



追踪边缘海的生命史: “南海深部计划”的科学目标

汪品先

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

E-mail: pxwang@tongji.edu.cn

2011-09-01 收稿, 2012-02-21 接受

国家自然科学基金重大研究计划(91128000)和国家重点基础研究发展计划(2007CB815902)资助

摘要 国家自然科学基金重大研究计划“南海深部过程演变”简称“南海深部计划”, 于 2011 年年初启动, 是我国海洋科学第一个大规模的基础研究项目. 它以“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 3 方面开展研究. 在海盆演化方面, 要利用现代技术重新测定南海磁异常条带, 探测深部结构, 争取钻探大洋壳, 系统研究火山链; 在深海沉积方面, 要观测现代深部海流和海底沉积过程, 实现深海过程研究的古今衔接, 从深海沉积中提取边缘海古海洋学演变的信息; 在生物地球化学方面, 采用包括深潜探测在内的各种手段, 认识海底溢出流体与井下流体的分布与影响, 揭示微型生物在深海碳循环中的作用. 与开放大洋和其他边缘海相比, 南海具有研究海盆生命史的一系列优势; 同时, 南海的研究还将为理解亚洲和太平洋相互作用的变化提供无可替代的重要信息.

关键词

南海深部计划
边缘海
深部过程
生命史
构造演变
沉积响应
生物地球化学

深海海底, 是地球表层最晚认识的部分, 人类对于深海的知识绝大部分来自最近半个多世纪. 深海发生的过程, 是当前地球科学、以至生命科学的最前沿; 而深海油气的开采和天然气水合物的前景, 又使得深海海底成为国际争夺的焦点. 面积 $350 \times 10^4 \text{ km}^2$ 、水深可达 5500 m 的南中国海, 是全球最大的边缘海之一, 也是我国岸外最重要的深海区. 2011 年 1 月, 国家自然科学基金重大研究计划“南海深部过程演变”(简称“南海深部计划”)正式启动, 成为我国海洋科学第一个大规模的基础研究计划.

我国海洋学界早在 2000 年就开始探讨南海基础研究大型计划的可行性, 2007 年以来又组织了 5 次立项研讨会、4 次项目设计研讨会, 先后有近百位海峡两岸和海外学者贡献了自己的真知灼见, 才形成了现在的“南海深部计划”, 它以“构建边缘海的生命史”为主题, 从深海盆演化、深海沉积、生物地球化学过程 3 方面开展研究. 这项为期 8 年、初步预算 1.5 亿的研究计划, 将要利用现代技术重新测定南海磁异

常条带, 争取钻探大洋壳, 系统研究火山链; 观测现代深部海流和海底沉积过程, 从深海沉积中提取边缘海盆演化的信息; 认识海底溢出流体与井下流体的分布与影响, 揭示微型生物在深海碳循环中的作用.

本文是“南海深部计划”学术思路的简介. 几年来的反复研讨, 表明边缘海在深海研究中具有一系列的优越性. 与大西洋相比, 南海海域规模小、年龄新, 研究深部演变过程的条件更加优越; 与深海沉积保存不佳的太平洋相比, 南海沉积速率和碳酸盐含量高, 能够弥补西太平洋的不足. 在一个范围有限的边缘海, 将现代深海过程与地质演变相结合, 就有可能通过“解剖一个麻雀”, 在崭新的水平上认识海洋变迁及其对海底资源和宏观环境的影响, 争取在深海研究中取得突破性的进展.

1 边缘海盆地的产生与消亡

水深超过 3500 m 的南海中央海盆略呈菱形, 由玄武岩组成的洋壳作为基底. 尽管当前南海海底资

源的开发在于陆架与陆坡的沉积盆地,而理解这些盆地及其资源形成规律的钥匙却在更深的中央海盆.多年来南海的基础研究以北部边缘为多,近年来欧洲等国家在南海西部越南岸外也做了调查研究,围绕的核心问题就是南海洋壳形成的年代和成因.

1.1 海底扩张的年龄

与日本海不同,南海形成的年龄难以从周边陆地剖面取得证据,而其海底洋壳又因厚层的沉积覆盖难以取样,因此其洋盆扩张的再造,几乎全部依靠海盆扩张过程中留在洋壳基底里的磁异常条带,所用资料主要来自 30 年前美国船测的海底磁异常剖面^[1,2].这些资料虽然代表了当时的最高水平,但是由于缺乏附近的日变资料,又受测量仪器和定位精度的限制,噪音干扰比较严重,导致推论的不确定性.后来经过法国^[3,4]、我国海峡两岸^[5,6]和德国^[7]学者的多种补充与修改,形成了新的不同看法,但同时也产生了更多的不确定性(表 1, 图 1).

南海大洋壳所在的深水海盆,可以分成东部和西南 2 个次海盆.关于海底扩张的认识分歧首先在于两者的关系:一般认为东部次海盆形成在先,然后拓展到西南海盆,其间发生扩张轴的跃迁^[4];但也有意见主张西南海盆扩张更早^[5,8](表 1).另一项争论是扩张开始的时间.早期的工作都将最早的磁异常条带定为 C12,按现在的地质年代表相当于早渐新世 32 Ma,但是 Hsu 等人^[6]在南海中央海盆东北角也测量了磁异常,认为扩张在始新世晚期 37 Ma 就已经开始(表 1).另外,德国太阳号在南海西南部测量的结果,认为扩张历史应在 31~20.5 Ma,其中 25 Ma 时扩张轴发生跳跃^[7].然而所有这些解释所依据的测线都相当稀疏,具有多解性.最近利用公开的综合东亚磁异常数

据库,在高密度磁异常测线基础上再作解释,推得的扩张年龄与早期相似,但是对扩张轴跳跃的原有假设提出了异议^[9].

1999 年,南海大洋钻探 184 航次取得了 33 Ma 来的沉积记录,应当涵盖了传统认识上的全部扩张历史^[11].出人意料的是渐新世初期的地层已经是深海相,从地震剖面看这套地层还向下延续,因此看不到扩张开始的反映.相反,最强烈的变化发生在渐新世末期,ODP1148 井 28.5~23 Ma 之间的滑塌沉积有多次沉积间断,造成了大约 3 Ma 的地层缺失和地震剖面上的强双反射层^[12],标志着一个重大的构造变动期.事件前后,不仅各项岩性物理和地球化学的指标发生突变^[13],连化石保存状况都判然不同:界限之下的有孔虫壳体重结晶、放射虫蛋白石变为方石英、鲨鱼牙也因热变而呈红褐色,与中新统以上的良好保存状况形成鲜明对照^[14].

这一事件在南海的构造表现,一般解释为南海扩张轴的向南部的突然跃迁. Briais 等人^[4]推断在 7/6b 亦即 23~25 Ma 时期,南海的扩张轴向南跳跃,同时西南次海盆海底扩张开始. Li 等人^[13]从事件前后沉积物中 Nd 同位素和多项地球化学指标的突然变化,说明沉积源区从此前南方的印尼、婆罗州等转移到北方的中国大陆,与西南海盆打开的假说相对应.但是此次构造变动的范围和原因都不清楚,后面还会谈到,作为本区新生代可能最为重大的环境变化,应当有更大范围的深部原因.追溯渐新世末的变化,是南海深部研究的重要任务之一.

认识南海海底扩张的年代与过程,最好的办法是对磁异常条带进行高分辨率测量,并对南海洋壳进行大洋钻探.过去的海洋磁测在船上进行,但是磁力场的强度随着磁源体的距离增大而呈指数衰减.如果采用深拖磁力仪,用深拖或者用水下机器人搭载磁力仪的方法贴近海底作近海底测量,测量精度可以提高两个数量级.这种方法早已在东太平洋^[15]和大西洋的中脊^[16]使用,近年来又进一步用于洋中脊热液口的辨识^[17,18],都取得了极大的成功.如果用于南海深部各个次海盆,重新测量磁异常条带取得高分辨率资料,可望精确测定磁异常条带,提供海盆扩张时间和速率变化的依据.

但是,地球物理的间接手段不能替代地质、地球化学的直接测量.南海扩张的再认识必须结合洋壳的岩石学、岩石物理学以及岩石地球化学研究.从根

表 1 关于磁异常条带确定的南海海盆扩张形成时间的一些不同观点

研究者	年代 (Ma)	研究区域范围	发表时间
Taylor 和 Hayes ^[1,2]	32~17	东部次海盆	1980, 1983
Briais 等人 ^[4]	32~16	东部与西南次海盆	1993
姚伯初等人 ^[5]	42~35	西南次海盆	1994
Barckhausen 和 Roeser ^[7]	31~20.5	东部与西南次海盆	2004
Hsu 等人 ^[6]	37~15	东部次海盆与南海东北	2004
李春峰和宋陶然 ^[9]	32~16	东部与西南次海盆	2012

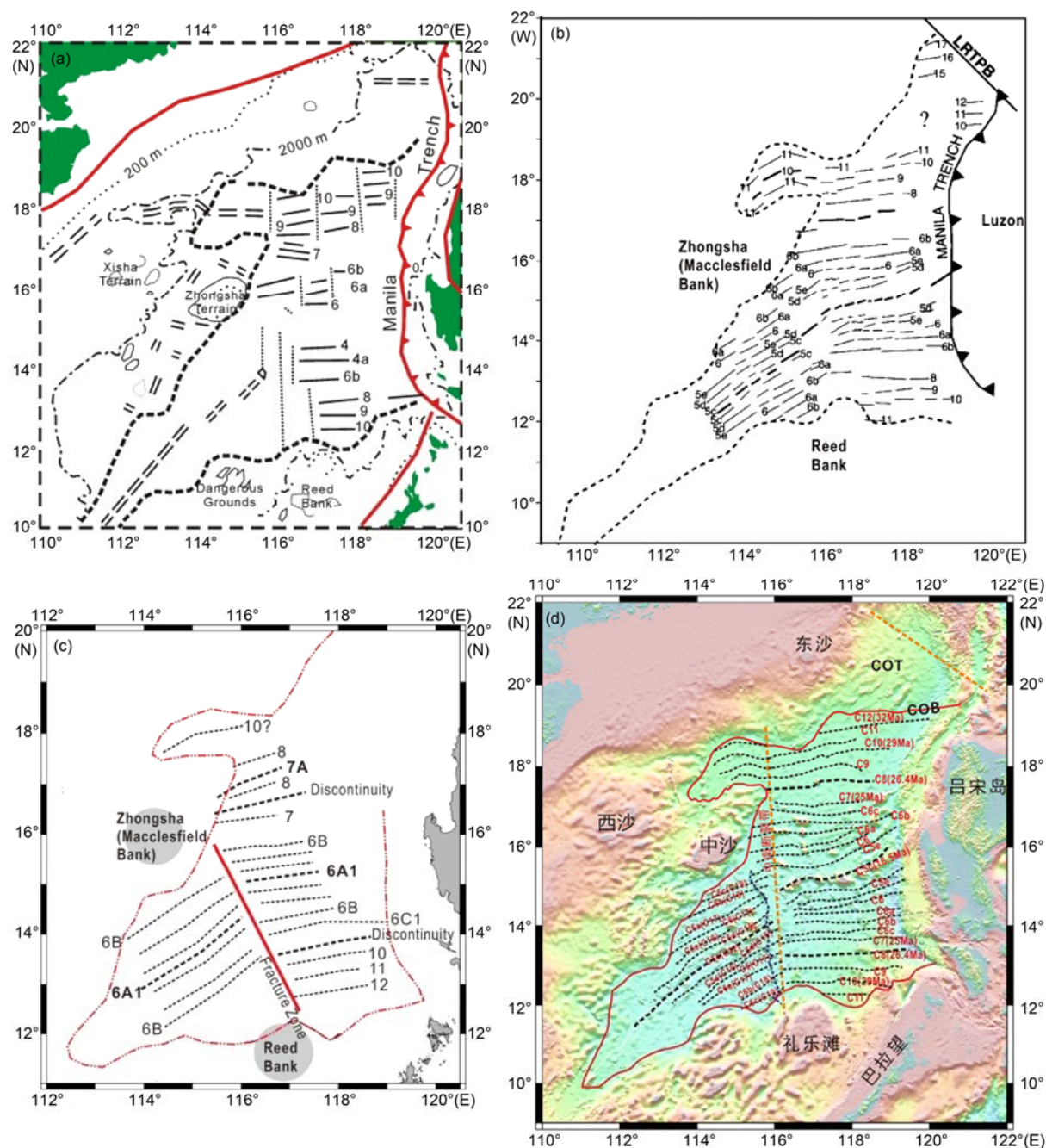


图1 南海洋壳磁异常条带的不同解读(参看表1)

(a) Hayes 等人^[10]观点; (b) Hsu 等人^[6]观点; (c) Barckhausen 和 Roesser^[7]观点; (d) 李春峰和宋陶然^[9]观点

本上解决南海扩张历史的诸多争议, 需要在国际综合大洋钻探计划(IODP)框架下实现南海深海盆的科学钻探, 获得洋壳岩石进行地球化学分析和年代测试. 我国已经提出“南海张裂过程及其对东南亚构造的影响”的国际综合大洋钻探建议^[19], 目前的任务是通过各种途径争取航次的早日实现.

1.2 海底扩张的成因

关于南海海底扩张的原因存在着多种假说, 至今缺乏定论^[20], 其中最主要的是构造逃逸和板块俯冲两种假说. 前者由 Tapponnier 等人^[21]提出, 认为印度与亚洲板块的碰撞, 导致印度支那半岛沿红河断裂

构造逃逸,从而引起南海海底扩张(图2(a)~(c))^[4,22];后者根据南沙与婆罗洲之间曾有的古南海出发,主张南海的张裂,是古南海向婆罗洲-巴拉望俯冲的结果(图2(d)~(f))^[23].两种假说都有支持的证据,也有与之矛盾的事实.

其实,研究南海海盆成因不容忽视的重要依据是岩浆活动.从现有资料判断,南海岩浆作用的记录多数建于海底扩张之后,而不是扩张之前.现在所知南海深海盆的拖网玄武岩样品,年龄都晚于洋壳年龄,属于扩张结束后岩浆活动的产物^[26~28].南海扩张后,岩浆活动最显著的表现是深海盆的火山链,其中有许多沿着残余中脊发育,可惜至今缺乏系统研究.南海岩浆作用近年来的研究热点在于地幔柱.利用地震层析成像技术,发现在海南岛之下有低波速的柱状体一直延到地幔,被称为“海南地幔柱”^[29];从高分辨率层析成像结果看,这是个大约80 km直径的斜向地幔柱,从东南亦即南海方向朝海南岛上升,

推测来自下地幔^[30].事实上,南海的火山岩具有洋岛玄武岩的特征,连海南岛第四纪的火山岩也不例外,因此很可能来自地幔深部^[31],与“海南地幔柱”的观点一致.海南地幔柱很容易使人联想到南海的张裂,也确实提出过南海是由地幔柱隆升造成的各种假设^[32].然而,海南地幔柱的活动目前看来主要在于中新世中期之后,而且南海的裂谷过程并不具备火山型的特征,说明南海的裂谷和扩张与地幔柱无关^[33].尽管如此,地幔柱和火山活动在南海的构造演化以及油气的聚集成藏等方面,都有重大意义^[34],值得系统研究.

关于构造成因的新资料,还来自南海西部的越南岸外.近年来围绕油气盆地的勘探,一些欧洲学者通过与越南合作发表了不少成果,包括湄公(Cuu Long)、万安(Nam Con Son)和中建南(Phu Khanh)等盆地,为追溯海盆张裂过程提供了材料.比如越南以南的海底资料,表明万安盆地形成于21~15 Ma,中中

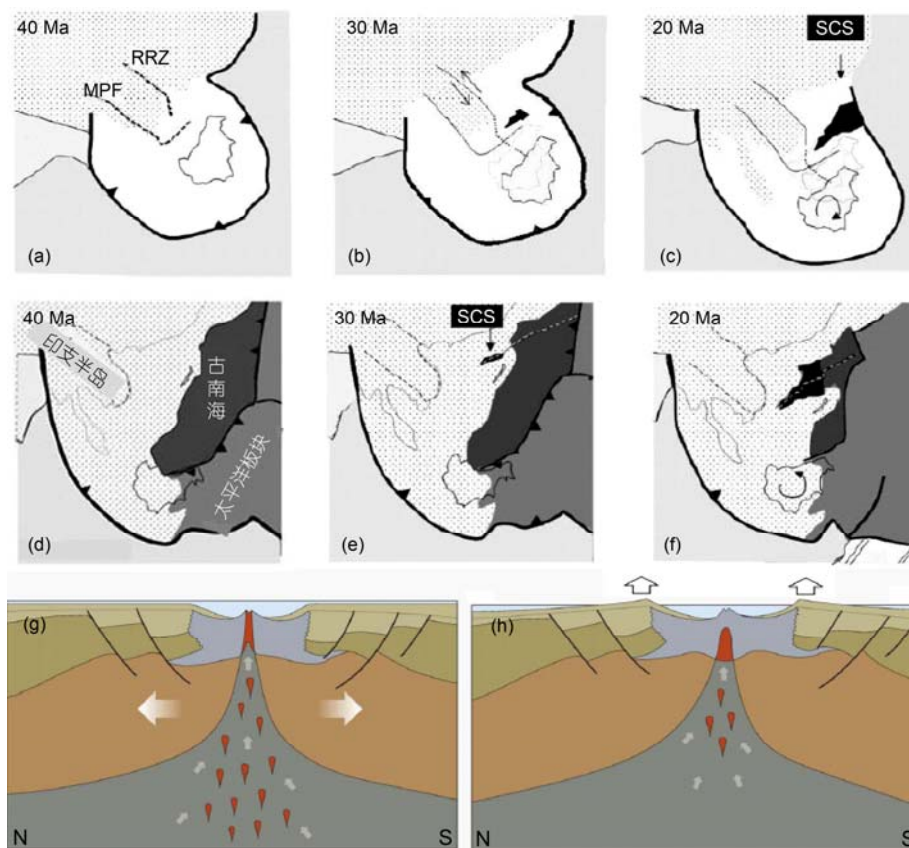


图2 南海成因不同假设示意图

(a)~(c) 印支半岛逃逸假说, (d)~(f) 古南海俯冲假说, 从左到右依次表示始新世 40 Ma、渐新世 30 Ma 和中新世 20 Ma 时的情景. (g), (h) 岩浆活动剖面图; 中新世扩张末期岩浆上涌, 使得晚期扩张形成的洋壳加厚(g), 在扩张停止后形成隆升和火山链(h)(据文献[24,25]修改)

新世晚期才成为深水相,反映了西南海盆扩张轴向西南推进的结果^[35],与我国在西南海盆的研究结果相一致^[36]。关于南海成因的假说,虽然也有的明确否定逃逸说、支持俯冲说(如文献[35]),但是一般都倾向于肯定碰撞-逃逸假说,差异只在于逃逸和俯冲两者所起作用的权重评价不一^[25],可能是因为近年来越南陆地的研究,进一步强调了红河断裂的重要。比如越南北部的研究表明红河断裂从张性转为挤压,发生在渐新世 33 Ma,相当于南海张裂的开始^[37]。近来的新动向是认为南海的张裂并非单一成因所致^[26],这就是所谓的“混合构造模式”(hybrid tectonic model)^[25]。具体说,渐新世时的张裂来自逃逸,而中新世的张裂得力于向婆罗洲的俯冲,所以逃逸说和俯冲说只有先后之分、而并不相互排斥。中新世后期的岩浆活动有重要作用,不仅是海底扩张的驱动力(图 2(g)),还造成了沿古中脊分布的火山(图 2(h))^[26]。南海中新世以来的活动有岩浆作用相伴,一直延续到第四纪,其中是否与海南地幔柱的活动相关,是值得研究的问题。

1.3 海盆的关闭与消亡

边缘海的最终命运都是消亡:随着海底扩张而形成的边缘盆地,又会随着板块俯冲而消亡^[38]。今天的南海正在沿着马尼拉海沟向东俯冲,而这种消亡的步伐,看来在南海扩张停止之前已经开始。根据磁异常条带的分布判断,南海海底扩张结束在 16 Ma^[4]或者 20.5 Ma^[7],扩张结束的原因有不同解释,一种是大洋洲-印度块体的北向漂移和挤压,另一种是吕宋岛弧向西北运动、仰冲在南海板块之上。由于南海停止扩张和向马尼拉海沟俯冲的时间接近,两者有可能属同一个过程。马尼拉海沟近于南北向,从台湾南部延伸到民都洛(Mindoro)岛,是南海与菲律宾海板块间的俯冲带。俯冲开始的时间有不同的理解:如果拿山脉隆升作为海沟俯冲的标志,在吕宋岛西侧由于面对俯冲带的三描礼士(Zambales)山脉隆起于渐新世末,可以推断渐新世末期俯冲就已经开始;如果拿岩浆活动作为海沟俯冲的标志,而吕宋岛的中科迪勒拉山脉(Cordillera Central)火山活动从 17 Ma 至今,可以推断南海的俯冲始于中新世的 17 Ma。后一种估计与南海停止扩张的时间相近^[39],但是与前一种估计相差一千多万年。

马尼拉海沟的历史对于重建南海生命史至关重

要,因为它“看守”着南海的东大门:现代的南海只在台湾和吕宋之间的巴士海峡有水深 2000 余米的通道与大洋连接,是当今南海唯一的深水通道(图 3)^[40]。而且马尼拉海沟的位置,决定了南海海盆向东伸展的宽度,随着菲律宾海板块向西北转移,马尼拉海沟以及南海洋壳俯冲造成的增生楔和岛弧一起向华南大陆靠拢,使得南海面积减小、开放度下降。简言之,南海洋壳形成之后沿马尼拉海沟向东俯冲而开始消亡,而吕宋、台湾及两者之间的巴士海峡,正好记录了南海这段消亡史。比如吕宋岛上的斑岩铜金矿,就很可能是中沙黄岩岛所在的海脊俯冲的产物^[41]。

南海洋壳向东俯冲形成的增生楔,是巴士海峡西侧的恒春海脊,在恒春半岛登陆后向北沿伸到台湾的中央山脉;跨过吕宋海槽向东是巴士海峡东侧的北吕宋火山岛弧,向北延伸为台湾岛的海岸山脉(图 3)^[42,43]。中新世末,北吕宋火山岛弧与欧亚大陆边缘由北而南的斜向弧陆碰撞,形成原始的台湾岛,进一步限制了南海与大洋的联通,成为今天的半封闭海。因此,台湾陆上与巴士海峡海底的地质记录,将是再造南海消亡史的物质依据;而巴士海峡起伏的地形,应当是控制南海深层水体演变的咽喉。自从 6.5 Ma 台湾和大陆弧陆碰撞以来,巴士海峡的各道海脊陆续形成,南海与大洋的交换受阻,而这种构造变化同样反映在台湾的海岸山脉^[44],对此后面还将专门讨论。

1.4 从活动到被动大陆边缘

如果把目光从南海扩大到西太平洋,上述边缘海的扩张和消亡只是新生代晚期的经历,更大规模的变化是从中生代晚期的活动大陆边缘,到新生代被动大陆边缘的转变过程。值得深思的是:太平洋板块的产生、冈瓦纳大陆分解和东亚燕山运动的开始,都发生在侏罗纪中期。华南出露的 $22 \times 10^4 \text{ km}^2$ 岩浆岩和火山岩,90%属于燕山期^[45],构成 1300 km 宽的陆内造山带^[46],被认为是中侏罗世到晚白垩世(180~80 Ma)太平洋板块低角度俯冲到亚洲板块之下的产物^[47]。世界大洋最古老的地壳在西太平洋,大洋钻探证明其年龄为 170~165 Ma^[48],与冈瓦纳大陆的张裂同期,由此推测可能是冈瓦纳的张裂导致太平洋板块的产生^[49]。而产生太平洋板块的大洋岩石圈破裂,和冈瓦纳张裂的大陆岩石圈破裂,正好出现在地球赤道的东西“两极”^[50]。推测这是一对源自地球深

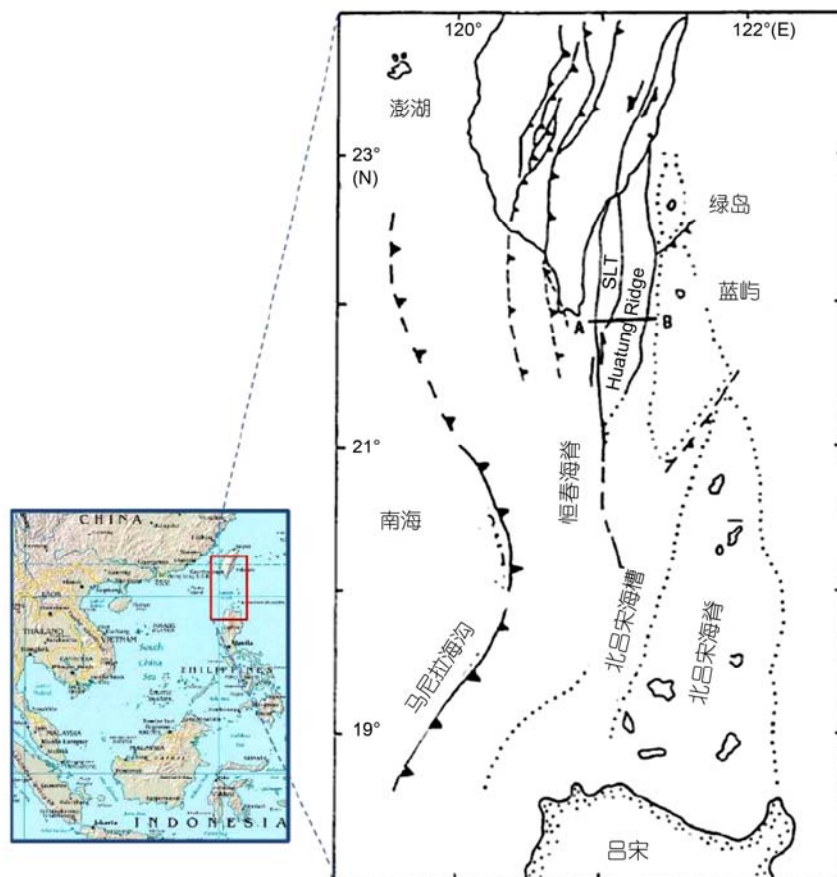


图 3 马尼拉海沟与巴士海峡的地质构造(据文献[40]修改)

SLT, 南纵向沟; Huatung Ridge, 花东脊

部的全球性现象, 因为从地震层析成像的结果看^[51], 正好属于全球下地幔的“太平洋-反太平洋”两极^[50]. 如果这种分析证明正确, 那是地球深部和表层系统相互对应的一个典型实例.

中生代太平洋的历史至今很不清楚, 虽然曾有两个大洋钻探航次做过专题探索. 与大西洋不同, 今天西太平洋底的磁异常条带十分复杂, 说明有过非常复杂的板块运动历史, 根据现在残留的片段还不容易恢复. 但清楚的是一点: 中生代的亚洲和西太平洋之间是个活动边缘, 太平洋板块以低角度向亚洲大陆俯冲. 晚中生代以安第斯式山脉为特色的太平洋西岸, 看来并未延续到新生代. 新生代早期的裂谷运动, 在东亚产生了众多的沉积盆地和油气资源, 渐新世以来形成一系列的边缘海将亚洲和太平洋板块分开^[52], 东亚岸外变为被动大陆边缘. 推测新生的太平洋板块向西拓展, 直接俯冲在亚洲大陆之下, 引

起东亚在晚中生代的活化, 相应的岩浆作用和华南隆起, 塑造了晚中生代中国东高西低的地形^[53].

从中生代的活动边缘到晚新生代的被动边缘, 两者之间有一个转折期, 这就是裂谷盆地形成, 也是南海北部含油气盆地的主要形成期(表 2)^[54,55]. 无论裂谷作用还是海底扩张, 都是大陆壳的破裂, 虽然东部次海盆扩张产生的洋壳比西部宽得多, 西部裂谷作用的拉张幅度却比东部大, 两者相加, 所得新生代大陆壳破裂的水平拉张总量相等, 无论东部或者西部同样都是 1100 km. 东部之所以海底扩张早, 原因很可能在于深部: 中生代太平洋板块是从东边俯冲的, 岩石圈升温的残留效应使得南海东部海底容易扩张^[56].

然而从中生代的俯冲挤压到新生代的破裂拉张, 两者之间如何转折的问题有待回答. 西太平洋下伏的是全球俯冲带最为密集、含水量最多的地幔^[57], 这

表2 南海盆地演化的四大阶段

阶段	年代	构造特征
活动边缘期	晚中生代 (中侏罗世-晚白垩世)	太平洋板块低角度俯冲
裂谷期	白垩纪末-始新世	大量裂谷盆地形成
海底扩张期	渐新世-中中新世	洋壳形成、盆地扩张
关闭俯冲期	中中新世以来	盆地关闭、向马尼拉海沟俯冲

次构造转型是不是也有全球性的深部背景,值得研究.可惜经过种种构造变动,中生代残留的洋壳和海洋沉积分布十分零星,而裂谷期的地层在南海北部又以陆相为主,有待细心的科学家将分散的断篇残简、蛛丝马迹汇集起来,才有可能对于这段转折历史得出完整的认识.从这点出发,南海北部发现的中生代海相地层,台湾以东的花东海盆白垩纪洋壳的发现,都是“南海深部计划”应当密切关注的问题.

2 南海边缘海盆地的沉积充填

以上从构造和岩浆作用的角度讨论南海海盆演化,但是“南海深部计划”的科学目标走得更远,要求探索海盆里的水文、生物、化学、沉积等过程如何响应盆地演化,从而再造边缘海的生命史.从地球系统行星循环的宏观视角看,海洋沉积无非是大陆地壳向大洋地壳物质转移的中间站.这种转移既可以是物理风化的产物,由河流和海水直接搬运后沉积下来,也可以是化学风化的产物,以溶解状态搬运通过生物化学过程再进行沉积,因此海洋沉积同时记录了海洋的物理和生物化学两类过程.三十多年来的油气勘探和地质调查,积累了南海深海沉积的丰富资料,我们可以从盆地充填、沉积响应、深海水流和碳酸盐等4个方面,来解读南海深海过程的演变.

2.1 不同演变阶段的沉积充填

前面说到,南海扩张以前的海相沉积记录虽然零星,却是从源头追踪海盆演变的重要线索.中生代晚期的特提斯大洋和太平洋如何交汇,早已受到地质界的关注,而今天南海所在的海域正是关注的焦点.在南海北部,台西南盆地和台湾北港隆起发现有晚侏罗-早白垩世的海相层^[58],而根据地震剖面推断,在珠江口盆地东部应当有大量的晚中生代海相沉积^[59,60],尤其是潮汕凹陷,海相中生界可能厚达

7000 m^[61].2003年的MZ-1-1井,果然在潮汕拗陷北坡钻遇含放射虫化石群的侏罗-白垩纪海相地层^[62],其中包括深海沉积,反映出中生代的东亚直接面对太平洋俯冲带的图景^[63].在南海南部,推测在今天的南沙和婆罗洲之间曾经有过古南海(proto-South China Sea)发育(见图2)^[64],南沙海域的抓样和钻孔曾多次发现中生代海相地层,有可能都是古南海的沉积,南海南北中生代地层的遗迹,很可能是因后来的海底扩张而拆散远离的^[65].因此,南北两地中生代“古南海”地层之间的关系,特提斯和太平洋之间的关系,都是有重要价值的科学命题^[66].

从白垩纪晚期到始新世,处于裂谷阶段的南海形成了许多沉积盆地,在南海北部以河湖相沉积为主,是主力生油层的堆积时期,也是多年来研究工作的焦点^[55,67,68].相应时期的海相环境反映在再沉积的微体化石上,无论在北部陆架的油气勘探井^[69],还是北部陆坡的大洋钻探井^[11],都发现有始新世和古新世的再沉积钙质超微化石,然而其来源不明.由于ODP1184井揭示的渐新世初期地层已属深海相,而且从地震剖面看还向下延续,因此南海北部陆坡是否有始新世、甚至古新世海相层分布,非常值得进一步追踪.从现有资料看,南海南部许多沉积盆地的新生代早期地层序列和北部相似,也属河湖相,但是在南海西南,曾母盆地西部发育晚始新世-渐新世的浅海相地层,古新世-中始新世已经轻度变质^[20,70],应当属于“古南海”的范畴.

初步估算南海自早渐新世张裂以来,在陆坡和陆架形成的大量盆地,接受了总共 1.44×10^{16} t的沉积物充填,估计其中约63%是陆源碎屑,37%是钙质生物沉积(并含少量硅质生物和火山灰沉积).这些数据虽然是几年前根据40口钻井、121个岩芯柱状样和94条地震剖面估算的结果,统计很不全面,但从中可以看出渐新世的堆积速率最高,其次是第四纪,中新世中期最低;而且,这些沉积物主要是堆积在陆架和陆坡上,海盆内并无大型深海扇发育^[71],明显不同于开放大洋,也不同于小型西太平洋边缘海的弧后盆地.比较可靠的是晚第四纪,比如说全新世南海的年均沉积总量为 1.5×10^8 t,而末次冰期时高达 2.1×10^8 t/a;其中最高沉积速率分布在西南和东北两区,末次冰期时由于古巽他河系的发育,南海西南区的堆积速率比东北区高得多^[72].

研究沉积充填过程有两大问题,一是地质记录

和现代过程的衔接;二是沉积物的源区分析.南海现代每年接受河流的悬浮颗粒沉积物,亚洲大陆三大河流(珠江、红河、湄公河)合计为 $3.6 \times 10^8 \text{ t}$ [73],而东部和南部的岛屿风化作用强烈,仅一个台湾岛输向南海的沉积物每年就有 $1.8 \times 10^8 \text{ t}$ 之多[74],如果根据 Milliman 等人[75]的理论模式计算,婆罗洲和苏门答腊岛每年向南海输入的碎屑沉积物有可能高达 $10 \times 10^8 \text{ t}$. 现代过程的沉积量,和上述晚第四纪地质记录的沉积量相差达~1个数量级.这类古今差异并非南海所特有,但是造成差别的机理有待揭示,才能实现古今衔接.陆源碎屑沉积物源区分析是另一个重点问题,近年来许多学者通过沉积物粒度、元素地球化学、黏土矿物学、Nd 同位素地球化学等分析,对南海的物源区演化进行研究,主要集中在河流与风尘输入、大陆与岛屿输入的比率,以至于青藏高原隆升引起的流系变化等等[76-81].其中格外值得注意的是黏土矿物组合的定量研究,发现南海周边各岛屿输送的黏土矿物成分不同,比如台湾以伊利石和绿泥石为主,吕宋以大量蒙脱石为特征,而华南大陆的珠江近 50%是高岭石[82,83].这些沉积物进入南海后相互混合,如果将黏土矿物定量分析及其 Nd 同位素等方法相结合,就有可能揭示源区控制和洋流搬运的联合效果,为南海沉积物源区的定量识别提供钥匙.

2.2 海盆演变事件的沉积响应

南海构造演变的转折关头如何记录在沉积过程中,是“南海深部计划”的重点研究对象.大洋钻探 1148 井现在水深 3300 m,所揭示的 33 Ma 沉积纪录中,最重要的地质事件发生在渐新世末.该井的沉积速率在早渐新世最高($>60 \text{ m/Ma}$),而由构造活动引起的沉积间断,集中在渐新世中期 28.5 Ma 至中新世初 23 Ma 的一段时间里,4次沉积间断总共造成至少 3 Ma 沉积记录的缺失,而主间断面位于 25 Ma,亦即滑塌沉积层的底界[12,84].渐新世末的南海北部经历了巨大的环境变化,1148 井的底栖化石群表明海水急剧加深,从早渐新世的上陆坡($<1500 \text{ m}$)变为中新世的下陆坡($>2500 \text{ m}$)[85];同样,南海北部上陆坡白云凹陷的地层,也从此前的浅海相转为深海相[86].其他如蛋白石含量和碳酸盐堆积速率,都在事件之后突然下降(图 4),物源区也从南源转为北源[13].渐新世末的事件,不仅是南海沉积记录中最大的一次构造运动,也是东南亚地区从地质到气候

环境普遍的改组事件,东亚的大气环流也从行星风系变为季风风系[87].地球表层系统如此大幅度的改组事件,肯定有其尚未揭示的深部原因.

另一个例子取自南海西南的越南岸外.根据近年来中建南、湄公、万安等盆地调查的结果,发现南海西南在中新世才开始接受海侵(图 5(a)),此前均为陆相地层;早中新世末-中中新世时火山活动活跃,并开始形成碳酸盐台地(图 5(b));直到中中新世的末期才有显著沉降,形成深海沉积并延续至今(图 5(c)).上述记录反映出南海西南的海底扩张比南海北部晚的多,也就是“混合构造模式”所说的中新世扩张,发生在西南海盆并得力于向婆罗洲的俯冲,扩张轴逐渐向西南推进,同时伴有活跃的岩浆活动[24].可见,南海东部和西南两个次海盆海底扩张的不同步伐,决定了海相沉积发育历史的不同.

2.3 深层海流演变的沉积记录

海盆的关闭和张裂一样,都是南海演化的主要过程;然而对于南海深部海流的影响来说,却是关闭比张裂重要得多.上面说过,菲律宾海板块的北上和南海洋壳在马尼拉海沟的向东俯冲,造成了南海的关闭和消亡.吕宋岛与台湾之间的巴士海峡,是当代半封闭的南海和大洋之间唯一的深水通道,这里马尼拉海沟的俯冲带,是一条“吞噬”南海物质的边界.可以推想,当南海海底扩张完成之初,中新世中期的南海曾经是一个宽阔而开放的海盆,因为今天南海的“东墙”菲律宾群岛当时还远在南边,南海海盆的面积有可能是今天的 2 倍(图 6)[88].马尼拉俯冲带是研究南海深部不可回避的环节.从构造上讲,马尼拉俯冲带与典型的大洋俯冲带十分不同,马尼拉海沟的东边还有向西俯冲的菲律宾海沟,南海板块和菲律宾海板块在马尼拉海沟如何相交,在这双俯冲带之间的构造活动如何调节,都有极大的研究价值.从水文上讲,俯冲带造成的增生脊和火山弧,正是阻隔海盆和洋盆连接的海槛,它们决定着南海和太平洋水交换的深度范围,使得南海深层水的属性变化,对于马尼拉海沟俯冲带的演变特别敏感.

现代南海深层水的唯一来源是太平洋.太平洋水越过 2400 m 深的海槛进入南海,形成“深水瀑布”(deep water overflow),混合后再从中层深度返回太平洋[89],结果使得南海 2000 m 以下的深部水,无论位密度和含氧量都相当稳定[90].这里的关键在于

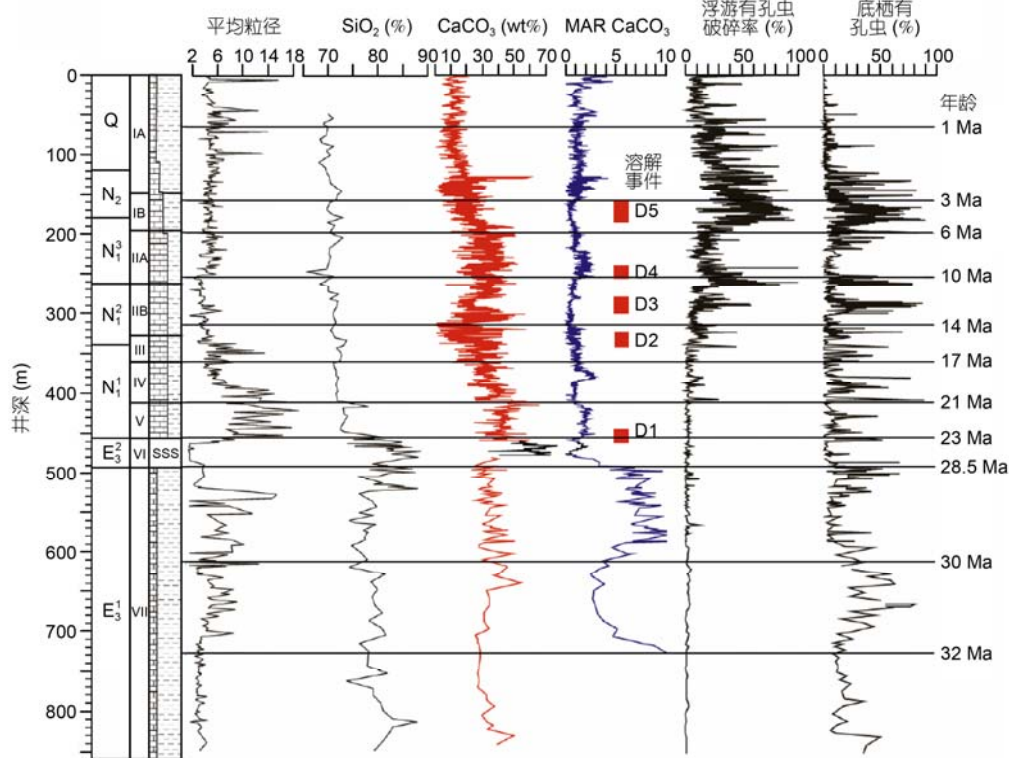


图4 南海北陆坡大洋钻探 ODP1148 井(水深 3297 m)33 Ma 地层的岩性、化学和有孔虫分析数据
MAR CaCO₃ 指碳酸盐堆积速率(g (cm ka)⁻¹), D1~D5 为深海碳酸盐溶解事件^[20]

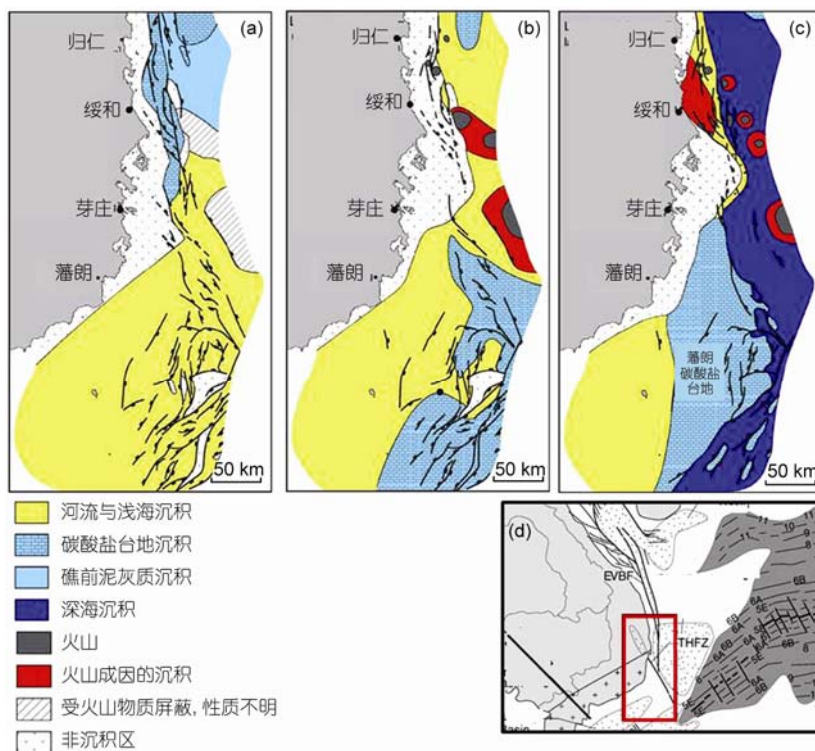


图5 南海西南中新世的沉积相演变

(a) 早中新世; (b) 早中新世末-中中新世; (c) 中中新世末-晚中新世; (d) 研究区(红色方框)地理位置(据文献[24]修改)

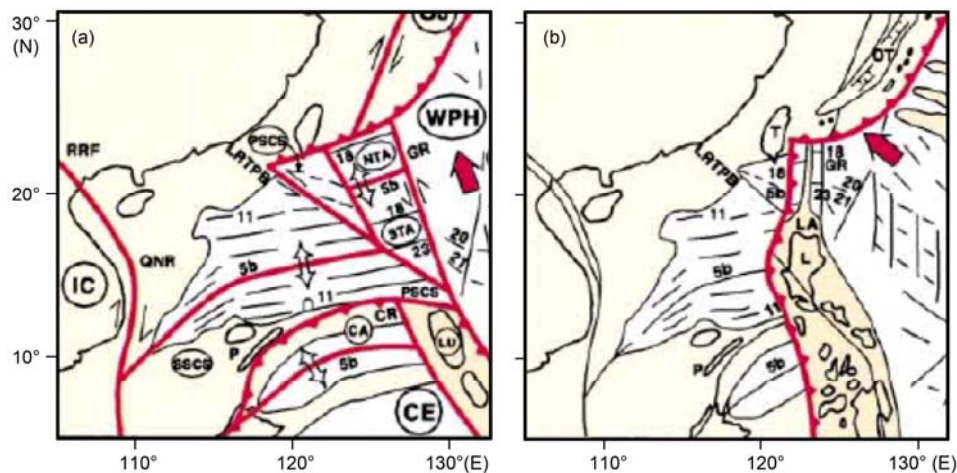


图 6 中新世 15 Ma(a)和现代(b)南海周围板块运动格局的比较^[88]

圆圈内示板块名: IC, 印支板块; PSCS, 古南海板块; SSCS, 南海南板块; CA, 卡加延板块; CE, 苏拉威西板块; NTA, 北台湾海板块; STA, 南台湾海板块; LU, 吕宋板块; WPH, 西菲律宾海板块。其他符号: QNR, 归仁海脊; LATPB, 吕宋-琉球板块转换边界; CR, 卡加延板块; GA, 加瓜海脊。数字示海底磁异常条带编号

巴士海峡, 它不但是南海与太平洋联接的唯一深水通道, 又是两者能量交换的场所, 大量的内潮在巴士海峡生成并传入南海, 使得南海的深层混合比太平洋高两个数量级。跨越等密度面的海水混合作用, 驱动着南海深层的气旋式环流, 调控着南海深层水团的更新周期^[91]。因此今天南海深层水的通风作用特别活跃, 更新周期只有 40~50 年^[92]、甚至 30 年^[90]。而且与日本海不同, 2000 m 以下的水全部来自太平洋, 没有南海自己形成的深层水^[93], 为我们利用南海沉积记录观测西太平洋海水的变化提供了窗口。

但是这只是现代的格局。在地质历史上, 海盆形成的早期南海东侧完全开放, 和太平洋深水可以自由交换, “深水瀑布”不可能发生、南海深层气旋式环流也不见得存在。随着吕宋岛弧的北移和南海的逐渐封闭, 海槛的限制作用迫使南海深层水通风加剧, 才会出现如此富氧而年轻的深层水。具体说, 马尼拉海沟的增生楔和吕宋火山弧所构成的两道海槛, 正是南海与太平洋之间的“关口”, 幸好两者分别向北沿伸到台湾南部的恒春半岛和台湾东部的海岸山脉(图 3), 因而可以从台湾追踪海槛的历史。从台湾记录看, 中新世早中期 15~16 Ma 前后增生楔和火山弧已经初步形成, 到中新世末期 6.5 Ma 时出露水面^[42,43]。而从 ODP 1148 井的底栖有孔虫的属种组成和壳体碳同位素看, 这两个时期正好是深层水含氧量增高, 与大洋平均值相比碳同位素突然变轻的转

折期(图 7)^[20]。再如台湾花东海脊北延的“利吉混杂岩”形成于 3.5~3.7 Ma, 是巴士海峡海脊形成过程中又一个关键时期, 而南海 ODP 1148 井的 Rb/Zr 比值曲线的总趋势在此时发生急剧转折, 由下降突然转为上升(刘连文私人通讯), 底栖有孔虫碳同位素也有变轻的现象, 是否都与海槛形成、底层流改组有关, 同样值得研究。台湾的新生代地层, 很大程度上就是南海海底沉积在地面的露头, 如果将巴士海峡水下和台湾陆上的研究相结合, 再与南海深层水演变的地质历史对比, 必将能够揭示马尼拉俯冲带的演变与南海深层水属性变化的相关性, 展现边缘海盆地构造演变对深层水古海洋学的控制作用^[44]。

当然, 南海深层水的变化不仅受巴士海峡的控制, 而且反映了太平洋水体的演变。一方面, 巴士海峡深水通道的上游是菲律宾海盆, 其海盆的演变直接影响到南海深层水的来源, 而且整个西太平洋深水体结构的变化都会影响南海的深层水^[91]; 另一方面, 南海深层的气旋式环流^[94]是当前地形条件下的产物, 在南海深海盆扩张和关闭过程中必然经历过反复的改组。因此, 上述 ODP1148 井碳同位素的信息(图 7), 应在更大程度上反映了太平洋水与南海环流的演变历史, 有待进一步工作加以揭示。

深层水演变的另一类地质记录是深海的沉积构造。南海深水盆大量分布浊流沉积, 陆坡上广泛发育沉积波和高速堆积体, 但是都缺乏系统研究。由于对

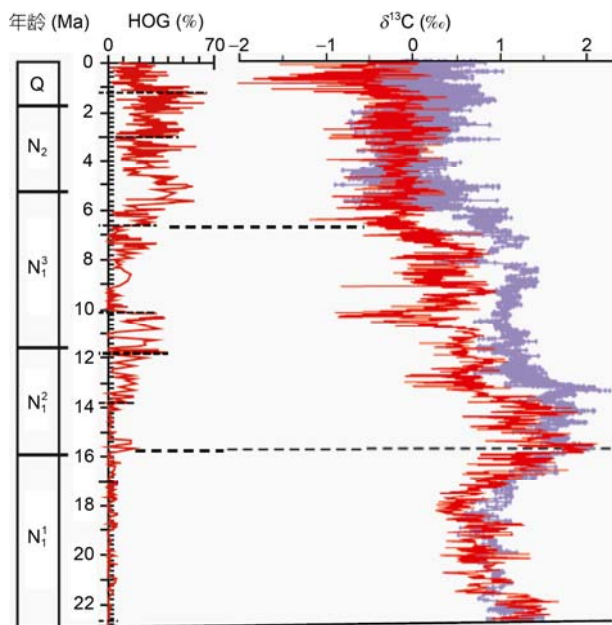


图7 南海北陆坡 ODP1148 井(左)底栖有孔虫富氧型属种所占百分比, 和(右)底栖有孔虫碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ (红色)与全大洋平均(深紫色)的差异

横向虚线示巴士海峡海槛可能的发育阶段。据文献[20]改绘

深层海流缺乏原位观测, 只能通过水体密度和含氧量推断底层海流的方向, 通过地震和浅地层剖面间接推断沉积构造。南海作为边缘海的特点之一, 是具有高沉积速率的次深海沉积, 其中突出的一例, 是北部陆坡东沙东南 ODP1144 井所在的高速堆积体, 最高的沉积速率达 97 cm/ka [95]。但是高速堆积体的成因解释并不一致, 有的认为是北太平洋深层水(NPDW)将源自台湾的细粒陆源物质, 到陆坡区向上爬升形成的沉积体 [96], 有的认为是等深线流的产物 [97], 还有的认为是逆陆坡向上迁移的沉积波所组成的牵引体 [98], 分歧的根源在于观测不足。南海深层海流及其沉积搬运, 迫切需要学习国际经验, 组织现场观测, 从沉积动力学出发开展“从源到汇”的系统研究 [99]。值得称道的是台湾高屏溪河口外超密度流的研究, 可誉为当今南海现代沉积过程观测中的一枝独秀。台湾南部的高屏溪集水盆地高差 3000 m , 年降雨量逾 3000 mm , 平均年输砂量 $3500 \times 10^4 \text{ t}$, 洪水期河水入海后成为超密度流, 切割陆坡形成的高屏峡谷直到陆架外缘的 $\sim 400 \text{ m}$, 是深海沉积的快速输送渠道 [100,101]。跨域时空尺度, 将观测结果和数值模拟相结合, 将现代沉积颗粒运移的现场观测, 与地

震剖面揭示的沉积体研究相结合, 就可望像当年将古埃及和古希腊文字连接起来的罗赛塔石碑(Rosetta Stone)一样, 在物理海洋学和沉积地质学之间搭建桥梁 [102]。

2.4 南海的深海碳酸盐沉积和碳酸盐台地

南海地处低纬, 加以深层水的通风作用强, 因而是西太平洋海区深海碳酸盐保存最好的海区之一, 除 3500 m 以下的深海盆外都有至少 10% 的碳酸盐沉积保存, 为其深部过程的演变保存了优异的地质记录。南海碳酸盐主要是两大类: 深海碳酸盐和珊瑚礁碳酸盐。深海大量沉积柱状样的分析, 早已揭示出南海溶跃面上下南海晚第四纪碳酸盐旋回的不同 [103]。大洋钻探钻孔又提供了 3000 余万年来南海碳酸盐沉积的兴衰, 其中包含着太平洋低纬海区共同的变化, 比如多次碳酸盐溶解事件(图4的 D1~D5), 大约 11 Ma 之后的“碳酸盐崩溃”事件, 以及大约 8 Ma 之后的“生源物勃发”事件(图4) [20]。和上述的碎屑沉积的记录相结合, 深海碳酸盐的堆积和溶解是再造南海深海盆生命史的重要依据。

星罗棋布的珊瑚礁, 是南海深海盆的一大特色。现在南海珊瑚礁的总面积近 8000 km^2 , 主要分布在几个群岛的碳酸盐台地上, 其中最大的南沙群岛水域总面积约 $82 \times 10^4 \text{ km}^2$, 比巴哈马群岛大将近 60 倍。现代南海珊瑚礁总的碳酸盐年产量, 初步估计在 2100×10^4 的量级, 占全球珊瑚礁碳酸盐总产量的 $1.6\% \sim 3.3\%$ [104]。珊瑚礁当然不属于深海沉积, 但是珊瑚礁产生的碳酸盐一部分进入台地的格架, 更多的却随着风浪的侵袭和低海面期的剥蚀进入海盆, 和浮游生物骨骼共同构成生源沉积中的碳酸盐成分, 最终还是加入深海沉积。20 世纪 70 年代我国先后在西沙与南沙的珊瑚礁上钻得数百米的深井多口, 其中西沙永兴岛钻进 1279 m 穿透碳酸盐进入前寒武纪基底 [105]。近年来的研究表明, 南海深海盆的碳酸盐台地从中新世开始发育, 除现有的珊瑚礁群岛外, 还包括北部边缘和西南边缘埋葬的礁相碳酸盐。虽然不像大西洋的巴哈马滩那样从中生代就开始发育、并形成数千米厚的碳酸盐沉积, 南海的珊瑚礁也堆积了千米以上的碳酸盐, 是世界上碳酸盐台地的重要组成部分。

从 20 世纪 50 年代起, 大巴哈马滩就成为全世界研究碳酸盐地层的楷模。大洋钻探航次又两度造访

大巴哈马滩,使之成为碳酸盐地质研究的“圣地”,从碳酸盐岩的结构与成岩研究,到碳酸盐层序地层学,莫不以大哈马滩作为全球的标准.而我国的南沙群岛,尽管连续研究了几十年,取得了众多的成果,但是在国际学术界来说,还只是一片暗礁丛生的“危险海区(Dangerous Ground)”.近年来,我国在高分辨率气候变化记录上取得了珊瑚礁研究的可喜成果,但是从南海盆地演化沉积响应的宏观角度,还没有开展工作.而这种工作的实质,在于将珊瑚礁看作碳酸盐台地的一部分,不是孤立地、而是与其周围的海域联系起来研究珊瑚礁.南海碳酸盐台地的研究,具有重要的理论和应用价值.比如说,南海南北有大量的碳酸盐油气藏,但为什么从中新世中期起才广泛发育(图5(B), (C))?又比如说大片珊瑚礁的兴衰,在南海碳循环中起什么作用?这些都是“南海深部计划”应当回答的问题.

3 南海深部的能流与物流

近30余年来海洋科学的重大发现,是海洋能流和物流的双向性.20世纪70年代末期发现的深海热液和热液生物群告诉我们:除了太阳辐射能驱动的自上而下的过程外,还有由地球内热驱动的自下而上的过程.深海海底是地球表面距离地球内部最近的去处,也是地球系统表层与深部相互作用的窗口,从洋中脊到俯冲带、从大陆边缘到深海盆地,海底之下广泛存在着巨量的流体,被喻为“海底下的海洋”^[106].这些流体赋存于沉积物和岩石的孔隙和裂隙中,在地形、构造、热、重力等因素的制约下扩散或流动,影响着深海过程和海水化学成分的演化,从而参加到地球表层系统的循环中来.南海深部既有古时的洋中脊,又有现代的俯冲带,古今能流和物流的变化是海盆演化史的重要成分.但是与上面讨论的盆地发育和沉积充填不同,作为一个崭新的学术前沿领域,目前还谈不上有多少工作积累,只能将今后研究的方向作为下面讨论的重点.

3.1 热液与冷泉,蛇纹岩化与可燃冰

洋中脊的热液活动是海底深部过程中最引人注目的一种.在大洋中脊及其两翼,海水沿着海底的裂隙下渗,被深处的熔岩加热后重返海底,将深部物质与能量带到表层,维持着特殊的成矿作用和生命系统^[107].南海的海底扩张结束已经一千多万年,但是

古代的热液活动应当在残留洋中脊及其周围留下矿物、生物或者化学的遗迹.近年来发现,大洋中脊侧翼的海底地下水活动比轴部更加广泛,比如在大西洋中脊的两侧,沿着转换断层大面积发育上地幔橄榄岩的蛇纹岩化,构成地球深部水循环的重要环节.深海橄榄岩接触海水后发生蛇纹岩化,释出热量和氢,可以造成低温热液作用并形成甲烷和特殊的生物群,像大西洋Lost City所见^[108].蛇纹岩化作为深海水-岩相互作用产物已有广泛报道,值得在南海深部计划的研究中注意.一方面可以注意蛇纹岩化是否曾经在其扩张过程中发生,另一方面还可以探索在岩石圈深部发生的可能.国外报道,海水也可以通过转换断层下渗,导致上地幔顶层的蛇纹岩化而获得铁磁性^[109].最近发现南海深海盆的居里点位于莫霍面之下^[110],提出了南海是否有上地幔顶层蛇纹岩化的现象,需要追踪南海海底地下水的活动及其影响,揭示上地幔磁场的成因^[111].蛇纹岩化是“海底下的海洋”研究的前沿^[112],值得在南海研究中密切注意.

海底另一类能量流和物质流来自冷泉.冷泉在大洋的板块俯冲带和海底的烃类溢出口都有分布.海底沉积层被大洋壳负载着向下俯冲时,水被挤出地层重返海水,这种冷泉在富有机质区也会带上甲烷,其厌氧氧化造成碳酸盐沉积,并支持冷泉生物群^[113].在较浅的陆坡,海底天然气水合物的分解也会呈冷泉溢出,同样的过程也会造成碳酸盐结壳和冷泉生物群,或者在海底造成泥火山^[114].此外,海底的天然气溢出口,也可以为深海珊瑚礁发育提供基础^[115].我国对南海天然气水合物的勘探,早在十多年前已经开始^[116];2002年在南海东北上千米水深处,拖网采到天然气水合物溢出口的碳酸盐结核^[117];2004年,中德合作的“太阳号177航次”对南海东北部的天然气水合物进行专题调查,对其溢出口的碳酸盐结核及其微生物进行研究,在九龙礁等区发现“微生物礁”^[118,119];2007年3月,台湾学者和日本JAMSTEC合作,用ROV在台西南盆地调查水合物溢出口,发现化学合成型生物群^[120-122];2007年5月,我国在南海东北的钻探成功地采集到实物样品,证实了天然气水合物在南海的大量存在^[123,124].其实烃类溢出和泥火山,在南海北部甚至台湾陆上早已大量发现.开展勘探工作的同时,需要对于溢出口进行多学科的联合调查和连续原位观测,从海洋环境变化的角度

研究其海洋化学和生物学的影响。

研究南海深部海底流体活动的另一个海区,是马尼拉海沟。板块俯冲带是地球内部与表层系统物质交换极其活跃的窗口,被比喻为“俯冲带加工厂”^[125]。马尼拉海沟是南海板块俯冲的入口,也是南海水深最大(5500 m)的海域,无疑对南海的物流和能流都有巨大影响,需要在客观条件允许的情况下尽早开展工作。

3.2 深部生物圈与深海碳储库

无论热液和冷泉都出现在有光带以下的深处,不可能依靠光合作用支持生命活动,只能依靠来自深部的能量与物质,通过化学合成(chemosynthesis)制造有机质,属于所谓“黑暗食物链”。南海东北水深千余米的甲烷逸出冷泉口,所发现的贝、蟹、虾等与热液口的类型相似,两者都属于化学合成生物^[122]。近年来查明,海洋生物圈的主角其实是微生物而不是大型生物,海洋生物量的90%属于微生物,而且越是深水微生物的作用越大。在深海底下深处的沉积物、甚至大洋地壳中,也有微生物在生活,这就是所谓的“深部生物圈”^[126]。这种由“暗能量”支持、生活在海水高压下的微生物,虽然是地球上最大的生态系统,人类对它的认识却刚刚开始^[127]。

南海深海沉积中的微生物研究,近5年来已经积极开展,不过作为起步阶段的工作,多数属于表层沉积中微生物多样性的报道^[128~132],也有的对于不同深度的微生物群进行比较^[133],或者对特定种类如烷烃降解菌进行研究的^[134]。与此同时,在冷泉溢出口的研究中,已经注意到化学合成微生物在碳酸盐形成中的作用^[119]。其实,这类生化反应不限于今天的热液和冷泉喷口,古代记录也已广泛发现^[135],有待在南海加以识别。总之,以甲烷的产生和氧化为重点,开展南海深部“海底下的海洋”和“深部生物圈”的研究,是一个重要的新领域,是微生物研究中具有挑战性的课题。

和微生物密切相关的是深海碳循环。海水里的有机碳中90%是溶解有机碳(DOC),其中90%~95%又是难以为细菌降解的“惰性溶解有机碳(RDOC)”,在深层海水中占绝对优势。RDOC的碳可以几千年不参加碳循环,因此在当代可以视作“碳截存”的又一途径^[136]。现代海水里的DOC的¹⁴C年龄平均数千年,甚至还测出两万年以上的高龄,其中一个可能的重

要来源就是深部生物圈。大洋壳里古老的无机碳,被“深部生物圈”的微生物利用地球内部的“暗能量”化学合成有机物,由此形成的DOC有很老的¹⁴C年龄,随着“海底下海洋”的地下水送海底,构成海水里的老DOC的重要来源(图8)^[137]。无论东北太平洋温哥华岛外的冷泉溢出口^[138],或者胡安·德·富卡中脊侧翼的低温热液口^[139],还是墨西哥湾深海海底烃类渗出处^[140],都测到了¹⁴C年龄上万年的老DOC。

大洋钻探的研究表明,“深部生物圈”的微生物新陈代谢极其缓慢^[141,142]，“海底下的海洋”地下水的流速也极低^[143],因此以微生物和DOC控制的深海碳循环,要比上层海洋低好几个数量级,成为当前研究全球变化碳循环各种模型中的普遍漏洞。南海的大洋钻探研究,发现有孔虫碳同位素有40~50万年的长周期^[144,145],反映出大洋碳储库中的有机碳,有跨越几个冰期旋回的长期变化,很有可能与上述“深部生物圈”有关。几十年来深海碳循环的研究主要在于无机碳即碳酸盐,碳同位素的记录说明深海有机碳储库也应当有过重大变化,而南海作为边缘海比大洋更适于开展此项研究。需要将深海地下水、微生物和碳循环结合起来进行观测,再通过地质记录和数值模拟,探索深海碳循环中可能存在的新机制。

以上从海底下的海洋、深部生物圈和天然气水合物3个方面讨论南海的微生物与地球化学,实际上是在深部海底上下的层面上研究海水的生物地球化学

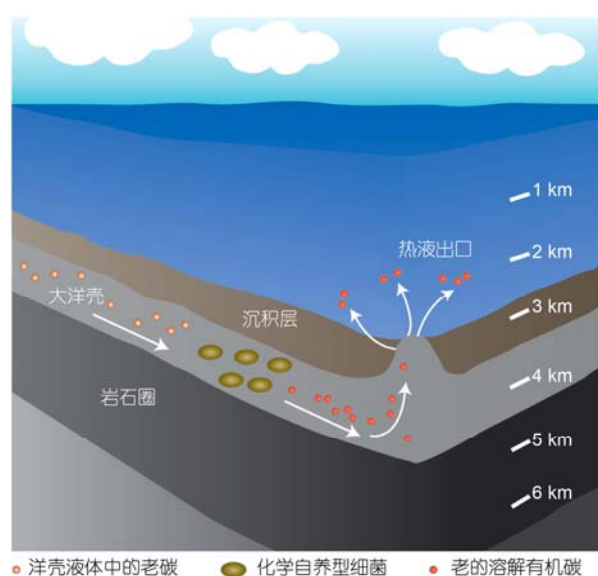


图8 大洋地壳中的水流和“老DOC”生成的示意图^[137]

过程, 研究对象是边缘海生命史里的“血液”. 其中的内容涉及多个研究新领域, 比如以甲烷的产生和氧化为重点开展微生物的研究, 就是生命科学和地球科学在深海研究中的交叉, 具有明显的挑战性和学术前景.

4 边缘海演化与海陆相互作用

上述盆地演变、沉积响应和深海生物地球化学, 是 3 个相对独立的主题, “南海深部计划”将三者结合起来探索边缘海的生命史, 既是研究边缘海本身, 又是研究大陆与大洋之间相互作用的有效途径. 因此可以从这两方面出发, 对“南海深部计划”未来的学术价值进行评价.

4.1 边缘海生命史的比较

“南海深海过程演变”国家自然科学基金重大研究计划, 是从现代过程和地质记录入手, 解剖一个边缘海的发育史. 其科学计划也就由洋盆、沉积和生物地球化学过程三大方面组成: 从海底扩张到板块俯冲的构造演化作为生命史的“骨架”, 以深海沉积过程和盆地充填作为生命史的“肉”, 以深海生物地球化学过程作为生命史的“血”, 在岩石圈、水圈和生物圈相互作用的层面再造南海的深海盆地发育过程, 以及该过程的资源环境效应(图 9). 研究计划的核心科学问题有 8 个: ① 南海海底扩张的年代与过程; ② 海山链岩浆活动的时间与原因; ③ 深海沉积过程对海盆演变的响应; ④ 底层海流与沉积搬运机制的变化; ⑤ 碳酸盐台地的发育过程和环境影响; ⑥ 海底溢出流与井下流体的分布与影响; ⑦ 深海微生物在碳循环中的作用; ⑧ 微生物活动对深海能源形成的影响. 作为我国海洋领域第一个大型的基础研究计划, “南海深部计划”将力争整合我国不同系统在南海的科学探索, 努力促进我国在南海科学研究中的主导作用.

与开放大洋相比, 边缘海与人类社会的关系更为密切, 更加需要为其资源开发和环境保护提供科学依据; 而南海作为当今地球上低纬区最大的边缘海, 其生命史的认识具有特殊的科学价值. 南海南部属于西太平洋暖池, 是三大大气环流的出发点, 因而属于地球表面能量流的中心; 南海所在的东南亚海域, 是大洋陆源悬移碎屑物最大的源区, 因而属于地球表面的物流中心; 南海所在的“东印度三角”, 海、陆

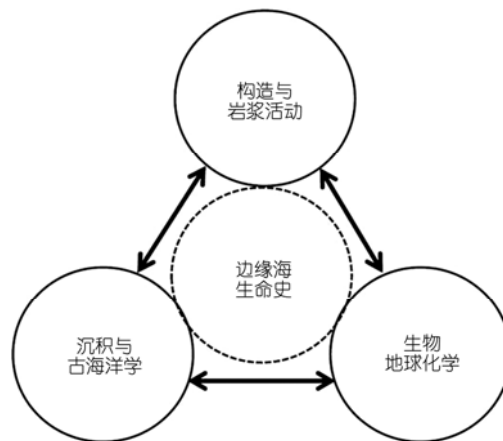


图 9 国家自然科学基金“南海深海过程演变”重大研究计划的三大组成部分

生物群的多样性全球第一, 因而属于地球表面基因流的中心^[53]. 将南海与世界上其他的边缘海相比, 以南海为对象研究生命史具有一系列的客观优势.

美国的墨西哥湾, 与南海有着众多的相似之处. 墨西哥湾比南海较小($160 \times 10^4 \text{ km}^2$)、较浅(3800 m), 但和南海一样是半封闭海盆, 同样是南北两边陆架宽、西边陆架窄, 以东边与大洋连接. 墨西哥湾和南海一样深层水通风良好, 大洋的深层水跨过 1500~1900 m 深的海槛流入, 使得底层水富含溶解氧, 更新年龄只有 250 a^[146,147]. 墨西哥湾海底的烃类资源极其丰富, 深海油气开发和可燃冰的勘探积累了惊人数量的地质资料. 可惜这是个中生代形成的盆地, 扩张历史比南海古老得多, 基底之上有几千米的巨厚沉积覆盖, 以致其洋壳年龄和扩张原因至今都有争议^[148,149]. 因此墨西哥湾尽管是国际深海研究最多、最好的海盆, 1968 年深海钻探计划(DSDP)就是在这里起步, 但是要作为边缘海历史来研究, 却有着种种困难.

在西太平洋各个边缘海中, 研究程度最高的应当是日本海. 日本海形成比南海晚, 海盆张裂在 20~25 Ma 开始、12 Ma 结束, 大洋钻探先后 3 个航次在日本海钻探, 岛上又有海相地层, 对于研究海盆发育历史十分有利^[150,151]. 日本海比南海小($100 \times 10^4 \text{ km}^2$)而浅(4000 m), 但是比南海更加封闭, 最深的海槛只有百余米. 加上纬度较高、冬季形成海冰, 深层水由北部冷水下沉形成, 水温几近 0°C , 不利于有孔虫壳等碳酸盐物质的保留. 又因为缺乏大河注入、沉积速率低下, 形成的沉积物中 CaCO_3 普遍在 10% 以下,

不利于海洋演变历史在地质记录里的保存^[152], 是进行边缘海生命史研究的先天不足之处。

相比之下, 南海在众多边缘海中更有可能“脱颖而出”, 通过深部过程的多学科研究, 展现边缘海形成发育中岩石圈、水圈和生物圈的相互作用, 为边缘海的系统演化树立典型。

4.2 亚洲与太平洋相互作用的演变

研究南海深部过程演变意义, 并不限于边缘海本身。边缘海介于陆地和海洋之间, 是海陆相互作用的界面。当代世界的特点之一, 是最大的大陆和最大的大洋之间隔着一串边缘海, 这就是亚洲和太平洋之间的鄂霍次克海、日本海、东海和南海。边缘海的发育, 改变了大陆和大洋间的物流和能流, 这很容易从西太平洋和印度洋的比较看出来: 东亚和南亚为世界大洋贡献 70% 的陆源悬移沉积, 印度洋没有边缘海, 发育了巨型的深海沉积扇, 而在西太平洋, 形成的是边缘海里的广阔大陆架。南海作为亚洲岸外最大的边缘海, 其生命史的研究是认识亚洲和太平洋海陆相互作用的捷径。

西太平洋从活动向被动大陆边缘的转折, 是亚洲-太平洋相互作用最大的变化, 无论对大陆和大洋都有深刻影响。几十年来, 研究东亚大陆的形变考虑比较多的是青藏高原隆升的西部因素, 注意不够的是太平洋方面的东部因素。太平洋西岸从以安第斯式山脉为特色的晚中生代, 到以边缘海系列为特色的晚新生代, 两者之间的转变过程并不清楚。从中生代的俯冲挤压到新生代的破裂拉张的转变, 对于东亚大陆和西太平洋、乃至全球气候环境的影响不容忽视, 但是我们的认识十分有限。至少说, 中国新生代发生的東西向地形倒转, 不能只考虑印度板块碰撞和青藏高原隆升, 同样必须注意太平洋板块的变化。如果能够通过南海的研究, 将东亚大陆河系改组、太平洋海盆演变和岩石圈深部的信息直接对比, 就有可能成为西太平洋海陆相互作用演变史的突破点。

边缘海的发育, 同样也改造了西太平洋海流与气候的格局。现代太平洋的西部边界流黑潮和亲潮都流经边缘海, 和东亚大陆入海大河的径流相混合, 而这种格局在地质上很晚才出现。中新世中期以前赤道太平洋向西直通印度洋, 中新世末台湾和大陆弧陆碰撞之前南海与东海相连。因此, 黑潮的强度和路径于今大不相同。西部边界流是否流经边缘海, 可

以将西太平洋海陆相互作用分成两种模式, 并且导致海气交换作用的不同, 进而影响气候^[153]。同时边缘海的影响远不止是上层水, 容量可观而半封闭的南海, 还是亚热带北太平洋中层水西端的终点^[153]。总之, 站在圈层相互作用的高度看待南海演变与海陆相互作用的关系, 看待边缘海盆地发育对东亚和西太平洋环境的影响, 就可以打开一系列科学新课题的大门。

5 结语

在深海底部发生的过程, 是当今海洋研究的前沿。美国 2010 年启动 OOI 计划预算 3 亿美金, 用来建设海底观测网, 对大洋的深海过程作长期的实时观测; 1968 年开始的大洋深海钻探, 历经四十多年后盛况不衰, 正在向新的科学目标迈进 (IODP, 2011)。深海过程是地球系统中刚开始认识的组成部分, 不仅在现代、而且在地球系统的历史演变中都起着举足轻重的作用。无论洋底扩张还是板块俯冲, 都会有流体从海底喷出, 改变海水成分、支持特殊的深海生物群; 板块构造运动又会通过地形改变底层海流, 同时改变陆源沉积的搬运和沉降; 而无论来自海底或者陆地的流体和颗粒, 都会影响海底和海底以下的微生物世界, 改变深海碳循环。如果在一个范围有限的边缘海, 将现代深海过程与地质演变结合起来研究, 就有可能通过“解剖一个麻雀”, 在崭新的水平上认识海洋变迁及其对海底资源和宏观环境的影响, 而南海正是最佳的选择。

南海是我国管辖海域中主要的深海区, 也是我国深海资源勘探和科学研究积累最为丰富的海域。南海北部陆坡 2006 年发现深海天然气、2007 年发现天然气水合物, 成为我国深海资源开发的亮点; 南海周边 1991 年菲律宾火山爆发, 2006 年底台湾以南地震, 突出了南海安全保障的迫切性; 1999 年春南海的大洋钻探, 和紧接着的国家重点基础研究发展计划 (“973”)、国家自然科学基金重大项目等研究, 和多次国际、国内的专题考察航次, 又使南海成为国际深海研究的焦点。当前, 我国各部门对深海有各种的发展计划, 标志着我国对深海资源开发和发展深海技术的投入正在迅速增长。希望“南海深部计划”能够与各系统的投入相结合, 并且开展国际合作, 争取在基础研究上取得突破, 在国际学术界做出中国应有的贡献。

致谢 本文是在 2007~2011 年“南海深部计划”多次研讨会基础上写成, 上百位海内外同行参加讨论, 为此向提供思想和材料的各位专家表示谢意. 在文章撰写及其准备过程中, 又得到牛耀龄、王旭晨、徐义刚、李春峰等的启发和帮助, 谨此致谢.

参考文献

- 1 Taylor B, Hayes D E. The tectonic evolution of the South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. AGU Geophys Monogr, 1980, 23: 89–104
- 2 Taylor B, Hayes D E. Origin and history of the South China Sea Basin. In: Hayes D E, ed. *The Tectonic and Geologic Evolution of South Eastern Asian Seas and Islands, II*. AGU Geophys Monogr, 1983, 27: 23–56
- 3 Pautot G, Rangin C, Briais A, et al. Spreading direction in the central South China Sea. *Nature*, 1986, 321: 150–154
- 4 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Update interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of southeast Asia. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6299–6328
- 5 姚伯初, 曾维军, Hayes D E, 等. 中美合作调研南海地质专报. 北京: 中国地质大学出版社, 1994
- 6 Hsu S K, Yeh Y C, Doo W B, et al. New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northeasternmost South China Sea and their tectonic implications. *Mar Geophys Res*, 2004, 25: 29–44
- 7 Barckhausen U, Roeser H A. Seafloor spreading anomalies in the South China Sea revisited. In: Clift P, Wang P, Kuhnt W, et al, eds. *Continent-Ocean Interactions within East Asian Marginal Seas*. AGU Geophys Monogr, 2004, 149: 121–125
- 8 李家彪. 中国边缘海形成演化与资源效应: 南海陆缘扩张与海盆演化. 北京: 海洋出版社, 2008. 220–259
- 9 李春峰, 宋陶然. 南海新生代洋壳扩张与深部演化的磁异常记录. *科学通报*, 2012, 57: 1879–1895
- 10 Hayes D E, Nissen S S, Buhl P, et al. Throughgoing crustal faults along the northern margin of the South China Sea and their role in crustal extension. *J Geophys Res*, 1995, 100: 22435–22446
- 11 Wang P X, Prell W, Blum P, et al. Initial Reports, 184. *Ocean Drilling Program Proceedings of the ODP*. Texas: Texas A&M, College Station, 2000
- 12 Li Q Y, Wang P X, Zhao Q H, et al. A 33 Ma lithostratigraphic record of tectonic and paleoceanographic evolution of the South China Sea. *Mar Geol*, 2006, 230: 217–235
- 13 Li X, Wei G, Shao L, et al. Geochemical and Nd isotopic variations in sediments of the South China Sea: A response to Cenozoic tectonism in SE Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 207–220
- 14 房殿勇, 王汝建, 邵磊, 等. 南海 ODP 1148 站深海相渐新统硅质成岩作用. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22: 75–79
- 15 Tivey M A, Johnson, H P. The central anomaly magnetic high: Implications for ocean crust construction and evolution. *J Geophys Res*, 1987, 92: 12685–12694
- 16 Hussenoeder S A, Tivey M A, Schouten H, et al. Near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge axis, 24°–24°40'N: Implications for crustal accretion at slow spreading ridges. *J Geophys Res*, 1996, 101: 22051–22069
- 17 Tivey M A, Johnson H P. Crustal magnetization reveals subsurface structure of Juan de Fuca Ridge hydrothermal vent fields. *Geology*, 2002, 30: 939–982
- 18 Zhu J, Lin J, Chen Y, et al. Near-bottom magnetic observation of the first active hydrothermal vent field at the Southwest Indian Ridge. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, Abstract #T43B-2032*
- 19 李春峰, 汪品先, Franke D, 等. 南海张裂过程及其对晚中生代以来东南亚构造的启示—IODP 建议书 735-Full 介绍. *地球科学进展*, 2009, 24: 1–13
- 20 Wang P X, Li Q Y. *The South China Sea: Paleooceanography and Sedimentology*. Berlin: Springer, 2009. 506
- 21 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611–616
- 22 Replumaz A, Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2285, doi: 10.1029/2001JB000661
- 23 Hall R. Reconstructing Cenozoic SE Asia. In: Murphy R W, ed. *Petroleum Geology of Southeast Asia*. Geological Society, London, Special Publications, 1996, 126: 11–23
- 24 Fyhn M B W, Boldreel L O, Nielsen L H. Geological development of the Central and South Vietnamese margin: Implications for the establishment of the South China Sea, Indochinese escape tectonics and Cenozoic volcanism. *Tectonophysics*, 2009, 478: 184–214
- 25 Cullen A, Reemst P, Henstra G, et al. Rifting of the South China Sea: New perspectives. *Petrol Geosci*, 2010, 16: 273–282

- 26 梁德华, 印爱武. 南海深海盆的海山玄武岩及其形成的构造环境. 地质矿产部南海地质调查指挥部第二海洋地质调查大队报告, 1984
- 27 Yan P, Deng H, Liu H, et al. 2006. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region. *J Asian Earth Sci*, 2006, 27: 647–659
- 28 鄯全树, 石学法, 王昆山, 等. 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 56–71
- 29 Lebedev S, Nolet G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *J Geophys Res*, 2003, 108, doi: 10.1029/2000JB000073
- 30 Lei J, Zhao D, Steinberger B, et al. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume. *Phys Earth Planet Inter*, 2009, 173: 33–50
- 31 Zhou H, Fan Q. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle endmember and the dynamics of melting beneath Hainan Island. *Lithos*, 2010, 116: 145–152
- 32 鄯全树, 石学法. 海南地幔柱与南海形成演. 高校地质学报, 2007, 13: 311–322
- 33 徐义刚, 魏静娴, 邱华宁, 等. 用火山岩制约南海的形成演化: 进展与研究设想. 科学通报, 2012, 57: 1863–1878
- 34 李思田, 林畅松, 张启明, 等. 南海北部大陆边缘盆地幕式裂陷的动力过程及 10 Ma 以来的构造事件. 科学通报, 1998, 43: 797–810
- 35 Huchon P, Nguyen T N H, Chamot-Rooke N. Finite extension across the South Vietnam basins from 3D gravimetric modeling: Relation to South China Sea kinematics. *Mar Pet Geol*, 1998, 15: 619–634
- 36 李家彪, 丁巍伟, 吴自银, 等. 南海西南海盆的渐进式扩张. 科学通报, 2012, 57: 1896–1905
- 37 Jolivet L, Beyssac O, Goffe B, et al. Oligo-Miocene midcrustal subhorizontal shear zone in Indochina. *Tectonics*, 2001, 20: 46–57
- 38 Rangin C, Silver E A, Tamaki K. Closure of Western Pacific marginal seas: Rupture of the oceanic crust and the emplacement of ophiolites. In: Taylor B, Natland J P, eds. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. AGU Geophys Monogr, 1995, 88: 405–417
- 39 Hayes D E, Lewis S D. A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution. *J Geophys Res*, 1984, 89: 9171–9195
- 40 Yu H S, Song G S. Submarine physiography around Taiwan and its relation to tectonic setting. *J Geol Soc China*, Taipei, 1993, 36: 139–156
- 41 孙卫东, 凌明星, 杨晓勇, 等. 洋脊俯冲与斑岩铜金矿成矿. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 127–137
- 42 Huang C Y, Wu W Y, Chang C P, et al. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan. *Tectonophysics*, 1997, 281: 31–51
- 43 Huang C Y, Yuan P B, Tsao S J. Temporal and spatial records of active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis. *Geol Soc Amer Bull*, 2006, 118: 274–288
- 44 黄奇瑜, 闫义, 赵泉鸿, 等. 台湾新生代层序: 反映南海张裂, 层序和古海洋变化机制. 科学通报, 2012, 57: 1842–1862
- 45 Zhou X, Sun T, Shen W, et al. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 2006, 29: 26–33
- 46 Li Z X, Li X H. Formation of the 1300 km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 2007, 35: 179–182
- 47 Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269–287
- 48 Hauff F, Hoernle K, Schmidt A. Sr-Nd-Pb composition of Mesozoic Pacific oceanic crust (Site 1149 and 801, ODP Leg 185): Implications for alteration of ocean crust and the input into the Izu-Bonin-Mariana subduction system. *Geochem Geophys Geosys*, 2003, 4: 8913, doi: 10.1029/2002GC000421
- 49 Bartolini A, Larson R L. Pacific microplate and the Pangea supercontinent in the Early to Middle Jurassic. *Geology*, 2001, 29: 735–738
- 50 Pavoni N, Müller M V. Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates. *J Geodyn*, 2000, 30: 593–601
- 51 Grand S P, van der Hilst R D, Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, 1997, 7: 1–7
- 52 Jolivet L, Huchon P, Rangin C. Tectonic setting of western Pacific marginal basins. *Tectonophysics*, 1989, 160: 23–47
- 53 Wang P X. Cenozoic deformation and the history of sea-land interactions in Asia. In: Clift P D, Wang P X, Kuhnt W, et al, eds. *Continent-Ocean Interactions in the East Asian Marginal Seas*. AGU Geophys Monogr, 2004, 149: 1–22
- 54 金庆焕. 南海地质与油气资源. 北京: 地质出版社, 1989. 1–417
- 55 龚再升. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集. 北京: 科学出版社, 1997. 510

- 56 Hayes D E, Nissan S S. The South China sea margins: Implications for rifting contrasts. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 601–616
- 57 Komiya T, Maruyama S. A very hydrous mantle under the western Pacific region: Implications for formation of marginal basins and style of Archean plate tectonics. *Gondwana Res*, 2007, 11: 132–147
- 58 周蒂. 台西南盆地和北港隆起中生界及其沉积环境. *热带海洋学报*, 2002, 21: 50–57
- 59 王平, 夏戡原, 黄慈流. 南海北部中生代海相地层的分布及其地质地球物理特征. *热带海洋*, 2000, 19: 28–35
- 60 夏戡原, 黄慈流, 黄志明. 南海及邻区中生代(晚三叠世-白垩世)地层分布特征及含油性对比. *中国海上油气*, 2004, 16: 73–83
- 61 郝沪军, 林鹤鸣, 杨梦雄, 等. 潮汕拗陷中生界——油气勘探的新领域. *中国海上油气(地质)*, 2001, 15: 157–163
- 62 吴国瑄, 王汝建, 郝沪军, 等. 南海北部海相中生界发育的微体化石证据. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27: 79–85
- 63 邵磊, 尤洪庆, 郝沪军, 等. 南海东北部中生界岩石学特征及沉积环境. *地质评论*, 2007, 53: 164–169
- 64 Holloway N H. North Palawan Block, Philippines, its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea. *AAPG Bull*, 1982, 66: 1355–1383
- 65 魏喜, 邓晋福, 陈亦寒. 南海盆地中生代海相沉积地层分布特征及勘探潜力分析. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2005, 35: 456–461
- 66 周蒂, 陈汉宗, 孙珍, 等. 南海中生代三期海盆及其与特提斯和古太平洋的关系. *热带海洋学报*, 2005, 24: 16–25
- 67 蒋仲雄, 曾麟, 李明兴, 等. 中国油气区第三系(VIII). 南海北部大陆架油气区分册. 北京: 石油工业出版社, 1994. 145
- 68 朱伟林. 中国近海新生代含油气盆地古湖泊学与烃源条件. 北京: 地质出版社, 2009. 239
- 69 Huang L S. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Pearl River Mouth basin, South China Sea, and Neogene reticulofenestra coccolith size distribution pattern. *Mar Micropaleontol*, 1997, 32: 3–29
- 70 邱燕 陈国能, 解习农, 等. 南海西南海域曾母盆地新生代沉积充填演化研究. *热带海洋学报*, 2005, 24: 43–52
- 71 黄维, 汪品先. 渐新世以来的南海沉积量及其分布. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 822–829
- 72 黄维 汪品先. 南海深水区末次冰期和冰后期沉积物堆积速率的特征. *海洋学报*, 2007, 29: 69–73
- 73 Milliman J D, Syvitski J P M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J Geol*, 1992, 100: 525–544
- 74 Dadson S J, Hovius N, Chen H, et al. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 2003, 426: 648–651
- 75 Milliman J D, Farnsworth K L, Albertin C S. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. *J Sea Res*, 1999, 41: 97–107
- 76 邵磊, 李献华, 韦刚健, 等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 828–833
- 77 Clift P, Lee J I, Clark M K, et al. Erosional response of South China to arc rifting and monsoonal strengthening: A record from the South China Sea. *Mar Geol*, 2002, 184: 207–226
- 78 Liu Z, Trentesaux A, Clemens S C, et al. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million years. *Mar Geol*, 2003, 201: 133–146
- 79 Liu Z, Colin C, Trentesaux A, et al. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau over the past 190 kyr: Clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. *Mar Geol*, 2004, 209: 1–18
- 80 Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 kyr—Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediment. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 228: 250–277
- 81 Wan S, Li A, Clift P D, et al. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 254: 561–582
- 82 Liu Z, Colin C, Huang W, et al. Climatic and tectonic controls on weathering in South China and the Indochina Peninsula: Clay mineralogical and geochemical investigations from the Pearl, Red, and Mekong drainage basins. *Geochem Geophys Geosyst*, 2007, 8: Q05005, doi: 10.1029/2006GC001490
- 83 Liu Z, Tuo S, Colin C, et al. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation. *Mar Geol*, 2008, 255: 149–155
- 84 Li Q, Jian Z, Su X. Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. *Mar Micropaleontol*, 2005, 54: 5–25
- 85 Zhao Q. Late Cainozoic ostracod faunas and paleoenvironmental changes at ODP Site 1148, South China Sea. *Mar Micropaleontol*, 2005, 54: 27–47
- 86 庞雄, 陈长民, 邵磊, 等. 白云运动: 南海北部渐新统-中新统重大地质事件及其意义. *地质论评*, 2007, 53: 145–150
- 87 Sun X J, Wang P X. How old is the Asian monsoon system? – Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 222: 181–222
- 88 Sibuet J C, Hsu S K, Le Pichon X, et al. East Asia plate tectonics since 15 Ma: Constraints from the Taiwan region. *Tectonophysics*, 2002, 344: 103–134
- 89 Tian J W, Yang Q X, Liang X F, et al. Observation of Luzon Strait transport. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L19607, doi: 10.1029/2006GL026272

- 90 Qu T, Girton J B, Whitehead J A. Deepwater overflow through Luzon Strait. *J Geophys Res*, 2006, 111: C01002, doi: 10.1029/2005JC003139
- 91 田纪伟, 曲堂栋. 南海深海环流研究进展. *科学通报*, 2012, 57: 1827–1832
- 92 Chen C T A, Wang S L, Wang B J, et al. Nutrient budgets for the South China Sea basin. *Mar Chem*, 2001, 75: 281–300
- 93 Su J. Overview of the South China Sea circulation and its influence on the coastal physical oceanography outside the Pearl River Estuary. *Continental Shelf Res*, 2004, 24: 1745–1760
- 94 Wang G H, Xie S P, Qu T, et al. Deep South China Sea circulation. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L05601, doi: 10.1029/2010GL046626
- 95 Laj C, Wang P, Balut Y. IPEV les rapports de campagnes à la mer. MD147/MARCO POLO- IMAGES XII à bord du “Marion Dufresne”, 2005. 1–59
- 96 Lüdmann T, Wong H K, Berglar K. Upward flow of North Pacific Deep Water in the northern South China Sea as deduced from the occurrence of drift sediments. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L05614, doi: 10.1029/2004GL021967
- 97 邵磊, 李学杰, 耿建华, 等. 南海北部深水底流沉积作用. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 771–777
- 98 钟广法, 李前裕, 郝沪军, 等. 深水沉积物波及其在南海研究之现状. *地球科学进展*, 2007, 22: 907–913
- 99 汪品先. 深海沉积与地球系统. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29: 1–11
- 100 Liu J Y, Lin H L, Hung J J. A submarine canyon conduit under typhoon conditions off southern Taiwan. *Deep-Sea Res I*, 2006, 53: 223–240
- 101 Chiang C S, Yu H S. Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan. *Geo-Mar Lett*, 2007, 28: 161–169
- 102 Nittrouer C A, Austin J A, Field M E, et al. Writing a Rosetta stone: Insights into continental-margin sedimentary processes and strata. In: Nittrouer C A, Austin J, Syvitski J P M, et al, eds. *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. San Francisco: Blackwell Publishing, 2007. 1–48
- 103 Wang P X, Wang L J, Bian Y H, et al. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. *Mar Geol*, 1995, 127: 145–165
- 104 Yu K F, Zhao J X. Coral reefs. In: Wang P, Li Q, eds. *The South China Sea: Paleoceanography and Sedimentology*. Berlin: Springer, 2009. 229–255
- 105 王崇友, 何希贤, 裴松余. 西沙群岛西永一井碳酸盐岩地层与微体古生物的初步研究. *石油实验地质*, 1979. 23–38
- 106 IODP 科学规划委员会. 地球, 海洋与生命. IODP 初始科学计划 2003–2013(中译本). 上海: 同济大学出版社, 2003. 96
- 107 Kelley D S, Baross J A, Delaney J R. Volcanoes, fluids, and life at midocean ridge spreading centers. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2002, 30: 385–491
- 108 Allen D E, Seyfried Jr W E. Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 1347–1354
- 109 Li Z X, Lee C-T. Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: Implications for the recycling rate of water by subduction. *Chem Geol*, 2006, 235: 161–185
- 110 Li C-F, Shi X, Zhou Z, et al. Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications. *Geophys J Int*, 2010, 182: 1229–1247
- 111 Li C F, Wang P X, Franke D, et al. Opening of the South China Sea and its implications for Southeast Asian tectonics, climates, and deep mantle processes since the early Mesozoic. IODP Complementary Project Proposal, # 735, 2011
- 112 IODP. Illuminating Earth's Past, Present, and Future. IODP Science Plan for 2013–2023. IODP-MI, Washington D C, 2011. 81
- 113 Suess E, Bohrmann G, von Huene R, et al. Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone. *J Geophys Res*, 1998, 103: 2597–2614
- 114 Kopf A J. Important global impact of methane degassing through mud volcanoes on past and present Earth climate. *Int J Earth Sci*, 2003, 92: 806–816
- 115 Hovland M, Risk M. Do Norwegian deep-water coral reefs rely on seeping fluids? *Mar Geol*, 2003, 198: 83–96
- 116 姚伯初. 南海北部陆缘天然气水合物初探. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 4: 11–17
- 117 Chen D F, Huang Y Y, Yuan X L, et al. Seep carbonates and preserved methane oxidizing bacteria and sulfur reducing bacteria fossils suggest recent gas venting on the seafloor in the northeastern South China Sea. *Mar Petrol Geol*, 2005, 22: 613–621
- 118 Suess E. South China Sea Continental Margin: Geological Methane Budget and Environmental Effects of Methane Emissions and Gas hydrates. RV SONNE Cruise Report 177, 2005. 1–154
- 119 Han X Q, Suess E, Huang Y Y, et al. Jiulong methane reef: Microbial mediation of seep carbonates in the South China Sea. *Mar Geol*, 2008, 249: 243–256
- 120 Machiyama H, Lin S, Fujikura K, et al. Discovery of “Hydrothermal” Chemosynthetic Community in a Cold Seep Environment, Formosa Ridge: Seafloor Observation Results from First ROV Cruise, off Southwestern Taiwan. American Geophysical Union, Fall Meeting, 2007, Abstract #OS23A-1041

- 121 Liu C S, Sumito M, Liao Y H, et al. High-resolution seismic images of the Formosa Ridge off Southwestern Taiwan where “hydrothermal” chemosynthetic community is present at a cold seep site. Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2008), Vancouver, British Columbia, Canada, July 6–10, 2008
- 122 Lin S, Liu C S, Yang T Y, et al. Why hydrothermal type of chemosynthetic community was found in a cold seep environment? 33th IGC, 2008, Oslo, Abstract
- 123 Zhang H, Yang S, Wu N, et al. China’s first gas hydrate expedition successful. Fire in the Ice: Methane Hydrate Newsletter, National Energy Technology Laboratory, U.S Department of Energy, Spring/Summer issue, 2007, 1
- 124 黄霞, 祝有海, 卢振权, 等. 南海北部天然气水合物钻探区烃类气体成因类型研究. 现代地质, 2010, 24: 576–580
- 125 汪品先. 地球深部与表层的相互作用. 地球科学进展, 2009, 24: 16–23
- 126 Jørgensen B B, D’Hondt S. A starving majority deep beneath the seafloor. Science, 2008, 314: 932–934
- 127 方家松, 张利. 探索深部生物圈. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2011, 41: 750–759
- 128 李涛, 王鹏, 汪品先. 南海西沙海槽沉积物细菌多样性初步研究. 地球科学进展, 2006, 21: 1058–1062
- 129 孙慧敏, 戴世鲲, 王广华, 等. 南海北部巴士海峡深海沉积物中细菌多样性分析. 热带海洋学报, 2010, 29: 41–46
- 130 Jiang H C, Dong H L, Ji S S, et al. Microbial diversity in the deep marine sediments from the Qiongdongnan Basin in South China Sea. Geomicrobiol J, 2007, 24: 505–517
- 131 Li T, Wang P, Wang P X. Microbial diversity in surface sediments of the Xisha Trough, the South China Sea. Acta Ecol Sin, 2008, 28: 1166–1173
- 132 Wang G H, Dong J D, Li X, et al. The bacterial diversity in surface sediment from the South China Sea. Acta Oceanol Sin, 2010, 29: 98–105
- 133 Wang P, Li T, Hu A, et al. Community structure of archaea from deep-sea sediments of the South China Sea. Microb Ecol, 2010, 60: 796–806
- 134 刘真, 邵宗泽. 南海深海沉积物烷烃降解菌的富集分离与多样性初步分析. 微生物学报, 2007, 47: 869–873
- 135 Campbell K A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2006, 232: 362–407
- 136 Jiao N Z, Herndl G J, Hansell D A, et al. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: Long-term carbon storage in the global ocean. Nature Rev Microbiol, 2010, 8: 593–599
- 137 Edwards K J. Carbon cycle at depth. Nature Geosci, 2011, 4: 9–10
- 138 Pohlman J W, Bauer J E, Waite W F, et al. Methane hydrate-bearing seeps as a source of aged dissolved organic carbon to the oceans. Nature Geosci, 2011, 4: 37–41
- 139 McCarthy M D, Beaupré S R, Walker B D, et al. Chemosynthetic origin of ^{14}C -depleted dissolved organic matter in a ridge-flank hydrothermal system. Nature Geosci, 2011, 4: 32–36
- 140 Wang X C, Chen R F, Whelan J, et al. Contribution of “Old” carbon from natural marine hydrocarbon seeps to sedimentary and dissolved organic carbon pools in the Gulf of Mexico. Geophys Res Lett, 2001, 28: 3313–3316
- 141 D’Hondt S, Rutherford S, Spivack A J. Metabolic activity of subsurface life in deep-sea sediments. Science, 2002, 295: 2067–2070
- 142 Parkes R J, Webster G, Cragg B A, et al. Deep sub-seafloor prokaryotes stimulated at interfaces over geological time. Nature, 2005, 436: 390–394
- 143 Stein J S, Fisher A T. Observations and models of lateral hydrothermal circulation on a young ridge flank: Numerical evaluation of thermal and chemical constraints. Geochem Geophys Geosyst, 2003, 4: 1026, doi: 10.1029/2002GC000415
- 144 汪品先, 田军, 成鑫荣, 等. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报, 2003, 48: 2216–2227
- 145 Wang P X, Tian J, Cheng X R, et al. Major Pleistocene stages in a carbon perspective: The South China Sea record and its global comparison. Paleoceanography, 2004, 19, doi: 10.1029/2003PA000991
- 146 Rivas D, Baden A, Ochoa J. The Ventilation of the Deep Gulf of Mexico. J Phys Oceanogr, 2005, 35: 1763–1781
- 147 Jochens A E, DiMarco S F. Physical oceanographic conditions in the deepwater Gulf of Mexico in summer 2000–2002. Deep Sea Research II, 2008, 55: 2541–2554
- 148 Fillon R H. Mesozoic Gulf of Mexico basin evolution from a planetary perspective and petroleum system implications. Petrol Geosci, 2007, 13: 105–126
- 149 Stern R J, Dickinson W R. The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin. Geosphere, 2010, 6: 739–754
- 150 Jovile L, Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and the volcanic activity of the northeast Japan arc. In: Tamaki K, Suyehiro K, Allan J, et al, eds. Proc ODP, Sci Results, 127/128, Part 2, 1992. 1311–1331
- 151 Ingle Jr J C. Subsidence of the Japan Sea: Stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. In: Tamaki K, Suyehiro K, Allan J, et al, eds. Proc ODP, Sci Results, 127/128, Part 2, 1992. 1197–1218
- 152 Wang P X. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features. Mar Geol, 1997, 156: 5–39
- 153 You Y Z, Chern C S, Yang Y, et al. The South China Sea, a cul-de-sac of North Pacific Intermediate Water. J Oceanogr, 1995, 61: 509–527