

菲律宾海沉积物中石英的来源 及其搬运方式*

朱 潇^{1,2} 蒋富清^{1,3}① 冯旭光^{1,2} 董 江^{1,2} 刘喜停¹ 王红莉¹ 李安春¹

(1. 中国科学院海洋研究所中国科学院海洋地质与环境重点实验室 青岛 266071; 2. 中国科学院大学 北京 100049;
3. 中国科学院海洋大科学研究中心 青岛 266071)

摘要 为了识别菲律宾海沉积物中风尘信号和源区, 以及沉积物的搬运方式, 取菲律宾海沉积物中的石英, 系统研究了石英的粒度组成、形貌特征、氧同位素特征和结晶度指数。菲律宾海中远离岛弧和海脊的石英粒度较细, 西菲律宾海中石英主要由 EM1(众数粒径平均为 2.9 μm)、EM2(众数粒径平均 8.17 μm)和 EM3(众数粒径平均为 21.67 μm)三个端元组成, 东菲律宾海中主要由 EM1 和 EM2 两个端元组成。靠近岛弧和海脊的石英粒度较粗, 吕宋岛附近的石英具有众数粒径平均为 103 μm 的 EM4 端元。EM1 端元石英表面有明显的碰撞凹坑, EM2 端元石英有溶蚀孔洞, EM3 端元石英呈棱角状, 表面相对光滑。包含 EM1 端元的石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数与塔克拉玛干沙漠中相同粒级石英的特征相近, 不包含 EM1 端元的石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数与火山岛弧来源的石英特征相近。综合分析表明, EM1 端元的石英为主要来自于塔克拉玛干沙漠的风尘石英, 经由盛行西风搬运至太平洋, 并由南向或西南向的风搬运, 最终在菲律宾海沉积。EM2 和 EM3 端元石英主要来源于太平洋火山岛弧, 其中, EM2 端元的石英经历了强烈的化学风化, 经河流或洋流输送到研究区; EM3 端元的石英没有经历长距离运输, 可能是附近岩石风化的产物。

关键词 菲律宾海; 石英; 风尘; 源区; 古气候

中图分类号 P67 doi: 10.11693/hyh20171200319

菲律宾海位于太平洋西北部, 是亚洲风尘和太平洋火山岛弧物质的重要“汇”(Jiang *et al.*, 2013, 2016; Zheng *et al.*, 2014; 刘华华等, 2016; 周焯等, 2016), 其中的亚洲风尘记录对于重建亚洲内陆的干旱历史、大气环流演化, 以及古气候变化机制等具有重要意义(Jiang *et al.*, 2013, 2016; Xu *et al.*, 2015), 而且风尘输入在区域和全球的气候变化中发挥重要作用(Huang *et al.*, 2011, 2014; Heald *et al.*, 2014)。因此, 菲律宾海是开展风尘研究的重要区域, 在菲律宾海寻找风尘信号, 研究风尘源区, 对于区域和全球气候变化研究具有重要意义。有鉴于此, 目前已有学者从碎屑组分的粒度特征(于兆杰等, 2012; Zheng *et al.*, 2014;

周宇等, 2015; Jiang *et al.*, 2016; 周焯等, 2016)、黏土矿物(石学法等, 1995; 靳宁等, 2007; Seo *et al.*, 2014)、沉积物的化学特征(Asahara *et al.*, 1999; 徐兆凯等, 2010; Jiang *et al.*, 2013, 2016; Seo *et al.*, 2014; Zheng *et al.*, 2014)等方面对菲律宾海沉积物的来源进行了研究, 最初的研究认为菲律宾海沉积物中存在亚洲大陆来源的风尘, 但是风尘源区笼统地归结为亚洲大陆, 并未进一步细分。事实上仅在中国, 风尘源区就可以划分为不同的区域(Chen *et al.*, 2007), 如中国中西部沙漠、中国北方沙漠和中国东部沙漠的风尘在同位素组成上是有差异的。最近, 在菲律宾海风尘来源的认识上出现了分歧。Seo 等(2014)认为菲律宾海沉积物中

*国家自然科学基金项目, 41576050 号, 41776065 号; 中国科学院战略性先导科技专项(A 类)项目, XDA11030302 号; 全球变化与海气相互作用专项项目, GASI-GEOGE-02 号。朱 潇, 硕士研究生, E-mail: 405761963@qq.com

通讯作者: 蒋富清, 研究员, E-mail: fqjiang@qdio.ac.cn

收稿日期: 2017-12-20, 收修改稿日期: 2018-02-02

的亚洲风尘主要来源于亚洲中西部沙漠, Xu 等(2012)和 Wan 等(2012)认为菲律宾海的沉积物来源于中国黄土, 而 Jiang 等(2016)认为主要来源于中国中西部沙漠, 部分来源于中国黄土。基于上述认识, 我们认为寻找新的物源示踪指标, 有助于进一步澄清目前认识上的分歧。

石英在深海沉积物中普遍存在, 并且在搬运、沉积过程中性质稳定, 因此相对于其他示踪指标, 石英不仅能够提供可靠的物源信息, 而且可用于搬运动力的识别(Sridhar *et al*, 1975; Xiao, 1995; Hou, 2003; Lim *et al*, 2005)。石英氧同位素的分馏只受其形成时温度的影响(Chacko *et al*, 2001), 但在风化、搬运和沉积过程中相对稳定(Silverman, 1957; Sridhar *et al*, 1975; Hou *et al*, 2003)。石英的结晶度反映其形成时的环境, 如温度和形成速率, 岩浆作用和变质作用下形成的石英结晶度指数高(>8.4), 沉积作用下形成的石英结晶度指数低(<2.0)(Murata *et al*, 1976)。因此石英氧同位素和结晶度保留了形成时的特征, 相比于碎屑矿物的黏土矿物、粒度和 Sr、Nd 同位素等物源示踪指标, 石英单矿物的特征可以更明确的进行物源示踪(Clayton *et al*, 1972; Sridhar *et al*, 1975)。对东亚风尘源区石英的研究表明, 不同风尘源区石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数明显不同(Sun *et al*, 2013; Yan *et al*, 2014), 这有助于对风尘源区的进一步识别。石英的粒度组成可反映其搬运动力条件, 风尘石英的这一指标还可应用于东亚冬季风强度变化的研究(Xiao *et al*, 1995; Lim *et al*, 2008)。此外, 不同动力环境下沉积的石英有不同的形态特征(Margolis *et al*, 1974; Vos *et al*, 2014), 因此石英的形态特征可以提供石英输运过程的信息(Waugh, 1970; Xiao *et al*, 1995, 1997; Guo *et al*, 2002), 反映一系列的沉积过程(Vos *et al*, 2014)。菲律宾海碎屑沉积物主要由亚洲风尘和火山物质组成(Jiang *et al*, 2013, 2016; Xu *et al*, 2015; 刘华华等, 2016), 石英是该海区沉积物的重要组成部分(石学法等, 1994), 然而目前对于菲律宾海沉积物中的石英的特征及其来源, 仍旧缺乏系统的研究和清晰的认识, 对于其所蕴含的物源和古气候意义仍旧缺乏研究。

本文选用西菲律宾海吕宋岛附近、本哈姆隆起和深水盆地, 以及东菲律宾海帕劳海脊和帕里西-维拉海盆的表层-次表层沉积物, 在区域上对沉积物中的石英单矿物的粒度组成、形貌特征、氧同位素特征和结晶度指数进行了系统研究, 探讨了石英的来源和

搬运机制。

1 区域地质背景

菲律宾海位于西北太平洋边缘, 发育有典型的沟-弧-盆体系(秦蕴珊等, 2011; 张国良等, 2017), 深海沟呈链状分布, 包括菲律宾海沟、琉球海沟、马里亚纳海沟、伊豆-小笠原海沟等; 岛弧呈南北向展布, 如九州-帕劳海脊、马里亚纳岛弧等; 盆地分布面积较广, 包括西菲律宾海盆、帕里西-维拉海盆、四国海盆等(李常珍等, 2000)。该海区沉积物主要来自周边岛弧的火山物质, 也包含来自于东亚地区的风尘物质(Wan *et al*, 2012; Jiang *et al*, 2013, 2016; Seo *et al*, 2014; Xu *et al*, 2014, 2015)。

菲律宾海的洋流主要为北赤道流和黑潮, 北赤道流在西北太平洋边缘受菲律宾群岛的阻挡作用分为两支, 一支为向南流的棉兰老流, 另一支为向北流的黑潮, 其流速和流量较大, 具有较高的温度和盐度, 并且水色较深。黑潮主流沿吕宋岛-台湾-冲绳海槽向北流动, 在部分区域出现流向东海、南海和日本海的分支, 其主流在日本西南部偏向东北方向流动(张弦等, 2004; 张旭等, 2009)。

菲律宾海地处热带, 水温季节变化明显, 但整体偏高。研究区冬季水温最低, 表层水温在 $18\text{—}28^\circ\text{C}$, 夏季水温最高, 表层水温在 $28\text{—}29^\circ\text{C}$ (张弦等, 2004)。同时该海区海水也具有较高的盐度, 盐度一般在 $34.0\text{—}34.8$, 其变化也受季节的影响, 冬季盐度最高, 夏季盐度最低, 但整体变化不大(张弦等, 2004)。

该海区盛行风向也受季节的影响, 每年十月到次年三月盛行西北风、北风、东北风, 北部风速比南部风速大, 区域内平均风速在 $7\text{—}12\text{m/s}$ (李培等, 2002)。四月份和五月份盛行偏东风, 风速比冬季明显减小; 六月份进入夏季后, 盛行风向为南向或西南向, 风速与四、五月份相比略有减小(孙守勋等, 2003)。

2 材料与方法

2.1 样品采集

研究样品为取自西菲律宾海西部和东菲律宾海的表层-次表层沉积物, 西菲律宾海西部的沉积物样品采自吕宋岛附近的两个站(Ph04 和 Ph17), 以及本哈姆隆起(Ph05 和 Ph11)和西菲律宾海深水盆地(Ph02)的三个站(Jiang *et al*, 2016)。沉积物主要为含有孔虫的深海软泥, 由中国科学院海洋研究所于 2004 年用重力取样器采集的。东菲律宾海的沉积物样品采自帕

劳海脊附近的 PV100901 和 PV101101 两个站, 以及帕里西-维拉海盆中的 8 个站(图 1), 沉积物主要由深海软泥组成, 是由中国科学院海洋研究所于 2002—2004 年用重力取样器采集。由于吕宋岛附近和帕劳海脊附近站位的沉积物主要为来自于岛弧和海脊的火山物质(Jiang *et al.*, 2016), 而石英又是沉积物的主要组成成分, 所以我们推测这些站位的石英主要来源于火山岛弧。选择岛弧和海脊附近的样品主要是为了获得火山岛弧来源的石英特征, 并用于区分亚洲大陆和其他来源的石英。

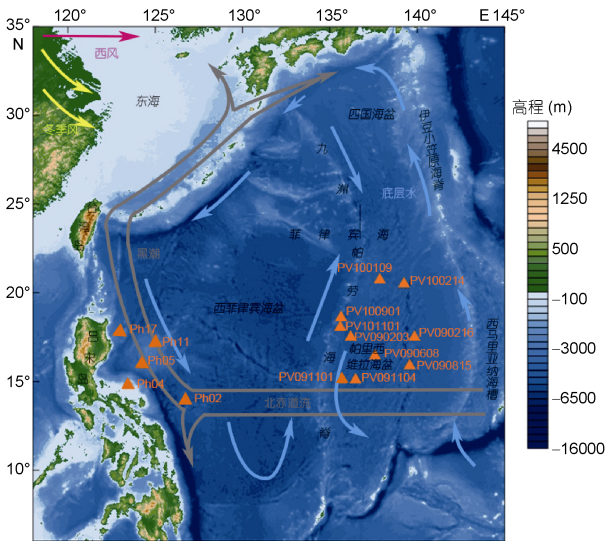


图 1 研究区地形和洋流及站位

Fig.1 Topography, ocean current distribution and sites distribution in the study area

注: 灰色箭头: 黑潮流向, 蓝色箭头: 底层水流向

2.2 石英的提取

采用顺序淋滤的方法(Bayon *et al.*, 2002; Gutjahr *et al.*, 2007; Jiang *et al.*, 2016)提取沉积物全样中的碎屑组分, 具体方法如下: 称取约 1g 的沉积物全样, 烘干后准确称重(M_1), 然后依次加入超纯水、盐酸溶液(3mol/L)、NaOH 溶液(1mol/L)和 H_2O_2 溶液(5%), 分别除去沉积物中的海盐、钙质生物、Fe-Mn 氧化物以及氢氧化物、硅质生物和有机质; 再用焦硫酸钠-氟硅酸熔融(万世明等, 2003)的方法从碎屑矿物中除去黏土矿物和长石, 最终得到石英组分, 烘干后称重(M_2), 两次称量比值(M_2/M_1)的百分比即为石英在全样中的百分含量, 并依据(1)式进一步计算石英的通量, 其中沉积物的干容重通过取一定体积样品烘干称重后计算获得, 线性沉积速率依据 Jiang 等(2016)和仇晓华(2013)。

$$\text{石英通量} = \text{干容重} \times \text{线性沉积速率} \times \text{石英含量} \quad (1)$$

对分离出的石英组分作 X-射线衍射分析, 以确定提取物中石英的含量, X-射线衍射图以东菲律宾海中 PV090608 站分离出的石英组分的测试结果为例(图 2), 结果表明, 分离出的石英纯度在 97%—100%, 说明上述提取方法和实验步骤是可靠的。

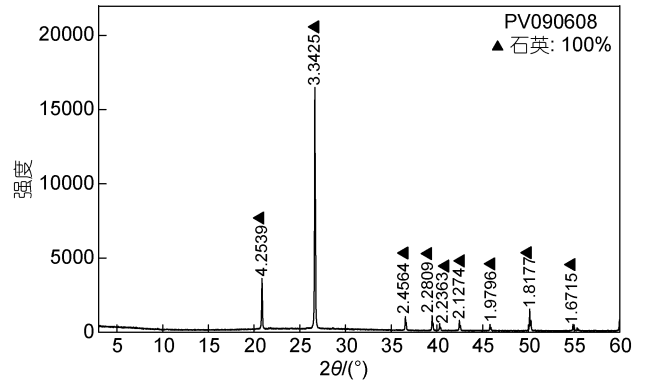


图 2 东菲律宾海典型石英样品的 X-射线衍射图

Fig.2 XRD analysis of quartz in the East Philippine Sea

注: 图中峰值上方的数字为峰的 d 值(晶面间距), 三角符号代表石英的衍射峰

2.3 石英粒度分布特征

石英样品的粒度组成在中国科学院海洋研究所海洋地质与环境重点实验室用 Cilas-1190L 型激光粒度仪进行测试, 仪器测试范围为 0.04—2500 μm , 粒径间距为 $1/4\phi$, 重复测量的相对误差小于 2%。粒度组成和各参数采用 McManus 矩法公式(McManus, 1988)计算得出。通过 Weibull 分布函数(Sun *et al.*, 2002), 对石英的不同粒度端元进行定量分离(Sun, 2004; Lim *et al.*, 2008; 周宇等, 2015; Jiang *et al.*, 2016; 周焯等, 2016)。

2.4 石英结晶度指数和氧同位素

根据粒度测试结果, 依据斯托克斯沉降原理分离样品中 $>4\mu\text{m}$ 、 $>8\mu\text{m}$ 和 $<16\mu\text{m}$ 的粒度组分, 测定不同粒度范围石英的结晶度指数和 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

石英结晶度指数的测定通过德国布鲁克(Bruker) D8 Advance 粉晶 X-射线衍射仪完成, 扫描角度为 66° — $69^\circ(2\theta)$ 。每个样品测试 6 次取平均值。结晶度指数是由 Murata 等(1976)给出的经验公式(2)计算:

$$\text{CI} = F \times (a/b) \quad (2)$$

其中, a 是 X-射线衍射图中 67.74° 和 67.85° 的峰谷值之差, b 是 67.74° 的峰值与背景线之差, F 是由标准工业纯石英($\text{CI}=10$)得到的校正因子($F=11.8$)(Murata *et al.*, 1976; 赵剑波等, 2012)。多次(60 次)测得标准石英结晶度的绝对误差为 0.02。

将分离出的石英样品在 550°C 下与 BrF_5 反应释

放氧气, 氧气的组成用 Thermo Fisher 253plus 质谱仪测定, 标准偏差为 0.2‰, 样品相对于国际标准 SMOW(Standard Mean Ocean Water)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值按式(3)计算:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SA-SMOW}}(\text{‰}) = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{SA-RE}} + 10^3}{\delta^{18}\text{O}_{\text{ST-RE}} + 10^3} \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{ST-SMOW}} + 10^3) - 10^3 \quad (3)$$

其中, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SA-SMOW}}$ 表示样品相对于 SMOW 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SA-RE}}$ 表示样品相对于参考 O_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ST-RE}}$ 表示标准样品相对于参考 O_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ST-SMOW}}$ 表示标准样品相对于 SMOW 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。石英氧同位素的测试在北京科荟测试技术有限公司完成。

2.5 石英形貌观察

石英的形貌特征在国土资源部青岛海洋地质研究所通过 S-3400N 扫描电镜进行观察石英样品薄片镀金后在工作电压 10kV 条件下观察颗粒形貌特征, 获得能谱。

3 结果

3.1 石英的粒度组成

本哈姆隆起上的 Ph05、Ph11 站与深海盆地中 Ph02 站中石英的平均粒径变化范围为 4.02—6.52 μm , 分选系数平均为 1.31, 分选较差。偏态平均为 0.14, 为正偏。峰态平均为 1.61, 表明石英不同粒级组分频

率分布曲线宽而矮。Ph05 和 Ph11 粒度组成特征极为相似, 粒径范围均在 0.40—44.59 μm , 呈三峰态分布。Ph02 站与上述两站石英的粒度组成略有差别, 粒径范围在 0.72—35.04 μm , 同样呈三峰态分布, 但是细组分含量增多, 粗组分含量较少(图 3a、3b, 表 1)。

邻近吕宋岛的两个站(Ph04、Ph17)石英的粒度均比本哈姆隆起和西菲律宾海深水盆地中石英的粒度粗, 呈多峰态分布。Ph04 站石英的粒径范围为 0.04—108.59 μm , 平均粒径为 9.66 μm (图 3c, 表 1); Ph17 站石英粒度比 Ph04 站石英粒度粗, 粒径范围为 0.04—597.50 μm , 平均粒径为 71.90 μm (图 3d, 表 1)。

用 Weibull 分布函数定量分离不同粒级端元, 将众数粒径约为 3.00 μm , 粒径范围 0.40—10.00 μm 的端元称为 EM1; 众数粒径约为 9.30 μm , 粒径范围 1.00—17.00 μm 的端元称为 EM2; 众数粒径在 20.00—30.00 μm 的端元称为 EM3; 众数粒径大于 63.00 μm 的端元称为 EM4。本哈姆隆起和西菲律宾海深海盆地中, EM1 端元石英的含量平均为 42.3%, EM2 端元含量平均为 32.0%, EM3 端元含量平均为 25.7%。吕宋岛附近的站位石英的 EM1 端元含量较低, 平均为 12.8%; EM2 端元含量与海盆中的相比没有明显变化, 平均为 31.4%; EM3 端元含量略有增加, 平均为 36.6%; 众数粒径平均为 103.00 μm 的 EM4 端元含量较高, 平均为 57.9%。

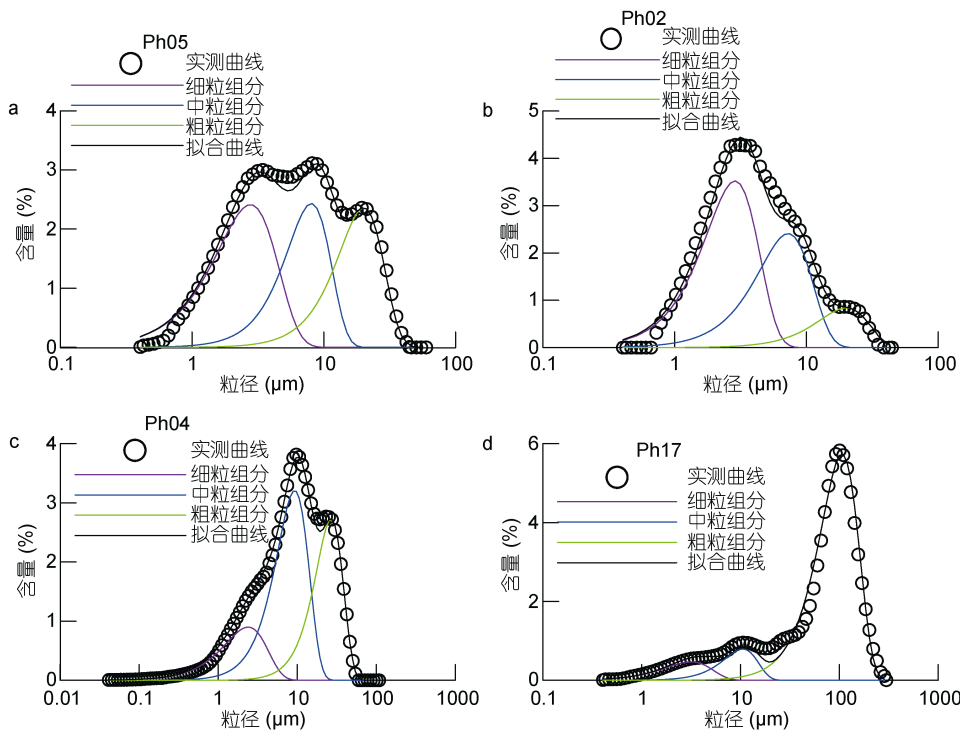


图 3 西菲律宾海不同区域典型粒度分布图

Fig.3 Typical grain size distribution in different regions of the Western Philippines Sea

帕里西-维拉海盆石英的粒度偏细,粒度的变化范围为 0.72—24.56 μm ,平均粒径变化范围为 2.73—5.73 μm ,平均为 4.29 μm 。分选系数平均为 0.97,分选较好;偏态平均为 0.50,为正偏;峰态平均为 1.23,表明石英不同粒级组分频率分布曲线宽而矮。除 PV090216 站石英粒度呈单峰态分布外(图 4a,表 1),其余站位均呈双峰态(图 4b,表 1)。用 Weibull 分布函数定量分离不同粒级端元,EM1 端元众数粒径平

均为 3.12 μm ,粒径范围在 0.40—10.00 μm 左右,含量平均为 49.61%;EM2 端元众数粒径平均为 8.67 μm ,粒径范围在 1.00—17.00 μm 左右,含量平均为 55.99%。帕劳海脊附近两个站(PV100901、PV101101)石英的粒度较粗,表现为三峰甚至四峰态特征,除包含众数为 3.12 μm 与 8.50 μm 的 EM1 和 EM2 端元,还包括众数粒径在 20.00—30.00 μm 的 EM3 端元和众数粒径为 74.00 μm 的 EM4 端元(图 4c,表 1)。

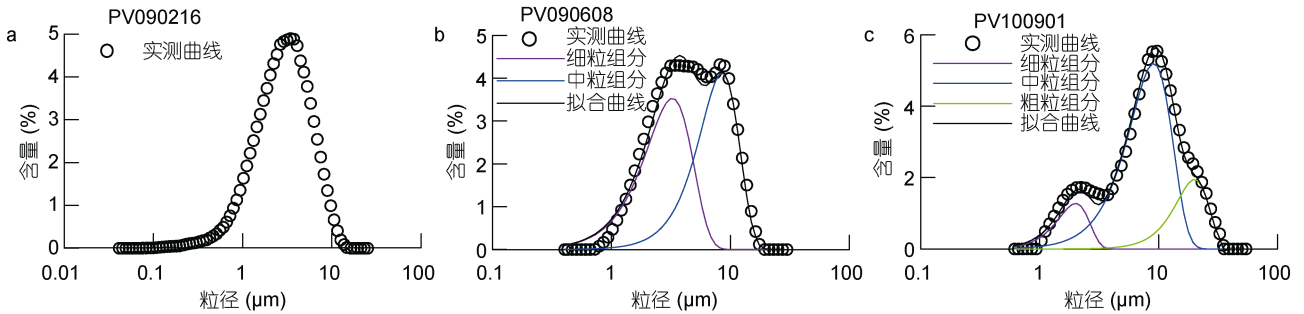


图 4 东菲律宾海不同区域典型粒度分布图

Fig.4 Typical grain size distribution in different regions of Eastern Philippine Sea

表 1 各站位石英样粒度组成

Tab.1 The composition of the quartz in different grain sizes in each site

样品		平均粒径	分选系数	偏态	峰态	粒径范围	端元众数粒径			
站号	层位(cm)						EM1	EM2	EM3	EM4
西菲律宾海										
Ph02	0—2	4.03	1.16	-0.80	1.48	0.72—35.04	3.00	7.60	21.00	
Ph05	52—54	5.76	1.37	0.59	1.67	0.40—44.59	2.90	8.40	21.00	
Ph11	52—54	6.52	1.40	0.61	1.67	0.72—44.59	2.90	8.50	23.00	
吕宋岛附近										
Ph04	0—3	14.03	1.43	1.05	1.82	0.81—108.59	2.80	11.30	26.00	65.00
Ph04	10—12	8.60	1.38	1.04	1.74	0.61—54.30	2.20	10.50	28.00	
Ph04	18—20	8.26	1.52	1.44	2.17	0.04—54.30	2.50	9.70	28.00	
Ph04	26—28	7.76	1.29	0.86	1.60	0.72—44.60	2.50	9.00	25.00	
Ph17	22—24	104.03	0.82	0.67	1.20	0.04—597.50			27.00	125.00
Ph17	24—26	63.68	1.59	1.93	2.47	0.51—298.75	3.00	11.00		111.00
Ph17	26—28	47.99	1.82	1.98	2.56	0.41—298.75	3.30	11.00		111.00
帕里西-维拉海盆										
PV090203	0—2	4.96	0.93	0.82	1.16	0.72—14.66	2.30	8.20		
PV090216	0—12	2.73	1.06	1.00	1.61	0.04—14.66	3.40			
PV090608	18—20	4.45	0.94	0.52	1.15	0.72—17.52	3.40	8.90		
PV090815	0—5	3.99	0.96	0.35	1.17	0.72—17.52	3.30	8.90		
PV091101	0—2	4.29	0.85	0.47	1.03	0.72—17.52	2.90	7.00		
PV091104	0—2	4.25	0.97	0.53	1.19	0.72—17.52	3.50	9.00		
PV100109	0—2	4.08	0.96	0.46	1.19	0.72—17.52	3.50	9.00		
PV100214	10—12	6.53	1.03	0.93	1.30	1.03—24.56	2.40	11.00		
PV100901	4—6	7.36	1.12	0.90	1.42	1.03—35.04	2.20	9.30	21.00	
PV101101	20—40	11.63	1.58	-0.67	1.94	1.03—138.12	2.30	7.70	27.00	74.00

3.2 石英的氧同位素特征和结晶度指数

对不同站位石英全样、以及不同粒径石英的结晶度指数和 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行了分析, 结果如表 2 所示。西菲律宾海深海盆地中(Ph02 站)石英全样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(16.20‰)比本哈姆隆起(Ph05 和 Ph11 站)石英全样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(14.40‰、14.50‰)高。为了和亚洲大陆相同粒级的石英相比较, 我们对帕里西-维拉海盆中小于 $16\mu\text{m}$ 的石英进行了分离提取, 结果表明, 帕里西-维拉海盆 $<16\mu\text{m}$ 的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值(变化范围为 15.25‰—16.02‰)低于亚洲大陆石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表 2)(Yan *et al.*, 2014), 与西菲律宾海深海盆地的相当, 但是高于本哈姆隆起的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。为了获得 EM2 和 EM3 端元石英的氧同位特征, 我们在不同海域分别选取代表性样品, 依据石英粒度频率分布特征, 本着

既能最大限度分离出 EM1 端元的石英, 又能获得足够量的 EM2 和 EM3 端元的石英样品用于氧同位素和结晶度分析的原则, 分离出大于 $4\mu\text{m}$ 和大于 $8\mu\text{m}$ 的石英组分。分析结果表明, 大于 $4\mu\text{m}$ 和大于 $8\mu\text{m}$ 的组分中, 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 10.40‰—14.28‰, 明显低于包含 EM1 端元($<16\mu\text{m}$)的石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 而与该海区火山层中火山玻璃和火山岛弧来源石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(9.58‰—13.86‰)接近(表 2)。

菲律宾海各站和亚洲大陆不同粒径石英的结晶度指数如表 2 所示。帕里西-维拉海盆中包含 EM1 端元($<16\mu\text{m}$)石英的结晶度指数较低, 平均为 8.732, 与塔克拉玛干沙漠和蒙古戈壁的石英结晶度指数接近, 但明显低于不包含 EM1 端元($>4\mu\text{m}$ 和 $>8\mu\text{m}$)石英的结晶度指数(平均为 9.417)。

表 2 菲律宾海和可能源区石英及火山玻璃的 $\delta^{18}\text{O}$ 值
Tab.2 The $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz in the Philippine Sea and the possible sources and volcanic glass

站号	层位(cm)	样品类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	结晶度指数
吕宋岛附近				
Ph04	18—20	$>8\mu\text{m}$	13.70	9.662
Ph17	24—26	$>4\mu\text{m}$	10.68	9.031
Ph17	26—28	$>8\mu\text{m}$	10.40	9.761
西菲律宾海				
Ph02	0—2	石英全样	16.20	
Ph05	52—54	石英全样	14.50	
Ph11	52—54	石英全样	14.40	
Ph02	0—2	$>8\mu\text{m}$	12.78	9.636
Ph05	52—54	$>8\mu\text{m}$	13.06	9.205
Ph11	52—54	$>8\mu\text{m}$	11.60	9.885
Ph05	108—110	火山玻璃	12.08	
Ph05	156—158	火山玻璃	9.58	
Ph05	292—294	火山玻璃	13.86	
Ph05	366—368	火山玻璃	12.05	
帕里西-维拉海盆				
PV09-02-16	0—12	$<16\mu\text{m}$	16.28	8.440
PV09-06-08	18—20	$<16\mu\text{m}$	16.02	8.712
PV09-08-15	0—5	$<16\mu\text{m}$	15.25	8.852
PV09-11-01	0—2	$<16\mu\text{m}$	15.85	8.729
PV09-11-04	0—2	$<16\mu\text{m}$	15.95	8.687
PV10-01-09	0—2	$<16\mu\text{m}$	15.65	8.973
PV09-02-03	0—2	$>8\mu\text{m}$	13.94	9.000
PV10-02-14	10—12	$>8\mu\text{m}$	14.28	9.220
帕劳海脊附近				
PV10-09-01	4—6	$>4\mu\text{m}$	12.99	9.462
PV10-11-01	20—40	$>4\mu\text{m}$	11.14	9.313

续表

站号	层位(cm)	样品类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\%$	结晶度指数
东亚风尘源区				
塔克拉玛干沙漠 样品数: 10		<16 μm	16.8—18.5	8.2—8.6
蒙古戈壁 样品数: 7		<16 μm	15.1—17.3	8.0—8.5
巴丹吉林沙漠 样品数: 4		<16 μm	16.6—16.9	9.5—9.7
腾格里沙漠 样品数: 3		<16 μm	16.9—17.5	9.3
毛乌素沙漠 样品数: 3		<16 μm	16.1—17.7	9.5—9.6

注: 东亚风尘源区数据参考自(Sun *et al.*, 2013; Yan *et al.*, 2014)

3.3 石英的形貌特征

对本哈姆隆起(Ph05)、西菲律宾海深海盆地(Ph02)、帕里西-维拉海盆(PV100109)、吕宋岛附近(Ph04)和九州-帕劳海脊附近(PV101101)样品中的 222 个颗粒的形状与粒径的关系进行统计。结果显示菲律宾海石英形态可分为两种: 棱角状、次棱角状/次圆状, 在观察过程中未发现呈浑圆状的颗粒。呈棱角状颗粒分布的粒径范围较广, 小至 4.5 μm 左右, 大至约 48 μm , 主要集中在 7.5—30 μm 。次棱角状/次圆状颗粒粒径分布范围为 1.2—15 μm , 主要集中在 1.2—12 μm (图 5)。根据石英形状与粒径的关系, 并结合石英的粒度分布特征, 我们可以得到以下结论: 呈棱角状的颗粒和次棱角状/次圆状的颗粒的粒径分布范围是有明显区别的, 次棱角状/次圆状颗粒的粒径分布范围与 EM1 端元的粒径分布范围相似, 棱角状的颗粒的粒径分布范围与 EM2 和 EM3 端元的粒径范围均有重合。所以 EM1 端元的石英颗粒呈次棱角状、次圆状, EM2 和 EM3 端元的石英颗粒呈棱角状。

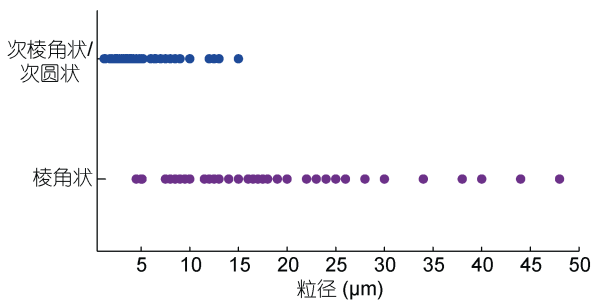


图 5 石英形状与粒径的关系

Fig.5 The relationship between the shape of quartz and the grain size

相同粒级端元除了具有相似的形状外, 也具有相似的表面结构。EM1 端元的石英均呈次棱角状、次圆状, 表面有明显的碰撞凹坑(图 6), 具有典型的风尘石英的特征(Xiao *et al.*, 1995; Xiao *et al.*, 1997; Vos *et al.*, 2014)。

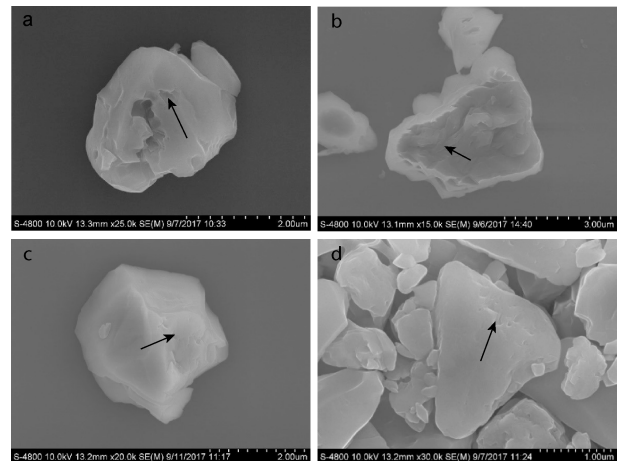


图 6 菲律宾海 EM1 端元石英的形貌特征

Fig.6 The morphology characteristics of EM1 quartz in the Philippine Sea

注: 子图 a: Ph04, b: Ph05, c: Ph02, d: PV100109, 箭头所指为碰撞凹坑

EM2 和 EM3 端元的石英颗粒均呈棱角状, 但表面结构有明显的差异。EM2 端元石英的典型特征是石英颗粒表面存在明显的溶蚀孔洞, 部分颗粒溶蚀严重(图 7)。EM3 端元石英颗粒呈棱角状, 表面较光滑, 存在明显的贝壳状断口(图 8)。

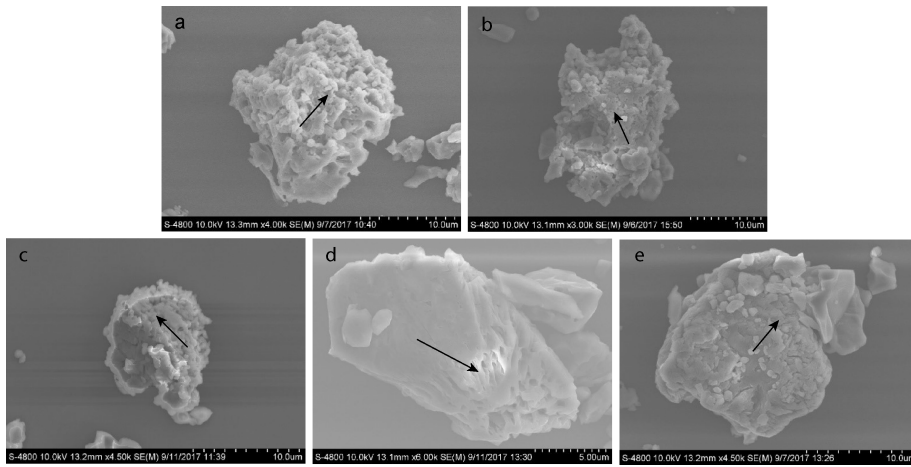


图 7 菲律宾海 EM2 端元石英的形貌特征

Fig.7 The morphology characteristics of EM2 quartz in the Philippines Sea
注: 子图 a: Ph04, b: Ph05, c: Ph02, d: PV101101, e: PV100109, 箭头所指为溶蚀孔洞

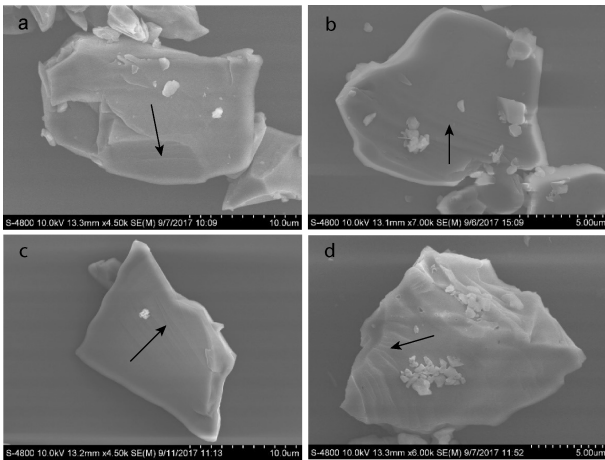


图 8 菲律宾海 EM3 端元石英的形貌特征

Fig.8 The morphology characteristics of EM3 quartz in the Philippines Sea

注: 子图 a: Ph04, b: Ph05, c: Ph02, d: PV100109, 箭头所指为贝壳状断口

4 讨论

依据菲律宾海所处的地理位置, 及其受到大气环流和洋流的影响, 亚洲大陆、台湾岛、太平洋的火山岛弧以及南半球的澳大利亚都有可能是石英的源区。然而碎屑组分的 Sr、Nd 同位素的证据(Jiang *et al*, 2016)表明, 西菲律宾海盆和帕里西-维拉海盆的碎屑组分主要为来源于亚洲大陆风尘和火山岛弧的物质, 不包含台湾岛来源的组分。而且西菲律宾海盆的研究样品位于黑潮北向的主干流上, 研究区北部的台湾岛物质不可能通过黑潮被运输至研究区域。黏土矿物和地球化学的研究表明, 南向的吕宋潜流也不是该

区域物质输入的主要方式(Wan *et al*, 2012; Jiang *et al*, 2013; Xu *et al*, 2014)。帕里西-维拉海盆由于远离台湾岛, 已知的洋流不能将台湾岛石英搬运到海盆。石英是碎屑组分的主要矿物之一, 因此我们认为台湾岛不是菲律宾海石英的主要来源。Seo 等(2014)通过黏土矿物的研究认为帕里西-维拉海盆中不存在澳大利亚来源的风尘, 但是对于大于 2 μm 的碎屑组分中是否有来自澳大利亚的风尘没有讨论。为此我们对帕里西-维拉海盆石英的氧同位素(15.65‰—16.28‰)进行了分析, 其结果明显高于澳大利亚沉积物中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(11.6‰—14.5‰)(Kiefert *et al*, 1996), 因此来自于澳大利亚的风尘对于研究区的影响可以忽略。综上所述,我们认为菲律宾海中的石英主要来自于火山岛弧和亚洲风尘(Asahara *et al*, 1999; 徐兆凯等, 2008; 周宇等, 2015)。

由于菲律宾海石英粒度多呈典型的双峰或三峰分布特征, 不同粒级的石英可能代表了不同来源, 或者同一物源中不同动力条件作用的结果(Visher, 1969)。因此有必要对不同粒级石英的来源作进一步的研究, 依据粒度频率分布曲线, 选择合适粒级, 分离不同粒级端元然后进行分析。

石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数的结合已成功应用于东亚风尘源区的识别(Sun *et al*, 2013; Yan *et al*, 2014), 能够区分东亚的主要风尘源区: 蒙古戈壁、塔克拉玛干沙漠、柴达木盆地、腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠和毛乌素沙漠(Yan *et al*, 2014)。在 <16 μm 的组分中, 蒙古戈壁和塔克拉玛干沙漠以较低的结晶度指

数明显区别于其他几个风尘源区, 蒙古戈壁又以较低的氧同位素值区别于塔克拉玛干沙漠。Sr-Nd 同位素仅是将东亚风尘源区在区域上进行划分, 与之相比, 石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数能够区分具体的东亚风尘源区, 特别是能将塔克拉玛干沙漠从中东部沙漠中区分出来, 这为风尘源区的具体识别提供了可靠的指标。鉴于上述认识, 我们应用石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数识别菲律宾海石英的源区。由于吕宋岛和帕劳海脊附近的站的物质主要为来自于岛弧和海脊的火山物质, 我们依据粒度分布曲线将这些站的 EM1 端元分离后, 测试剩余组分的结晶度指数和 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 分析结果表明, 剩余组分石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与该海区火山灰层中火山玻璃的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相似(表 2), 具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和较高的结晶度指数, 明显区别于东亚风尘源区(Sun *et al*, 2013; Yan *et al*, 2014), 我们将其作为火山岛弧来源的石英的端元。

菲律宾海石英氧同位素和结晶度指数呈现出规律的变化, 主要表现为石英的结晶度指数和 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于火山岛弧、塔克拉玛干沙漠之间, 显示为二端元的混合(图 8)。由于 EM1 端元的石英含量较低, 很难从样品中分离出足够的量进行氧同位素和结晶度分析来示踪物源。帕里西-维拉海盆中多数站石英最大粒径在 $17\mu\text{m}$ 左右, 且仅由 EM1 和 EM2 端元组成, 为了便于与亚洲风尘中相同粒级的石英进行比较, 我们从中提取出小于 $16\mu\text{m}$ 的组分, 测试其 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数。结果显示, 其值介于亚洲风尘和火山岛弧石英之间, 但是更接近于亚洲风尘端元, 与塔克拉玛干沙漠和蒙古戈壁的接近(图 9)。在其他站中将 EM1 端元分离掉后, 剩余组分($>8\mu\text{m}$)石英两指标的分布特征同样是在亚洲风尘和火山岛弧石英之间, 但是更接近火山岛弧石英, 甚至与火山来源的石英存在部分区域的重叠。因此我们认为 EM1 端元的石英可能为来自于塔克拉玛干沙漠和蒙古戈壁的风尘石英, EM2 和 EM3 端元石英可能来自于火山岛弧和海脊。尽管相比于亚洲其他沙漠, 塔克拉玛干沙漠和蒙古戈壁的石英氧同位素和结晶度接近, 但是二者还是略有差别, 总体上表现为塔克拉玛干沙漠的石英氧同位素和结晶度均略高于蒙古戈壁(图 9, 表 2)。菲律宾海不同粒级石英的二端元混合趋势也明显倾向于塔克拉玛干沙漠和火山岛弧的混合(图 9), 虽然我们不能排除蒙古戈壁风尘石英的贡献, 但是显然塔克拉玛干沙漠是菲律宾海石英的主要来源, 这一结果

与 Jiang 等(2016)通过 Sr、Nd 同位素和粒度分析得出的认识是一致的。

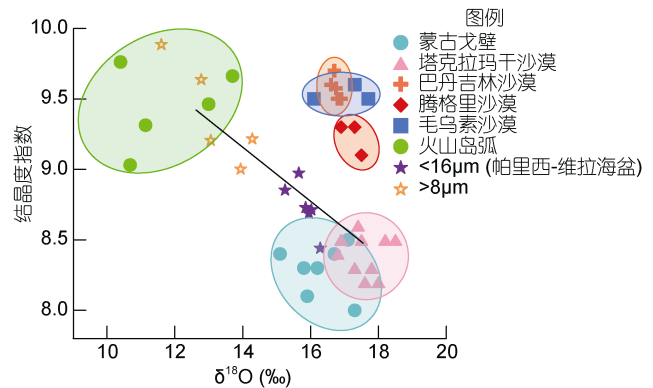


图 9 菲律宾海和可能源区中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数二元图

Fig.9 The $\delta^{18}\text{O}$ values and crystallinity Index of quartz in the Philippines Sea and the possible sources

结合石英的粒度特征和形貌特征, 我们可以对其来源作进一步的判别。菲律宾海盆 EM1 端元的石英均呈次棱角状、次圆状, 表面有明显的碰撞凹坑, 这是典型的风尘石英的特征(Xiao *et al*, 1995, 1997; Vos *et al*, 2014)。EM1 端元的石英众数粒径平均为 $2.72\mu\text{m}$, 与黄土、济州岛和北太平洋西风搬运的风尘的众数粒径相似(Blank *et al*, 1985; Leinen *et al*, 1994; Sun *et al*, 2002; Sun *et al*, 2004; Lim *et al*, 2008)。而且帕里西-维拉海盆中 $<16\mu\text{m}$ 的石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比粗端元石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高(表 2), 说明 EM1 端元中石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高。东亚各风尘源区中小于 $16\mu\text{m}$ 石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 15.1‰ — 18.5‰ , 明显高于火山石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 且帕里西-维拉海盆中石英全样的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数均与塔克拉玛干沙漠石英的对应特征接近, 又明显区别于火山岛弧石英和东亚其他风尘源区(图 8), 因此认为 EM1 端元的石英主要为来自于塔克拉玛干沙漠的风尘石英。为了进一步验证这一结论, 我们对西菲律宾海本哈姆隆起上的 Ph05 站和吕宋岛附近的 Ph04 站中 EM1 端元石英的通量进行了对比研究。依据实验结果和文献数据, Ph04 和 Ph05 站沉积物的干容重分别约为 $0.75\text{g}/\text{cm}^3$ 和 $0.74\text{g}/\text{cm}^3$, 线性沉积速率分别为 $18\text{cm}/\text{ka}$ 和 $2.3\text{cm}/\text{ka}$ (仇晓华, 2013; Jiang *et al*, 2016), Ph04 站中石英的含量为 0.55% , EM1 端元的含量为 11.65% , Ph05 站中石英的含量为 5.15% , EM1 端元的含量为 40% , 通过方程(1)计算得出 Ph04 和 Ph05 站 EM1 端元石英的通量分别为 $8.7\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{ka})$ 和 $35.1\text{mg}/(\text{cm}^2\cdot\text{ka})$, 吕宋岛附近的 EM1 端元的石英通

量明显低于远离吕宋岛的本哈姆隆起的 EM1 端元石英通量。如果 EM1 端元的石英来自于吕宋岛, 根据沉积物的沉降分异原理, 靠近吕宋岛更近的 Ph04 站 EM1 端元的通量应该更高, 但是结果却恰恰相反, 因此我们认为 EM1 端元的石英主要来源不是吕宋岛, 而是亚洲大陆的风尘石英。

在塔克拉玛干沙漠地区, 冷空气的进入会使该地区形成上升的气流, 将地表沉积物吹至高空, 最高可达 10km(韩永翔等, 2006; Huang *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2017), 来自源区的风尘会被西风运输至太平洋甚至是更远的地区(Duce *et al.*, 1980; Uno *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2017)。处于高空的风尘会逐渐下沉, 由于在冬季, 菲律宾海盛行西北风、北风、东北风(李培等, 2002), 所以在西北太平洋地区可由南向或西南向的风搬运(Merrill *et al.*, 1989), 我们认为来源于塔克拉玛干沙漠风尘石英, 主要是通过上述途径被输送至菲律宾海。

已有的 Sr、Nd 同位素和粒度分析结果表明, 西菲律宾海盆和帕里西-维拉海盆碎屑组分中的 EM2 和 EM3 端元为来自于太平洋火山岛弧物质(周宇等, 2015; Jiang *et al.*, 2016)。我们的研究表明在本哈姆隆起、西菲律宾海深水盆地和帕里西-维拉海盆中, EM2 和 EM3 端元石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和结晶度指数与火山石英端元的特征接相似, 具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和较高的结晶度指数。此外, 本哈姆隆起、西菲律宾海深水盆地和帕里西-维拉海盆中的 EM2 和 EM3 端元石英的形貌特征与吕宋岛和帕劳海脊附近相同粒级的石英相似: EM2 端元的石英呈棱角状, 表面有明显的溶蚀孔洞, 粒径多为 10 μm 左右; EM3 端元的石英呈棱角状, 表面有明显的贝壳状断口, 颗粒粒径一般大于 16 μm 。在石英的提取过程中, 所采用的试剂几乎不会对石英的形貌特征产生影响(Hovan, 1995; 万世明等, 2003)。我们的研究站位均位于热带, 周边火山岛弧气温常年大于 26 $^{\circ}\text{C}$, 年降水量大于 3000mm(孙守勋等, 2003), 岛弧上存在强烈的化学风化。研究区域位于热带海区, 海水表层温度全年均较高, 冬季海水温度稍低, 但依旧大于 26 $^{\circ}\text{C}$, 夏季水温最高, 为 29 $^{\circ}\text{C}$ 左右(张弦等, 2004)。该区域海水的盐度也较高, 一般在 34.2—34.8; 冬季盐度最高, 在 34.3—34.7; 夏季盐度最低, 但均大于 34.0, 且帕里西-维拉海盆处于该季节的高盐度中心, 盐度约为 34.6(张弦等, 2004)。高温高盐的海水可在石英表面形成溶蚀孔洞(陈丽蓉等, 1985; 黄求获等, 1997, Vos *et al.*, 2014)。因此高温和

强降水加之海水的作用使该海区出现了 EM2 端元的石英, 由于这一粒级颗粒具有易被水流搬运的特点(McCave *et al.*, 1995), 我们认为河流和(或)洋流可能是其主要的搬运动力。EM3 端元的石英表面除存在贝壳状断口外, 没有其他明显的表面微结构, 颗粒表面相对平滑, 说明没有经过长距离、强动力的搬运, 属于近源沉积, 我们推测可能是附近的海底岩石风化后产生的。

5 结论

从西菲律宾海西部吕宋岛附近、本哈姆隆起和西菲律宾深海盆地, 以及东菲律宾海帕劳海脊和帕里西-维拉海盆沉积物中分别提取石英, 通过对石英的粒度、形貌特征、氧同位素和结晶度指数的分析, 得出如下结论:

(1) 菲律宾海不同区域石英的粒度特征存在差异, 在西菲律宾海西部, 远离吕宋岛的本哈姆隆起和西菲律宾深海盆地中的站(Ph02、Ph05、Ph11)石英的粒径变化范围和平均粒径较小, 由 EM1、EM2 和 EM3 三个粒度端元构成, 而靠近吕宋岛的(Ph04、Ph17)石英粒径变化范围和平均粒径较大, 除了上述三个端元, 还包括众数大于 63 μm 的 EM4 端元的石英。东菲律宾海中帕里西-维拉海盆石英多由 EM1 和 EM2 两个端元组构成; 帕劳海脊附近石英粒度较粗, 除了 EM1 和 EM2 两个端元外, 还出现了众数为大于 20 μm 的 EM3 端元。

(2) 根据不同粒级端元石英的粒度、形貌特征、结晶度指数和 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 我们认为菲律宾海石英是亚洲大陆风尘石英和太平洋火山岛弧来源石英的二端元混合, 其中 EM1 端元的石英主要来自于塔克拉玛干沙漠, 由西风搬运至太平洋, 最终由南向或西南向的风搬运至菲律宾海沉积下来, 这一研究结果表明, 菲律宾海沉积物中的石英可用于风尘源区识别和东亚大陆古气候研究。

(3) 菲律宾海 EM2 端元的石英是火山岛弧物质遭受了强烈的化学风化作用形成的, 河流和(或)洋流可能是其主要的搬运动力; EM3 端元的石英是附近海底火山岛弧岩石风化后的产物, 未经历长距离、强动力搬运。

参 考 文 献

万世明, 蒋恒毅, 李安春, 2003. 海洋沉积物中石英单矿物的化学分离. 海洋地质与第四纪地质, 23(3): 123—128

- 于兆杰, 万世明, 孙晗杰等, 2012. 近百万年来亚洲风尘在西菲律宾海的沉积物粒度记录. 地球环境学报, 3(2): 792—800
- 仇晓华, 2013. 西太平洋暖池北部 15 万年以来的古海洋学研究. 青岛: 中国科学院大学(海洋研究所)博士学位论文, 1—120
- 石学法, 陈丽蓉, 李坤业等, 1994. 西菲律宾海沉积物矿物组合及其地质意义. 海洋与湖沼, 25(3): 328—335
- 石学法, 陈丽蓉, 李坤业等, 1995. 西菲律宾海西部海域黏土沉积物的成因矿物学研究. 海洋地质与第四纪地质, 15(2): 61—72
- 刘华华, 蒋富清, 周 焯等, 2016. 晚更新世以来奄美三角盆地黏土矿物的来源及其对古气候的指示. 地球科学进展, 31(3): 286—297
- 孙守勋, 滕 军, 2003. 菲律宾海的气候特征. 海洋预报, 20(3): 31—39
- 张 旭, 张永刚, 张胜军等, 2009. 菲律宾海的声速剖面结构特征及季节性变化. 热带海洋学报, 28(6): 23—34
- 张 弦, 俞慕耕, 江 伟等, 2004. 菲律宾海及其邻近海区的水文特征. 海洋通报, 23(1): 8—14
- 张国良, 王 帅, 张 吉等, 2017. 西太平洋若干沟-弧-盆体系及板内岩浆成因研究进展. 海洋与湖沼, 48(6): 1220—1234
- 李 培, 俞慕耕, 黄海仁等, 2002. 北太平洋气候若干特点分析. 海洋通报, 21(3): 11—18
- 李常珍, 李乃胜, 林美华, 2000. 菲律宾海的地势特征. 海洋科学, 24(6): 47—51
- 陈丽蓉, 董太禄, 黄求获等, 1985. 闽南-台湾浅滩陆架沉积砂中石英颗粒表面的微结构. 沉积学报, 3(3): 45—49
- 周 宇, 蒋富清, 徐兆凯等, 2015. 近 2Ma 帕里西—维拉海盆沉积物中碎屑组分粒度特征及其物源和古气候意义. 海洋科学, 39(9): 86—93
- 周 焯, 蒋富清, 南青云等, 2016. 奄美三角盆地晚更新世以来碎屑沉积物粒度特征及其物源和古气候意义. 地球科学进展, 31(3): 298—309
- 赵剑波, 陈洪云, 宋友桂等, 2012. 黄土中石英的含量与结晶度指数的测定. 海洋地质与第四纪地质, 32(5): 131—135
- 徐兆凯, 李安春, 李铁刚等, 2010. 东菲律宾海表层沉积物常量元素组成及地质意义. 海洋地质与第四纪地质, 30(6): 43—48
- 徐兆凯, 李安春, 蒋富清等, 2008. 东菲律宾海沉积物的地球化学特征与物质来源. 科学通报, 53(6): 695—702
- 秦蕴珊, 尹 宏, 2011. 西太平洋-我国深海科学研究的优先战略选区. 地球科学进展, 26(3): 245—248
- 黄求获, 许文强, 1997. 我国不同海区沉积物石英颗粒表面的微结构. 海洋科学, 21(2): 43—47
- 韩永翔, 杨胜利, 方小敏等, 2006. 塔里木盆地中的大气环流及昆仑山北坡的黄土堆积. 中国沙漠, 26(3): 351—355
- 靳 宁, 李安春, 刘海志等, 2007. 帕里西维拉海盆西北部表层沉积物中黏土矿物的分布特征及物源分析. 海洋与湖沼, 38(6): 504—511
- Asahara Y, Tanaka T, Kamioka H *et al*, 1999. Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb-Sr isotopic systematics. Chemical Geology, 158(3—4): 271—291
- Bayon G, German C R, Boella R M *et al*, 2002. An improved method for extracting marine sediment fractions and its application to Sr and Nd isotopic analysis. Chemical Geology, 187(3—4): 179—199
- Blank M, Leinen M, Prospero J M, 1985. Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. Nature, 314(6006): 84—86
- Chacko T, Cole D R, Horita J, 2001. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geologic systems. Stable Isotope Geochemistry, 43(1): 1—81
- Chen J, Li G J, Yang J D *et al*, 2007. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71(15): 3904—3914
- Chen S Y, Huang J P, Li J X *et al*, 2017. Comparison of dust emissions, transport, and deposition between the Taklimakan Desert and Gobi Desert from 2007 to 2011. Science China Earth Sciences, 60(7): 1338—1355
- Clayton R N, Rex R W, Syers J K *et al*, 1972. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments. Journal of Geophysical Research, 77(21): 3907—3915
- Duce R A, Unni C K, Ray B J *et al*, 1980. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical north pacific: temporal variability. Science, 209(4464): 1522—1524
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z *et al*, 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416(6877): 159—163
- Gutjahr M, Frank M, Stirling C H *et al*, 2007. Reliable extraction of a deepwater trace metal isotope signal from Fe-Mn oxyhydroxide coatings of marine sediments. Chemical Geology, 242(3—4): 351—370
- Heald C L, Ridley D A, Kroll J H *et al*, 2014. Contrasting the direct radiative effect and direct radiative forcing of aerosols. Atmospheric Chemistry and Physics, 14(11): 5513—5527
- Hou S S, Yang S L, Sun J M *et al*, 2003. Oxygen isotope compositions of quartz grains (4-16 mm) from Chinese eolian deposits and their implications for provenance. Science in China Series D: Earth Sciences, 46(10): 1003—1011
- Hovan S A, 1995. Late cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial pacific ocean, Leg 138. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 138: 615—625
- Huang J P, Minnis P, Chen B *et al*, 2008. Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D23): D23212
- Huang J P, Fu Q, Zhang W *et al*, 2011. Dust and black carbon in seasonal snow across northern China. Bulletin of the American Meteorological Society, 92(2): 175—181
- Huang J P, Wang T H, Wang W C *et al*, 2014. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 119(19): 11398—11416

- Jiang F Q, Frank M, Li T G *et al*, 2013. Asian dust input in the western Philippine Sea: Evidence from radiogenic Sr and Nd isotopes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(5): 1538—1551
- Jiang F Q, Zhou Y, Nan Q Y *et al*, 2016. Contribution of Asian dust and volcanic material to the western Philippine Sea over the last 220 kyr as inferred from grain size and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(9): 6911—6928
- Kiefert L, Mctainsh G H, 1996. Oxygen isotope abundance in the quartz fraction of aeolian dust: implications for soil and ocean sediment formation in the Australasian region. *Australian Journal of Soil Research*, 34(4): 467—473
- Leinen M, Prospero J M, Arnold E *et al*, 1994. Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean: 1: Sampling and analysis. *Journal of Geophysical Research*, 99(D10): 21017—21023
- Lim J, Matsumoto E, Kitagawa H, 2005. Eolian quartz flux variations in Cheju Island, Korea, during the last 6500 yr and a possible Sun—monsoon linkage. *Quaternary Research*, 64(1): 12—20
- Lim J, Matsumoto E, 2008. Estimation of aeolian dust flux on Cheju Island, Korea, during the Mid-to Late Holocene. *Quaternary International*, 176—177: 104—111
- Margolis S V, Krinsley D H, 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *American Journal of Science*, 274(5): 449—464
- McCave I N, Manighetti B, Robinson S G, 1995. Sortable silt and fine sediment size composition slicing Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography*, 10(3): 593—610
- McManus J, 1988. Grain size determination and interpretation. *Techniques in Sedimentology*, 408: 63—85
- Merrill J T, Uematsu M, Bleck R, 1989. Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the north pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D6): 8584—8598
- Murata K J, Norman M B. 1976. An index of crystallinity for quartz. *American Journal of Science*, 276(9): 1120—1130
- Seo I, Lee Y I, Yoo C M *et al*, 2014. Sr-Nd isotope composition and clay mineral assemblages in eolian dust from the central Philippine Sea over the last 600 kyr: Implications for the transport mechanism of Asian dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19): 11492—11504
- Silverman S R, 1957. The isotope geology of oxygen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2(1): 26—42
- Sridhar K, Jackson M L, Clayton R N *et al*, 1975. Quartz oxygen isotopic stability in relation to isolation from sediments and diversity of source. *Soil Science Society of America Journal*, 39(6): 1209—1213
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K *et al*, 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152(3—4): 263—277
- Sun D H, 2004. Monsoon and westerly circulation changes recorded in the late Cenozoic aeolian sequences of Northern China. *Global and Planetary Change*, 41(1): 63—80
- Sun D H, Bloemendal J, Rea D K *et al*, 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena*, 55(3): 325—340
- Sun Y B, Chen H Y, Tada R *et al*, 2013. ESR signal intensity and crystallinity of quartz from Gobi and sandy deserts in East Asia and implication for tracing Asian dust provenance. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8): 2615—2627
- Uno I, Yumimoto K, Shimizu A *et al*, 2008. 3D structure of Asian dust transport revealed by CALIPSO lidar and a 4DVAR dust model. *Geophysical Research Letters*, 35(6): L06803
- Visher G S, 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3): 1074—1106
- Vos K, Vandenberghe N, Elsen J, 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews*, 128: 93—104
- Wan S M, Yu Z J, Clift P D *et al*, 2012. History of Asian eolian input to the West Philippine Sea over the last one million years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326—328: 152—159
- Waugh B, 1970. Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, 14(3—4): 309—320
- Xiao J L, Porter S C, An Z S *et al*, 1995. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of central china during the last 130,000Yr. *Quaternary Research*, 43(1): 22—29
- Xiao J L, Inouchi Y, Kumai H *et al*, 1997. Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145, 000 years. *Quaternary Research*, 48(1): 48—57
- Xu Z K, Li T G, Wan S M *et al*, 2014. Geochemistry of rare earth elements in the mid-late Quaternary sediments of the western Philippine Sea and their paleoenvironmental significance. *Science China Earth Sciences*, 57(4): 802—812
- Xu Z K, Li T G, Clift P D *et al*, 2015. Quantitative estimates of Asian dust input to the western Philippine Sea in the mid-late Quaternary and its potential significance for paleoenvironment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(9): 3182—3196
- Yan Y, Sun Y B, Chen H Y *et al*, 2014. Oxygen isotope signatures of quartz from major Asian dust sources: Implications for changes in the provenance of Chinese loess. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 139: 399—410
- Zheng X F, Li A C, Wan S M *et al*, 2014. ITCZ and ENSO pacing on East Asian winter monsoon variation during the Holocene: Sedimentological evidence from the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(7): 4410—4429

THE PROVENANCE AND TRANSPORTATION OF QUARTZ IN THE PHILIPPINES SEA

ZHU Xiao^{1,2}, JIANG Fu-Qing^{1,3}, FENG Xu-Guang^{1,2}, DONG Jiang^{1,2}, LIU Xi-Ting¹,
WANG Hong-Li¹, LI An-Chun¹

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China)

Abstract In order to identify the signal and source of quartz grains and the transport in the sediment of the Philippine Sea, we separated quartz from the bulk sediments and carried out a comprehensive study in grain size, morphology, oxygen isotopic composition, and crystallinity index (CI) of quartz. The results show that the quartz grains in the Philippines Sea away from the arc island and sea rise are fine-grained. In the West Philippines Sea, quartz is mainly composed of three grain-size end-members (EM), including EM1 (average modal grain size: 2.9 μm), EM2 (average modal grain size: 8.17 μm), and EM3 (average modal grain size: 21.67 μm), while in the East Philippine Sea, quartz is mainly composed of EM1 and EM2 endmembers. In contrast, quartz is coarse near the arc island and sea ridge, e.g., quartz near the Luzon Island has a coarser EM4 in a modal grain size of 103 μm . There are obvious collision pits on the surface of the EM1 quartz, and dissolution pits in the EM2 quartz. The EM3 quartz is angular and the surface is relatively smooth. The $\delta^{18}\text{O}$ value and CI of quartz containing EM1 are close to that of from the Taklimakan Desert. EM2 and EM3 quartzes are similar in a volcanic origin. We thus conclude that the EM1 quartz is eolian quartz from Taklimakan Desert, which is transported by westerly wind to the Pacific Ocean, then transported by south or southwest wind, finally deposited in the Philippine Sea. The EM2 and EM3 quartzes are in volcanic origin that derived from the Pacific volcanic arcs. The EM2 that experienced strong chemical weathering is transported to the study area by ocean currents or fluvial discharge. The volcanic EM3 quartz does not experience long-distance transportation, which might be the weathering product of nearby rocks.

Key words Philippines sea; quartz; dust; sources; paleoclimate