

# 中北太平洋深海 Nd 同位素的分布与传输途径

陈天宇, 凌洪飞\*, 胡榕

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

\* 联系人, E-mail: hfling@nju.edu.cn

2011-01-24 收稿, 2011-04-29 接受

中国大洋矿产资源研究开发协会“十一五”项目(DY-115-01-2-2)资助

**摘要** 以往一直笼统地认为, 中北太平洋深水(约 1500~4000 m)富放射成因 Nd 来自太平洋岛弧的输入, 但对于其输入的路径与方式缺乏进一步的认识. 通过取自于中北太平洋 20°N 附近海山 17 个不同深度铁锰结壳, 测定了该区结壳表层样的 Nd 同位素组成. 结合已发表的海水 Nd 同位素数据, 获得了如下新的认识: 北太平洋中层水(NPIW, 300~800 m)在西太平洋边缘所携带的 Nd 通过平流带入整个中北太平洋, 是中北太平洋深水获得富放射成因 Nd 的重要来源, 而浅表层海洋 Nd 对中北太平洋深海的影响则不明显. 这凸显了大陆边缘洋流垂向混合输入对中北太平洋深水 Nd 同位素平衡的作用, 为深入认识海洋 Nd 循环提供了启示. 此外, 从铁锰结壳表层样获得的中北太平洋深水  $\epsilon_{Nd}$  值较为均一, 平均值约为 -3.4, 高于已报道的本区现代海水实测的  $\epsilon_{Nd}$  均值(约为 -3.9), 说明中北太平洋深水 Nd 同位素在较短时间尺度上的演化并不是稳定不变的.

## 关键词

中北太平洋深水  
Nd 同位素  
铁锰结壳  
中层水  
Nd 收支

对海水体系 Nd 同位素的研究(包括记录原生海水信息的海洋自生铁锰沉积物)始于 20 世纪 70 年代末<sup>[1]</sup>, 现今已经发展成为示踪现代洋流和古海洋循环十分有效的指标. 与其他常见的指示古洋流变化的示踪剂(如有孔虫中的 C 同位素和 Cd/Ca 比值)相比, Nd 同位素较少受与洋流无直接关联的因素(如生物活动)的影响<sup>[2]</sup>, 因而受到古海洋学者的日益关注.

北太平洋是全球最富放射成因 Nd 同位素的海域<sup>[1]</sup>. Ling 等人<sup>[3]</sup>通过对北太平洋 3 块深水水成铁锰结壳的研究证实了不同水深的 Nd 同位素组成存在差异, 并推断这种现象至少可以追溯到 25 Ma. 目前对大西洋已有很多海水和铁锰结壳 Nd 同位素的报道, 但有关太平洋的 Nd 同位素数据仍然很匮乏, 并且早期文献报道多缺乏样品所处的海水深度信息(如文献[1,4]). 总体而言, 太平洋海水的高  $\epsilon_{Nd}$  值可以解释为, 太平洋周边广泛分布着活跃的火山岛弧, 多为年轻的  $\epsilon_{Nd}$  值较高的火山岩, 因此这些岩石的风化输入可以造成太平洋海水的高  $\epsilon_{Nd}$  值<sup>[1]</sup>. 但是, 一直以来

对中北太平洋的深水富放射成因 Nd 同位素进入深海的路径与方式缺少具体的认识. 正因为如此, 以往对于 Nd 同位素在此海域变化的解释就显得比较笼统. 在近几年 Nd 同位素逐渐用于示踪高分辨率古海洋循环(比如冰期-间冰期)的趋势下<sup>[5-9]</sup>, 深入了解中北太平洋深水富放射成因 Nd 的来源显得越发重要, 将对重建中北太平洋冰期-间冰期甚至是千年尺度的洋流模式具有重要意义.

为了进一步了解中北太平洋深水放射成因 Nd 的来源, 本文集中分析了中北太平洋 20°N 附近的深海不同深度结壳的 Nd 同位素组成. 一般而言, 高温热液对海洋 Nd 同位素组成基本没有影响<sup>[10,11]</sup>, 因而海水的 Nd 主要受大陆物质(包括岛弧输入)的控制. 陆源物质通过河流、风沙被搬运到表层海洋中, 其溶解的一部分 Nd 可以通过洋流对流扩散作用进入深水<sup>[12]</sup>, 从而使海水具有相应的 Nd 同位素组成; 同时 Nd 也可以由颗粒物吸附并带入深海解吸, 重新释放到海水里<sup>[13,14]</sup>; 或是通过大陆架沉积物-海水 Nd 同位素交

换,被深部洋流水平传输带到深海<sup>[15-17]</sup>.结合这些认识以及中北太平洋现代洋流的研究所取得的成果,我们论证了北太平洋中层水的水平传输是深水富放射成因 Nd 的重要来源.此外,根据本次获得的数据,我们进一步提出了中北太平洋深水 Nd 同位素在短时间尺度上的演化并不稳定的观点.

### 1 现代北太平洋洋流体系及本研究区洋流结构概述

北太平洋的表层和中层洋流模式见图 1(a)中橙色实线和紫色虚线.黑潮(Kuroshio)是中北太平洋环流系统的组成部分之一.另一方面,在近北极的太平洋地区(40°N 以北),亲潮(Oyashio)由逆时针的环流组成.盐度高的北太平洋热带水(NPTW,  $\theta=18\sim 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S=34.8\sim 35.3$ ,  $\sigma_{\theta}=23.0\sim 25.0$ ,水深 100~200 m)广泛分布在中北太平洋次表层水中<sup>[25]</sup>.虽然现代太平洋地区没有表层水团下潜的深水形成,但是中层水一般可以得到良好的流通<sup>[26]</sup>,而中层水形成的主要源区在鄂霍次克海<sup>[18-20]</sup>,但在阿拉斯加湾也有零星形

成<sup>[27]</sup>.北太平洋中层水(NPIW,  $\theta=1.4\sim 6.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S=33.3\sim 33.4$ ,  $\sigma_{\theta}=26.6\sim 27.4$ )分布在北太平洋约 300~800 m 的深度,并形成水平顺时针的环流<sup>[18-20]</sup>.中层水主要洋流在约 40°N 向东传输至约 150°W,再向南至 20°N 后,部分返回向西.在大约 3500 m 深度的深层洋流,主要为来自上部绕极深水(UCDW),由南大洋沿西南太平洋传输.在赤道附近,深部洋流一部分汇入菲律宾海,最终向东汇入东太平洋,并构成太平洋深水(PDW)的一部分(主要的路径见图 1(a)深蓝色点线<sup>[21-23]</sup>).3500 m 以下的更深层洋流主要是下部绕极深水(LCDW)向北传输,其主要特征是 高盐 和 低硅,是北大西洋深水(NADW)的残余<sup>[24]</sup>.北太平洋深部深水的回流(return flow)主要集中在东太平洋地区,而其上涌则主要位于 20°W 以东、40°N 以北的区域<sup>[24]</sup>.更详细的关于现代北太平洋循环的讨论,可参见文献<sup>[24]</sup>.

研究区位于中北太平洋 20°N 附近,见图 1(a)黑色方框.联系北太平洋的洋流背景,该区海水水团结构可通过传统的温度-盐度图说明.如图 2 所示,可以

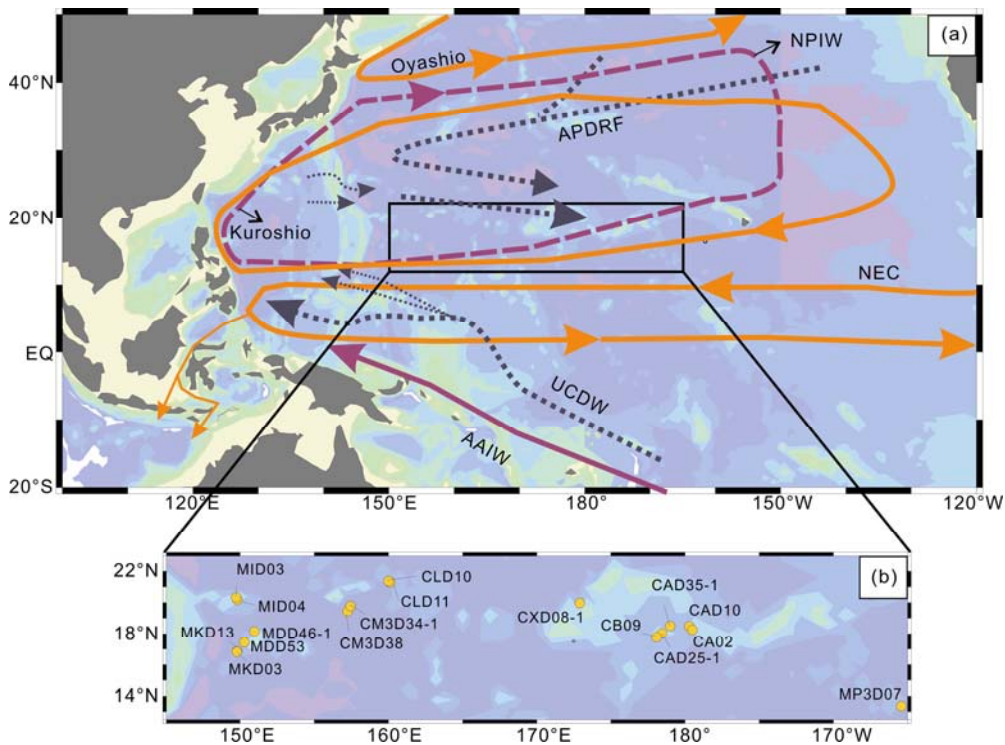


图 1 北太平洋现代不同层次主要洋流分布简图<sup>[18-24]</sup> (a)和本文所测样品具体位置分布(b)

(a)中橙色实线为水深<200 m 的现代表层水、紫色虚线为水深 200~1500 m 的中层水、深蓝色点线为水深 1500~4000 m 的深层水.黑色方框代表本次研究的结壳分布区. Oyashio, 亲潮; Kuroshio, 黑潮; APDRF, 极地北太平洋回流深水; NPIW, 北太平洋中层水; NEC, 北赤道流; UCDW, 上部绕极深水; AAIW, 南极中层水

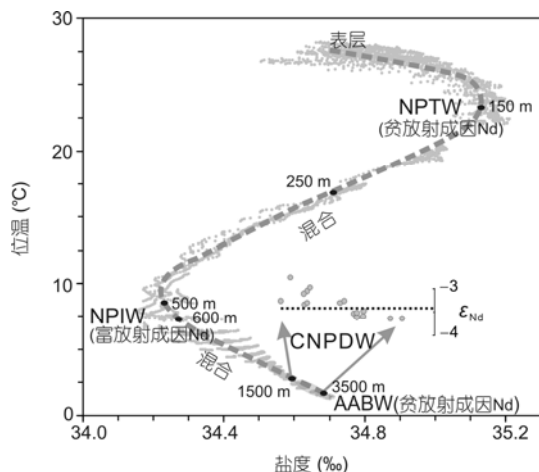


图2 研究区海水温度-盐度分布图

数据来源: World Ocean Atlas 2005. [http://odv.awi.de/en/data/ocean/world\\_ocean\\_atlas\\_2005](http://odv.awi.de/en/data/ocean/world_ocean_atlas_2005). 圆圈代表了铁锰结壳表层样的  $\epsilon_{Nd}$  值分布, 如灰色箭头所示, 从左到右为样品深度从 1500 m 变大到约 3500 m

看出在本区深度约 150 m 的 NPTW 以高盐 ( $S$  约为 35.1) 为特征, 而 NPIW (500~600 m) 则以低温低盐度为特征. 同时, 中北太平洋深水 CNPDW (>1500 m) 温盐变化范围非常窄, 为南极底水 (AABW) 经过 NPIW 少量混合改造而成. 值得注意的是, 由于水团在运输中会与周围水体发生部分混合, 导致本区 NPTW 的盐度比初始值有所降低, 而 NPIW 的温度和盐度均有所升高.

## 2 样品与方法

本文研究的铁锰结壳均是大洋航次样品, 采自中北太平洋海山 (图 1(b)). 每个表层样品均是在铁锰结壳上由刀片轻轻刮取约 10 mg, 以用于 Nd 同位素分析. 结壳的水深见表 1. Nd 同位素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 采用 LN 树脂和盐酸淋滤液来进行 Nd 化学分离, Nd 同位素比值测定所用仪器为 Finnigan Triton TIMS.  $^{143}Nd/^{144}Nd$  比值测定过程中质量歧视效应采用  $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$  进行校正. 样品测试期间标样 JNdi-1 的重复测试精度为  $0.512121 \pm 2$  ( $2\sigma$  external standard deviation,  $n=15$ ).

## 3 结果与讨论

### 3.1 结壳表层样 Nd 同位素分析结果

样品 Nd 同位素分析结果列于表 1. 一般来说, 所测定的一定厚度的铁锰结壳样品的 Nd 同位素组成是

表 1 样品 Nd 同位素分析结果<sup>a)</sup>

样品号	水深(m)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (表层)	$\epsilon_{Nd}$
CA02	3285	$0.512452 \pm 4$	-3.6
重复样		$0.512453 \pm 2$	-3.6
CB09	3474	$0.512452 \pm 2$	-3.6
重复样		$0.512454 \pm 4$	-3.6
CM3D34-1	2748	$0.512454 \pm 1$	-3.6
重复样		$0.512460 \pm 2$	-3.5
CLD10	2850	$0.512454 \pm 27$	-3.6
MDD53	2700	$0.512457 \pm 2$	-3.5
MP3D07	2860	$0.512460 \pm 5$	-3.5
MKD13	1530	$0.512471 \pm 2$	-3.2
CAD35-1	2000	$0.512486 \pm 1$	-3.0
MID03	1680	$0.512497 \pm 3$	-2.8
MKD03	1900	$0.512479 \pm 1$	-3.1
CXD08-1	1910	$0.512467 \pm 2$	-3.3
MID04	1950	$0.512469 \pm 3$	-3.3
CAD10	2480	$0.512469 \pm 1$	-3.3
CAD25-1	2750	$0.512453 \pm 2$	-3.6
CLD11	2750	$0.512458 \pm 1$	-3.5
CM3D38	2548	$0.512471 \pm 1$	-3.2
MDD46-1	1950	$0.512482 \pm 3$	-3.0

a) 样品经纬度可与作者联系索取

一段时期内周围海水 Nd 同位素组成的平均, 而本文获得的表层样数据则代表了晚第四纪中北太平洋深水中 Nd 同位素的分布. 从图 2 可以看出, 晚第四纪中北太平洋深水  $\epsilon_{Nd}$  值较为均一, 最大值为 -2.8, 最小值为 -3.6, 其均值大约为 -3.4, 但是 Nd 同位素组成随着水深的变大亦呈现出略微下降趋势 (图 3). 在深水上部 (比如 <2500 m), 同一深度  $\epsilon_{Nd}$  变化范围较下部深水大 (图 3, 4), 但是水平方向上几乎不存在  $\epsilon_{Nd}$  梯度.

### 3.2 深海 Nd 同位素的分布与富放射成因 Nd 的传输

如图 3 所示, 本区深海  $\epsilon_{Nd}$  值分布最明显的特征是在同样的深度范围内, 其值非常均一, 例如在约 3000 m 的深度,  $165^\circ W$  与相距将近 5000 km 的  $150^\circ E$  附近的结壳 (MDD53, MP3D07)  $\epsilon_{Nd}$  值均为 -3.5~-3.6, 较南大洋 ( $\epsilon_{Nd} < -5$ ) 深水明显富放射成因 Nd. 那么富放射成因 Nd 来自哪里, 如何与来自南大洋低  $\epsilon_{Nd}$  值的海水 ( $\epsilon_{Nd} < -5$ ) 相混合从而使得本区深水  $\epsilon_{Nd}$  均值升高到约 -3.5?

传统认为中北太平洋潜在的放射成因 Nd 源以及输入机制有: (1) 物理对流扩散将北太平洋表层 Nd 带入深部<sup>[12]</sup>. (2) 垂向下沉的颗粒吸附解吸将表层 (<200 m) Nd 带入深海<sup>[30]</sup>. (3) 进入表层海水的高  $\epsilon_{Nd}$

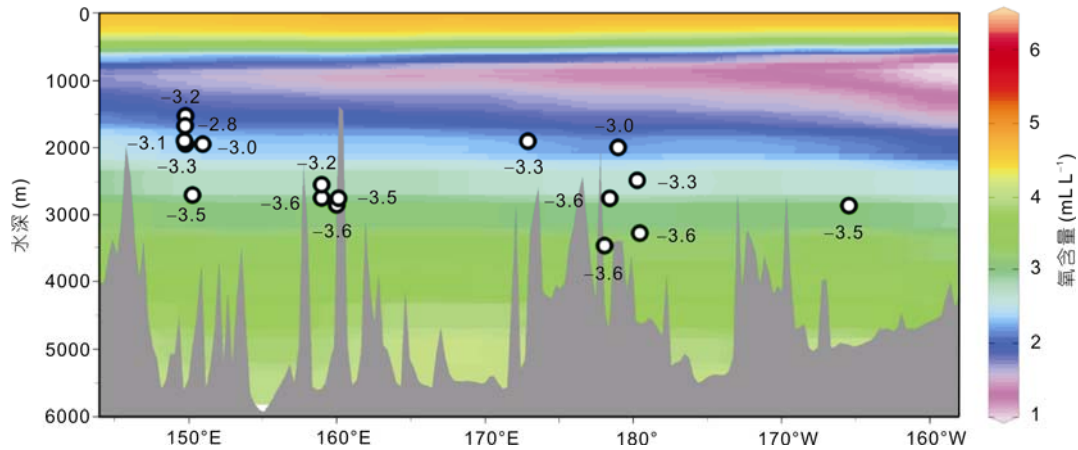


图3 铁锰结壳 $\epsilon_{Nd}$ 值随水深的分布情况

注意同一深度的Nd同位素组成几乎不存在任何梯度. 图中颜色填充代表氧气含量( $\text{mL L}^{-1}$ ) $\text{O}_2$ 分布(沿 $20^\circ\text{N}$ 的剖面). 可以看出南大洋所携带的 $\text{O}_2$ 含量相对较高的水体( $170^\circ\text{E}$ 附近氧含量较高的底层水)对中北太平洋的影响. 底图由 Ocean data view 软件绘制, 氧气含量数据来自于 World Ocean Atlas (2009) (odv.awi.de)

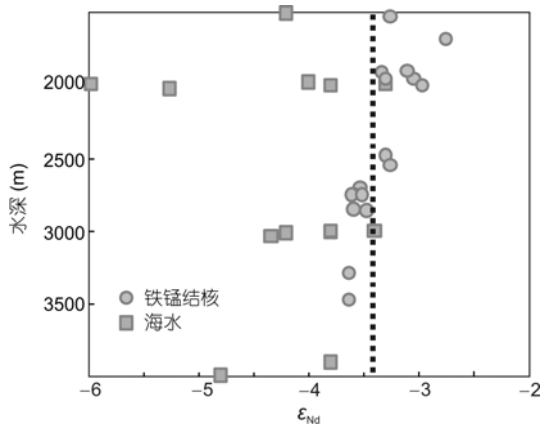


图4 中北太平洋深水铁锰结壳表层样与现代海水<sup>[28,29]</sup>实测 $\epsilon_{Nd}$ 值的对比

值的火山灰和火山玻璃在海水中的溶解, 可能给深海增加了额外的放射成因Nd<sup>[31]</sup>. (4) 大陆架和海底沉积物向海水中释放放射成因Nd, 并由深部洋流对流进入太平洋深水<sup>[32]</sup>.

Jones 等人<sup>[12]</sup>将表层海洋Nd同位素组成作为边界条件, 并将Nd作为一个完全保守的元素, 模拟了Nd同位素在海洋表层至深水的分布, 他们对北大西洋的模拟结果与实际Nd同位素的分布很好地吻合, 但是对北太平洋深水的模拟结果却比实际的 $\epsilon_{Nd}$ 值偏低. 因此大洋表层海水的Nd通过对流扩散进入深水不足以造成太平洋深水富放射成因Nd的特征. Siddall 等人<sup>[30]</sup>也将表层海洋Nd同位素及其浓度作为边界条件, 但加入了Nd在下沉颗粒物表面的可逆吸附-解吸

作用来解释全球海水Nd同位素和Nd浓度的变化. 模拟结果是北太平洋深水比Jones等人<sup>[12]</sup>的模型更富放射成因Nd, 说明Nd在颗粒物表面的可逆吸附解吸是北太平洋上层海水放射成因Nd进入深水的重要机制, 但仍然存在2个问题: (1) Siddall等人<sup>[30]</sup>并没有有效地模拟出Amakawa等人<sup>[28]</sup>所观测到的中北太平洋海水广泛存在的次表层(约100~300 m)的 $\epsilon_{Nd}$ 最低值以及 $\epsilon_{Nd}$ 随海水由浅至深(至约1000 m)逐渐变高的特征. 这说明在中北太平洋仅靠表层海水的Nd的贡献是无法获得所观察到的下部海水的富放射成因Nd组成的. (2) 虽然大西洋的模拟结果与实际观测比较吻合, 但太平洋多数模拟 $\epsilon_{Nd}$ 仍然比实际观测的要低. 对于太平洋模拟与观测的不吻合, Siddall等人<sup>[30]</sup>的解释是因为他们的模型中太平洋表层海洋的边界条件约束过于简化, 没有包含某些 $\epsilon_{Nd}$ 值很高的源区(比如夏威夷岛链附近)之故. 但是我们认为, 即使存在未被包含于Siddall等<sup>[30]</sup>的边界条件中某些 $\epsilon_{Nd}$ 值较高的表层海域, 这些局部的表层海也不大可能是广泛分布的深海富放射成因Nd的来源. 例如, 即使在夏威夷岛链附近, 其提供的富放射成因Nd似乎也只能影响到表层海水, 而对那里的深水Nd几乎没有影响<sup>[28]</sup>. 因此没有可靠的依据可以认为中北太平洋表层海水是中北太平洋深水富放射成因Nd的主要来源.

高 $\epsilon_{Nd}$ 值的火山灰和火山玻璃在海水中的溶解通量目前还难以估计. 以往的研究表明, 新鲜火山灰在进入海水溶液中溶解速度最初阶段最快, 而后迅速

降低,因此火山灰和火山玻璃的溶解应主要集中于海洋表层<sup>[33]</sup>.上文已提到表层海洋不大可能是中北太平洋深水的富放射Nd同位素的主要来源,因此我们认为火山灰和火山玻璃在海水中的溶解也不是重要的放射成因Nd源区.

一个可能的解释是,中北太平洋深水的富放射成因Nd来自于太平洋四周岛弧的陆架沉积物Nd溶解(例如0~3000 m<sup>[32]</sup>),然后向中北太平洋中心对流并与低 $\epsilon_{Nd}$ 值的南大洋水混合.这种情况下太平洋深水的大陆输入源区是弥散式的,比如Arsouze等人<sup>[32]</sup>的模型假设在海洋深度小于3000 m的沉积物均会向海洋输入Nd.但根据目前的数据资料,将深海沉积物的溶解并输入Nd认为是中北太平洋深水最重要的放射成因Nd源也存在一些问题:(1)超过1000 m水深的陆架沉积物海水Nd交换目前还没有报道过,这个区域范围是海洋Nd的源还是汇、或者对水体没有什么影响仍不清楚.Amakawa等人<sup>[28]</sup>对夏威夷附近站位的海水Nd同位素测量发现,表层海洋可能和夏威夷火山岩有Nd的交换,但深水似乎没有受到影响.(2)Arsouze等人<sup>[32]</sup>通过生物地球化学-海洋循环模拟认为陆架沉积物海水Nd交换可能占到了整个海洋溶解Nd输入的90%.他们用预先设置好的陆架沉积物海水Nd交换通量模拟Nd循环,虽然能很好地解释Nd同位素变化,但无法合理模拟Nd在海洋中的浓度.

而根据目前的洋流观测,NPIW是富放射成因Nd的重要水体之一<sup>[34]</sup>.结合Siddall<sup>[30]</sup>可逆颗粒吸附解吸模型,太平洋深水的Nd组成可以很好地解释为:NPIW以平流形式将Nd传输到整个中北太平洋,然后向下通过颗粒物的可逆吸附解吸以及混合带入深海.现今年龄较轻NPIW的Nd同位素组成并不均一( $\epsilon_{Nd}=-5.3\sim-3.1$ ,平均为 $-3.6$ <sup>[28]</sup>),这是由于它在日本岛附近形成时混合了许多不同Nd同位素组成<sup>[34]</sup>的水团,如黑潮( $-3.9\sim-5.6$ )、亲潮( $-1.6\sim-2.7$ )和津轻暖流等<sup>[19,35]</sup>,但在向中北太平洋平流过程中,Nd同位素组成很可能因混合作用而变得均一,这也与铁锰结壳表层样在深水上部(比如<2500 m)同一深度 $\epsilon_{Nd}$ 变化范围较下部深水大相吻合.虽然根据目前的数据资料,对NPIW给中北太平洋深海输入了多少Nd还难以准确估计,但以下大致的估算表明,NPIW携带的Nd通量是十分可观的.Talley等人<sup>[19]</sup>估计离开日本岛附近水混合区域(mixed water region)新形成的NPIW约为 $6\times 10^6$  m<sup>3</sup>/s.如果这个新形成的NPIW均以中层水的形

式平流进入北太平洋,设其Nd浓度为20 pmol/kg<sup>[28]</sup>,那么NPIW输入Nd的通量则为 $5.6\times 10^8$  g/a,这个通量大约是现今全球河水输入海洋通量( $2.6\times 10^8$  g(Nd)/a<sup>[32]</sup>)的2倍,因此我们可以认为北太平洋中层水NPIW是中北太平洋深水Nd的重要来源之一.

可以通过简单箱式模型做中太平洋深水Nd同位素组成的近似计算.如图5所示,只考虑北极太平洋(40°N以北)回流水、南大洋水以及NPIW源区的贡献,而不考虑表层以及深海火山灰、火山玻璃溶解等富放射成因Nd源的贡献,那么中太平洋深水在稳态条件下,其Nd同位素组成可以计算为: $\epsilon_{CNPDW}=(F_{sw}\times\epsilon_{sw}+F_{rf}\times\epsilon_{rf}+F_{NPIW}\times\epsilon_{NPIW})/(F_{sw}+F_{rf}+F_{NPIW})$ ,模拟结果得太平洋深水 $\epsilon_{Nd}$ 为 $-4.1$ ,这与Jones等人<sup>[12]</sup>对太平洋深水 $\epsilon_{Nd}$ 的实际平均值 $-4.0$ ,非常接近.这进一步定量地说明了其他富放射成因Nd源似乎是不重要的,极地北太平洋回流深水和NPIW的Nd输出已经足够解释中北太平洋深水放射成因Nd的来源.

虽然物理混合扩散也可以使一部分的Nd进入深水,但根据温度-盐度变化(图2)可以很容易知道,中北太平洋深水主要是继承了南大洋底水的特征,NPIW

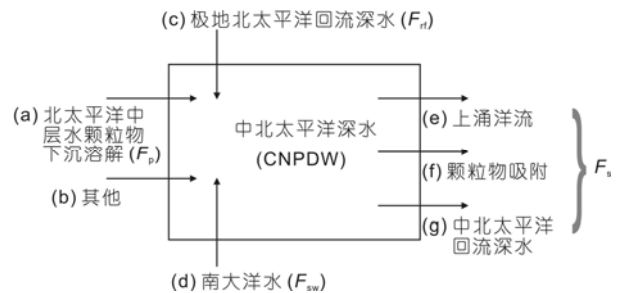


图5 中北太平洋(40°N以南)深水(1500~3500m)Nd收支的示意图

(a) NPIW的下沉颗粒物应该包含了表层海洋颗粒物下沉所携带的放射成因Nd(归入b中),这里只包括NPIW源区本身携带的Nd. $F_p=5.6\times 10^8$  g/a(见文中计算);Nd同位素组成 $\epsilon_p=-3.6$ <sup>[28]</sup>.(b)包括由风沙、火山灰、河流通过中北太平洋表层的输入.(c)亚北极北太平洋深水回流的通量约为 $4\times 10^6$  m<sup>3</sup>/s<sup>[24]</sup>,Nd浓度取与中北太平洋深水相同( $\sim 30$  pmol/kg<sup>[28]</sup>),因此Nd通量 $F_{rf}$ 约为 $5.6\times 10^8$  g/a.同位素组成( $\epsilon_{rf}$ )来自铁锰结壳表层样测得数据约为 $-2.1$ <sup>[36]</sup>,但可能比现代海洋偏高.本文根据靠近北极太平洋实测海水站位<sup>[28]</sup>选取 $-3.0$ .(d)经改造的南大洋水输入中北太平洋深水的通量约为 $8\times 10^6$  m<sup>3</sup>/s<sup>[36]</sup>,由于大部分进入本区的南大洋水实际上是UCDW(<3500 m)沿西太平洋流经本区<sup>[24]</sup>,因此Nd浓度亦取与中北太平洋深水相同( $\sim 30$  pmol/kg<sup>[28]</sup>),因此Nd通量 $F_{sw}$ 约为 $11\times 10^8$  g/a.同位素组成 $\epsilon_{sw}$ 本文取值 $-5.0$ (海水 $-4\sim-5$ <sup>[28]</sup>,铁锰结壳表层样(4800 m)约 $-4.6$ <sup>[3]</sup>).(e)~(g)是中北太平洋深水Nd的主要汇,在稳态条件下同位素组成即为中北太平洋深水的Nd组成( $-4.0$ <sup>[12]</sup>),而通量则等于源的总输入通量( $F_s=F_{rf}+F_{bw}+F_p$ )

在北太平洋中层的混合扩散对其影响很小. 这具体表现在深水的温盐特征与南大洋底水非常接近, 而且在混合线上远离NPIW端元. 但由于进入本区的南大洋水  $\epsilon_{Nd}$  值约为 $-5^{[28]}$ , 而深水结壳表层样  $\epsilon_{Nd}$  平均值可以达到 $-3.4$ , 并且结壳表层样的  $\epsilon_{Nd}$  值呈现出随着深度增加而缓慢下降的趋势, 但总体维持在 $-3$ ~ $-4$ 之间(图4), 这些均表明深水Nd同位素显著地受到了放射成因Nd的贡献, 因此要求中北太平洋海水Nd的行为并不保守. 实际上, 溶解Nd从海水中移除的主要机制是通过颗粒吸附下沉(比如文献[13,14,37]). 一般而言, 在海水剖面中Nd的浓度随着深度增加而增加. 比如在中北太平洋, Nd浓度可以从表层海水约 $5 \text{ pmol/kg}$ 增大到深层海水约 $30 \text{ pmol/kg}$ . 这样的剖面特征说明海水Nd与生物地球化学循环有着很强的联系<sup>[14]</sup>. 海洋生物颗粒一般在海水表层形成, 然后下沉进入深水, 这个过程中大部分的生物颗粒物在海洋较深部位会再矿化而使所吸附的Nd等元素溶解进入海水. Oka等人<sup>[14]</sup>对北太平洋稀土元素的研究也认为, 只有稀土元素(包括Nd)在下沉颗粒物表面的可逆吸附解吸才能解释实际观测到的海水稀土元素浓度变化剖面. 综上所述, 我们认为NPIW携带的Nd主要通过颗粒可逆吸附解吸而进入深水.

还有一个问题需要解释, 就是为什么NPIW的Nd同位素信号能在整个中北太平洋地区中层水维持基本不变, 不被上覆水体所影响? 我们知道表层水体主要接受的是河流和风沙的Nd输入, 可以想象, 很大一部分大陆输入的Nd将由大陆架强烈的生物活动所吸附并带入深部水体, 因此通过表层水体输出到贫营养的中北太平洋远洋表层环流系统中的Nd的量很小, 而通过风沙(以来自中国中西部和中亚为主<sup>[38,39]</sup>)直接输入到中北太平洋远洋表层海水中的Nd的同位素很低( $\epsilon_{Nd}$ 为 $-10$ 左右<sup>[39]</sup>), 显然风沙不可能是深海富放射成因Nd的来源, 并且其量也是有限的. 而我们前述计算表明NPIW所携带Nd的量约能达到全球河流输入的2倍, 因此NPIW作为快速流通的中层水体<sup>[26]</sup>从其形成源区携带Nd的量将大大超出表层水体颗粒物所能解吸释放的Nd的量, 故不会被表层水体显著影响.

### 3.3 对海洋Nd循环的启示

上文分析表明, 太平洋中层水(NPIW)是向中北太平洋深水输送Nd的主要途径, 与地极北太平洋深

水回流一起, 可以解释中北太平洋深水的Nd同位素组成, 修正了前人关于中北太平洋表层海水的Nd决定了中北太平洋深水的放射成因Nd组成<sup>[30]</sup>的观点. NPIW形成于西北太平洋表层-中层边界(可能包含了河流, 风沙以及浅表层陆架沉积物溶解Nd向西太平洋边界的输入), 因此并不需要另外引入一个广泛分布的深部陆架沉积物Nd溶解进入海水的模式. 但如上所述, 由NPIW输入到中北太平洋深水的Nd的量需要进一步量化确定, 这种输入机制在以后的Nd循环研究中应该引起重视, 并且我们建议将来在模拟中北太平洋深水的Nd分布情况时, 应把NPIW的Nd同位素特征列入边界条件.

### 3.4 结壳表层样Nd同位素与海水以及新生代中北太平洋Nd同位素的比较

如图3所示, 铁锰结壳表层样的  $\epsilon_{Nd}$  随水深深度从3500到1500 m呈缓慢增大趋势, 这符合现代北太平洋海水实测的垂向Nd同位素分布. 结壳表层样  $\epsilon_{Nd}$  值垂向总体变化为 $\sim 0.6$ 个单位; 在 $180^\circ$ 附近的2000 m以下不同深度结壳的表层样的  $\epsilon_{Nd}$  变化更小(仅为0.3个单位). Ling等人<sup>[40]</sup>对该海域结壳CB12( $\sim 2400 \text{ m}$ )和CJ01( $\sim 3100 \text{ m}$ )演化表明第四纪之前其垂直变化可以大于0.6个单位. 而我们最近获得的 $150^\circ\text{E}$ 附近2块结壳(MKD13, MDD53, 图1(b))Nd同位素演化剖面(待发表数据)则表明在上新世早期该区不同深度深水  $\epsilon_{Nd}$  值的差异可以大于1个单位. 这表明, 与此前相比, 晚第四纪中北太平洋对Nd同位素的垂直均一化得到了加强.

另一个值得注意的现象是, 中北太平洋铁锰结壳表层样的  $\epsilon_{Nd}$  值(平均 $-3.4$ , 本文)高于本区实测现代海水  $\epsilon_{Nd}$  均值( $-3.9^{[28]}$ ). Nd在深海海水中存留时间一般为数百年<sup>[41]</sup>, 因此现代深水Nd同位素实测值反映了数百年尺度的平均. 而铁锰结壳由于生长缓慢, 中北太平洋水成铁锰结壳生长速率一般仅 $1\sim 3 \text{ mm/Ma}$ (如文献[42]). 尽管铁锰结壳本身也可以很好地反映轨道尺度的气候和洋流变化效应对结壳化学成分的影响(详见Han等人<sup>[43,44]</sup>对铁锰结核和铁锰结壳的微区成分分析), 但本文所获得的铁锰结壳表层样品Nd同位素代表了现今至过去一段时间内( $< 1 \text{ Ma}$ , 因为表层取样 $< 1 \text{ mm}$ )的平均值<sup>[31]</sup>, 这说明中北太平洋深水Nd同位素, 除了存在百万年尺度的长期变化外<sup>[3,40]</sup>, 在较短的时间尺度上(最近1 Ma以内)也是有

变化的. 由于结壳表层样包含目前的间冰期以及可能的若干次冰期-间冰期旋回的平均值<sup>[31]</sup>, 因此造成结壳表层样的 $\epsilon_{Nd}$  均值高于现代海水值的一种可能原因, 是冰期时中北太平洋深水的 $\epsilon_{Nd}$  值较现代更高. 当然 Nd 同位素也可能并不存在旋回变化, 所以这种不一致的确切原因还有待进一步研究, 迄今尚无该海域 $\epsilon_{Nd}$  值随时间在轨道尺度或千年尺度变化的数据发表, 因此亟需时间上高分辨率的 Nd 同位素演化研究.

#### 4 结论

本文报道了取自中北太平洋的结壳表层样 Nd 同位素, 结合对已发表的海水 Nd 同位素数据的分析,

获得了以下新的认识:

(1) 北太平洋中层水(NPIW)在日本岛附近形成并以平流形式将 Nd 传输到整个中北太平洋中层, 这是中北太平洋深水富放射成因 Nd 同位素的重要来源. 太平洋中心表层海水对深海的 Nd 同位素的直接影响较小.

(2) Nd 进入深海的机制在以往的研究特别是模拟研究中没有得到足够重视, 而边缘洋流的 Nd 输入对 Nd 在海洋中的循环可能具有重要意义.

(3) 中北太平洋深水铁锰结壳表层样比其周围现代海水更富放射成因 Nd, 说明该海域 Nd 同位素在较短的时间尺度上也是有变化的.

**致谢** 感谢濮巍高级工程师在实验中的协助.

#### 参考文献

- 1 Piegras D J, Wasserburg G J, Dasch E J. Isotopic composition of Nd in different ocean masses. *Earth Planet Sci Lett*, 1979, 45: 223–236
- 2 Frank M. Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input. *Rev Geophys*, 2002, 40, doi: 10.1029/2000RG000094
- 3 Ling H F, Burton K W, ONions R K, et al. Evolution of Nd and Pb isotopes in Central Pacific seawater from ferromanganese crusts. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 146: 1–12
- 4 O'Nions R, Carter S, Cohen R, et al. Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. *Nature*, 1978, 273: 435–438
- 5 Gutjahr M, Frank M, Stirling C H, et al. Tracing the Nd isotope evolution of North Atlantic deep and intermediate waters in the Western North Atlantic since the Last Glacial Maximum from Blake Ridge sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 266: 61–77
- 6 Piotrowski A M, Goldstein S L, Hemming S R, et al. Temporal relationships of carbon cycling and ocean circulation at glacial boundaries. *Science*, 2005, 307: 1933–1938
- 7 Robinson L F, van de Fliedert T. Southern Ocean evidence for reduced export of North Atlantic Deep Water during Heinrich event 1. *Geology*, 2009, 37: 195–198
- 8 Herguera J C, Herbert T, Kashgarian M, et al. Intermediate and deep water mass distribution in the Pacific during the Last Glacial Maximum inferred from oxygen and carbon stable isotopes. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1228–1245
- 9 Horikawa K, Asahara Y, Yamamoto K, et al. Intermediate water formation in the Bering Sea during glacial periods: Evidence from Neodymium isotope ratios. *Geology*, 2010, 38: 435–438
- 10 Bertram C J, Elderfield H. The geochemical balance of the Rare-Earth Elements and Neodymium isotopes in the oceans. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 1957–1986
- 11 German C R, Klinkhammer G P, Edmond J M, et al. Hydrothermal scavenging of Rare-Earth Elements in the ocean. *Nature*, 1990, 345: 516–518
- 12 Jones K M, Khatiwala S P, Goldstein S L, et al. Modeling the distribution of Nd isotopes in the oceans using an ocean general circulation model. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 272: 610–619
- 13 Jeandel C, Bishop J K, Zindler A. Exchange of Neodymium and its isotopes between seawater and small and large particles in the Sargasso Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 535–547
- 14 Oka A, Hasumi H, Obata H, et al. Study on vertical profiles of rare earth elements by using an ocean general circulation model. *Glob Biogeochem Cycle*, 2009, 23, doi: 10.1029/2008gb003353
- 15 Lacan F, Jeandel C. Tracing Papua New Guinea imprint on the central Equatorial Pacific Ocean using Neodymium isotopic compositions and Rare Earth Element patterns. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 186: 497–512
- 16 Lacan F, Jeandel C. Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent-ocean interface. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 232: 245–257

- 17 Lacan F, Jeandel C. Acquisition of the Neodymium isotopic composition of the North Atlantic Deep Water. *Geochem Geophys Geosyst*, 2005, 6, doi: 10.1029/2005gc000956
- 18 Miyao T, Ishikawa K. Formation, distribution and volume transport of the north pacific intermediate water studied by repeat hydrographic observations. *J Oceanogr*, 2003, 59: 905–919
- 19 Talley L D, Nagata Y, Fujimura M, et al. North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio Oyashio mixed water region. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25: 475–501
- 20 You Y Z. The pathway and circulation of North Pacific Intermediate Water. *Geophys Res Lett*, 2003, 30, doi: 10.1029/2003gl018561
- 21 Kawabe M, Fujio S, Yanagimoto D. Deep-water circulation at low latitudes in the western North Pacific. *Deep-Sea Res Part I*, 2003, 50: 631–656
- 22 Kawabe M, Fujio S, Yanagimoto D, et al. Water masses and currents of deep circulation southwest of the Shatsky Rise in the western North Pacific. *Deep-Sea Res Part I*, 2009, 56: 1675–1687
- 23 Kawabe M, Yanagimoto D, Kitagawa S, et al. Variations of the deep western boundary current in Wake Island Passage. *Deep-Sea Res Part I*, 2005, 52: 1121–1137
- 24 Kawabe M, Fujio S. Pacific ocean circulation based on observation. *J Oceanogr*, 2010, 66: 389–403
- 25 Suga T, Kato A, Hanawa K. North Pacific Tropical Water: Its climatology and temporal changes associated with the climate regime shift in the 1970s. *Prog Oceanogr*, 2000, 47: 223–256
- 26 Warner M J, Bullister J L, Wisegarver D P, et al. Basin-wide distributions of chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12 in the north Pacific: 1985–1989. *J Geophys Res-Oceans*, 1996, 101: 20525–20542
- 27 Van Scoy K, Druffnel E. Ventilation and transport of thermocline and intermediate waters in the northeast Pacific during recent El Ninos. *J Geophys Res*, 1993, 98, doi: 10.1029/93JC01797
- 28 Amakawa H, Sasaki K, Ebihara M. Nd isotopic composition in the central North Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 2009, 73: 4705–4719
- 29 Piepgras D J, Jacobsen S B. The isotopic composition of Neodymium in the North Pacific. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 1373–1381
- 30 Siddall M, Khatiwala S, van de Flierdt T, et al. Towards explaining the Nd paradox using reversible scavenging in an ocean general circulation model. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 448–461
- 31 Albarede F, Goldstein S L. World map of Nd isotopes in sea-floor ferromanganese deposits. *Geology*, 1992, 20: 761–763
- 32 Arsouze T, Dutay J C, Lacan F, et al. Reconstructing the Nd oceanic cycle using a coupled dynamical-biogeochemical model. *Biogeosciences*, 2009, 6: 2829–2846
- 33 Frogner P, Gislason S R, Oskarsson N. Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. *Geology*, 2001, 29: 487–490
- 34 Amakawa H, Nozaki Y, Alibo D S, et al. Neodymium isotopic variations in Northwest Pacific waters. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 715–727
- 35 Talley L D. Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 517–537
- 36 van de Flierdt T, Frank M, Lee D C, et al. New constraints on the sources and behavior of Neodymium and hafnium in seawater from Pacific Ocean ferromanganese crusts. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 3827–3843
- 37 Nozaki Y. Rare earth elements and their isotopes. *Encycloped Ocean Sci*, 2001, 4: 2354–2366
- 38 Weber E T, Owen R M, Dickens G R, et al. Quantitative resolution of eolian continental crustal material and volcanic detritus in North Pacific surface sediment. *Paleoceanography*, 1996, 11: 115–127
- 39 Jones C E, Halliday A N, Rea D K, et al. Neodymium isotopic variations in North Pacific modern silicate sediment and the insignificance of detrital REE contributions to seawater. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 127: 55–66
- 40 Ling H F, Jiang S Y, Frank M, et al. Differing controls over the Cenozoic Pb and Nd isotope evolution of deepwater in the central North Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 232: 345–361
- 41 Tachikawa K, Athias V, Jeandel C. Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications. *J Geophys Res-Oceans*, 2003, 108, doi: 10.1029/1999jc000285
- 42 Frank M, O’Nions R K, Hein J R, et al. 60 Myr records of major elements and Pb-Nd isotopes from hydrogenous ferromanganese crusts: Reconstruction of seawater paleochemistry. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1689–1708
- 43 Han X Q, Jin X L, Yang S F, et al. Rhythmic growth of Pacific ferromanganese nodules and their Milankovitch climatic origin. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 143–157
- 44 韩喜球, 邱中炎, 马维林, 等. 富钴结壳高分辨率定年: 地球轨道周期印记法与  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}/^{232}\text{Th}$  测年法对比研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 497–503