

探索南海深部的回顾与展望

汪品先 and 蓝知渥

Citation: 中国科学: 地球科学 **49**, 1590 (2019); doi: 10.1360/SSTe-2019-0167

View online: <http://engine.scichina.com/doi/10.1360/SSTe-2019-0167>

View Table of Contents: <http://engine.scichina.com/publisher/scp/journal/SSTe/49/10>

Published by the [《中国科学》杂志社](#)

Articles you may be interested in

[深部碳循环及同位素示踪: 回顾与展望](#)

SCIENTIA SINICA Terrae **42**, 1459 (2012);

[探索深部生物圈](#)

SCIENTIA SINICA Terrae **41**, 750 (2011);

[追踪边缘海的生命史: “南海深部计划”的科学目标](#)

Chinese Science Bulletin **57**, 1807 (2012);

[南海深海环流研究进展](#)

Chinese Science Bulletin **57**, 1827 (2012);

[地震预测: 回顾与展望](#)

Science in China Series D-Earth Sciences (in Chinese) **39**, 1633 (2009);



探索南海深部的回顾与展望

汪品先^{*}, 翦知湔

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

^{*} E-mail: pxwang@tongji.edu.cn

收稿日期: 2019-07-31; 收修改稿日期: 2019-08-24; 接受日期: 2019-08-28; 网络版发表日期: 2019-09-09

国家自然科学基金项目(批准号: 91128000)资助

摘要 中国深海科学探索, 起步晚、发展快, 仅二十多年的努力, 就使南海成为深海研究的国际前沿。深海科学钻探、长期观测系统和海底深潜, 被喻为探索深海的“三深”技术, 三者为南海深部探索提供了技术基础, 取得了突破性的科学进展。南海五次国际大洋钻探航次, 在三四千米的深海区取芯上万米, 其中6处钻进了岩浆岩基底, 揭示了南海成因的奥秘。通过南海深海沉积的研究, 发现了低纬区水、碳循环直接响应地球轨道变化的证据, 从而提出了低纬过程也能驱动全球气候变化的新认识, 质疑北极冰盖决定一切的传统观点。通过洋陆过渡带基底的探索, 发现作为西太平洋俯冲带产生的边缘海盆地, 南海有着岩浆活动始终活跃、岩石圈破裂迅速等一系列特色, 从而提出板缘张裂的新概念, 质疑大西洋模式作为海盆成因机制的普适性, 指出“南海不是小大西洋”。通过深水锚系长期观测和深潜技术的应用, 发现了南海深海环流的气旋式结构特征, 实现了深海沉积的等深流和浊流搬运的现场观测, 取得了微型生物碳泵和碳、氮耦合等生物地球化学方面的研究突破, 发现了南海的锰结核、古热液口和深海冷水珊瑚林。南海的深海探索历来具有国际规模与重要影响, 而近二十年来的研究进展主要是在中国科学家主持下取得, 其中国家自然科学基金委员会为期八年的“南海深部过程演变”研究计划(2011~2018), 在科学探索中起了核心作用。

关键词 深海, 边缘海, 大洋钻探, 气候变化, 海底观测

1 引言

深海探索, 中国算得上是个“后起之秀”: 起步虽晚发展快, 突出的科学进展就在南海。南海最大水深五千多米, 是中国岸外主要的深海盆。经过二十多年的努力, 南海已经成为新世纪深海研究的国际热点。

油气勘探, 是探索海底最大的经济动力。20世纪末期世界海洋经济重心下移, 油气开发跃居海洋经济的首位, 现在世界30%的石油产自各大海区, 南海就是

其中之一。但是, 南海石油开采中中国不占优势。截至2012年底, 南海石油钻井将近五千口, 其中中国打的不足1/3。

原因也是起步晚。最早开采南海石油的是远在西半球的欧洲人, 婆罗洲岛上的石油一百多年前已经发现; 而中国的海洋石油基本上是改革开放以后的事。莺歌海的海上油苗, 尽管1957年就被海南岛渔民发现, 而开始钻探却要再等20年(中国地质调查局, 2000), 至于南海北部深水油气勘探的突破, 更是半世纪以后的

中文引用格式: 汪品先, 翦知湔. 2019. 探索南海深部的回顾与展望. 中国科学: 地球科学, 49: 1590–1606, doi: 10.1360/SSTe-2019-0167

英文引用格式: Wang P, Jian Z. 2019. Exploring the deep South China Sea: Retrospects and prospects. Science China Earth Sciences, 62: 1473–1488, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9484-4>

事(朱伟林等, 2012).

地球物理调查是石油勘探的基础. 20世纪70年代, 美国基金委推行“国际大洋勘探十年”, 派船到包括南海在内的东亚海域进行地球物理调查, 为认识西太平洋边缘海深海地质奠定了基础, 而当时沉浸在“文革”浩劫中的中国学术界, 对此毫无所闻. 至于深海科学随着板块学说传到中国, 那已经是70年代末期, 在大洋钻探开始十年之后. 当时中国的学术界, 虽然还在关起门来搞“大地构造学派争鸣”, 却已经开始听到海外的声音, 深海钻探带来地学革命的消息不胫而走.

1985年大洋钻探新阶段开始, 经过许靖华等华裔科学家的介绍, 中国地学界成立了大洋钻探委员会, 向领导建议以年付50万美金的代价加入国际大洋钻探计划. 但是处在改革开放初期的中国, 这笔外汇无异于天文数字, 根本缺乏可行性. 中国参加大洋钻探还要再等十来年, 那就是90年代的晚期(丁仲礼, 2018).

2 深海记录与气候演变

地球科学的发展要求拓宽视野. 中国地学前辈早在60年前就提出了“上天, 入地, 下海”的口号(尹赞勋, 1959), 而大洋钻探既“下海”又“入地”, 最有力地响应了这号召. 半个世纪来, 大洋钻探在世界各深海大洋钻井四千多口, 取芯四十多万米, 从根本上改变了人类对地球的认识, 扭转了地球科学发展的轨迹, 成为引领地球科学的旗舰、深海探索的航母(刘志飞等, 2018). 经过学术界的呼吁和领导的批准, 中国于1998年正式加入国际大洋钻探计划. 二十年来南海深部探索的迅速发展, 很大程度上得力于大洋钻探.

世界上有二十多个国家参与大洋钻探, 各国的收获大不相同. 各国上船参加大洋钻探航次的人数, 取决于交付费用的多少. 当时中国作为参与成员国参加, 年付50万美金相当于承担其总预算的1/40, 每个航次可以派一位科学家上船. 但是派出个别科学家上船参加航次, 对于全国海洋界的影响相当有限; 只有在中国岸外实施大洋钻探, 才能产生影响学科发展的效果, 而到哪里进行钻探, 是根据各国科学家提交建议书, 由国际学术委员会投票择优选定的. 幸好在获准参加大洋钻探之前, 中国学术界已经开始递交航次建议书, 其中一份“东亚季风演变在南海的记录”的建议书, 在1997年大洋钻探学术委员会的全球评比中以第一名胜

出, 获得尽快实施的机会. 于是, 1999年2~4月, “决心号”大洋钻探船在南海进行ODP184航次, 实现了中国南海大洋钻探零的突破, 标志着中国抢在20世纪落幕之前, 进入了深海地质的大门.

ODP184是由中国科学家为主提议和主持实施的航次, 两个月从南沙到东沙, 在6个深水站位取上岩芯5500m(图1), 取得了3200多万年来深海沉积纪录, 建立起西太平洋区最佳深海地层剖面, 并首次探讨了两千多万年以来气候周期性的演变; 发现大洋碳循环的长周期, 揭示了气候周期演变中热带驱动的作用, 提出低纬和高纬、水循环和碳循环相互结合、短周期和长周期相互叠加控制气候演变的新认识(Wang等, 2000; 汪品先等, 2003). 尤其是东亚古季风研究, 从地球化学、矿物、微体古生物和孢粉分析等不同角度, 涌现出一批季风和暖池演变的高分辨率深海记录(如Jia等, 2003; Li等, 2004; Sun等, 2003; Jian等, 2006; Wan等, 2006, 2007; Tian等, 2004, 2006; Wei等, 2006).

大洋钻探的成功, 将中国推上了国际古海洋学研究的前沿, 标志之一是2007年在上海举行的国际第9届古海洋学大会, 这是以深海研究为基础的古海洋学全球大检阅, 第一次由发展中国家主持举办. 然而, 更为大量的古海洋学研究, 是用深海沉积柱状样分析晚第四纪的历史. 从1990~2018年间, 德国的“太阳号”和法国“Marion Dufresne”号调查船来南海执行15个航次, 取上200多个沉积柱状样(图1), 中国科学界承担了其中大部分的分析研究工作, 极大地丰富了南海古海洋学的认识(Wang等, 2014a).

回顾南海的古海洋学研究, 起步于微体古生物分析(Wang等, 1986). 三十多年前中国的实验室缺乏设备, 而只需要一台显微镜的微体化石分析, 就成了进军深海科学的切入点. 进入新世纪, 中国实验设备水平快速提升, 从高精度的同位素分析到岩芯的元素扫描, 已经是应有尽有. 经过多年的积累和国际合作, 中国的古海洋学逐渐显示出自己的特色, 集中表现在对于气候演变中低纬过程作用的新认识.

地球轨道几何形态的变化驱动冰期旋回, 是20世纪地球科学的重大发现, 也是地质历史研究定量化的突破. 其核心在于用65°N六月份的辐射量变化, 成功地解释了第四纪冰期旋回的周期性, 而冰盖变化又通过北大西洋深层水带动“大洋传送带”, 引领着全球的气候变化. 深海沉积中有孔虫化石的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$, 为

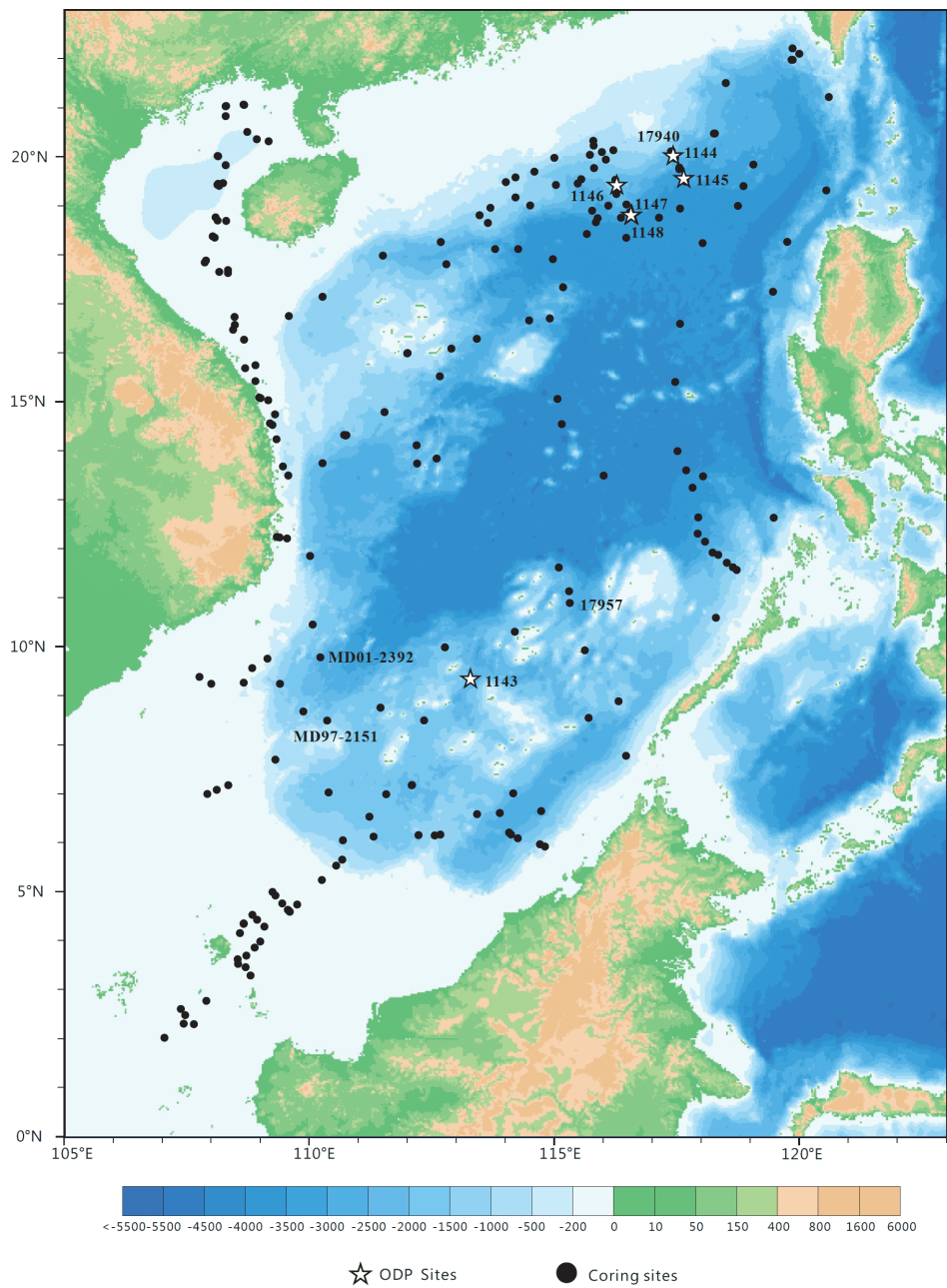


图 1 1990~2012年间的大洋钻探钻井(五角星)和德、法调查船沉积柱状样(黑点)的站位图
据Wang等(2014a)

冰期旋回10万年周期提供了最有力的证据(Imbrie等, 1993). 然而近二十年来发现季风区的洞穴石笋, 记录的气候变化主要是2万年的岁差周期, 并不是10万年的冰期旋回, 说明以季风为代表的水文循环, 直接受低纬太阳辐射驱动, 毋需等待冰盖的信息(Cheng等, 2016).

一项意外的发现, 是这类以2万年周期为主的曲线也在南海出现. 分析海洋沉积中浮游有孔虫和底栖有孔虫的壳体氧同位素, 可以分别获得表层和底层海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线. 两者的变化通常一致, 因此常被用作地层对比的依据. 但是在南海, 有趣地发现两者并不一致: 底层水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化和全球传统曲线一致(图2b), 而上层

水 $\delta^{18}\text{O}$ 却显示出强烈的2万年信号,反映东亚季风的岁差周期(图2a). 不仅南海,其他季风影响下的低纬海区,这类曲线也有出现,只是分布范围尚不清楚(Wang等, 2016).

这种2万年为主的气候周期,也在其他化学和微体古生物记录中出现,反映热带化学风化和生产力的周期性(如Dang等, 2015; Beaufort等, 2001). 因此,晚第四纪气候变化的轨道驱动有两类:以10万年为主周期的一类反映冰盖变化为代表的高纬过程,以2万年周期为主的一类反映全球季风变化为代表的低纬过程,地球表层系统的气候变化并不都是由冰盖决定(Wang等, 2017).

其实,地球历史上极地发育大冰盖的时期只是少数,在冰盖形成之前的“暖室期”也有气候变化,变化的驱动只能来自低纬,表现在轨道尺度上就是2万年的岁差和10万、40万年的偏心率周期. 最好的例子是白垩纪晚期,早在20多年前就发现从地中海到南大西洋,碳酸盐地层的岩性就普遍显示岁差和偏心率周期(Herbert, 1997). 同位素标志 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 分别对应水循环和碳循环,由于地球表层系统里水的循环比碳循环快得多,碳在大洋里的滞留时间长达13~14万年,超越单个冰期旋回的长度,因此 $\delta^{18}\text{O}$ 记录里岁差周期突出,而 $\delta^{13}\text{C}$ 记录最突出的是40万年的偏心率长周期,当它在南海发现时引起了广泛的注意(Wang等, 2003).

ODP184航次的一大发现,是近百万年来的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录里,有着50万年的长周期,而周期起点的碳同位素重值事件($\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$)之后,就接着发生冰期旋回模式转换的重大事件,100万年前 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-III}}$ 后是90万年前的“中更新世革命(MPR)”或“中更新世过渡(MPT)”,50万年前 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max-II}}$ 之后是40万年前的“中布容事件(MBE)”(图3). 全球资料的比较表明,南海发现的长周期是世界各大洋浮游和底栖有孔虫记录的共同现象,是全球规模的碳循环事件发生在冰盖周期的重大变化之前(Wang等, 2003, 2004).

进一步的分析,发现海洋碳循环的40万年偏心率长周期,贯穿着至少两亿年来的地质历史,属于海洋碳储库变化的基本节奏,被喻为地球表层系统的“心跳”(Palike等, 2006). 纵观近五百万年来南海和各大洋的 $\delta^{13}\text{C}$ 记录,不难看出上新世的40万年周期相当稳定,每次 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 对应偏心率最低值(图4的黄线). 而在最近

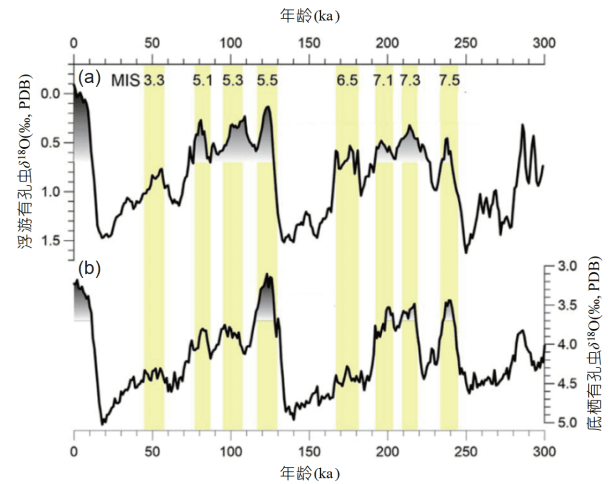


图2 最近30万年的两类海洋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线

(a) 南海表层水 $\delta^{18}\text{O}$ 集成曲线; (b) 大洋底层水 $\delta^{18}\text{O}$ LR04集成曲线, 据Wang等(2016)

的160万年期间, $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 的发生推迟到50万年,与偏心率最低值脱钩,但是每次都带来了冰盖的重大变化(图4, Wang等, 2010, 2014b).

那么是什么机制造成大洋碳储库变化的长周期,又是什么机制破坏、干扰了这种周期? 现在看来,是全球季风驱动的低纬区水循环,导致陆地向海洋输送营养元素的变化,影响海洋微生物泵和生物泵的相对权重,引起海洋颗粒有机碳和溶解有机碳的比例变化(POC/DOC),造成全大洋出现的 $\delta^{13}\text{C}$ 长周期,称为碳储库的“溶解有机碳假说”(Wang等, 2014b; Ma等, 2014). 但是随着极地冰盖的发育,距今160万年前南大洋深部的大洋碳储库最终形成,从此洋流改组就能够改变大洋的 $\delta^{13}\text{C}$,足以遏制碳储库的偏心率长周期. 而大洋碳储库的改变,反过来又会影响北极冰盖消长的规模,造成上述更新世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$ 和冰期旋回模式转换的关系. 类似的现象,在中新世也曾出现. 虽然当时只有南极一个冰盖,在冰盖急剧增长期间 $\delta^{13}\text{C}$ 的40万年长周期也被遏制(Tian等, 2014).

南海深海记录中,无论是水循环的2万年岁差还是碳储库的40万年长周期,都说明低纬过程具有全球影响. 19世纪和20世纪之交现代古气候学的产生,是从阿尔卑斯冰期旋回开始的,早期的研究又受方法的误导,错以为冰期旋回中热带海洋的水温保持稳定(CLI-MAP, 1976),因而总以为气候变化的源头在高纬区,低纬区的气候变化只是对高纬过程的响应.

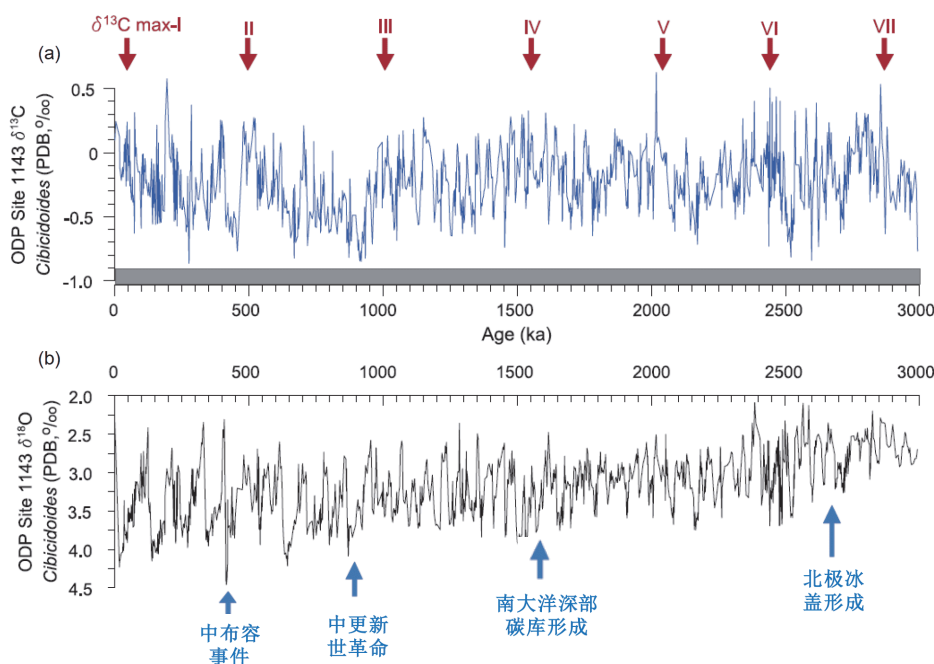


图3 南海ODP1143井同位素记录中的第四纪事件
(a) 底栖 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线; (b) 底栖 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线, Wang等(2014b)

低纬过程驱动全球性气候变化, 有着坚实的物理基础。地球上气候变化的能量主要来自太阳辐射, 而接受太阳辐射量的主要是低纬区。水的三项转换是气候系统运行的载体, 高、低纬区的气候系统各有不稳定区, 高纬过程靠的是水和冰的转换, 低纬过程靠的是水和汽的转换, 而水的气/液态转换的能量是固/液态转换的7倍(图5), 因此一般情况下低纬过程才是气候系统的主角。

再者, 地质历史上没有冰盖的暖室期占2/3以上, 两极发育冰盖只是最近的二三百万年, 因此低纬驱动才是气候演变的主流。有人形象地把气候变化比喻为“ CO_2 和水的双人舞, 而冰盖是位重要的客串演员”(Pierrehumbert, 2002)。当前的第四纪正是“客串演员”上场的一幕, 当我们在为客串演员喝彩的时候, 不应该忽略了双人舞的主角。

南海的深海研究提出了低纬驱动的命题, 只不过是长征路上迈出了第一步。不像高纬的冰盖, 低纬水文循环中的水汽不但肉眼看不见, 也难以进入地质记录, 至少现在还没有替代性标志, 更何况云物理在现代大气科学里也是待解之谜。但是, 难点的所在正是科学创新的突破口, 正在召唤着有志之士更大的投入。

3 岩石基底与海盆成因

深海的海底探索分大类: 一类是研究沉积层, 取芯比较容易, 可以提供古环境、古气候的信息; 另一类研究岩石基底, 技术难度要大得多, 不但岩石硬而且深度大, 钻探很不容易, 但是只有钻探基底才能得到海盆演化的地质证据。经过1999年大洋钻探洗礼的中国海洋地质界, 近年来向探索南海形成机理的地球动力学进军, 依靠的一项关键技术还是大洋钻探。

2014年2月, 大洋钻探进入了“国际大洋发现计划”的新阶段, 首航仪式就在香港举行, “决心号”从这里起航, 执行IODP 349航次(图5; 表1), 目的是在水深四千米上下的深海盆, 第一次取上原位的洋壳确定南海形成的年龄。原先根据海底磁异常调查, 在20世纪80年代初就得出南海洋壳形成于32~17Ma, 但这是东部次海盆的年龄, 对于西部次海盆年龄的估计却相差悬殊, 从27~16Ma(Briaies等, 1993)到42~35Ma(姚伯初等, 1994)不等。这次大洋钻探取得的洋壳玄武岩测年结果, 发现虽然东、西两个次海盆扩张结束的时间相似(15~16Ma), 扩张开始却是东部在先: 东部次盆形成于渐新世初(34Ma), 西部次海盆在中新世初(23Ma)(Li等,

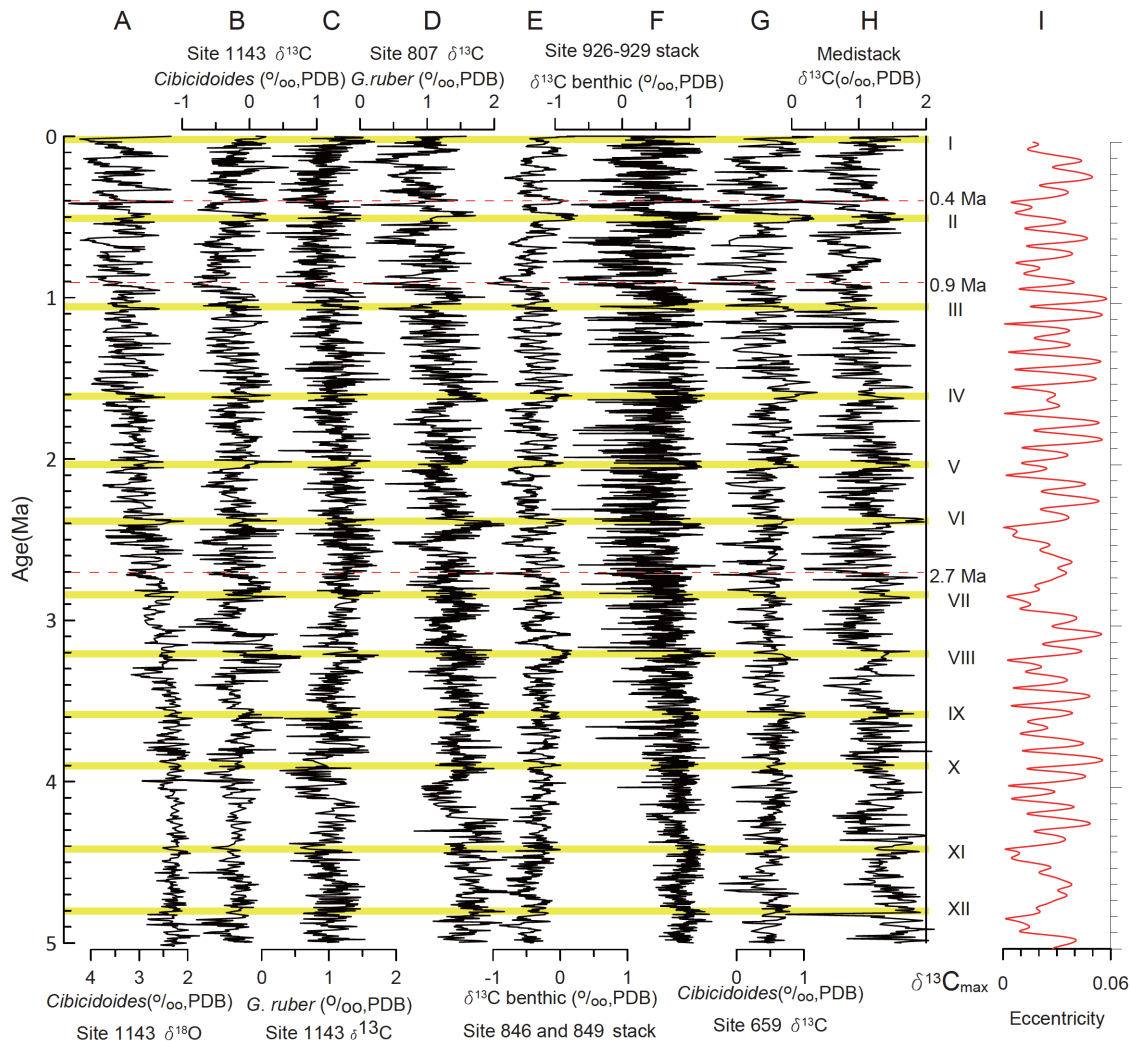


图 4 近五百万年来南海碳同位素记录及其全球对比

(a)~(c) 南海ODP 1143井: 底栖有孔虫的 $\delta^{18}\text{O}$ (a)、 $\delta^{13}\text{C}$ (b)和浮游有孔虫的 $\delta^{13}\text{C}$ (c); (d)~(e) 太平洋: (d) ODP807井浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$; (e) ODP846-849井合成浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$; (f)~(g) 大西洋: (f) ODP926-929井合成底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$; (g) ODP659井底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$; (h) 地中海合成浮游有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$; I. 偏心率. 黄线表示碳同位素重值事件 $\delta^{13}\text{C}_{\text{max}}$; 红色虚线表示冰盖发育重大事件(Wang等, 2014b)

2014, 2015).

然而更大的挑战还在前头. 揭示南海的成因, 不但要获得海盆打开的年龄和速率, 更需要知道打开的机制: 为什么原先的大陆, 会裂开变成深海盆? 这就要到今天大陆地壳和大洋地壳的连接带去钻探, 取得当年大陆岩石圈张裂的证据. 于是在2017年南海连续4个月执行了两个大洋钻探航次: IODP 367和368(图6; 表1). 其中最难打的是U1503井: 在水深将近3900m的深海底钻进1700m, 取回百余米玄武岩. 这口井从2014年以来的两个航次都曾经打过, 都因为技术事故半途而

废. 2018年又组织了IODP 368X三个星期的航次, 终于成功, 成为南海大洋钻探最深的井, 钻具总长逾5600m, 在大洋钻探半世纪的历史上排第五位(Childress等, 2019).

从1999年的184航次开始, 南海20年来实现了五个航次, 总共钻探17个站位, 其中11处水深超过3000米, 取回岩芯近万米, 有6处钻进了岩浆岩基底. 可贵的是这些航次, 都是在中国科学家的建议和主持下实施的, 通过钻探取得了南海形成演化历史的新认识, 使南海成为研究程度最好的边缘海盆地.

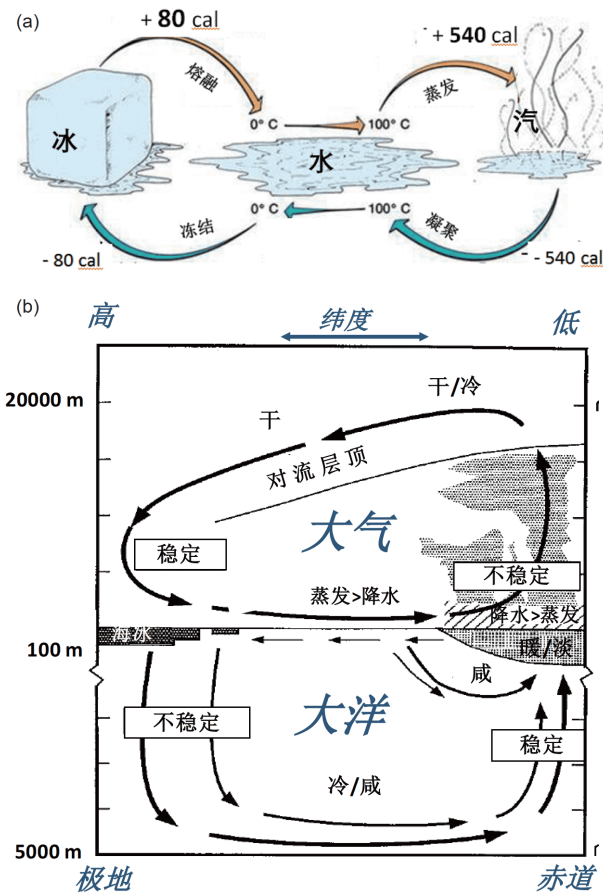


图5 低纬过程在气候系统中的作用

(a) 水的三相转换: 低纬水汽和液态水转换的能量是高纬冰和液态水转换的7倍; (b) 高、低纬区气候系统不同的不稳定区(据Webster, 1994改)

更为有趣的是大洋钻探的结果。IODP 367/368航次的主题就是“钻探南海裂谷边缘, 检验大陆破裂时岩石圈变薄的假说”(Sun等, 2016)。具体说, 就是在南海检验海盆张裂大西洋模式的普适性。大陆张裂变海盆, 是地球科学顶级的大题目, 而大西洋被动大陆边缘就

是研究的基地。大洋钻探50年来, 用了22个航次进行探索, 成功地分辨出富岩浆和贫岩浆(或称火山型和非火山型)两大类大陆边缘, 西欧岸外的伊比利亚和北美的纽芬兰共轭边缘, 就是贫岩浆型被动大陆边缘破裂的典型, 不靠岩浆活动就能使大陆破裂, 关键的机制在于大陆岩石圈拉薄和地幔橄榄岩的蛇纹岩化(Huis-mans和Beaumont, 2011)。这种被动边缘的模型广泛用于世界各地, 然而经过大洋钻探证实的其实只有大西洋一例, 因此南海被选作验证的对象。

尽管位于太平洋活动边缘, 南海海底磁异常显示有共轭边缘(Taylor和Karner, 1983), 地震剖面中又缺乏火山型的特点, 因此20世纪90年代以来普遍被视为“非火山型大陆边缘”的又一实例。由于其时空尺度都要比大西洋小一个量级, 应当是检验大西洋模式的理想选择, 而检验的焦点在于蛇纹岩化的地幔岩。但是出乎意料, 大洋钻探的结果并不支持原先的假说, 南海北部洋陆过渡带的基底并没有发现蛇纹岩化的地幔, 钻到的是洋中脊型的玄武岩(图7; Sun等, 2018; Larsen等, 2018)。

既然检验没有通过, 南海的形成机制就需要另做考虑, 不能继续套用大西洋模式。从多年来地球物理调查、石油地质勘探和大洋钻探的结果看, 南海深海盆的形成过程, 具有一系列不同于大西洋贫岩浆型大陆破裂的特征。

(1) 岩浆作用自始至终高度活跃, 大洋钻探揭示出玄武岩基底之上还有多层火山和火山碎屑岩, 中新世晚期形成大量海山链, 最近又在海山上发现有晚更新世的热液矿, 在地震剖面中还可以看出有大量的岩浆底侵作用, 可见南海的岩浆活动规模远远超出以前的想像(Sun等, 2019)。

(2) 南海在大陆岩石圈破裂之初就有大量洋中脊型的玄武岩溢出, 说明破裂过程十分迅速, 完全不像

表1 南海大洋钻探站位统计

航次	年月	水深(m)	井号	岩芯总长(m)	科学主题
ODP 184	1999-02~04	2037~3294	1143-1148	5463	东亚季风
IODP 349	2014-02~04	3253~4379	U1431-U1435	1603	海底扩张
IODP 367	2017-02~04	3760~3802	U1499-U1500	940	
IODP 368	2017-04~06	2843~3868	U1501-U1505	1601	裂谷-破裂
IODP 368X	2018-11~12	3868	U1503	176	
合计			17个井位	9783	

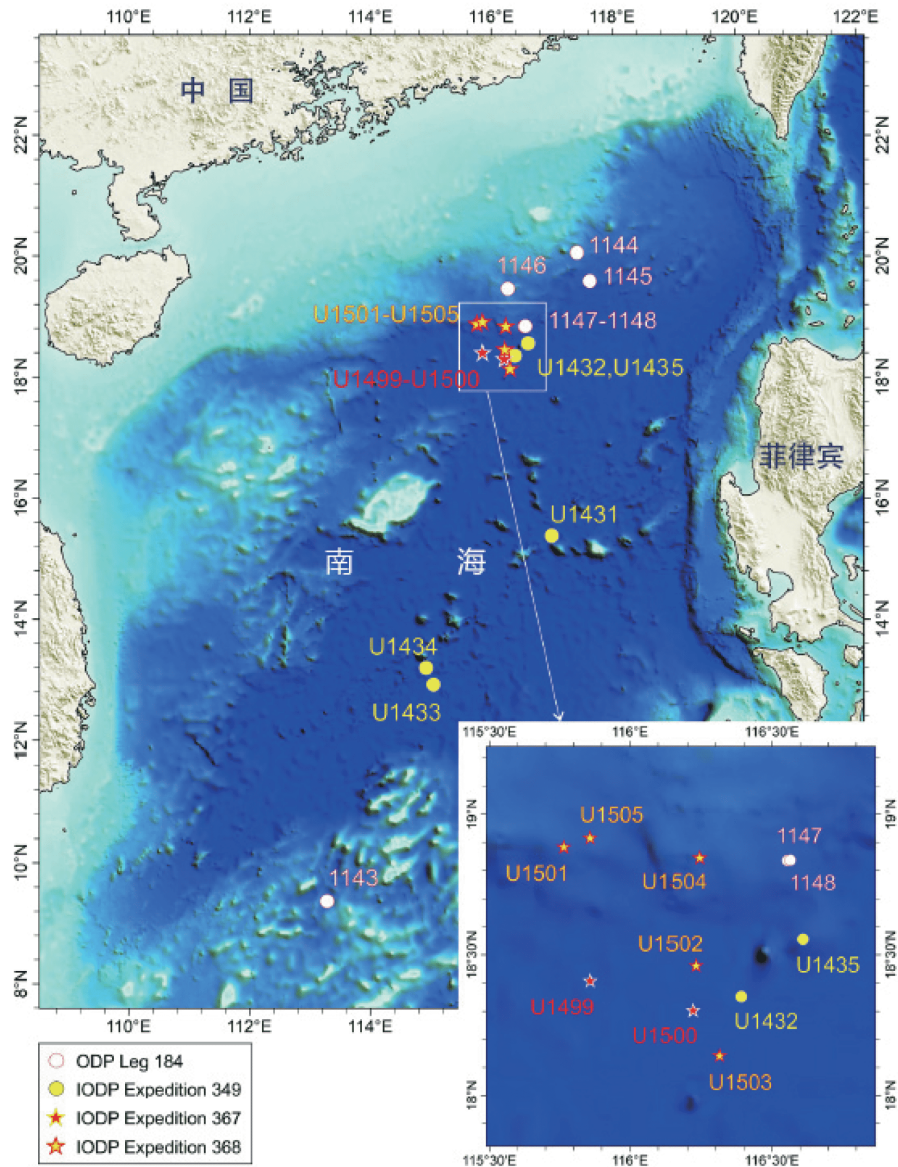


图 6 南海大洋钻探站位图(见表1)

据中国大洋发现计划办公室(2018)

大西洋伊比利亚边缘那样需要蛇纹岩化的长期削蚀过程(Larsen等, 2018).

(3) 岩浆作用始终活跃、大陆岩石圈容易破裂, 都反映出南海所在的西太平洋俯冲带的特色, 地球物理的模型试验表明: 板片俯冲就可以造成类似的岩浆上涌(Lin等, 2019).

以上特征明确地将南海与伊比利亚型区别开来, 一句话: “南海不是小大西洋”(Wang等, 2019). 与此相

应, 南海的成因需要重新探讨. 流行多年的南海成因假说分两类: 构造逃逸说认为印度支那半岛沿红河断裂的逃逸, 导致南海张裂(Tapponnier等, 1982), 可见动力在西边(图8a); 板块俯冲说认为是南沙与婆罗洲之间的古南海, 靠着向婆罗洲-巴拉望的俯冲, 拉开了南海盆地(图8b; Hall, 1996). 但是, 大洋钻探和区域地质新资料, 却表明南海最大的可能是沿着原有的走滑断层, 南海从东边打开后扩张脊向西推进, 以致最晚形成的

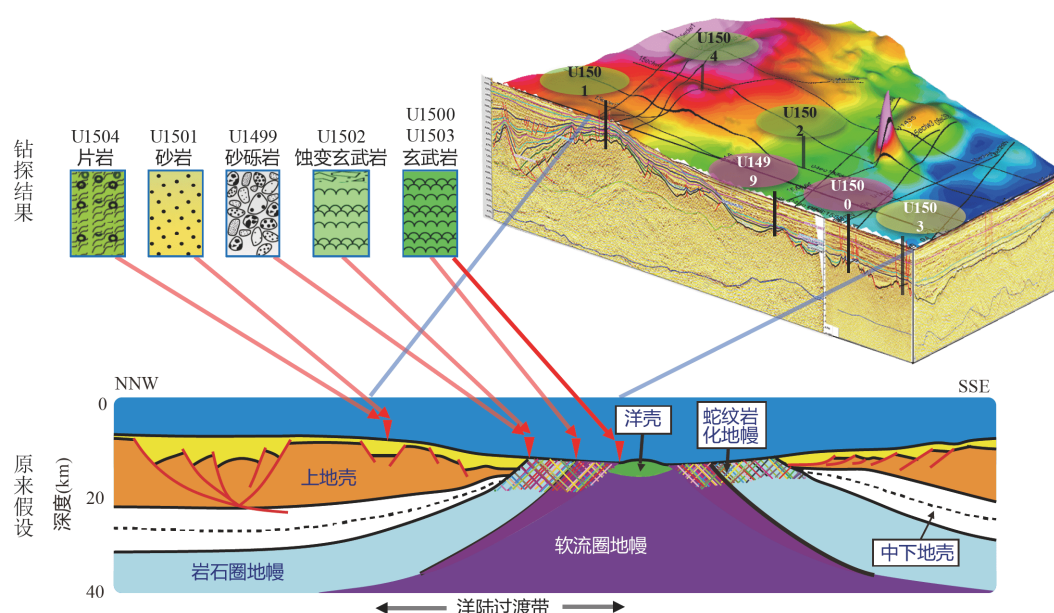


图7 南海大洋钻探IODP367/368航次钻探结果否定了原有假设: 洋陆过渡带并非蛇纹岩化地幔

下方为按照大西洋模式的剖面解释示意图, 左上方为钻探揭示的基底岩性(翦知湔, 2018)

西南次海盆成尖角状(图8c; Huang等, 2019), 与地球物理的推断一致(李家彪等, 2012), 而东边最早形成的洋壳已经沿马尼拉海沟俯冲消隐(Zhao等, 2019). 南海北部的大洋钻探, 还发现了始新世深海相地层的存在, 说明现在的南海打开之前就曾经有深海发育(Jian等, 2019). 尽管目前的证据尚嫌零星, 但很可能中生代晚期到新生代初期, 在现在南海北部的地方是否有过大型的古中国海, 向东连接现在东海的残留海盆, 向西与当时的特底斯洋连通.

大洋钻探上述发现远远超越南海的范围. 南海所在的西太平洋区是地球上最大的俯冲带, 经过两亿多年来俯冲积累, 西太平洋大陆边缘已经成为当今地球上板片俯冲的“坟场”(Komiya和Maruyama, 2007), 俯冲板片携带的水分使得这里的地幔含水量高、岩浆活动活跃, 由此产生的小板块带来了众多的边缘海, 现在全世界75%的边缘海盆地聚集在西太平洋(Tamaki和Honza, 1991). 但是大量板块的俯冲隐没, 构造变动的证据埋入地幔, 给西太平洋的地质研究制造了巨大的障碍. 近年来深部地震、层析成像的技术进步(如Wu等, 2016)带来了希望, 同时又将地质研究聚焦到残留在地面的岛屿和海底岩层, 只有靠两者的结合才有可能为板块学说攻下海洋里最后的堡垒. 为此, 南海地球动力学的正确认识就变得格外重要.

既然“南海不是小大西洋”, 那她又是什么? 作为海盆, 两者是有差别的, 虽然看起来都是大陆岩石圈破裂的产物, 无非大小有异, 其实裂开的岩石圈本身大不相同: 大西洋产生于Pangea超级大陆的内部, 需要破裂的岩石圈早已经造山运动加固; 南海产生在超级大陆的边缘, 经过大洋板块两亿多年的俯冲岩石圈早已变化, 破裂的难度大为减低. 更有甚者, 两者属于地球岩石圈演化的不同阶段的产物: 大西洋和印度洋等一样, 产生于中生代晚期, 属于威尔逊旋回中超级大陆的瓦解阶段(Murphy和Nance, 2008); 南海和其他西太平洋边缘海一样, 主要产生于新生代中期(图9), 属于威尔逊旋回的板块碰撞期. 前者是在岩石圈离散(divergence)背景下的产物, 属于“板内破裂(inner-plate rifting)”; 后者岩石圈汇聚(convergence)背景下发生的张裂, 属于“板缘破裂(plate-edge rifting)”(Wang等, 2019). 如果统计地质历史上全球裂谷的总长度, 可以看到白垩纪和新生代中期各有一个裂谷作用的高峰期(图9右上方; Brune等, 2017), 正是上述两类海盆的主要形成期.

板块边缘的活动大陆边缘发生岩石圈破裂, 产生具有洋壳的边缘海, 本身是个富有挑战性的学术命题. 将近半世纪前, 学术界就为边缘海的“小洋盆”(Menard, 1967)找到了弧后裂谷的张裂机制(Karig, 1971), 但是板缘张裂的机制至今仍是待解之谜. 现在看来, 当

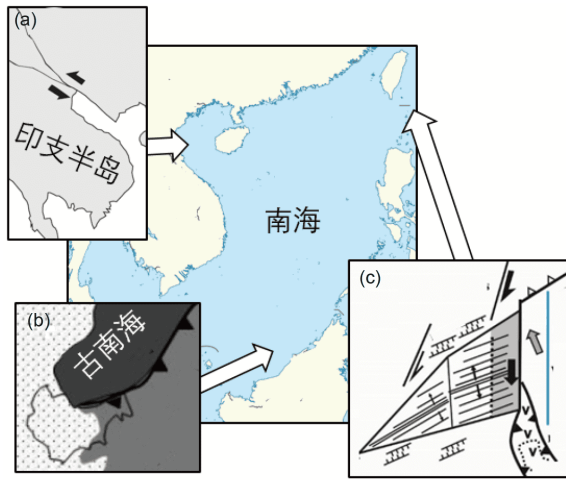


图 8 南海成因的不同假设

(a) 构造逃逸说(Tapponnier等, 1982); (b) 板块俯冲说(Hall, 1996); (c) 走滑断层说(Huang等, 2019)

年二维空间的弧后扩张假设过于简单. 西太平洋边缘海的洋壳年龄从亚澳大陆向太平洋变新(图9), 本身就表明其成因与太平洋板块的后退相关, 构成一个相互间有成因联系的海盆系统. 但是, 板缘张裂的具体机制可以十分多样, 形成的边缘海也有许多种类, 因为受时空尺度的限制, 起初张裂的踪迹很容易消失, 进

行地质再造十分困难. 就南海而言, 最初形成的南海深海盆地很可能比现在大一倍, 但是其东部已经俯冲隐没(Zhao等, 2019). 若论南海的成因, 前述各种机制都可以有贡献(图8), 但是在西太平洋边缘海系列中, 很可能和日本海一样由东边的走滑断层起着主导作用(Huang等, 2019).

大洋钻探的结果, 揭示出在南海作为边缘海盆地, 在地质演变上具有自身的特色, 不能简单套用大西洋模式, 需要对“板内张裂”和“板缘张裂”两大类加以区分(表2). “板缘张裂”作为一个新概念, 从机制到分类都有待今后的工作加以研究, 只有一点是明确的: 就是要避免盲目套用流行模式, 尤其要避免在地球物理剖面的解释中盲目套用大西洋模式. 相反, 如果能以南海作为突破点, 进而揭示西太平洋边缘海的成因机制, 就有希望能为板块学说发展做出贡献.

南海深海探索近二十年的高速进展, 大洋钻探起了重大作用, 但是深海探索的范围要宽得多. 对于海底下深处大面积的探索, 更多的要靠地球物理手段的间接探测. 比如, 2012年和2014年对南海深海盆进行深拖磁异常测量, 从磁异常的角度精确标定了南海扩张的时间和过程(Li等, 2014); 多次在南海深海盆布放海底地震仪(OBS)阵列, 进行主动和被动源的探测实

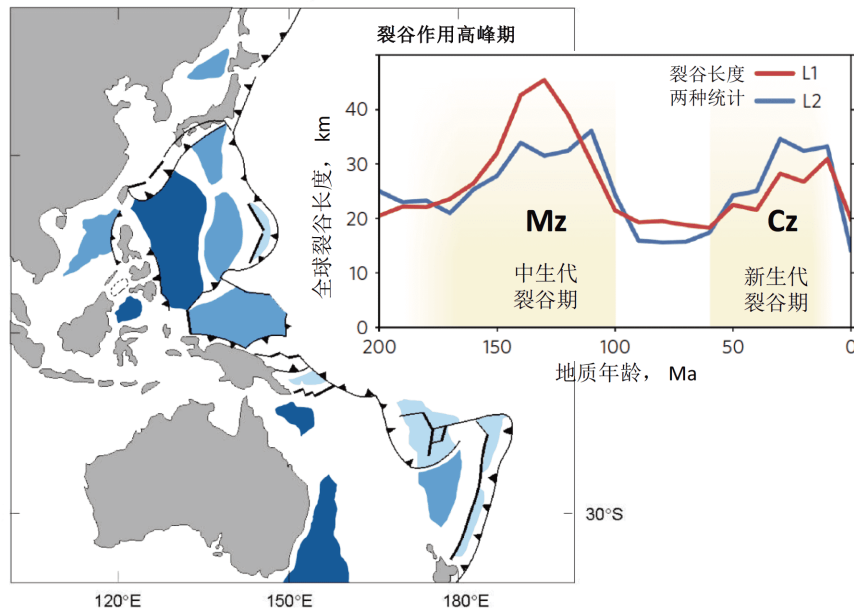


图 9 西太平洋边缘海系统: 海盆洋壳形成年龄

右上角示裂谷作用的中、新生代两大高峰期, 根据全球裂谷总长度的两种统计做出(Brune等, 2017), 西太平洋边缘海形成于新生代裂谷高峰期. 据Wang等(2019)

表 2 板内张裂和板缘张裂的比较

类型	板内张裂	板缘张裂
产物	大洋盆	边缘海
实例	大西洋	南海
威尔逊旋回的阶段	超级大陆瓦解时期	超级大陆瓦解之后
涉及地幔对流	全地幔	上地幔
海盆寿命	10 ⁸ 年	10 ⁶ ~10 ⁷ 年
海盆面积	10 ⁷ km ²	10 ⁵ ~10 ⁶ km ²

验, 首次获得了深部地壳和地幔结构的全新认识(如 Ruan等, 2016; Xia等, 2016; Zhao等, 2018).

相比之下, 产业部门在南海深部探测中投入的巨大工作量和学术贡献, 远不能以公开出版物来衡量. 即便如此, 中国石油和地矿等部门, 几十年来对于南海的基础研究做出了不可估量的学术贡献. 比如石油部门早在1981年就开始出版南海地层古生物方面的著作, 主要展示了陆架沉积盆地的研究成果. 地矿部1987年就为南海出版了“1:200万比例尺的地质地球物理图集”, 近来又在新资料基础上出版了“南海地质地球物理图系”(广州海洋地质调查局, 2015), 其中包含了进入新世纪以来南海深部探索的进展.

4 海底观测与深部过程

进一步说, 深海探索并不限于海底, 手段也不只是钻探和物探. 人类历来从海洋外面的海岸或者海面研究海洋, 从20世纪60年代起人类开始进入海洋内部, 从海洋里面研究海洋. 利用载人或者非载人的各种深潜器探索深海, 设置深水锚系、甚至于在海底将传感器联网进行长期观测, 出现了深潜探索、深网观测和深海钻探相结合, 以“三深”技术探索深海的新局面. 从战略层面看, 国际大洋钻探获得了50年的成功, 仅靠钻探单一手段解决科学问题的时代正在消逝, 而“三深”结合的探索, 正在成为未来大洋钻探的新形式. 比如说, 多年来在钻井中设置“海底井塞”, 对海底下液体流动和地壳运动进行长期实时监测, 甚至进行微生物培养实验, 就是大洋钻探成功的一例(上海海洋科技研究中心[筹]等, 2011). 欧洲几年前提出“深海与海底科学前沿”(deep sea and sub-surface frontiers, DS³F)计划(Kopf等, 2012), 就是“三深”结合新思路的体现.

虽然南海的海底观测网还在建设之中, 深海锚系

观测却已经取得了巨大进展. 就深层海流而言, 十年前并不清楚南海深处的流速流向, 甚至不知道深层西边界流是否存在, 而现在已经获得了西边界流的低频变异规律, 揭示出南海深海环流的气旋式结构特征, 知道了吕宋海峡“深水瀑布”和南海复杂地形造成的深层强混合, 是影响南海深海环流两个主要因素(如Shu等, 2016; Zhao等, 2016). 进展的基础是长期观测, 2009年以来, 仅中国海洋大学在南海布放系列潜标的总数就达350套次, 构建了国际上规模最大的区域潜标观测系统, 实现了南海深层环流等多尺度过程长期连续观测(图10).

另一项精彩的成果是深海沉积学的现场观测. 2011年以来, 连续八年在南海东北投放锚系和三脚架, 进行深海沉积动力过程的综合观测, 确认该区1600~2400m深度范围有等深流主导着南海深海陆坡沉积搬运过程(Zhao等, 2015); 发现海洋表层生成的中尺度涡能够穿透数千米水层, 并远距离搬运深海沉积物(Zhang等, 2015); 还在台湾岸外的高屏海底峡谷, 三年半里直接观测到强台风降雨引发的15次深海浊流事件(图11; Zhang等, 2018).

在生物地球化学方面, 20余年来南海在十余个站位布放沉积捕获器和化学观测的锚系, 探索生物泵和生物地球化学通量, 其中北部的SEATS站(South East Asian Time-series Study; 位于18°N, 116°E), 由中国台湾科学家于1999年发起, 并在海峡两岸科学家的共同努力下, 成果卓著, 已有20年的连续观测数据. 通过大量的现场观测, 厘清了南海CO₂源汇清单及海-气界面CO₂通量的季节变化特征(Zhai等, 2013), 并基于对南海碳循环的系统研究, 提出了一种物理-生物地球化学、无机碳-营养盐耦合分析和定量解析新方法, 建立了大洋主控型边缘海(Ocean-dominated Margin, OceMar)和河流控制型陆架海(River-dominated Ocean Margin, RiOMar)碳循环概念框架(Dai等, 2013), 通过营养盐通量的准确量化提出寡营养海区真光层“双层结构”新假说(Du等, 2017). 最近10年来, 南海的氮循环及其与碳的耦合方面也取得了可喜的进展, 开发一系列高灵敏度的同位素示踪法和高分辨率物理与化学参数观测方法, 提出真光层氮氮循环的新调控机理(Wan等, 2018). 同时, 南海在微型生物碳泵的研究中取得了国际层面的研究突破, 无论在微型生物碳泵和生物泵的相互关系, 或者微生物群落的生

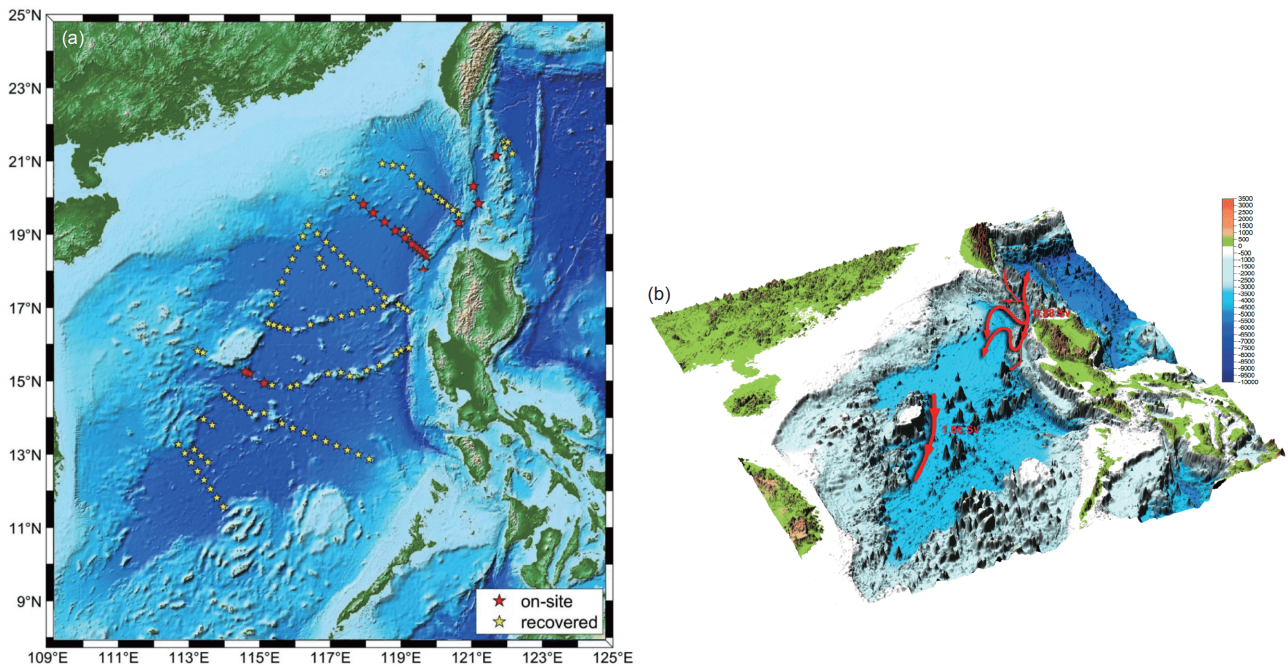


图 10 南海深海海流观测

(a) 潜标观测位置; (b) 吕宋海峡“深水瀑布”的路径及流量(据Tian和Qu, 2015; Zhou等, 2017)

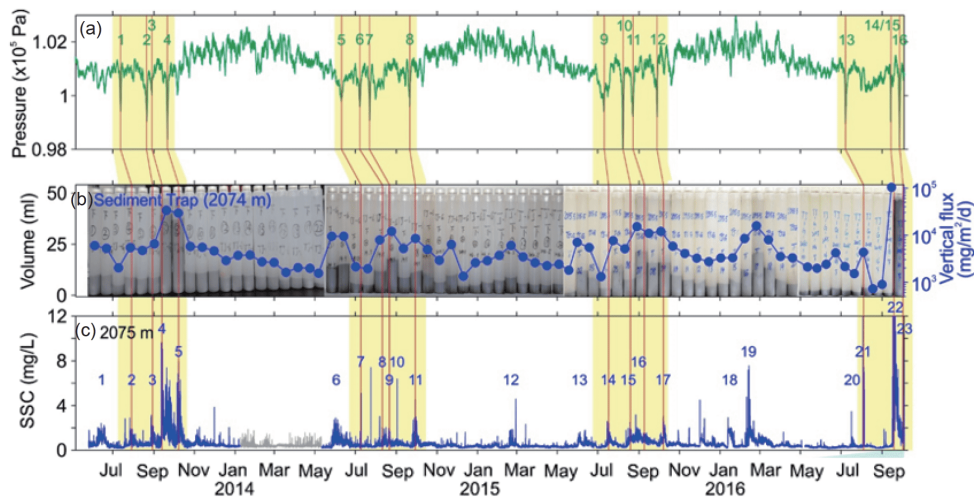


图 11 高屏海底峡谷深水水流活动的锚系长期原位观测

2013年5月到2015年10月, 水深2104m. (a) 气压, 低气压1~16示台风事件; (b) 沉积捕获器距海底30m取得的瓶装沉积样; (c) 距底30m处的悬移沉积浓度(SSC), 共记录23次浊流事件, 其中15次由途经台湾的16次台风强降雨引起(Zhang等, 2018)

物地球化学作用等方面, 都有重大进展(如Jiao等, 2011, 2018), 前述大洋碳储库长周期变化的“溶解有机碳假说”, 就是建筑在微型生物碳泵的基础之上. 深钻、深网之外, 深海探索“三深”的另一种技术就是深

潜. 近年来中国深海技术的突出进展, 就是国产载人深潜器的建成, “蛟龙号”和“深海勇士号”先后投产, 而且都选择南海进行首个科学航次. 2013年6月“蛟龙号”, 2018年5月4500m“深海勇士号”, 2018年4~5月加

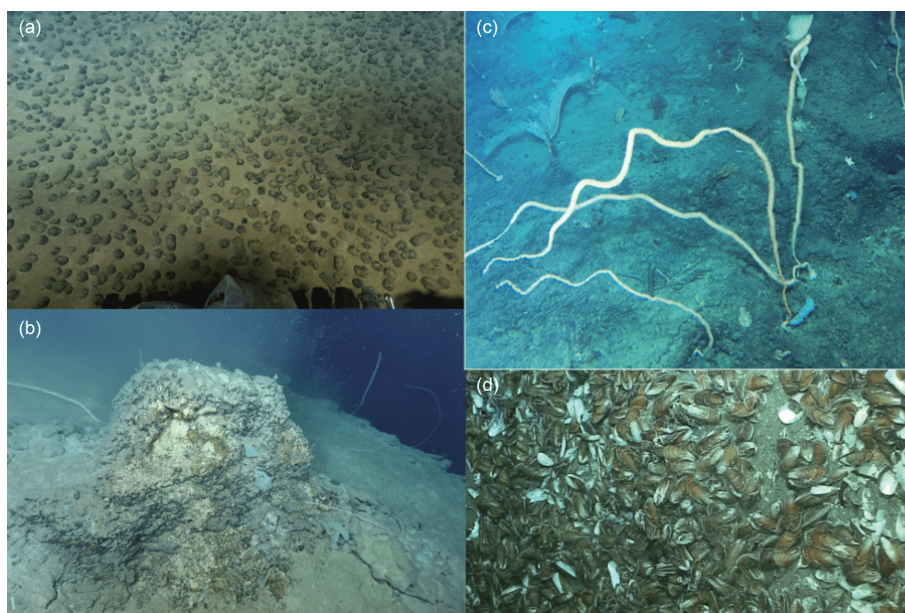


图 12 南海北部深潜航次的发现

(a) 海山上的铁锰结核富集区; (b) 残余洋脊附的古热液矿(周怀阳提供); (c) 西沙深海的“冷水珊瑚林”; (d) 冷泉口的贻贝群

拿大ROPOS遥控深潜器, 分别对南海北部的冷泉、海山和西沙珊瑚礁附近深海区进行探测, 在海山上发现有铁锰结核大片富集区和铁锰结核(图12a), 残余扩张洋脊附近的古热液金属硫化物矿(图12b), 西沙深水区和海山上的“冷水珊瑚林”(图12c), 大大地丰富了对南海海底深部过程的了解。

深海观测的结果, 表明南海是一个多源汇聚的半封闭深海盆地。不但有东亚大陆大河注入的径流水, 和跨越巴士海峡2600m海槛进入的太平洋中深层水, 在这里发生海陆相互作用, 还有从海底冒出来的冷泉和热液, 在海底深处进行着地球内部和表层的物质能量交换。固然南海至今尚未发现现在的热液活动, 但是从古热液矿的初步分析看, 很可能南海北部在第四纪晚期还有热液活动发生。可见南海是一个海洋和陆地、表层与深部相互作用集中的海盆, 是研究地球系统科学的理想选择。

5 展望前景

鉴于南海在经济、政治上的重要性, 和深部过程在海洋系统中的关键作用, 国家自然科学基金委员会在2011年启动了为期八年的“南海深部过程演变”研究

计划(简称“南海深部计划”), 于2018年底圆满结束。这是中国海洋科学第一个大规模的基础研究项目, 以“构建边缘海的生命史”为主题, 从现代过程和地质记录入手, 解剖一个边缘海的发育史, 从深海盆演化、深海沉积、生物地球化学过程三方面开展研究, 分别相当于解剖一只麻雀的骨、肉和血(汪品先, 2012)。八年来, 大计划设立重点项目51项, 培育项目9项; 全国32个单位攻700多人次参加研究。大计划的执行期, 正是中国明确建设海洋强国的国策, 加强深海科技建设的时机, 通过各部门、各学科科学家的通力合作, 取得了超越预期的重大成绩。上面所述深海探索中各方面的进展, 正是围绕着大计划的科学设计进行, 对南海深部过程取得了全方位的新认识, 其中尤其气候变化的低纬驱动、板缘张裂的地球动力学和边缘海海陆相互作用等三方面的研究, 具有突破性质。通过进一步的凝练集成, 有望成为南海深部研究的里程碑。

南海深部研究的进展, 不但使南海成为中国深海研究的基地, 而且正在成为世界深海研究程度最高的边缘海。与南海规模可以相比的边缘海中, 以日本海和墨西哥湾的深部过程研究最好。但是日本海过于封闭, 与大洋深水不能交换, 加以底层水的腐蚀性, 缺乏可供深入研究的海底沉积。墨西哥湾的沉积层太厚, 上

万米的沉积盖层几乎排除了基底取样的可能, 因此其成因至今仍属未解之谜. 日本海和墨西哥湾都经过多个航次的大洋钻探, 但是主要的航次在大洋钻探的早期执行, 技术水平不能和南海的航次相比, 因此可以说, 南海已经成为世界上大洋钻探研究程度最高的边缘海.

同时也必须意识到, 南海深部计划的八年研究, 还只能说是在认识边缘海生命史征途上跨出的一大步, 还有许多问题未能解决, 而随着研究的深入许多新的问题已经出现. 特别是八年的工作集中在南海北部, 南部的研究尚待开展. 可以预期, 中国必将组织更强的队伍、以更大的投入推进南海深部的研究, 而且将与“一带一路”计划衔接, 加强国际合作, 争取使南海深部成为国际海洋科学的天然实验室, 使南海研究计划成为多学科、多系统科学合作的榜样.

参考文献

- 丁仲礼. 2018. 中国大洋钻探二十年. 科学通报, 63: 3866–3867
- 广州海洋地质调查局. 2015. 南海地质地球物理图系(1:200万). 天津: 中国航海图书出版社
- 翦知湔. 2018. 进军深海科学前沿——中国参与大洋钻探的进展. 科学通报, 63: 3877–3882
- 李家彪, 丁巍伟, 吴自银, 张洁, 董崇志. 2012. 南海西南海盆的渐进式扩张. 科学通报, 57: 1896–1905
- 刘志飞, 马鹏飞, 吴家望. 2018. 大洋钻探的发展历史. 中国大洋钻探发现计划办公室、海洋地质国家重点实验室编著. 大洋钻探五十年. 上海: 同济大学出版社. 2–49
- 上海海洋科技研究中心(筹), 海洋地质国家重点实验室(同济大学). 2011. 海底观测——科学与技术的结合. 上海: 同济大学出版社. 272
- 汪品先. 2012. 追踪边缘海的生命史——“南海深部计划”的科学目标. 科学通报, 57: 1807–1826
- 汪品先, 赵泉鸿, 翦知湔, 成鑫荣, 黄维, 田军, 王吉良, 李前裕, 李保华, 苏新. 2003. 南海三千万年的深海记录. 科学通报, 48: 2206–2215
- 姚伯初, 曾维军, 陈艺中, 张锡林, Hayes D E, Diebold J, Buhl P, Spangler S. 1994. 南海北部陆缘东部的地壳结构. 地球物理学报, 37: 27–35
- 尹赞勋. 1959. 下海, 入地, 上天. 科学家谈21世纪. 上海: 少年儿童出版社. 21–26
- 中国大洋发现计划办公室, 海洋地质国家重点实验室. 2018. 大洋钻探五十年. 上海: 同济大学出版社. 396
- 中国地质调查局. 2000. 新中国海洋地质工作大事记(1949–1999). 北京: 海洋出版社. 259
- 朱伟林, 钟锺, 李友川, 徐强, 房殿勇. 2012. 南海北部深水区油气成藏与勘探. 科学通报, 57: 1833–1841
- Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Mix A C, Pisias N G. 2001. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the late Pleistocene. *Science*, 293: 2440–2444
- Briaes A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia. *J Geophys Res*, 98: 6299–6328
- Brune S, Williams S E, Müller R D. 2017. Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time. *Nat Geosci*, 10: 941–946
- Cheng H, Edwards R L, Sinha A, Spötl C, Yi L, Chen S, Kelly M, Kathayat G, Wang X F, Li X L, Kong X G, Wang Y J, Ning Y F, Zhang H W. 2016. The Asian monsoon over the past 640000 years and ice age terminations. *Nature*, 534: 640–646
- Childress L, and the Expedition 368X Scientists. 2019. Expedition 368X Preliminary Report: South China Sea Rifted Margin. International Ocean Discovery Program
- CLIMAP Project. 1976. The surface of the ice-age Earth. *Science*, 191: 1131–1137
- Dai M H, Cao Z M, Guo X H, Zhai W D, Liu Z Y, Yin Z Q, Xu Y P, Gan J P, Hu J Y, Du C J. 2013. Why are some marginal seas sources of atmospheric CO₂? *Geophys Res Lett*, 40: 2154–2158
- Dang H, Jian Z, Kissel C, Bassinot F. 2015. Precessional changes in the western equatorial Pacific Hydroclimate: A 240 kyr marine record from the Halmahera Sea, East Indonesia. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 148–164
- Du C, Liu Z, Kao S J, Dai M. 2017. Diapycnal fluxes of nutrients in an oligotrophic oceanic regime: The South China Sea. *Geophys Res Lett*, 44: 11,510–11,518
- Hall R. 1996. Reconstructing Cenozoic SE Asia. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 106: 153–184
- Herbert T D. 1997. A long marine history of carbon cycle modulation by orbital-climatic changes. *Proc Natl Acad Sci USA*, 94: 8362–8369
- Huang C Y, Wang P X, Yu M M, You C F, Liu C S, Zhao X X, Shao L, Yumul G P Jr. 2019. Mechanism and processes for opening up the South China Sea. *Natl Sci Rev*, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz119>
- Huisman R, Beaumont C. 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature*, 473: 74–78
- Imbrie J, Berger A, Boyle E A, Clemens S C, Duffy A, Howard W R, Kukla G, Kutzbach J, Martinson D G, McIntyre A, Mix A C, Molino B, Morley J J, Peterson L C, Pisias N G, Prell W L, Raymo

- M E, Shackleton N J, Toggweiler J R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100000-year cycle. *Paleoceanography*, 8: 699–735
- Jia G, Peng P, Zhao Q, Jian Z. 2003. Changes in terrestrial ecosystem since 30 Ma in East Asia: Stable isotope evidence from black carbon in the South China Sea. *Geology*, 31: 1093–1096
- Jian Z M, Yu Y, Li B, Wang J, Zhang X, Zhou Z. 2006. Phased evolution of the south-north hydrographic gradient in the South China Sea since the middle Miocene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 230: 251–263
- Jian Z M, Jin H Y, Kaminski M A, Ferreira F, Li B H, Yu P S. 2019. Discovery of the marine Eocene in the northern South China Sea. *Natl Sci Rev*, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz084>
- Jiao N, Tang K, Cai H, Mao Y. 2011. Increasing the microbial carbon sink in the sea by reducing chemical fertilization on the land. *Nat Rev Microbiol*, 9: 75
- Jiao N, Cai R, Zheng Q, Tang K, Liu J, Jiao F, Wallace D, Chen F, Li C, Amann R, Benner R, Azam F. 2018. Unveiling the enigma of refractory carbon in the ocean. *Natl Sci Rev*, 5: 459–463
- Karig D E. 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J Geophys Res*, 76: 2542–2561
- Komiya T, Maruyama S. 2007. A very hydrous mantle under the western Pacific region: Implications for formation of marginal basins and style of Archean plate tectonics. *Gondwana Res*, 11: 132–147
- Kopf A, Camerlenghi A, Canals M, Ferdelman T, Mevel C, Pálke H, Roest W, Ask M, Barker-Jørgensen B, Boetius A, De Santis A, Früh-Green G, Lykousis V, McKenzie J, Mienert J, Parkes J, Schneider R, Weaver P. 2012. The Deep Sea and Sub-Seafloor Frontier. Germany: European Commission. 1–57
- Larsen H C, Mohn G, Nirrengarten M, Sun Z, Stock J, Jian Z, Klaus A, Alvarez-Zarikian C A, Boaga J, Bowden S A, Briaes A, Chen Y, Cukur D, Dadd K, Ding W, Dorais M, Ferré E C, Ferreira F, Furusawa A, Gewecke A, Hinojosa J, Höfig T W, Hsiung K H, Huang B, Huang E, Huang X L, Jiang S, Jin H, Johnson B G, Kurzański R M, Lei C, Li B, Li L, Li Y, Lin J, Liu C, Liu C, Liu Z, Luna A J, Lupi C, McCarthy A, Ningthoujam L, Osono N, Peate D W, Persaud P, Qiu N, Robinson C, Satolli S, Sauermilch I, Schindlbeck J C, Skinner S, Straub S, Su X, Su C, Tian L, van der Zwan F M, Wan S, Wu H, Xiang R, Yadav R, Yi L, Yu P S, Zhang C, Zhang J, Zhang Y, Zhao N, Zhong G, Zhong L. 2018. Rapid transition from continental breakup to igneous oceanic crust in the South China Sea. *Nat Geosci*, 11: 782–789
- Li B, Wang J, Huang B, Li Q, Jian Z, Zhao Q, Su X, Wang P. 2004. South China Sea surface water evolution over the last 12 Myr: A south-north comparison from Ocean Drilling Program Sites 1143 and 1146. *Paleoceanography*, 19: PA1009
- Li C F, Xu X, Lin J, Sun Z, Zhu J, Yao Y, Zhao X, Liu Q, Kulhanek D K, Wang J, Song T, Zhao J, Qiu N, Guan Y, Zhou Z, Williams T, Bao R, Briaes A, Brown E A, Chen Y, Clift P D, Colwell F S, Dadd K A, Ding W, Almeida I H, Huang X L, Hyun S, Jiang T, Koppers A A P, Li Q, Liu C, Liu Z, Nagai R H, Peleo-Alampay A, Su X, Tejada M L G, Trinh H S, Yeh Y C, Zhang C, Zhang F, Zhang G L. 2014. Ages and magnetic structures of the South China Sea constrained by deep tow magnetic surveys and IODP Expedition 349. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 4958–4983
- Li C F, Lin J, Kulhanek D K and the Expedition 349 Scientists. 2015. South China Sea Tectonics. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program (IODP)*, 2015.3.30, 349: 1–300
- Lin J, Xu Y G, Sun Z, Zhou Z Y. 2019. Mantle upwelling beneath the South China Sea and links to surrounding subduction systems. *Natl Sci Rev*, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz123>
- Ma W, Chai F, Xiu P, Xue H J, Tian J. 2014. Simulation of export production and biological pump structure in the South China Sea. *Geo-Mar Lett*, 34: 541–554
- Menard H W. 1967. Transitional types of crust under small ocean basins. *J Geophys Res*, 72: 3061–3073
- Murphy J B, Nance R D. 2008. The Pangea conundrum. *Geology*, 36: 703–706
- Pálke H, Norris R D, Herrle J O, Wilson P A, Coxall H K, Lear C H, Shackleton N J, Tripathi A K, Wade B S. 2006. The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, 314: 1894–1898
- Pierrehumbert R T. 2002. The hydrologic cycle in deep-time climate problems. *Nature*, 419: 191–198
- Ruan A, Wei X, Niu X, Zhang J, Dong C, Wu Z, Wang X. 2016. Crustal structure and fracture zone in the Central Basin of the South China Sea from wide angle seismic experiments using OBS. *Tectonophysics*, 688: 1–10
- Shu Y, Xue H, Wang D, Xie Q, Chen J, Li J, Chen R, He Y, Li D. 2016. Observed evidence of the anomalous South China Sea western boundary current during the summers of 2010 and 2011. *J Geophys Res-Oceans*, 121: 1145–1159
- Sun X, Luo Y, Huang F, Tian J, Wang P. 2003. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Mar Geol*, 201: 97–118
- Sun Z, Lin J, Qiu N, Jian Z M, Wang P X, Pang X, Zheng J Y, Zhu B D. 2019. Why did the “magma-poor” South China Sea margin have so much magma? *Natl Sci Rev*, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz116>
- Sun Z, Jian Z, Stock J M, Larsen H C, Klaus A, Alvarez Zarikian C A, the Expedition 367/368 Scientists. 2018. South China Sea Rifted Margin. In: *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*. 367/368. College Station, TX (IODP)

- Sun Z, Stock J, Jian Z, McIntosh K, Alvarez-Zarikian C A, Klaus A. 2016. Expedition 367/368 Scientific Prospectus: South China Sea Rifted Margin. International Ocean Discovery Program
- Tamaki K, Honza E. 1991. Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific. *Episodes*, 14: 224–230
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611–616
- Taylor B, Karner G D. 1983. On the evolution of marginal basins. *Rev Geophys*, 21: 1727–1741
- Tian J, Pak D K, Wang P, Lea D, Cheng X, Zhao Q. 2006. Late Pliocene monsoon linkage in the tropical South China Sea. *Earth Planet Sci Lett*, 252: 72–81
- Tian J, Wang P, Cheng X. 2004. Development of the East Asian monsoon and Northern Hemisphere glaciation: Oxygen isotope records from the South China Sea. *Quat Sci Rev*, 23: 2007–2016
- Tian J, Ma W T, Lyle M W, Shackford J K. 2014. Synchronous mid-Miocene upper and deep oceanic $\delta^{13}\text{C}$ changes in the east equatorial Pacific linked to ocean cooling and ice sheet expansion. *Earth Planet Sci Lett*, 406: 72–80
- Tian J W, Qu T D. 2012. Advances in research on the deep South China Sea circulation. *Chin Sci Bull*, 57: 3115–3120
- Wan S M, Li A C, Clift P D, Jiang H Y. 2006. Development of the East Asian summer monsoon: Evidence from the sediment record in the South China Sea since 8.5 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 241: 139–159
- Wan S M, Li A C, Clift P D, Stuut J B W. 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 561–582
- Wan X S, Sheng H X, Dai M, Zhang Y, Shi D, Trull T W, Zhu Y, Lomas M W, Kao S J. 2018. Ambient nitrate switches the ammonium consumption pathway in the euphotic ocean. *Nat Commun*, 9: 915
- Wang P X, Huang C Y, Lin J, Jian Z M, Sun Z, Zhao M H. 2019. The South China Sea is not a mini-Atlantic—Plate-edge rifting vs intra-plate rifting. *Natl Sci Rev*, doi: 10.1093/nsr/nwz135
- Wang P X, Li Q, Tian J, He J, Jian Z, Ma W, Dang H. 2016. Monsoon influence on planktic $\delta^{18}\text{O}$ records from the South China Sea. *Quat Sci Rev*, 142: 26–39
- Wang P X, Li Q Y, Tian J, Jian Z M, Liu C L, Li L, Ma W T. 2014b. Long-term cycles in the carbon reservoir of the Quaternary ocean: A perspective from the South China Sea. *Natl Sci Rev*, 1: 119–143
- Wang P, Li Q, Tian J. 2014a. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: Progress over the past 20 years. *Mar Geol*, 352: 381–396
- Wang P X, Min Q B, Bain Y H, Feng W K. 1986. Planktonic foraminifera in the continental slope of the northern South China Sea during the last 130,000 years and their paleo-oceanographic implications. *Acta Geol Sin*, 60: 1–11
- Wang P X, Prell W, Blum P, et al. 2000. Proceeding, Ocean Drilling Program, Initial Reports, 184. ODP, Texas A&M, College Station, USA
- Wang P X, Tian J, Cheng X, Liu C, Xu J. 2004. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison. *Paleoceanography*, 19: PA4005
- Wang P X, Tian J, Cheng X, Liu C, Xu J. 2003. Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event. *Geology*, 31: 239–242
- Wang P X, Tian J, Lourens L J. 2010. Obscuring of long eccentricity cyclicity in Pleistocene oceanic carbon isotope records. *Earth Planet Sci Lett*, 290: 319–330
- Wang P X, Wang B, Cheng H, Fasullo J, Guo Z T, Kiefer T, Liu Z Y. 2017. The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues. *Earth-Sci Rev*, 174: 84–121
- Webster P J. 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev Geophys*, 32: 427–476
- Wei G J, Li X H, Liu Y, Shao L, Liang X. 2006. Geochemical record of chemical weathering and monsoon climate change since the early Miocene in the South China Sea. *Paleoceanography*, 21: PA4214
- Wu J, Suppe J, Lu R, Kanda R. 2016. Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 4670–4741
- Xia S, Zhao D, Sun J, Huang H. 2016. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: New insights into the Hainan plume. *Gondwana Res*, 36: 46–56
- Zhai W D, Dai M H, Chen B S, Guo X H, Li Q, Shang S L, Zhang C Y, Cai W J, Wang D X. 2013. Seasonal variations of sea-air CO_2 fluxes in the largest tropical marginal sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements. *Biogeosciences*, 10: 7775–7791
- Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Colin C, Zhang X, Wang M, Zhao S, Kneller B. 2018. Long-term *in situ* observations on typhoon-triggered turbidity currents in the deep sea. *Geology*, 46: 675–678
- Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Li J, Liang X. 2015. Effect of surface mesoscale eddies on deep-sea currents and mixing in the north-eastern South China Sea. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 122: 6–14
- Zhao M H, Sibuet J C, Wu J. 2019. The South China Sea and Philippine Sea plate intermingled fates. *Natl Sci Rev*, <https://doi.org/10.1093/nsr/nwz107>

- Zhao X H, Zhou C, Zhao W, Tian J, Xu X. 2016. Deepwater overflow observed by three bottom-anchored moorings in the Bashi Channel. [Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap](#), 110: 65–74
- Zhao Y, Liu Z, Zhang Y, Li J, Wang M, Wang W, Xu J. 2015. In situ observation of contour currents in the northern South China Sea: Applications for deepwater sediment transport. [Earth Planet Sci Lett](#), 430: 477–485
- Zhao M H, He E, Sibuet J C, Sun L, Qiu X, Tan P, Wang J. 2018. Postseafloor spreading volcanism in the central East South China Sea and its formation through an extremely thin oceanic crust. [Geochem Geophys Geosyst](#), 19: 621–641
- Zhou C, Zhao W, Tian JW, Zhao X, Zhu Y, Yang Q, Qu T. 2017. Deep western boundary current in the South China Sea. *Sci Report*, 7: 9303

(责任编辑: 赵艳)