

doi:10.3799/dqkx.2015.102

华南中一晚二叠世之交碳酸盐岩磁学特征及环境意义

李波^{1,2,3}, 薛武强³, 颜佳新^{3*}, 朱宗敏³, 王艳⁴, 马志鑫⁵

1. 中国地质调查局广州海洋地质调查局, 广东广州 510075

2. 国土资源部海底矿产资源重点实验室, 广东广州 510075

3. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

4. 广东省有色地质勘查院, 广东广州 510080

5. 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 四川成都 610081

摘要: 磁学参数作为可靠的古气候和古环境指标, 能为全球环境变化、气候过程研究提供有价值的资料。对广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层进行详细岩石磁学研究, 结果表明, 铁桥剖面样品中主要磁性矿物是顺磁性矿物以及少量磁铁矿、赤铁矿。在瓜德鲁普—乐平统界线附近, 岩石磁学特征发生显著变化, 磁化率先增大再减小, 携磁矿物成分呈硬磁性矿物(赤铁矿)→软磁性矿物(磁铁矿)→硬磁性矿物(赤铁矿)的变化趋势, 这些转变仅在界线上上下下大约4 m的岩层内完成, 与中二叠世晚期的海平面变化、古海水温度变化同步。中一晚二叠世之交碳酸盐岩磁学参数的变化显著, 反映磁性矿物在各圈层之间的运移和转换发生了转变, 这一转变起因于当时的气候环境变化。瓜德鲁普世晚期和乐平世早期, 海平面较高, 来宾地区物源少, 铁桥剖面的携磁矿物主要来自粉尘赤铁矿; 中一晚二叠世之交短暂的大规模海退作用使华南古陆面积大幅度增加, 同时陆生植物大规模灭绝, 地表侵蚀加剧, 来宾地区物源增多, 此时, 铁桥剖面的携磁矿物主要来源于河流输入的磁铁矿。

关键词: 华南; 铁桥剖面; 瓜德鲁普—乐平统; 岩石磁学; 海退; 沉积物; 古环境。

中图分类号: P534.46

文章编号: 1000-2383(2015)07-1226-11

收稿日期: 2014-11-21

Magnetic Properties of Middle-Late Permian Carbonates in South China and Their Environmental Significances

Li Bo^{1,2,3}, Xue Wuqiang³, Yan Jiixin^{3*}, Zhu Zongmin³, Wang Yan⁴, Ma Zhixin⁵

1. Guangzhou Marine Geological Survey, China Geological Survey, Guangzhou 510075, China

2. Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Guangzhou 510075, China

3. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

4. Guangdong Nonferrous Metals Geological Exploration Institution, Guangzhou 510080, China

5. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610081, China

Abstract: As a reliable proxy for paleoclimate and paleoenvironment, magnetic parameter could provide valuable data for the research of global environmental changes and climatic processes. A detailed study has been carried out on rock magnetism in order to reveal the change of climate and environment and its reasons across Guadalupian-Lopingian (G-L) boundary at Tiejiao section in Laibin area, Guangxi, China. The results show that the dominant magnetic minerals from Tiejiao section are paramagnetic minerals with a small amount of magnetite and hematite as well. There is a remarkable change in the properties of rock magnetism near the G-L boundary. Magnetic susceptibility increases first and then decreases. Magnetic carriers show the trend of being transformed from hard magnetic minerals (hematite) to soft magnetic mineral (magnetite) and then turning to hard magnetic minerals (hematite). All of these changes occur within 4 m-thick strata interval above and below the G-L boundary.

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos.41472087, 41072078); 国家重点基础研究发展计划“973”项目(No.2011CB808804); 国土资源部海底矿产资源重点实验室开放基金课题(No.KLMMR-2014-A-12).

作者简介: 李波(1986—), 男, 博士, 工程师, 主要从事沉积地质学研究, E-mail: libo_cug@163.com

* **通讯作者:** 颜佳新, E-mail: jaxy2008@163.com

引用格式: 李波, 薛武强, 颜佳新, 等, 2015. 华南中一晚二叠世之交碳酸盐岩磁学特征及环境意义. 地球科学——中国地质大学学报, 40(7): 1226-1236.

and synchronize with the fluctuation of sea-level and ancient seawater temperature during late Middle Permian. The significant changes in magnetic parameters for Middle-Late Permian carbonates suggest that the migration and conversion of magnetic minerals between different spheres in earth system has shifted, which resulted from the climatic and environmental changes. High sea-level during Late Guadalupian and Early Lopingian resulted in the decrease in terrigenous supply in South China. Therefore, the magnetic carriers in Tiejiao section mainly are hematite through aeolian transportation during this period. However, pronounced regression during the Middle-Late Permian transition led to the expansion of exposed land area. Meanwhile, land plants experienced widespread extinction, which led to increased sediment source. The magnetic carriers in contemporaneous sediments of Tiejiao section are mainly fluvial magnetite.

Key words: South China; Tiejiao section; Guadalupian-Lopingian; rock magnetism; regression; sediment; paleoenvironment.

中—晚二叠世之交是晚古生代一个重大地质历史转折期,在此期间地球上发生了一系列特殊地质事件,包括峨眉山大火成岩省喷发形成、古—中生代之交双幕式生物大灭绝启动、中二叠世晚期(卡匹敦期)短暂的全球性海退以及古海水温度变化等,是研究生物响应生态环境变化的极佳时期,引起众多学者关注(Wignall, 2001; Ali *et al.*, 2002; Zhou *et al.*, 2002; He *et al.*, 2007; Wignall *et al.*, 2009a, 2009b, 2012; Bond *et al.*, 2010a, 2010b; Sun *et al.*, 2010; Chen *et al.*, 2011).

为了探索这一系列特殊地质事件发生的原因及耦合关系,前人对华南广西来宾地区瓜德鲁普—乐平统(G-L)界线层位进行了大量研究,内容包括生物群落与生物地层(Mei *et al.*, 1998; Jin *et al.*, 2001, 2006; Shen *et al.*, 2007)、沉积相与环境演变(Chen *et al.*, 2009; Wignall *et al.*, 2009b; 邱振和王清晨, 2010; 姚尧等, 2012; Qiu *et al.*, 2014)、同位素记录与古海水温度变化(Wang *et al.*, 2004; Chen *et*

al., 2011)等,但对 G-L 界线处的环境磁学特征却鲜有研究.众所周知,沉积物中磁性矿物的形成、搬运、沉积和演化受气候变化和环境过程控制,因此,岩石磁学参数作为可靠的古气候和古环境指标,能为全球环境变化、气候过程研究提供有价值的资料(邓成龙等, 2000; Evans and Heller, 2003; 郑妍和张世红, 2007; 符超峰等, 2009; 刘青松和邓成龙, 2009; 乔庆庆等, 2011; Wang *et al.*, 2013).因此,本文选择环境磁学方法来研究华南中—晚二叠世界线地层,并用不同的磁学参数解释当时的环境、气候变化,这对理清中—晚二叠之交生物大灭绝发生的原因和峨眉山大火成岩省喷发对古环境、古气候的影响等具有重要参考意义.

1 地质背景及界线地层

广西来宾地区位于来宾—合山孤立碳酸盐台地东南缘(图 1),在中二叠世晚期被深水盆地包围(郑

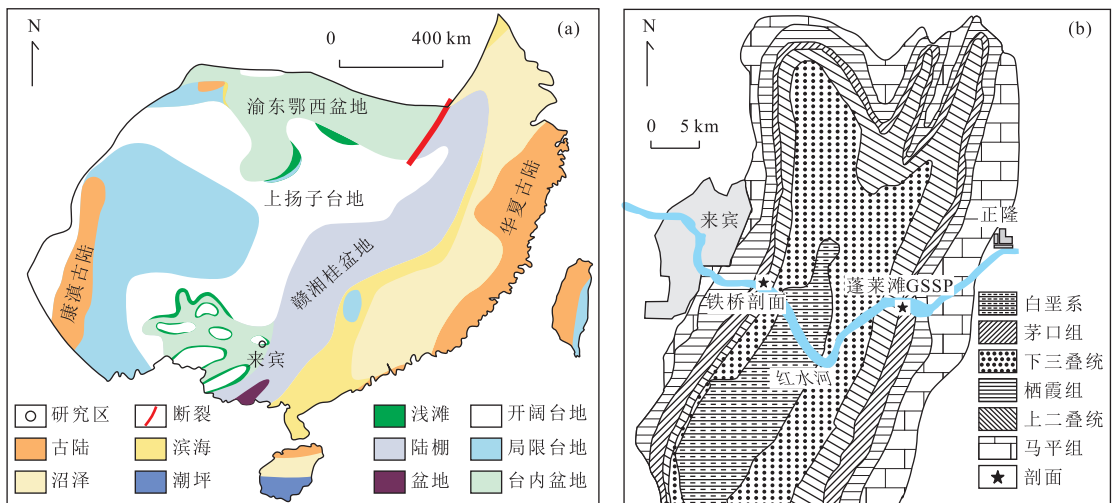


图 1 研究区中二叠世晚期古地理(a)及剖面位置(b)

Fig.1 Paleogeography (a) of late Middle Permian in South China and locations of sections in this study area (b)

图 a 据郑和荣和胡宗全(2010)修改;图 b 据 Jin *et al.*(1998)修改

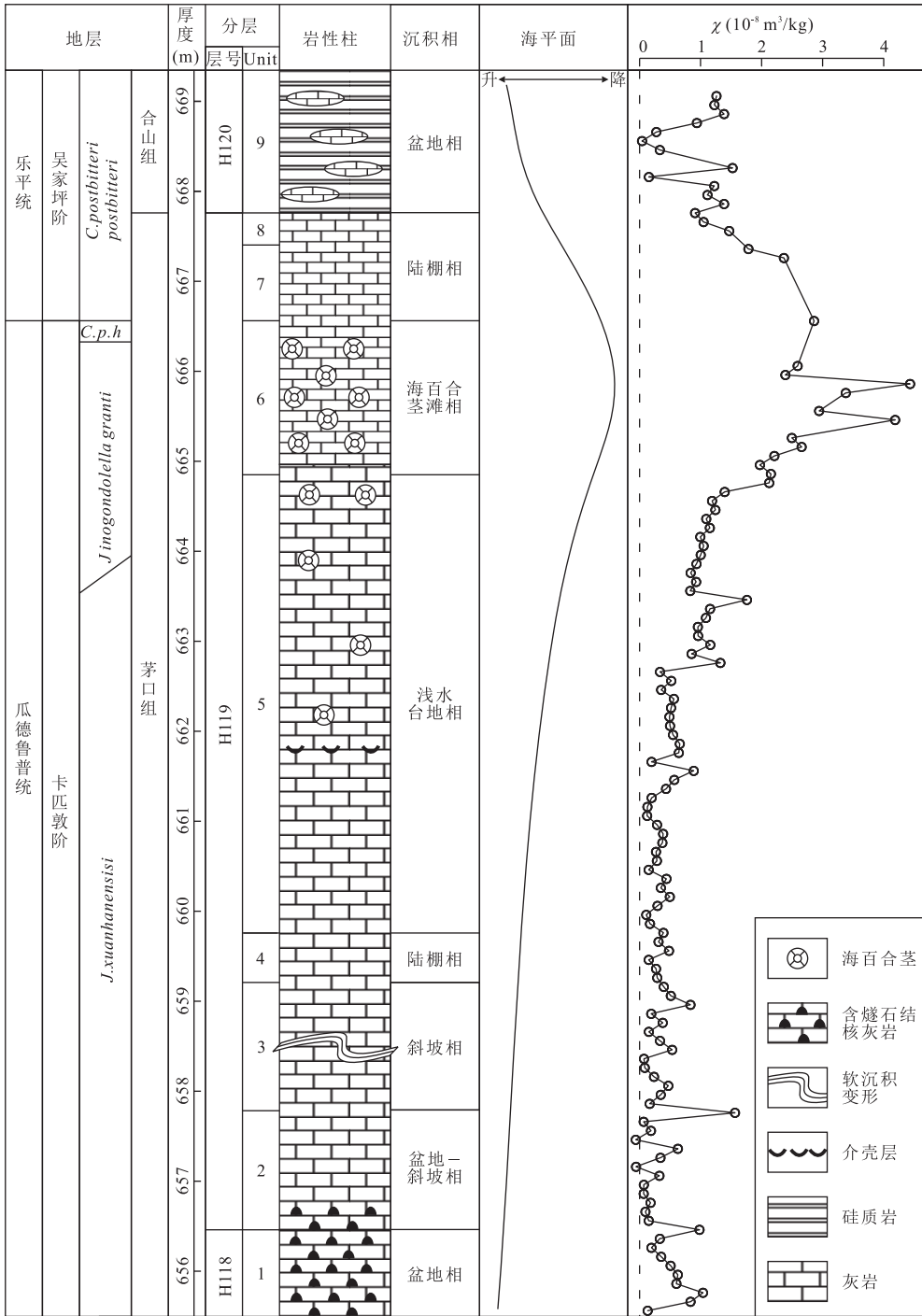


图 2 广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层柱状图

Fig.2 Stratigraphic column across the Guadalupian-Lopingian boundary at Tiejiao section in Laibin, Guangxi, South China
牙形石带与分层据 Jin et al.(2001, 2006); C.p.h 代表 *Clarkina postbitteri hongshuiensis*

和荣和胡宗全, 2010). 来宾地区周围的剖面在中二叠世大部分时期发育盆地相沉积, 主要为放射虫硅质岩, 但在中二叠世晚期, 发育比较典型的浅水孤立碳酸盐岩台地沉积(沙庆安等, 1990; 姚尧等, 2012), 这个沉积相的转变通常被认为是海平面下降(Mei et al., 1998)或东吴运动抬升造成的(Wang and

Jin, 2000; 何斌等, 2005; Shen et al., 2007), 这次海平面下降或东吴抬升事件导致华南大部分地区中一晚二叠世之交地层缺失, 例如: 在四川广元上寺剖面, 卡匹敦阶仅发育最底部的 *Jinogondolella post-serrata* 牙形石带, 而上部 6 个牙形石带全部缺失(Sun et al., 2008).

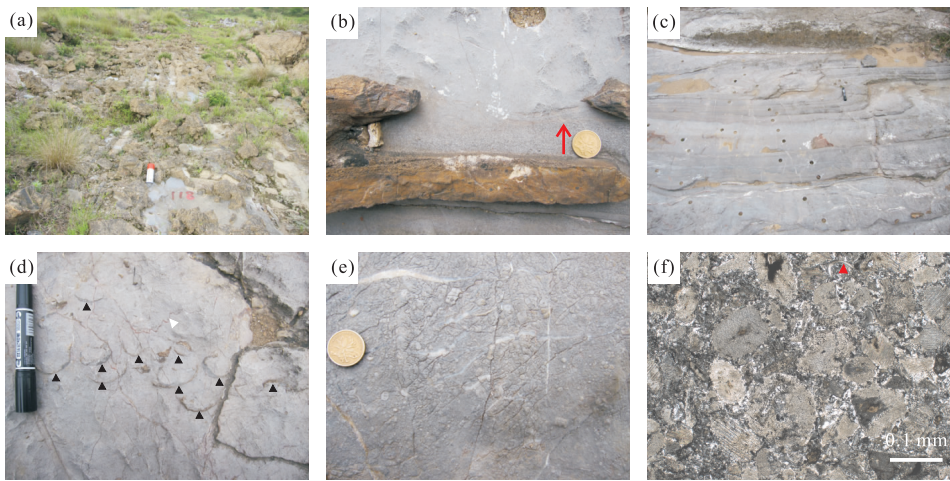


图 3 广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层野外及镜下特征

Fig.3 Field pictures of sedimentological features and microphotographs of carbonate fabrics of the Guadalupian-Lopingian boundary strata at Tieqiao section in Laibin, Guangxi, South China

a.H118 层,硅质岩夹灰岩透镜体;b.H119 层(来宾灰岩)Unit 2 的野外特征,红色箭头指示正粒序;c.来宾灰岩 Unit 3 中发育重力滑塌形成的软沉积变形构造;d.来宾灰岩 Unit 5 中发育介壳层和缝合线,黑色箭头指示腕足介壳,白色箭头指示缝合线;e.来宾灰岩 Unit 6 野外特征,层面见大小混杂的海百合茎板;f.来宾灰岩 Unit 6 显微镜下特征,生物碎屑 90% 以上为海百合茎碎片,少量介形虫(红色箭头所指),海百合茎分选差,指示原埋藏,单偏光 $\times 25$ 倍

铁桥剖面位于红水河北岸($23^{\circ}42.733'N$, $109^{\circ}13.533'E$),距离来宾市区大约 5 km.铁桥剖面与蓬莱滩剖面(G-L GSSP)分别位于来宾向斜两翼,相距十几千米(Jin *et al.*, 1998).二叠系栖霞组、茅口组、合山组和大隆组依次沿红水河河岸出露.中—上二叠统茅口组大部分层位为深水盆地相碳酸盐岩或硅质岩沉积,但在顶部发育一套厚层浅水相灰岩(来宾灰岩)沉积(沙庆安等, 1990).茅口组之上发育合山组(或称为吴家坪组)放射虫硅质岩,两者呈整合接触.中—晚二叠世之交连续稳定的沉积记录,为铁桥剖面被选为吴家坪阶底界 GSSP 辅助剖面奠定了坚实基础.

中二叠统卡匹敦阶位于茅口组上部,上二叠统吴家坪阶底界位于茅口组来宾灰岩(H119 层)顶部(图 2)(Jin *et al.*, 2001, 2006).茅口组来宾灰岩之下的 H118 层由硅质岩夹灰岩透镜体构成(图 3a),含远洋放射虫化石,为深水盆地相沉积.来宾灰岩可分为 7 个单元(Unit, 图 2)(Jin *et al.*, 2001, 2006).来宾灰岩底部(Unit 2)由块状灰岩组成,在其下部含有燧石透镜体,包含向上变细的粒序层(图 3b).燧石中放射虫丰富,块状灰岩中富含海绵和有孔虫,这部分为斜坡—盆地相沉积.上覆 Unit 3 由薄层灰岩组成,发育重力滑塌作用形成的软沉积变形构造(图 3c),指示斜坡相沉积环境.Unit 4 和 Unit 5 主要由块状浅粉红色灰岩组成,富含苔藓虫、珊瑚、海百合

茎和有孔虫,缝合线大量发育.此外,在 Unit 5 岩层上发育一层平行于层面的腕足壳体(图 3d).Unit 4 和 Unit 5 为典型的浅水碳酸盐台地相沉积.Unit 6 为灰色灰岩,层面见极丰富的海百合茎(图 3e),镜下还可见少量介形虫碎片(图 3f),海百合茎大小混杂,茎板保存完好,显示出原埋藏特征,故将 Unit 6 解释为海百合茎滩相沉积.Unit 7 和 Unit 8 转变成暗灰色中薄层灰岩,该段指示海侵开始.茅口组之上的吴家坪组 H120 层为暗红色薄层硅质岩,夹灰岩透镜体,为深水盆地相沉积.综上所述,来宾灰岩可看作是一个“间层序”,形成于海平面下降后期和上升初期(Jin *et al.*, 2001, 2006).

2 方法

在野外从 H118 层顶部至吴家坪组底界(H120)往上 1.4 m,以 0.1 m 等间距采集无定向磁学样品 122 个,在实验室内将其加工成符合岩石磁学测试标准的立方体状样品($2\text{ cm}\times 2\text{ cm}\times 2\text{ cm}$)后称重.首先利用捷克产 KLY-3S 型卡帕桥磁力仪,对所有样品进行低场体积磁化率(κ)测量,测试精度为 2.5×10^{-8} ;然后以 1.5 m 间距挑选样品,在 D-2000 交变退磁仪上获得非磁滞剩磁(anhyseretic remanent magnetization,简称 ARM;交变场为 100 mT,直流场为 0.05 mT),然后在 120 mT 交变场下退磁.

退磁后的样品在 IM 10-30 型脉冲磁力仪上获得饱和和等温剩磁 (saturation isothermal remanent magnetization, 简称 SIRM; 场强设定为 1 T), 随后将样品在 300 mT 反向场中再磁化, 得到 $IRM_{300\text{ mT}}$, 定义 $S_{-300} = -IRM_{300\text{ mT}}/SIRM$, $HIRM = (SIRM + IRM_{300\text{ mT}})/2$. S_{-300} 可很好地反映出样品中软磁 (低矫顽力) 成分与硬磁 (高矫顽力) 成分的相对含量. S_{-300} 比率越接近于 1, 表明样品中软磁成分的相对含量越高; 相反, 随着 S_{-300} 比率降低, 样品中硬磁成分的相对含量增多 (Evans and Heller, 2003). HIRM (全称 hard isothermal remanent magnetization) 主要与硬磁矿物 (如赤铁矿、针铁矿等) 含量有关, 硬磁成分含量越多, HIRM 值越大 (Thompson and Oldfield, 1986).

根据剖面上磁化率随深度变化特征, 挑选代表性样品进行磁化率随温度变化 (κ - T 曲线) 测量, 升降温速率为 $11\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{min}$, 所用仪器为捷克产卡帕桥 KLY-4S/CS3 型磁化率仪/温控装置, 测试过程中, 样品处于氩气环境下. 同时选择一部分代表性样品, 对其 SIRM 进行热退磁. 这些样品先在 IM 10-30 型脉冲磁力仪上获得 SIRM (场强设定为 2.4 T), 然后利用 TD-48 热退磁炉进行热退磁, 退磁温度依次为 $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $250\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $325\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $450\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $525\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $675\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $700\text{ }^{\circ}\text{C}$.

样品所有剩磁测量均在 2G755-4K 型低温超导

磁力仪上完成, 灵敏度为 $2 \times 10^{-9}\text{ Am}^2$. 完成上述测量后, 求得质量磁化率 (χ) 和各项剩磁参数 (如非磁滞剩磁磁化率, χ_{ARM}) 及比值. 样品的体积磁化率测试工作在中国地质大学 (武汉) 地球物理与空间信息学院岩石磁学实验室进行, 剩磁测量、 κ - T 曲线测试和热退磁实验均在中国地质大学 (北京) 古地磁学和环境磁学实验室完成.

3 实验结果

3.1 剖面磁学参数变化特征

根据磁化率和剩磁参数测量结果, 广西来宾铁桥 G-L 界线剖面明显可分为 3 段 (图 4): G-L 界线下 $656\sim 664\text{ m}$ 为 I 段, G-L 界线处 $664\sim 668\text{ m}$ 为 II 段, G-L 界线上 668 m 之上为 III 段. I 段中, χ 、 χ_{ARM} 、 S_{-300} 和 ARM/SIRM 均比较低; 上述各项参数从 664 m 明显开始上升 (II 段), 然后在 G-L 界线下 1 m 处达到最大值 (参考磁化率, 其他参数样品密度相对较低), 随后开始降低, 穿过界线, 在界线之上 2 m 左右处恢复原状 (III 段). 而 SIRM、HIRM 表现出正好相反的变化趋势, 在界线之下 4 m 左右处开始下降, 在界线下 1 m 左右处达到最小值, 随后上升, 穿过界线.

3.2 磁性颗粒的类型、含量和粒度

I 段样品 S_{-300} 比率全部为负值 (分布范围为 $-0.67\sim -0.72$, 平均值为 -0.70), 表明样品中携磁

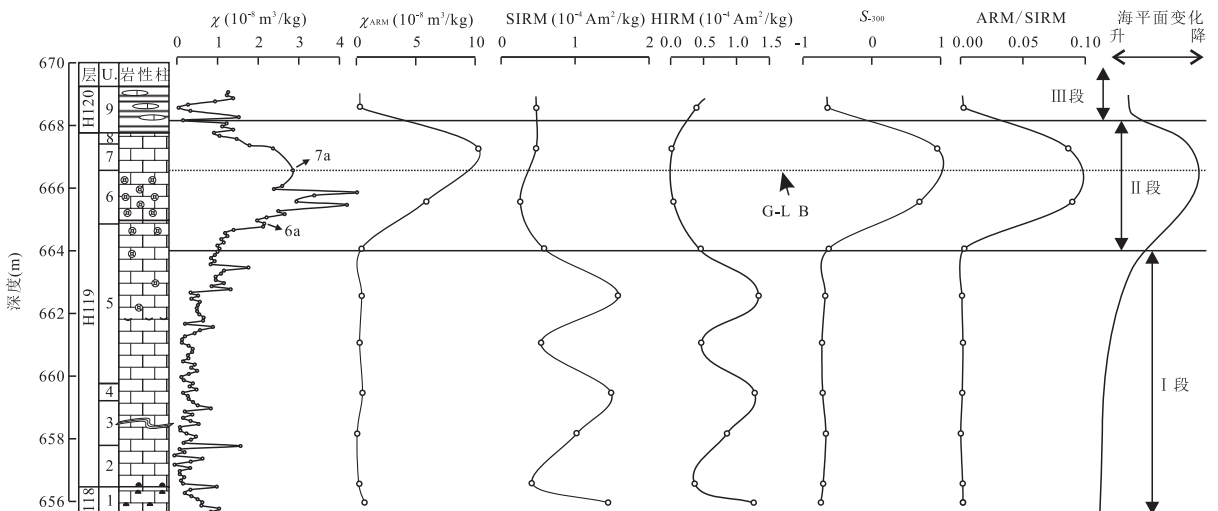


图 4 广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层磁学特征及海平面变化

Fig. 4 Magnetic characteristics and sea-level changes across the Guadalupian-Lopingian boundary at Tiejiao section in Laibin, Guangxi, South China

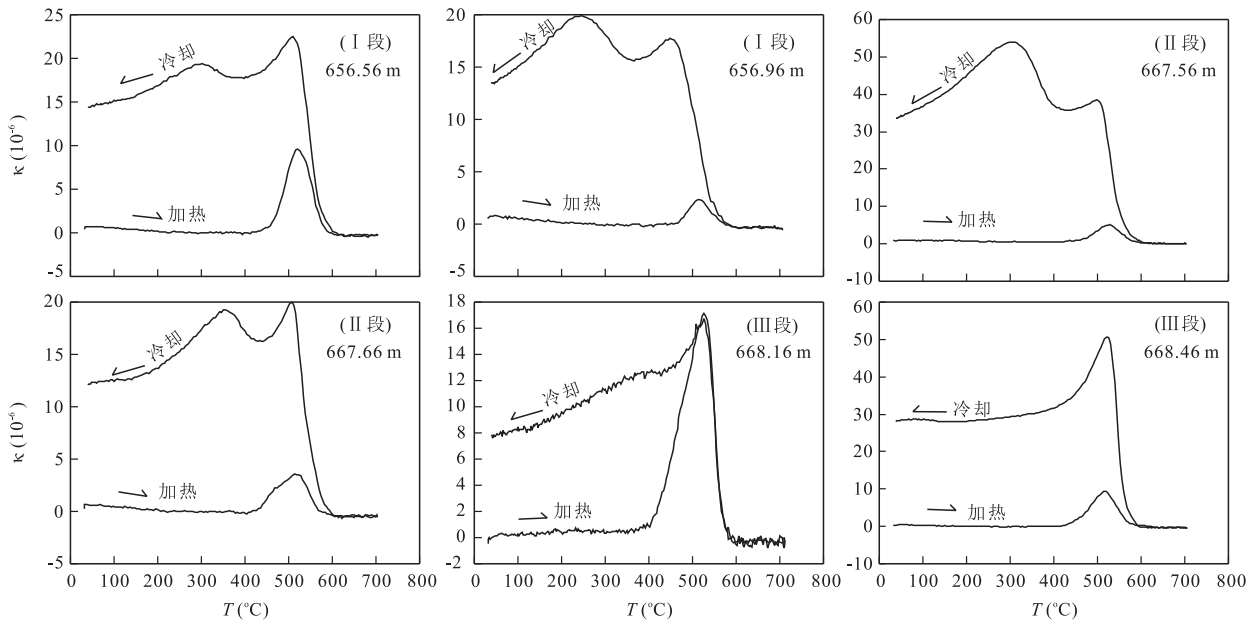


图5 广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层代表性样品的 κ - T 曲线

Fig.5 κ - T curves for selected samples from the Guadalupian-Lopingian boundary interval at Tieqiao section in Laibin, Guangxi, South China

矿物以高矫顽力硬磁性组分(不完全反铁磁性矿物)为主. II段样品 S_{-300} 比率相对I段样品明显上升, 迅速转变成正值, 并在界线附近接近1(0.95), 表明界线附近携磁矿物中硬磁性组分相对含量迅速减少, 而软磁性组分(亚铁磁性矿物)相对含量迅速增加, 并占主导. III段样品 S_{-300} 比率相较II段样品迅速下降, 为负值(-0.64), 表明样品中携磁矿物以高矫顽力硬磁性组分为主, 与I段样品相似. HIRM表现出与 S_{-300} 相反的变化趋势, 在II段降低, 在III段升高, 表明界线附近硬磁组绝对含量相对于界线上、下减少.

不同磁性矿物在加热和冷却过程中, 其磁化率会随温度的变化(κ - T 曲线)而出现不同特征, 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(Hrouda, 1994; Dunlop and Özdemir, 1997; Liu *et al.*, 2005). 图5为来宾铁桥剖面G-L界线地层代表性样品的 κ - T 曲线. 3个阶段样品的 κ - T 曲线变化特征基本一致, 其磁化率在加热初始过程中(20~400 °C)缓慢下降, 表现出顺磁性矿物的特征(Hrouda, 1994); 在400 °C之后开始增大, 在500 °C左右存在一个峰值, 然后急剧下降, 在580 °C时降至接近零(图5), 表明样品中主要磁性矿物是磁铁矿; 冷却曲线在580 °C之后急剧上升, 同样显示出磁铁矿的居里温度, 而终止磁化率要比初始磁化率高得多, 表明在加热过程中形成了大量磁铁矿. 所

有样品加热曲线与Ellwood *et al.* (2007)实验中粘土矿物伊利石的加热曲线相似, 表明样品中的磁性矿物主要为顺磁性粘土矿物伊利石, 含有少量磁铁矿.

由于赤铁矿的磁化率比磁铁矿低几个数量级, 因此在 κ - T 曲线中, 赤铁矿的信息通常被磁铁矿掩盖, 从而难以有效分离出赤铁矿的磁信息. 为进一步查明I段和III段样品中高矫顽力携磁矿物的类型, 笔者对部分样品的SIRM进行热退磁实验. I段和III段样品的SIRM热退磁曲线在20~675 °C区间平稳下降, 在675 °C降低为零(图6), 显示出赤铁矿的解阻温度(Evans and Heller, 2003), 表明I段和III段样品SIRM的主要携磁矿物为高矫顽力赤铁矿, 与I段和III段样品负 S_{-300} 比率相符. 此外, 结合 S_{-300} 比率(0.95)与 κ - T 曲线(580 °C居里点), 笔者可以判断II段样品中主要携磁矿物为低矫顽力磁铁矿.

虽然剖面上ARM/SIRM、 χ_{ARM} 变化通常用来反映亚铁磁性矿物的粒度变化(Maher, 1988; Oldfield, 1991; Evans and Heller, 2003), 两者在铁桥剖面G-L界线确实存在明显的先增大再减小的变化趋势(图4). 但需要注意的是, I段和III段样品携磁矿物类型(赤铁矿)与II段样品(磁铁矿)明显不同. 陈曦等(2009)通过人工混合实验研究发现, 用于指示亚铁磁性矿物大小颗粒的参数 $\chi_{ARM}/SIRM$ 受磁铁矿(纳米级颗粒)与赤铁矿混合比例影响, 随混合物

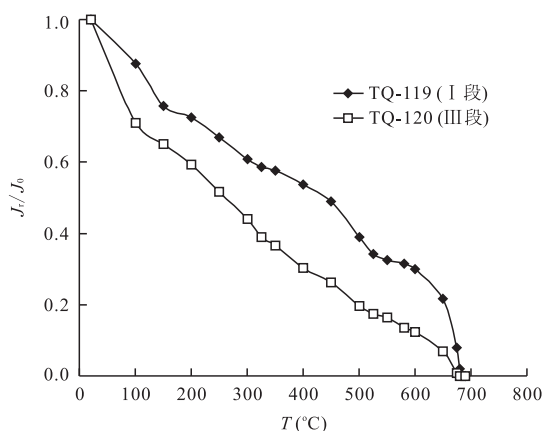


图 6 广西来宾铁桥剖面瓜德鲁普—乐平统界线地层代表性样品的 SIRM 热退磁曲线

Fig.6 Thermal demagnetization curves of SIRM for selected samples from the Guadalupian-Lopingian boundary at Tieqiao section in Laibin, Guangxi, South China

中赤铁矿含量增加,两者存在明显的下降趋势,因此,铁桥剖面 G-L 界线处 ARM/SIRM、 χ_{ARM} 的显著变化可能反映的并不是磁性矿物粒度变化,更多的是界线处(II段)携磁矿物中赤铁矿组分减少,亚铁磁性矿物磁铁矿含量增加。界线处 SIRM 有所降低,可能存在 2 种原因:(1)II段样品携磁矿物(磁铁矿)绝对含量相对于I段和III段样品携磁矿物(赤铁矿)含量大幅降低,因为磁铁矿的 SIRM 比赤铁矿高 2 个数量级;(2)II段样品携磁矿物颗粒以超顺磁(SP)颗粒占主导,部分为单畴(SD)颗粒,因为 SP 颗粒不携带剩磁,但磁化率较大,所以导致 SIRM 有所降低,而 SD 颗粒可导致 χ_{ARM} 显著增大。考虑到界线处 χ 明显增加,ARM/SIRM 显著下降,而磁铁矿的 SIRM 比赤铁矿大得多,因此,第 2 种解释更加合理。

综上所述,在 G-L 界线附近,磁化率先增大,再减小;携磁矿物成分发生由硬磁性矿物(赤铁矿)→软磁性矿物(磁铁矿)→硬磁性矿物(赤铁矿)的转变;界线处磁铁矿以细颗粒为主(SP 颗粒占主导,少量为 SD 颗粒);这一转变过程在仅 4 m 左右的岩层内完成。

4 讨论

4.1 G-L 界线磁化率(χ)的变化特征

I 段样品的 χ 分布范围为 $-6.30 \times 10^{-10} \sim 1.76 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均值为 $4.80 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$,表明样品以自生方解石为主,而碎屑来源的顺磁性、亚

铁磁性及反铁磁性颗粒较少。由于自生方解石为抗磁性(Borradaile, 1988),导致该段样品磁化率普遍偏低。II 段样品的 χ 明显增大,分布范围为 $1.59 \times 10^{-9} \sim 4.43 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均值为 $1.91 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。该段样品 χ 显著增加,表明此时输入到来宾地区的陆源物质通量显著增加,导致卡匹敦晚期大多数 χ 为正值。而界线之上(III段) χ 又明显下降,分布范围为 $4.05 \times 10^{-10} \sim 1.52 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均值为 $7.93 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$,说明输入到沉积盆地的陆源碎屑通量降低。Ellwood *et al.* (2000) 曾对 11 000 块包括灰岩、泥灰岩、粉砂岩、页岩等在内的海相沉积岩统计显示, χ 分布范围为 $1 \times 10^{-9} \sim 2 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均值为 $5.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。来宾铁桥 G-L 界线剖面样品的 χ 明显比这一统计值低,表明在 G-L 之交,输入到来宾地区的陆源碎屑相对于其他时代明显偏少,特别是界线之下(I段),反映来宾地区在 G-L 之交“孤立无源”,这得到卡匹敦期古地理背景的支持:从全球角度来说,在卡匹敦期,华南板块位于古特提斯洋东侧,远离联合古陆和华北板块(Ziegler *et al.*, 1997; Kasuya *et al.*, 2012),而在扬子板块内部,来宾地区处于赣湘桂盆地内部,同样远离华夏古陆和康滇古陆(图 1)。

4.2 G-L 界线磁化率(χ)与海平面变化、生物灭绝

张世红等(1999)对白虎坡剖面上泥盆统斯图年阶碳酸盐岩地层研究发现,磁化率与海平面变化存在负相关性,即随着海平面升高样品磁化率值降低。经典理论认为,当海平面下降时,出露的陆地面积增大,剥蚀范围增大,通过河流或风力输送到海洋沉积物中的陆源物质通量增加,这些碎屑物质通过底流分散到盆地中,沉积物磁化率增大;而当海平面上升时,情况反之,沉积物磁化率降低(Crick *et al.*, 1997; Racki *et al.*, 2002)。广西来宾铁桥剖面 G-L 界线地层磁化率变化与海平面升降同样完全耦合(图 2 和图 4);在界线处海平面下降,磁化率显著增大,表明磁化率变化与海平面波动存在相关性。同时值得注意的是,中二叠世晚期的生物灭绝事件对磁化率增大也应当存在影响,陆生植物大规模灭绝(中二叠世晚期 24% 植物灭绝; Bond *et al.*, 2010a)使相同海平面条件下陆地受剥蚀情况更严重,从而使输入到海洋中碎屑物质通量相对增大,以上两方面共同作用导致沉积物磁化率增大。

4.3 G-L 界线携磁矿物类型转变对环境气候的指示

研究证实,海洋或湖泊沉积物中高矫顽力磁性矿物的含量是风成粉尘物质的良好代用指标,这些

磁性矿物(如赤铁矿和针铁矿)常作为胶膜附于风成颗粒的表面(孟庆勇和李安春,2008; Maher, 2011). Peck *et al.* (1994)通过磁化率和矿物磁学分析贝加尔湖地区 250 ka 以来的气候记录发现,间冰期的贝加尔湖沉积物以低浓度低矫顽力磁性矿物为特征,因为在间冰期由于生物成因沉积的稀释和破坏作用使磁性矿物浓度降低;而在冰期沉积物中,磁性矿物含量高,同时,高矫顽力磁性矿物明显增加,这些高矫顽力磁性矿物是在干燥、多风的冰期气候条件下从邻近地区吹来的黄土中的赤铁矿.对北大西洋塞内加尔大陆边缘 3 个晚更新世以来海洋沉积物柱的磁学研究表明,暖期较高的 S_{ratio} 值对应于河流输入来源的磁铁矿,而冷期 HIRM 和 κ 的增加以及较低的 S_{ratio} 值表明富含赤铁矿的沙哈拉沙漠粉尘输入增加(Itambi *et al.*, 2009). Yamazaki (2009)对太平洋多个沉积物柱样的磁学研究同样发现,冰期沉积物中粉尘来源的磁性矿物增多.上述研究表明沉积物携磁矿物类型的转变通常反映物质来源变迁,具有重要环境气候意义.

研究显示,在二叠—三叠系界线附近,同样发生过携磁矿物类型转变,不同的是由界线下的软磁性矿物向界线上的硬磁性矿物转变.陈建业和冯庆来(2011)认为,这个转变可能指示二叠—三叠纪之交的气候由温湿转变成干热.Chen *et al.* (2011)利用牙形石氧同位素恢复的古海水温度在 G-L 界线附近显示出“先增高(+4 °C, *J. postserrata* 到 *J. granti* 牙形石带)后降低(-6~8 °C, G-L 界线处)”的趋势,然后在吴家坪期回暖,与海平面变化同步.本文认为,来宾地区 G-L 界线附近携磁矿物类型转变可能是对这一环境气候变化的响应:瓜德鲁普世晚期和乐平世早期(分别对应 I 段与 III 段),整个华南基本上被海水覆盖,来宾地区陆源物质来源少,载磁矿物主要为通过风力从其他陆块(如联合古陆)携带来的粉尘赤铁矿;而在 G-L 之交(对应于 II 段),海平面大幅度下降,来宾地区陆源物质来源增多,载磁矿物以通过河流从华南板块内部古陆(如康滇古陆)搬运到海洋中的磁铁矿为主(低温不利于源区赤铁矿的风化形成,使得粉尘赤铁矿的绝对含量相对于 G-L 界线上下减少).

5 结论

(1)铁桥剖面样品 χ 相对其他时代明显偏低,样品中主要磁性矿物是顺磁性矿物(伊利石为主)以

及少量磁铁矿、赤铁矿.

(2)在 G-L 界线附近,磁学特征发生显著变化:磁化率先增大再减小,携磁矿物成分呈赤铁矿→磁铁矿→赤铁矿的变化趋势,界线处磁铁矿以细颗粒为主(SP 颗粒占主导,少量为 SD 颗粒),这些转变仅在界线上上下下大约 4 m 的岩层内完成.

(3)中一晚二叠世之交磁学参数的显著变化,反映中二叠世晚期磁性矿物在各圈层之间的运移和转换发生转变,而这一转变起因于当时的气候和环境变化:瓜德鲁普世晚期和乐平世早期,海平面较高,来宾地区物源少,铁桥剖面的携磁矿物主要来自于粉尘赤铁矿(较高的气温有利于源区赤铁矿的风化形成);中一晚二叠世之交短暂大规模海退作用使华南古陆面积大幅度增加,同时陆生植物大规模灭绝,地表侵蚀加剧,来宾地区陆源增多,此时,铁桥剖面的携磁矿物主要来源于河流输入的磁铁矿(温度降低导致粉尘赤铁矿的输入减少).

致谢:在岩石磁学实验过程中,中国地质大学张世红老师、李永涛老师给予了大力协助,实验室成员李傲竹、严雅娟、刘喜停、姚尧、胡宗杰、王舟等在样品采集、处理和测试过程中提供了帮助,在数据解释方面与田成静进行了深入探讨,2 位匿名审稿人提出了宝贵而中肯的意见,在此一并表示感谢!

References

- Ali, J. R., Thompson, G. M., Song, X. Y., et al., 2002. Emeishan Basalts (SW China) and the 'End-Guadalupian' Crisis: Magnetobiostratigraphic Constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(1): 21-29. doi:10.1144/0016-764901086
- Bond, D. P. G., Hilton, J., Wignall, P. B., et al., 2010a. The Middle Permian (Capitanian) Mass Extinction on Land and in the Oceans. *Earth-Science Reviews*, 102(1-2): 100-116. doi:10.1016/j.earscirev.2010.07.004
- Bond, D. P. G., Wignall, P. B., Wang, W., et al., 2010b. The Mid-Capitanian (Middle Permian) Mass Extinction and Carbon Isotope Record of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292(1-2): 282-294. doi:10.1016/j.palaeo.2010.03.056
- Borradaile, G. J., 1988. Magnetic Susceptibility, Petrofabrics and Strain. *Tectonophysics*, 156(1-2): 1-20. doi:10.1016/0040-1951(88)90279-X
- Chen, B., Joachimski, M. M., Sun, Y. D., et al., 2011. Carbon and Conodont Apatite Oxygen Isotope Records of Guadalupian-Lopingian Boundary Sections: Climatic or Sea-Level Signal? *Palaeogeography, Palaeoclimatolo-*

- gy, *Palaeoecology*, 311(3-4): 145-153. doi: 10.1016/j.palaeo.2011.08.016
- Chen, J. Y., Feng, Q. L., 2011. Rock-Magnetic Characteristics of the Permo-Triassic Boundary Section of Dongpan, Southwestern Guangxi, South China: Implications for Paleoclimate. *Progress in Geophysics*, 26(2): 529-539 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.1004-2903.2011.02.018
- Chen, X., Zhang, W. G., Yu, L. Z., 2009. The Dependence of Magnetic Parameters on the Mixing Proportion of Hematite and Magnetite. *Progress in Geophysics*, 24(1): 82-88 (in Chinese with English abstract).
- Chen, Z. Q., George, A. D., Yang, W. R., 2009. Effects of Middle-Late Permian Sea-Level Changes and Mass Extinction on the Formation of the Tieqiao Skeletal Mound in the Laibin Area, South China. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56(6): 745-763. doi: 10.1080/08120090903002581
- Crick, R. E., Ellwood, B. B., El Hassani, A., et al., 1997. Magnetosusceptibility Event and Cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and Associated Boundary Sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20(3): 167-175.
- Deng, C. L., Yuan, B. Y., Hu, S. Y., et al., 2000. Environmental Magnetism: A Review. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 20(2): 93-101 (in Chinese with English abstract).
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ellwood, B. B., Brett, C. E., MacDonald, W. D., 2007. Magnetostratigraphy Susceptibility of the Upper Ordovician Kope Formation, Northern Kentucky. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243(1-2): 42-54. doi: 10.1016/j.palaeo.2006.07.003
- Ellwood, B. B., Crick, R. E., El Hassani, A., et al., 2000. Magnetosusceptibility Event and Cyclostratigraphy Method Applied to Marine Rocks: Detrital Input versus Carbonate Productivity. *Geology*, 28(12): 1135-1138. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<1135:MEACMA>2.0.CO;2
- Evans, M. E., Heller, F., 2003. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. Academic Press, London.
- Fu, C. F., Song Y. G., Qiang X. K., et al., 2009. Environmental Magnetism and Its Application Progress in Paleoclimatic and Paleoenvironmental Changes. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 31(3): 312-322 (in Chinese with English abstract).
- He, B., Xu, Y. G., Huang, X. L., et al., 2007. Age and Duration of the Emeishan Flood Volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP Zircon U-Pb Dating of Silicic Ignimbrites, Post-Volcanic Xuanwei Formation and Clay Tuff at the Chaotian Section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4): 306-323. doi: 10.1016/j.epsl.2006.12.021
- He, B., Xu, Y. G., Wang, Y. M., et al., 2005. Nature of Dongwu Movement and Its Temporal and Spatial Evolution. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 30(1): 89-96 (in Chinese with English abstract).
- Hrouda, F., 1994. A Technique for the Measurement of Thermal Changes of Magnetic Susceptibility of Weakly Magnetic Rocks by the CS-2 Apparatus and KLY-2 Kappa-bridge. *Geophysical Journal International*, 118(3): 604-612. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x
- Itambi, A. C., von Dobeneck, T., Mulitza, S., et al., 2009. Millennial-Scale Northwest African Droughts Related to Heinrich Events and Dansgaard-Oeschger Cycles: Evidence in Marine Sediments from Offshore Senegal. *Paleoceanography*, 24: PA1205. doi: 10.1029/2007PA001570
- Jin, Y. G., Henderson, C. M., Wardlaw, B. R., et al., 2001. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Guadalupian-Lopingian Boundary. *Perrmophiles*, 39: 32-42.
- Jin, Y. G., Mei, S. L., Wang, W., et al., 1998. On the Lopingian Series of the Permian System. *Palaeoworld*, 9: 1-18.
- Jin, Y., Shen, S. Z., Henderson, C. M., et al., 2006. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Boundary between the Capitanian and Wuchiapingian Stage (Permian). *Episodes*, 29(4): 253-262.
- Kasuya, A., Isozaki, Y., Igo, H., 2012. Constraining Paleolatitude of a Biogeographic Boundary in Mid-Panthalassa: Fusuline Province Shift on the Late Guadalupian (Permian) Migrating Seamount. *Gondwana Research*, 21(2-3): 611-623. doi: 10.1016/j.gr.2011.06.001
- Liu, Q. S., Deng, C. L., 2009. Magnetic Susceptibility and Its Environmental Significances. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(4): 1041-1048 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.04.021
- Liu, Q. S., Deng, C. L., Yu, Y., et al., 2005. Temperature Dependence of Magnetic Susceptibility in an Argon Environment: Implications for Pedogenesis of Chinese Loess/Palaeosols. *Geophysical Journal International*,

- 161(1): 102–112. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02564.x
- Maher, B. A., 1988. Magnetic Properties of Some Synthetic Sub-Micron Magnetites. *Geophysical Journal*, 94(1): 83–96. doi: 10.1111/j.1365-246X.1988.tb03429.x
- Maher, B. A., 2011. The Magnetic Properties of Quaternary Aeolian Dusts and Sediments, and Their Palaeoclimatic Significance. *Aeolian Research*, 3(2): 87–144. doi: 10.1016/j.aeolia.2011.01.005
- Mei, S. L., Jin, Y. G., Wardlaw, B. R., 1998. Conodont Succession of the Guadalupian-Lopingian Boundary Strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA. *Palaeoworld*, 9: 53–57.
- Meng, Q. Y., Li, A. C., 2008. Brief Reviews on Environment Magnetism in Marine Sediment. *Marine Environmental Science*, 27(1): 86–90 (in Chinese with English abstract).
- Oldfield, F., 1991. Environmental Magnetism—A Personal Perspective. *Quaternary Science Reviews*, 10(1): 73–85. doi: 10.1016/0277-3791(91)90031-O
- Peck, J. A., King, J. W., Colman, S. M., et al., 1994. A Rock-Magnetic Record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary Climate Change. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1–2): 221–238. doi: 10.1016/0012-821X(94)90062-0
- Qiao, Q. Q., Zhang, C. X., Li, J., et al., 2011. Magnetic Properties and Indicator of Concentration of Pollution of Atmospheric Dust in Chaoyang, Beijing. *Chinese Journal of Geophysics*, 54(1): 151–162 (in Chinese with English abstract). doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.01.016
- Qiu, Z., Wang, Q. C., 2010. Middle and Upper Permian Sedimentary Microfacies in the Tieqiao Section in Laibin, Guangxi, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28(5): 1020–1036 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, Z., Wang, Q. C., Zou, C. N., et al., 2014. Transgressive-Regressive Sequences on the Slope of an Isolated Carbonate Platform (Middle-Late Permian, Laibin, South China). *Facies*, 60(1): 327–345. doi: 10.1007/s10347-012-0359-4
- Racki, G., Racka, M., Matyja, H., et al., 2002. The Frasnian/Famennian Boundary Interval in the South Polish-Moravian Shelf Basins: Integrated Event-Stratigraphical Approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181(1–3): 251–297. doi: 10.1016/S0031-0182(01)00481-3
- Sha, Q. A., Wu, W. S., Fu, J. M., 1990. An Integrated Investigation on the Permian System of Qian-Gui Areas, with Discussion on the Hydrocarbon Potential. Science Press, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Shen, S. Z., Wang, Y., Henderson, C. M., et al., 2007. Biostratigraphy and Lithofacies of the Permian System in the Laibin-Heshan Area of Guangxi, South China. *Palaeoworld*, 16(1–3): 120–139.
- Sun, Y. D., Lai, X. L., Jiang, H. S., et al., 2008. Guadalupian (Middle Permian) Conodont Faunas at Shangsi Section, Northeast Sichuan Province. *Journal of China University of Geosciences*, 19(5): 451–460.
- Sun, Y. D., Lai, X. L., Wignall, P. B., et al., 2010. Dating the Onset and Nature of the Middle Permian Emeishan Large Igneous Province Eruptions in SW China Using Conodont Biostratigraphy and Its Bearing on Mantle Plume Uplift Models. *Lithos*, 119(1–2): 20–33. doi: 10.1016/j.lithos.2010.05.012
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. Environmental Magnetism. Allen & Unwin, London.
- Wang, H. P., Kent, D. V., Jackson, M. J., 2013. Evidence for Abundant Isolated Magnetic Nanoparticles at the Paleocene-Eocene Boundary. *PNAS*, 110(2): 425–430. doi: 10.7916/D84M92HF
- Wang, W., Cao, C. Q., Wang, Y., 2004. The Carbon Isotope Excursion on GSSP Candidate Section of Lopingian-Guadalupian Boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1–2): 57–67. doi: 10.1016/S0012-821X(04)00033-0
- Wang, Y., Jin, Y. G., 2000. Permian Palaeogeographic Evolution of the Jiangnan Basin, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160(1–2): 35–44. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00043-2
- Wignall, P. B., 2001. Large Igneous Provinces and Mass Extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53(1–2): 1–33. doi: 10.1016/S0012-8252(00)00037-4
- Wignall, P. B., Bond, D. P. G., Haas, J., et al., 2012. Capitanian (Middle Permian) Mass Extinction and Recovery in Western Tethys: A Fossil, Facies, and $\delta^{13}\text{C}$ Study from Hungary and Hydra Island (Greece). *Palaios*, 27(2): 78–89. doi: 10.2110/palo.2011.p11-058r
- Wignall, P. B., Sun, Y., Bond, D. P. G., et al., 2009a. Volcanism, Mass Extinction, and Carbon Isotope Fluctuations in the Middle Permian of China. *Science*, 324(5931): 1179–1182. doi: 10.1126/science.1171956
- Wignall, P. B., Védérine, S., Bond, D. P. G., et al., 2009b. Facies Analysis and Sea-Level Change at the Guadalupian-Lopingian Global Stratotype (Laibin, South China), and Its Bearing on the End-Guadalupian Mass Extinction. *Journal of the Geological Society*, 166(4): 655–666.

doi:10.1144/0016-76492008-118

Yamazaki, T., 2009. Environmental Magnetism of Pleistocene Sediments in the North Pacific and Ontong-Java Plateau: Temporal Variations of Detrital and Biogenic Components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(7): Q07Z04. doi:10.1029/2009GC002413

Yao, Y., Yan, J. X., Li, A. Z., 2012. Sedimentary Features and Evolution of Mid-Permian Carbonates from Laibin of Guangxi. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 37(Suppl.2):184-194 (in Chinese with English abstract). doi:10.3799/dqkx.2012.S2.019

Zhang, S. H., Wang, X. L., Zhu, H., 1999. Magnetic Susceptibility Variations of Carbonates Controlled by Sea-Level Changes—Example in Devonian to Carboniferous Strata in Southern Guizhou Province, China. *Science China (Ser. D)*, 29(6):558-566 (in Chinese).

Zheng, H. R., Hu, Z. Q., 2010. Chinese Pre-Mesozoic Tectonic: Atlas of Lithofacies and Paleogeography. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).

Zheng, Y., Zhang, S. H., 2007. Magnetic Properties of Street Dust and Topsoil in Beijing and Its Environmental Implications. *Chinese Science Bulletin*, 52(20):2399-2406 (in Chinese).

Zhou, M. F., Malpas, J., Song, X. Y., et al., 2002. A Temporal Link between the Emeishan Large Igneous Province (SW China) and the End-Guadalupian Mass Extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4):113-122. doi:10.1016/S0012-821X(01)00608-2

Ziegler, A. M., Hulver, M. L., Rowley, D. B., 1997. Permian World Topography and Climate. In: Martini, I. P., ed., Late Glacial and Postglacial Environmental Changes—Quaternary, Carboniferous-Permian, and Proterozoic. Oxford University Press, New York, 111-146.

附中文参考文献

陈建业, 冯庆来, 2011. 广西东攀二叠—三叠系界线剖面磁学特征及古气候意义. *地球物理学进展*, 26(2):529-539.

陈曦, 张卫国, 俞立中, 2009. 赤铁矿与磁铁矿混合比例对磁性参数的影响. *地球物理学进展*, 24(1):82-88.

邓成龙, 袁宝印, 胡守云, 等, 2000. 环境磁学某些研究进展评述. *海洋地质与第四纪地质*, 20(2):93-101.

符超峰, 宋友桂, 强小科, 等, 2009. 环境磁学在古气候环境研究中的回顾与展望. *地球科学与环境学报*, 31(3):312-322.

何斌, 徐义刚, 王雅玫, 等, 2005. 东吴运动性质的厘定及其时空演变规律. *地球科学——中国地质大学学报*, 30(1):89-96.

刘青松, 邓成龙, 2009. 磁化率及其环境意义. *地球物理学报*, 52(4):1041-1048.

孟庆勇, 李安春, 2008. 海洋沉积物的环境磁学研究简述. *海洋环境科学*, 27(1):86-90.

乔庆庆, 张春霞, 李静, 等, 2011. 北京市朝阳区大气降尘磁学特征及对空气污染物浓度的指示. *地球物理学报*, 54(1):151-162.

邱振, 王清晨, 2010. 广西来宾铁桥剖面中上二叠统沉积微相. *沉积学报*, 28(5):1020-1036.

沙庆安, 吴望始, 傅家谟, 1990. 黔桂地区二叠系综合研究——兼论含油气性. 北京: 科学出版社.

姚尧, 颜佳新, 李傲竹, 2012. 广西来宾中二叠世碳酸盐岩沉积特征与孤立台地演化. *地球科学——中国地质大学学报*, 37(S2):184-194.

张世红, 王训练, 朱鸿, 1999. 碳酸盐岩磁化率与相对海平面变化的关系——黔南泥盆石炭系例析. *中国科学(D辑)*, 29(6):558-566.

郑和荣, 胡宗全, 2010. 中国前中生代构造—岩相古地理图集. 北京: 地质出版社.

郑妍, 张世红, 2007. 北京市区尘土与表土的磁学性质及其环境意义. *科学通报*, 52(20):2399-2406.