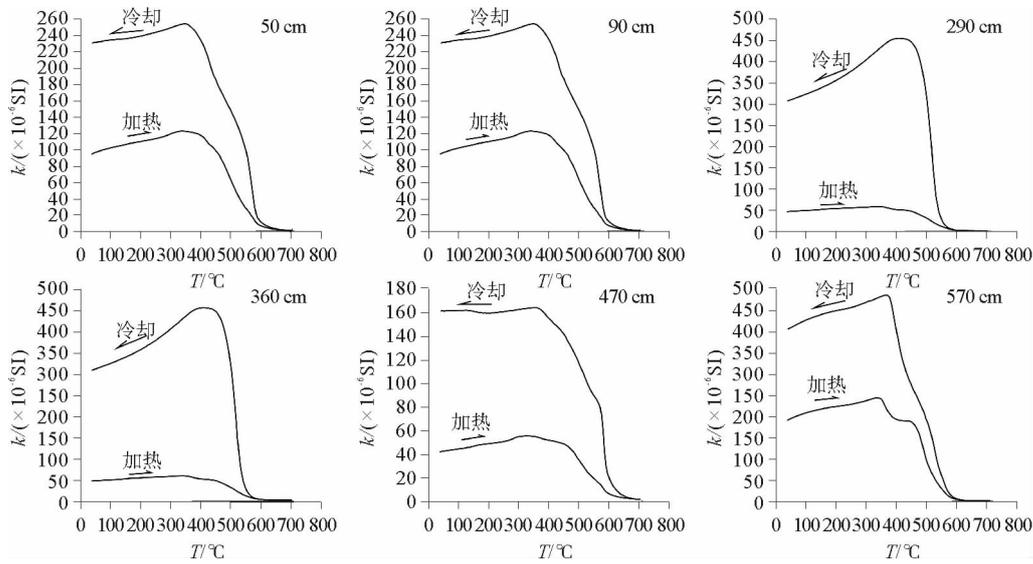


图2 GX149柱状样典型样品的κ-T曲线

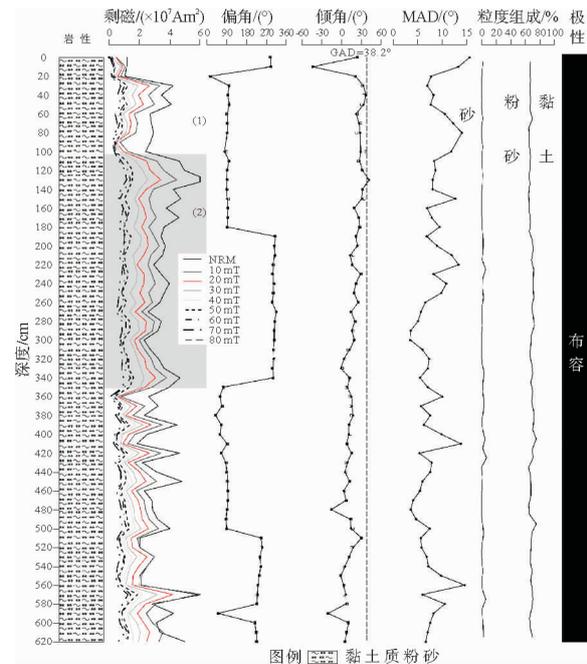
Fig. 2 κ-T curves of typical samples of core GX149

3.2 天然剩磁强度

天然剩磁强度(Natural Remanent Magnetization, NRM)曲线显示,整个剖面上 NRM 变化幅度较小,分布范围为 $(1.07 \sim 6.51) \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,平均值为 $3.33 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,自上而下可以将整个剖面分为3段(图3):①0~110 cm段, NRM为整个剖面中最弱的一段,波动较小,强度变化范围为 $(1.07 \sim 4.24) \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,平均值 $2.63 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$;②110~350 cm段, NRM相对于①段上升,强度较为稳定,波动较小,变化范围为 $(2.33 \sim 6.51) \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,平均值 $3.77 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$;③350~620 cm段, NRM均值相对于上一段微弱下降,波动剧烈,强度变化范围为 $(1.86 \sim 6.09) \times 10^{-7} \text{ Am}^2$,平均值 $3.25 \times 10^{-7} \text{ Am}^2$ 。

3.3 沉积物退磁曲线特征

所有样品的天然剩磁均具有较低的矫顽力,经过 80 mT 交变场退磁后的剩磁为 NRM 的 1/4~1/10。20 mT 交变场退磁后的磁偏角、磁倾角和主向量分析得出的结果非常一致(图3),所以可将 $\text{NRM}_{@20\text{mT}}$ (NRM 经过 20 mT 交变场退磁后剩磁)作为 GX149 柱状样的特征剩磁。交变退磁曲线主要分为3种类型:①部分样品包含 0~5 mT 剩磁组分和 7.5~80 mT 剩磁组分,前者为



偏角和倾角中实心点为主成分分析结果,空心点为 NRM 经过 20 mT 交变场退磁后结果,两者完全一致

图3 GX149柱状样岩性地层、粒度组成与磁性地层

Fig. 3 Lithology, grain-size composition and magnetostratigraphy of core GX149

包含黏滞剩磁在内的次生剩磁,后者为原生剩磁,因此,经 2~5 mT 交变退磁之后,样品的特征剩磁方向被分离出来(图 4a、4b、4c、4f);②部分样品始终只有 1 个稳定的剩磁方向,经过 0~80 mT

交变场退磁,逐渐趋向原点(图 4d、4e);③极个别样品退磁曲线非常混乱,根本无法判断特征矢量的方向,可能采样过程中受到了人为扰动,在建立磁极性柱时予以剔除。

天然剩磁的中值退磁场(Median Destructive Field, MDF, 即天然剩磁降低至 50% 时对应的退磁场 f_{md})大小能反映沉积物中主要载磁矿物类

型与粒径。研究表明样品中主要载磁矿物为磁铁矿时, MDF 分布在 30 mT 左右,表明磁性颗粒为假单畴(Pseudo-Single-Domain, PSD),而细粒单畴(Single-Domain, SD)磁铁矿的 MDF 可达到 40 ~ 50 mT^[25]。GX149 柱状样所有样品 MDF 的变化范围为 20 ~ 40 mT,大部分集中在 30 mT 左右,表明载磁矿物以 PSD 磁铁矿为主。

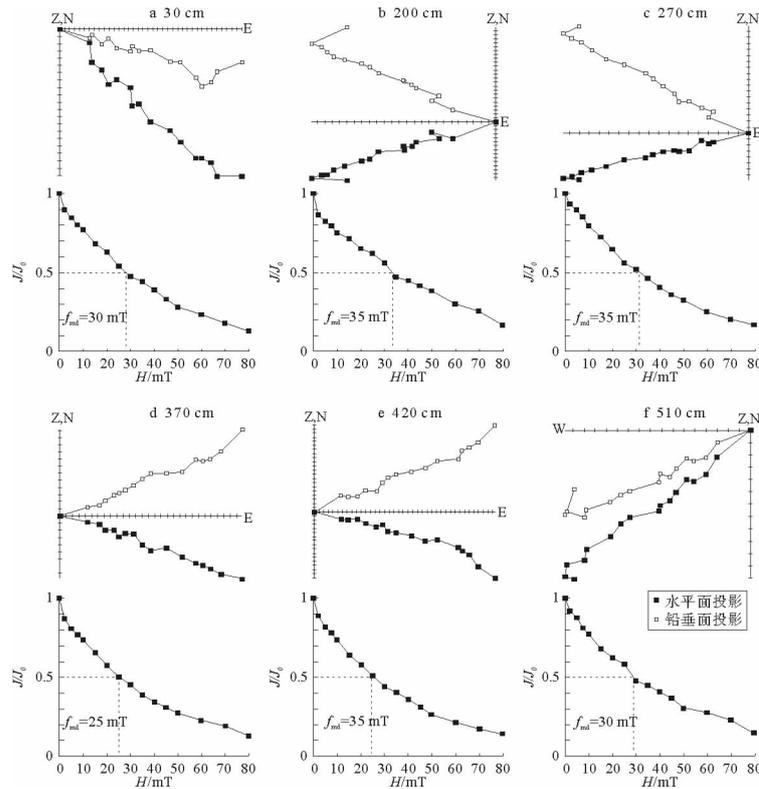


图 4 GX149 柱状样代表样品的 Z 矢量图及归一化强度衰减曲线

Fig. 4 Orthogonal(Zijderveld) vector plots and normalized intensity decay curves of representative samples from the core GX149

4 讨论

4.1 GX149 柱状样磁性地层划分

考虑到在岩心获取过程中,对柱状样并未进行水平定向,只进行上下方向的相对定向,而在岩心切割时,未能很好地控制切开方向,柱状样样品的磁偏角并不能反映沉积物沉积时的地磁场偏角,因此,仅用磁倾角建立磁极性柱。最大角偏差(Maximum Angular Deviation, MAD)由磁偏角

和磁倾角联合计算得出,也只具有相对意义。一般认为 MAD 越小,拟合获得的沉积剩磁方向越稳定;当 $MAD \leq 10^\circ$ 时,代表拟合获得的沉积剩磁方向稳定;当 $MAD \geq 15^\circ$ 时,表明拟合不佳,获得的沉积剩磁方向不可取,因此,将 $MAD > 15^\circ$ 的样品予以剔除。

根据地心轴向偶极子(Geocentric Axial Dipole, GAD)模式的地磁倾角(I)和地理纬度(λ)之间的关系 $\tan I = 2 \tan \lambda$, 计算得到地磁倾角约 38.2° 。而退磁实验得到柱状样样品的磁倾角分布在 $-43.4^\circ \sim 41.9^\circ$, 平均值为 15.4° , 绝大部分

$<38.2^\circ$,并且磁倾角存在从顶到底依次变小的趋势(图3)。磁倾角变浅这一现象在现代海洋沉积物或古代沉积岩中普遍出现^[9,26-28],研究表明其可能是由压实作用引起的^[29,30]。在GX149柱状样中,从顶到底,由于深度增加,压实作用越来越强,因此,磁倾角变浅程度加强。

本文对反极性样品采取了严格的确认原则,只有退磁曲线清晰并明确趋向原点的样品才采用。当连续2个样品出现反极性时,定义一次漂移或极性亚时。GX149柱状样绝大部分样品的倾角为正(图4),表明整个剖面处于布容正极性期,底界尚未达到松山—布容地磁极性转换界面,而个别层位零星出现负倾角样品,可能是这些样品在采集过程中受到了人为扰动,暂不将其定为极性漂移事件。

4.2 GX149柱状样沉积速率估算

由于GX149柱状样底界尚未到达松山—布容极性转换界面,其底界年龄应 $<781\text{ ka}$ ^[31-33],沉积物柱长为620 cm,计算可知整个柱状样平均沉积速率应 $>0.79\text{ cm/ka}$ 。这一沉积速率明显大于西菲律宾海本哈姆高原东部的146柱状样(水深 $>5\ 000\text{ m}$,沉积速率为 0.51 cm/ka)^[9]以及采自台湾东部岸外绿岛附近的SG柱状样(水深 $3\ 450\text{ m}$,沉积速率 0.59 cm/ka)^[34]。理论上讲,SG柱状样离台湾岛更近(图1),陆源更加丰富,沉积速率应该较高,但由于受到海脊阻隔,导致沉积速率与深海沉积接近。GX149柱状样沉积速率较SG柱状样更高,可能指示沉积物源有别于SG柱状样,来源于吕宋岛等其他地方。前人对取自加瓜海脊附近的WP3柱状样(水深 $2\ 700\text{ m}$)底界年龄的估计为 120 ka ^[35],计算可知其平均沉积速率为 2.42 cm/ka ,此柱状样所处地理位置与GX149相似,两者应具有相同的物源,但其离源区更近。因此,GX149的沉积速率应小于WP3,介于 $0.79\sim 2.42\text{ cm/ka}$ 之间。按照估算的最大沉积速率计算可知,GX149底部年龄应 $>256.2\text{ ka}$,处于 $256.2\sim 781\text{ ka}$ 之间。

5 结论

对西菲律宾海西部的GX149柱状样沉积物

岩石磁学和古地磁学研究结果如下:

(1)热磁实验以及中值退磁场结果显示沉积物中主要载磁矿物为低矫顽力的磁铁矿,粒径以假单畴(PSD)为主。

(2)所有样品的天然剩磁强度分布范围为 $(1.07\sim 6.51)\times 10^{-7}\text{ Am}^2$,平均值为 $3.33\times 10^{-7}\text{ Am}^2$,分为 $0\sim 110\text{ cm}$ 、 $110\sim 350\text{ cm}$ 和 $350\sim 620\text{ cm}$ 3段。

(3)经过 $0\sim 80\text{ mT}$ 场退磁后,几乎所有样品均可获得稳定的特征矢量方向,且磁倾角为正值,表明整个GX149柱状样处于布容正极性期。绝大部分样品存在磁倾角浅化现象,且从顶到底,磁倾角变浅程度逐渐增强,与沉积物的压实作用有关。通过与相邻海域柱状样的对比,估算出GX149柱状样的沉积速率介于 $0.79\sim 2.42\text{ cm/ka}$ 之间,其底界年龄介于 $256.2\sim 781\text{ ka}$ 之间。

致谢:广州海洋地质调查局陈泓君教授对文章初稿提出了建设性意见,王志敏、崔兆国等在样品采集过程中提供了帮助,在此一并表示感谢!

参考文献:

- [1] Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy[J]. *Quaternary Research*, 1987, 27(1): 1-29.
- [2] 党皓文, 蔚知潜, Bassinot F. 西菲律宾海末次冰期以来的浊流沉积及其古环境意义[J]. *第四纪研究*, 2009, 29(6): 1 078-1 085.
- [3] 孙哈杰, 李铁刚, 苏翔, 等. 中更新世以来西菲律宾海上层水体结构演化特征——来自钙质超微化石 *Florisphaera profunda* 的证据[J]. *第四纪研究*, 2011, 31(2): 216-226.
- [4] 孙哈杰, 李铁刚, 孙荣涛, 等. 西菲律宾海第四纪钙质超微化石及微玻璃石地层学[J]. *科学通报*, 2011, 56(21): 1 749-1 755.
- [5] Tang Z, Li T G, Chang F M, et al. Paleoproductivity evolution in the West Philippine Sea during the last 700 ka[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2013, 31(2): 435-444.
- [6] Wan S M, Yu Z J, Clift P D, et al. History of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 326-328: 152-159.

- [7] 刘嘉麒,王文远. 第四纪地质定年与地质年表[J]. 第四纪研究, 1997, 17(3): 193-202.
- [8] 葛淑兰, L. Øvlie Reidar, 石学法, 等. 菲律宾海西北部岩芯记录的125 ka以来的地磁场强度及其影响因素[J]. 地球物理学报, 2013, 56(2): 542-557.
- [9] 葛淑兰, 石学法, 杨刚, 等. 西菲律宾海780 ka以来气候变化的岩石磁学记录: 基于地磁场相对强度指示的年龄框架[J]. 第四纪研究, 2007, 27(6): 1 040-1 052.
- [10] 孟庆勇, 李安春, 李铁刚, 等. 西菲律宾海沉积物200 ka以来的地球磁场相对强度记录及其年代学意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2009, 39(1): 24-34.
- [11] 秦蕴珊, 尹宏. 西太平洋——我国深海科学研究的优先战略选区[J]. 地球科学进展, 2011, 26(3): 245-248.
- [12] 张斌, 李广雪, 黄继峰. 菲律宾海构造地貌特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2014, 34(2): 79-88.
- [13] 孙荣涛. 黑潮流系与暖池区晚更新世以来的古环境研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2006.
- [14] Berger W H. Deep-sea sedimentation[C]// Burk C A, Drake C L. The geology of continental margins. Berlin: Springer, 1974: 213-241.
- [15] Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data[J]. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 1980, 62(3): 699-718.
- [16] Jones C H. User-driven integrated software lives: "Paleomag" paleomagnetism analysis on the Macintosh[J]. Computers & Geosciences, 2002, 28(10): 1 145-1 151.
- [17] Hroudá F. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge[J]. Geophysical Journal International, 1994, 118(3): 604-612.
- [18] Roberts A P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4) [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 134(3-4): 227-236.
- [19] Dunlop D J, Özdemir Ö. Rock magnetism: fundamentals and frontiers [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1997: 1-573.
- [20] Liu Q S, Deng C L, Yu Y, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols [J]. Geophysical Journal International, 2005, 161(1): 102-112.
- [21] 胡守云, 邓成龙, Appel E, 等. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义[J]. 科学通报, 2001, 46(17): 1 491-1 494.
- [22] 朱日祥, 石采东, Suchy V, 等. 捷克黄土的磁学性质及其古气候意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2001, 31(2): 146-154.
- [23] Ellwood B B, Brett C E, Macdonald W D. Magnetostratigraphy susceptibility of the Upper Ordovician Kope Formation, Northern Kentucky [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 243(1-2): 42-54.
- [24] 杨小强, Grapes R, 周厚云, 等. 珠江三角洲沉积物的岩石磁学性质及其环境意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2007, 37(11): 1 493-1 503.
- [25] Karlin R. Magnetic mineral diagenesis in suboxic sediments at Bettis Site W-N, NE Pacific Ocean [J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95(B4): 4 421-4 436.
- [26] 程鑫, 吴汉宁, 刁宗宝, 等. 羌北地块中一晚侏罗世雁石坪群古地磁新结果[J]. 地球物理学报, 2012, 55(10): 3 399-3 409.
- [27] 颜茂都, 方小敏, 张伟林, 等. 青藏高原东北部沉积物磁倾角浅化之成因探究[J]. 第四纪研究, 2012, 32(4): 588-596.
- [28] Hodych H P, Bijaksana S. Can remanence anisotropy detect paleomagnetic inclination shallowing due to compaction? A case study using Cretaceous deep-sea limestones [J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(B12): 22 429-22 441.
- [29] 邓云山, 孟自芳, 郑彦鹏. 压实作用与磁倾角变化的实验研究[J]. 沉积学报, 2001, 19(2): 306-308.
- [30] Arason P, Levi S. Compaction and inclination shallowing in deep-sea sediments from the Pacific Ocean [J]. Journal of Geophysical Research, 1990, 95(B4): 4 501-4 510.
- [31] Tauxe L, Herbert T, Shackleton N J, et al. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 140(1-4): 133-146.
- [32] Singer B S, Hoffman K A, Chauvin A, et al. Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events [J]. Journal of Geophysical Research, 1999, 104(B1): 679-693.
- [33] Sarna-Wojcicki A M, Pringle M S, Wijbrans J. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Bishop Tuff from multiple sites and sediment rate calibration for the Matuyama-Brunhes boundary [J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105(B9): 21 431-21 443.
- [34] Hung G W, Chung Y. Sedimentation rates on the continental slope off eastern Taiwan [J]. Marine Geology, 1994, 119(1-2): 99-109.
- [35] 阎军, 苍树溪. 末次间冰期以来古黑潮演化及其对气候变化的作用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1995, 15(1): 25-40.

