

# 第一章 绪论

## 第一节 选题指导思想

岩石圈作为地球早期天文演化阶段的最终产物，记录了地球系统进入地质演化阶段以来的动力学演化历程。因此，岩石圈越来越成为地球科学家们精心研究的对象。经过多项国际性岩石圈计划、大陆岩石圈计划及地壳-上地幔深地震反射研究计划（梁慧云等，1996）的实施之后，岩石圈结构构造的基本特性得到了越来越清晰的反映。流变学层化（rheological stratification）结构是岩石圈最基本的力学结构特征。据此，关于岩石圈（特别是大陆岩石圈）构造的概念，已开始从刚性板块构造发展为刚柔相间、块带相隔、多元动力作用所造成的层块构造（layer-block tectonics）（孙岩等，1991；刘海龄等，1998，1999）

层块构造论（layer-blockism）作为板块构造理论研究的最新范畴，概括了地球系统中一对基本矛盾运动即圈层差速旋转运动（Song X D *et al.*，1996；Su W J *et al.*，1996 杨学祥等，1998）与幔柱运动（Maruyama Shigenon，1994 储雪蕾等，1997；Ven Der Hilst R D *et al.*，1997）所形成的基本构造特征。其基本思想是：地壳-上地幔地质体在地球动力系统的多元动力制约下产生构造分层作用，进行层间的、倾向的和走向的系统运动，形成由切割不同深度的倾滑、逆向的、正向的、断裂、走滑、右旋的、左旋的、斜向的、断裂和相对软弱的层间滑移面所围限的不同级别的层块叠合拼接集合体（孙岩等，1991 刘海龄等，1998）层块构造描述了岩石圈在横向上因正、逆向倾滑断层和走滑（或斜滑）断层的分割而呈现出来的分块性和垂向上因层滑面的间隔而形成的分层性。这种“层”、“块”特征正是地球物质矛盾运动在岩石圈中的具体反映。层块构造思想的先进点集中体现在将边界断裂活动的系统性与层块运动的整体性研究、岩石圈构造成因的复杂性与地球动力的多元性研究有机地结合在一起，同时强调了多层滑动作用在岩石圈构造运动中的主导性，发展了以往活动论中“板块刚体-软流圈滑动面”的岩石圈单层构造模式。层块思想是本研究的基本学术思想。

断裂构造系统是层块构造的基本要素，是层块运移的直接产物。作为层块构造的边界断裂系统，其本质的特征是代表不同性质力学结构面的倾滑、走滑、层滑断裂带的活动，四维联动地统一于同一层块运动中。因而，通过层块构造四维联动断裂系统的分析，可较全面地反映地质块体的运动真貌和地壳-上地幔的构造实况，较客观地重建岩石圈构造动力演化历史。

新生代的南沙微板块，是在世界上三个最大板块——欧亚-太平洋-印澳板块间的相互作用和南沙地区地壳-上地幔深-浅部的地质作用下产生的。它不仅打上了欧亚-太平洋板块间相互作用的“烙印”还打上了欧亚-印度洋板块间，甚至太平洋-印度洋板块间相互作用的“烙印”及其壳幔深部作用的“烙印”。断裂构造是这些“烙印”中最为清晰的一种。

然而,到目前为止,关于南沙层块构造四维联动断裂系统尚未有过专门的研究。基于断裂构造的重要作用和在南沙的研究现状,本研究确定运用层块构造原理,开展对南沙地块断裂构造系统的分析研究,以获得认识南沙岩石圈新生代动力学演化过程及其对欧亚-太平洋-印度洋三大板块相互作用的响应的有效途径。

## 第二节 南沙群岛地质构造调查研究简况

南沙地块位于东亚陆缘的南段、南海的南部海域。它南临加里曼丹陆块,东、西侧分别接吕宋-班乃岛弧和印支-巽他陆架,北濒南海深海盆。大地构造位置上处于现代欧亚板块、太平洋板块和印-澳板块的交汇部位,亦是太平洋构造域与特提斯构造域的联结地带,或环太平洋构造活动带与阿尔卑斯-喜马拉雅-美拉尼西亚-新西兰构造活动带的“T”字型交点附近(刘光鼎,1992)。南沙及其邻近海域是瓦勒斯线(Wallace Line)西侧的最大边缘海海域,是大陆岩石圈向大洋岩石圈过渡的地域。在地质历史上,该海域为古特提斯和古太平洋构造域与中-新特提斯和太平洋构造域演化、发展的关键地段。其地质构造极为复杂,集陆壳、过渡壳、洋壳于一体,集伸展离散型边缘、压剪聚敛型边缘、张剪拉分型边缘、俯冲推覆型边缘于一域。海洋资源,尤其是油气资源甚为丰富(吴进民,1998)。不同圈层的物质交换、能量转变、各种强烈地质作用的叠加演变,造成该区复杂的岩石圈结构和多姿多彩的构造格局以及丰富多样的海洋资源,使之成为中外学者高度重视的研究热点,周边国家长期瞩目的勘探靶区。

在地质学史上,南沙及其邻近海域很早便成了一个研究者感兴趣的地区。1835年美国即开始在该海域进行水深与底质探查。20世纪初这里是西方学者(如Molengraaff G A F等)几度组织综合性探险的对象。

位于南沙地块北面的、与该地块新生代演化密切相关的南海深海盆的形成演化最为吸引地质学家们的注意。对该海盆的调查研究始于1963年美国拉蒙特-多尔蒂地质观测所进行的测深、重力、磁力、炸药和气枪地震等地球物理探测工作。随后,美国海军海洋局、新泽西州诺尔伍德阿尔卑斯地球物理公司先后于1967年、1968年进行了大范围航磁、船磁、声速测量、测深、电火花震测、海底照相,发现了西南次海盆及海盆中的三组地层(即声波基底、变形前的沉积和变形后的沉积)。拉蒙特-多尔蒂地质观测所于20世纪70年代以来继续在 $105^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ ,  $5^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 进行气枪地震测量,为本区的构造轮廓和地质历史概念提供了新的资料,首次提出南海深海盆属大洋型地壳,洋壳厚度为6—8km(Ludwig W J, 1970)。1978年Hayes总结了美国20世纪60年代以来在南海的实测地球物理成果,主编了有关南海的最早地球物理图集(Hayes, 1978)。拉蒙特-多尔蒂地质观测所与地质矿产部广州海洋地质调查局于1979—1982年在南海中、北部合作进行了第一阶段的综合地球物理调查,包括多道反射地震、重力、磁力、测深、声纳浮标、地热流、重力活塞取样、拖网取样,认为南海深海平原是由海底扩张形成的。Hayes和Taylor最早提出南海扩张与演化模式,首次由磁异常确定南海中央海盆的扩张期为距今32—17Ma,扩张轴为近EW向,并获得了 $12^{\circ}\text{N}$ 以北洋壳的莫霍面深度为10.35—12.75km(Taylor B *et al.* ,

1983)。1985 年的中美第二阶段合作开展了包括双船扩展排列与合成排列地震勘探的综合地球物理调查,认为西南次海盆的扩张时间为距今 42—35Ma 前,即中始新世至早渐新世(姚伯初等,1994,1996)扩张轴方向为 NE 向,洋壳厚度为 8—11km。此期间出版了第一套南海地质地球物理图集(地质矿产部第二海洋地质调查大队,1987)。

另有一些学者用磁条带、水深、热流、格莱尼(Glennie)重力异常、三分量磁异常等不同方法得出该两个次海盆的不同扩张时间和扩张幕次及扩张成因机制。关于西南次海盆洋壳年龄的意见较分散,年龄值介于 126—7.3Ma 之间(Ru K *et al.*,1986;刘昭蜀等,1987;金庆焕,1989;Lu Wen-zheng,1990;Wu Jinlong *et al.*,1990;吴进民,1993;Liu Zhaoshu *et al.*,1996;陈雪等,1997)中央次海盆为 51.1—7.0Ma(Ru K *et al.*,1986;刘昭蜀等,1987;Lu Wenzheng,1990;Liu Zhaoshu *et al.*,1996;陈雪等,1997;夏戡原,1997)而关于南海深海盆的扩张幕次和扩张中心,则有单幕次单中心(Ben-Avraham Z *et al.*,1973;Holloway N H,1982;Pautot G,1990;张训华等,1997),双幕次双中心(Ru K *et al.*,1986)多幕次多中心(姚伯初,1996;夏戡原,1997)等观点。对南海扩张成因机制的认识归纳起来有被动弧后扩张说(Taylor B *et al.*,1980)、构造逃逸说(Tapponnier P *et al.*,1986;Peltzer G *et al.*,1988;Briais A *et al.*,1993)、地幔柱说、残余弧后盆地说(单家增等,1993)、沟-弧-盆微型扩张说(郭令智等,1983,1987,1998)、陆缘扩张说(中国科学院南海海洋研究所地质构造研究室,1988)、地幔单向流动牵引说(刘海龄,1989;张训华,1997)、三叉点说、台槽说的裂解-沉陷地台(黄汲清等,1980)、地台活化造成的地洼(刘以宣,1984)、地质力学中的东亚陆缘第一沉降带(李四光,1973)、南海断块(张文佑等,1986)大洋化作用成因等观点。

对南沙地块及其以南海域的调查研究主要是围绕油气资源的勘探与开发而展开的,所取得的地质地球物理资料为该区的构造研究提供了宝贵信息。自从 1929 年在文莱的东巴兰三角洲海岸发现 Seria 油田以来,周边国家及其它一些国家便一直未停止过对该区的勘探研究工作。美国海军海洋局 1969 年在此通过 16 000km 单道震测和磁测发现了巽他陆架东北部大陆斜坡之外的深海平原即中央海盆和宽阔平坦的深海高原即南沙地块、北巽他陆架的过渡型地壳。1973 年联合国亚洲近海矿产资源勘探协调委员会(CCOP)和政府间海洋科学委员会(IOC)在该海区开始了系统研究工作,获得了大量的地质、地球物理资料(SEATAR,1982)。1977 年以来,西德地球科学与自然资源研究所(BGR)对南沙东南部海域进行的综合地球物理探测、多波束测量和拖网取样揭示了礼乐滩盆地及南沙地块与巴拉望及加里曼丹岛之间的地质关系(Schluter H U *et al.*,1996),据重力资料得出了南沙海槽地壳结构、莫霍面(M)深度为 15—16km(Hinz K *et al.*,1985)。1987—1999 年,中国科学院南海海洋研究所和地质矿产部广州海洋地质调查局对整个南沙海域进行了综合地球物理探测和汞化探,首次进行了多道地震探测,填补了南沙群岛“危险地”的探测盲区,调查了该区的新生代沉积盆地分布状况(龚再升等,1997),划分了沉积盖层中的上中下三套构造层(姜绍仁等,1989;周效中等,1994;Jiang Shaoren *et al.*,1994),分析了大地构造相特征,研究了南沙海槽残存洋壳的性质(苏达权等,1996)。

最早对南沙地块东面的马尼拉海沟一带的地壳结构进行研究的为拉蒙特-多尔蒂地

质观测所 1970 年所做的双船折射深地震探测,识别了马尼拉海沟东侧非火山外弧、弧前盆地(西吕宋、北吕宋海槽)-火山弧(吕宋火山岩带)(Ludwig W J, 1970)。与此同时,英国伦敦皇家学院及其合作者在南海西南部纳土纳岛附近海区进行了双船折射地震和声纳浮标探测研究,测得莫霍面深度为 20km(Dash B P, 1970, 1971, 1972)。1980—1989 年,前苏联科学院远东分院太平洋研究所、火山学研究所、海洋地质与地球物理研究所与越南全国科学研究中心海洋研究所合作研究了越南以东的南海西部地球物理场与地壳结构(Кулинич Р Я. 1989)。

前人在上述调研基础上,对南沙地质构造及其动力学等地球科学前缘问题已作了不少可贵的探索。从对诸多单条(或单条断裂带)尤其是南沙地块周缘断裂的几何学、运动学和动力学的分析(梁德华, 1982; Daines S R, 1986; Stephan J F *et al.*, 1986; Karig D E *et al.*, 1987; 何善谋, 1987; Pubellier M *et al.*, 1989; Do Minh Tiep, 1993; Hazebrock H P *et al.*, 1993; Tri Tarn Van, 1994; 彭学谦等, 1995; 姚伯初, 1995; 钟广见等, 1995; Rangin C *et al.*, 1995; 张光学等, 1996; Quebral R D *et al.*, 1996; Aurelia M *et al.*, 1997; 钱光华等, 1997),到根据南沙围区板块运动历史及板块边界力效应对南沙地块的构造演化模式及其动力学的探讨(周蒂等, 1996),进而发展到运用层析技术对岩石圈深部动力学的研究(曾维军等, 1997)。这些研究成果对开展南沙地块断裂构造的系统性研究和南沙岩石圈的地球动力系统研究,提供了重要的认识基础。

### 第三节 南沙群岛断裂构造研究的意义

南沙群岛海域作为太平洋、欧亚、印澳三大板块相互作用的地方,作为东亚最大边缘海——南海的一部分,无疑是一个十分重要的地区。努力使该地区的研究跟上国际前沿步伐,使该地区成为国民经济开发的前沿地带,应是南沙研究者的当务之急。从地质学角度而言,研究的关键在于断裂构造的研究。其意义是显而易见的。

(1) 断裂构造是地球动力学演化信息的直接载体。研究岩石圈结构和动力学演化过程是当前国际上最具前缘性的课题。地质体构造的形成演化都有其动力成因的。断裂构造是地壳-上地幔中最重要、发育最广泛的构造,因而最能反映地壳-上地幔的动力学特征。

(2) 断裂构造是构造单元的重要边界,控制着地壳-上地幔区域构造的发展和横向分块、纵向分层的不均一性。作为断裂系统活动直接产物的层块构造,是目前相对而言更能接近岩石圈结构构造客观实际的最新思想。层块构造的结构上的系统性、运动上的“立交传输”式层滑性、力学上的转换性和四维联动性、动力上的多元性首先体现在断裂构造作用上。

(3) 限于有关南沙岩石圈结构构造和动力学的资料缺乏,目前南沙岩石圈研究宜从断裂分析入手。南沙群岛远离陆区,水深,暗礁多,被称为航海上的“危险地”。到目前为止,除周缘的石油天然气钻井外,南沙腹地钻井极少,更无专门为研究地质构造而作的深海钻探,仅有礼乐滩南缘少量钻井和拖网取样,因而要直接从物质入手解决南沙岩石圈动力学

演化问题是困难的。一些诸如海底地震、层析成像等较为有效的深地壳探测方法在该区亦未有过专门而系统的应用。目前最宝贵的资料是中国科学院南沙综合科学考察队近十几年来所取得的数万公里的综合地球物理（重力、磁力、地震）测线资料和一些声纳、地热水-气汞化探等资料。这些资料对断裂构造有较强的揭示力。可以通过对地壳表浅部有较好分辨率的震测剖面解释来了解断裂构造在地壳上部的发育情况，同时结合重力、磁力、声纳、地热等多种可较好反映地壳-上地幔深部构造的物探资料以及化探资料与地形地貌资料，进行综合解释，在一定程度上抑制物探资料的多解性，得出较为客观的对南沙断裂构造发育特征的认识，从而促进对南沙的地球科学前缘问题的不断探索。

(4)断裂构造研究除了能推动地球科学理论的发展外，更为重要的是还有着广泛的实际应用意义。断裂构造研究在人类向地球索取矿产资源过程中做出过重要贡献。断裂构造不仅对矿床和地球化学场具有明显的控制作用（陈国达等，1984 涂光炽，1984）对海洋地质资源中的石油、天然气、天然气水合物、地热水、海底淡水（刘海龄等，1997,1998）更是具有重要的控制作用。在地质科学的社会作用正由以往的以找矿为中心拓宽到为解决环境、工程、自然灾害、国土资源等重大问题服务的今天，断裂构造无疑又成了地质科学研究中的一个极为重要的活跃因素。当前我国正大规模开展国土资源调查（包括海域），南沙群岛作为中国的宝岛，在人类加大步伐走向海洋，向海洋要生存空间、向海洋索取食物、能源及其它必需资源的当今时代，她对人口众多、大陆自然资源相对匮乏的中国来说就显得更为重要了。因而系统研究该海域的断裂构造，对推动该海域的矿产资源勘查开发、工程地质稳定性评价、地质灾害防治、国土整治、环境治理和地球科学发展具有十分重要的意义。

基于上述，本书以兼容并蓄了层滑论、转换论、多元论等当代先进科学理论的层块构造说为主导思想，在借鉴陆上层块构造最新研究成果的基础上，开辟海上层块构造研究新领域，通过高度综合分析南沙地区的地质、地球物理及地球化学资料，以研究层块的转换性、四维联动性规律为关键，着重分析南沙的断裂构造和由此而产生的中-新生代层块构造的形成演化及其与岩石圈动力学的关系，为该海域地球科学的深入发展和国民经济的重大需求孕育源头，提供科学储备，其科学理论价值和实际应用意义是显而易见的。

## 第四节 研究方法内容和主要结果

相对于陆区而言，海区的断裂研究有着显著的独特之处。巨厚水体的覆盖是海区最突出的特点。正是这一点使得人们难以象在陆上观察露头那样去直接观测海底地质实体，更难以象在陆区那样对断裂构造的空间展布状况进行直接追踪研究，或进行各种具有重要作用的辅助测试，如年龄测定、温压测试、产状测量、流变性状观测、断错旋移方向判定等。因此，可用于海区断裂研究的资料来源远不如陆区丰富、广泛和全面，而只能主要来自地球物理探测。分析的方法主要为物探剖面间的对比。剖面对比具有一定的多解性。其分析的精度依赖于剖面测线网格的密度。网格密度越大，对比的准确性便越高。然而，在南沙，现有测线较为稀疏，平均间距在 80km 以上。这是目前南沙断裂研究中的

以回避的困难之处。

针对上述南沙海区断裂研究的特殊性,在研究过程中,笔者注重了多学科方法的联合运用。以构造地质学方法为基础,将围区构造与研究区构造结合研究,将盖层构造与基底构造结合研究,同时运用综合地球物理(重力、船磁、航磁、声纳浮标、多道地震、层析成像)、地球化学、古地磁、地热流等多种方法所取得的资料,进行综合解释、研究,是本研究的基本方法。这在一定程度上抑制了某些单一解释方法的多解性,提高了分析的精度与准确性。对于地壳浅部断裂构造的分析,主要借助于反射地震剖面资料的解释。主干断裂的深部延伸状况,则在震测资料的基础上,主要通过重、磁、热以及岩浆活动等资料的联合解释来了解。层滑拆离面的分析是本研究的一个关键点,亦是难点。层滑拆离面相对于其上下层位常表现出高泊松比值( $\nu$ )、高地热流值、高水活度、高应变速率、高扩散蠕变、高电导、高渗透性、高变质,和低单轴抗压强度( $R_p$ )、低杨氏模量( $E$ )、低弹性波速( $V_p$ ,  $V_s$ )、低电阻、低密度等特征(Davidson C *et al.*, 1992; 孙岩等, 1993; Christensen N I *et al.*, 1995; Gardien V *et al.*, 1995; 顾芷媚等, 1995; Kind R *et al.*, 1996; Nelson K D *et al.*, 1996; 刘福来等, 1997; Schmitz M *et al.*, 1997)。在目前南沙海区缺乏实物样品和这些特征值的直接测试数据以及可见露头的情况下,可依靠的方法主要是重磁资料的联合反演。层块构造研究的核心就是确定不同深度层位的层滑面和走滑带的存在问题。我们采用的标志主要是地球物理特征界面所处的深度范围及其变化趋势。对于层滑面,着重从各种剖面上去认识;对于走滑带则着重从平面上去认识。对于较深的超壳层滑面,主要依据层析成像结果中的地幔软流圈顶面低速层埋深梯度来推测,垂直于优势梯度带、由浅向深的方向预示超壳层块的主导层滑方向。对于下壳层滑面,主要根据重力莫霍面深度与磁性体下界面深度的共同变化趋势来推测。二者的深度梯度带常是不同下壳层滑面的过渡带,亦是分割其上覆壳层层块的壳体断裂带向下壳层滑面收敛转换的过渡带。垂直于深度梯度带,由浅向深的方向指示较深下壳层滑面的相对滑移方向。上壳层滑面则由磁异常的不同上延深度的零值异常线的偏移方向和重力剖面测量的密度界面深度及其基底(正、逆)倾滑断裂带的收敛拆离面深度和收敛方向来推测,上盘基底层块的滑移方向常与零值磁异常线由浅向深的偏移方向和倾滑断裂带的收敛方向相一致。走滑带的判断除了从震测剖面上的花状构造、断裂两侧地震相的差异等方面来推断其存在外,还着重依据各种地球物理界面深度梯度带的宽窄、平直状况、拉分构造发育特征、岩浆活动情况、标志物的平面错动方向等来推测走滑带的空间展布与旋向特征。超壳走滑带能引起岩石圈上部较大型的拉分构造或出露蛇绿岩体。平直而狭窄的重力莫霍面或磁性体下界面深度梯度带或岩浆活动呈带状出现的地带常有壳体走滑带存在的可能,不同上延深度的磁异常零值线的重叠段亦可指示壳体或基底走滑带的存在。对南沙岩石圈层滑性结构分析还仅仅是一个十分粗略的开端,尚存在许多不确定的因素,如上壳层滑面(或中地壳层)的发育深度,规模较小断裂在走向上的连接问题,均有待进一步的研究工作来完善。

笔者通过广泛收集南沙区域地质-地球物理-地球化学等资料,直接解释南沙综合科学考察队所取得的综合地球物理勘探剖面,特别是多道反射地震探测剖面,重点分析了影响南沙层块构造发育和岩石圈动力学演化的围区地质构造背景条件,详细解释了近 1 万 km 地震剖面的断裂构造发育特征,对比分析了 70 余条(约 5 万 km)地质-地震剖面的断

裂构造平面展布规律,按照层块构造的基本原理分析了南沙岩石圈断裂构造的系统性和转换性及岩石圈的层滑性结构特征,划分了南沙岩石圈内四维联动断裂系统的基本格架和层块构造的基本格局,进而探讨了南沙岩石圈新生代层块构造形成演化的地球动力学历史等基础科学问题。

通过研究,得到如下一些新结果:

(1)初次获得南沙岩石圈块体内部较为详细的断裂构造分布状况,划分了南沙地块的主要断裂构造系统。

(2)初步识别出了南沙超壳层滑面(埋深 74—58km)、曾母下壳层滑面(深度约 16km)、南薇-安渡下壳层滑面(深度约 20km)、礼乐-北巴拉望下壳层滑面(深度约 24km)、毕生-安渡上壳层滑面和礼乐-半月上壳层滑面(深度均约 10km)。

(3)提出断裂转换的“叠瓦扇”机制。这是断裂系统活动转换性规律的一种重要表现形式。伸展-走滑之间、逆冲-走滑之间、倾滑-层滑之间、走滑-层滑之间的构造转换常以此机制得以实现。在同一层块的运动系统中,运动性质互不相同的局部运动(或子系统运动)通过该机制可互相转换,形成统一运动,从而服从于运动系统的总体运动。南沙超壳层块西部发育的万纳“伸-缩”型叠瓦扇右旋超壳走滑双重构造系统和中部发育的毕生-北康右旋基底伸展-走滑叠瓦扇均为其例。

(4)提出断裂系统运动的“四维联动性”概念。这是对层块三维边界断裂系统在地球动力作用过程中随时间而演变的本质特性的概括,使断裂构造研究从对伸展滑覆拆离构造、逆冲推覆拆离构造和走滑转换构造以及顺层韧性拆离滑脱面等四类基本断裂构造体制的分别研究,飞跃到对它们在同一层块整体运动系统中相互关系的综合研究,使断裂研究发展为真正以运动主体——层块的动力成因为基础的系统性研究。

(5)发现并研究了本区“立交传输”运动方式。它反映了这样一种地质事实:地壳-上地幔内不同层块、尤其是处于不同深度层位上的层块,因各自的边界条件不同及作用于其上的地球多元动力的主导动力的不同而表现出不同运动方向、方式或趋势。

(6)根据四维联动性的原则,初步建立了南沙岩石圈层块构造的基本格架,划分了如下层块:南沙超壳层块,曾母壳体层块,南薇-安渡壳体层块,礼乐-北巴拉望壳体层块,毕生-安渡基底层块,礼乐-半月基底层块。

(7)发现了两种基底层块的拆离方式,即“对向倾滑-拆离”和“单向倾滑-拆离”。

(8)初次提出南沙岩石圈多元地球动力成因机制演化模式。多元动力主要包括:驱动超壳层块的俯冲板片拆沉-幔隆力、地幔流牵引力、地球旋转速度变化力、区域板块边界力和驱动壳体层块与基底层块的重力失稳-壳内流塑层隆升-牵引力,等等。

## 第二章 区域地质构造概况

### 第一节 围区地质构造背景

在全球构造中,南沙地块紧邻于当今世界上三个最大板块的交接区,即东面为最大的大洋板块——太平洋板块,北-西北-西面为最大的大陆板块——欧亚板块,西南-南面为最大的陆-洋复合板块即印度-澳大利亚板块(图 2.1)。

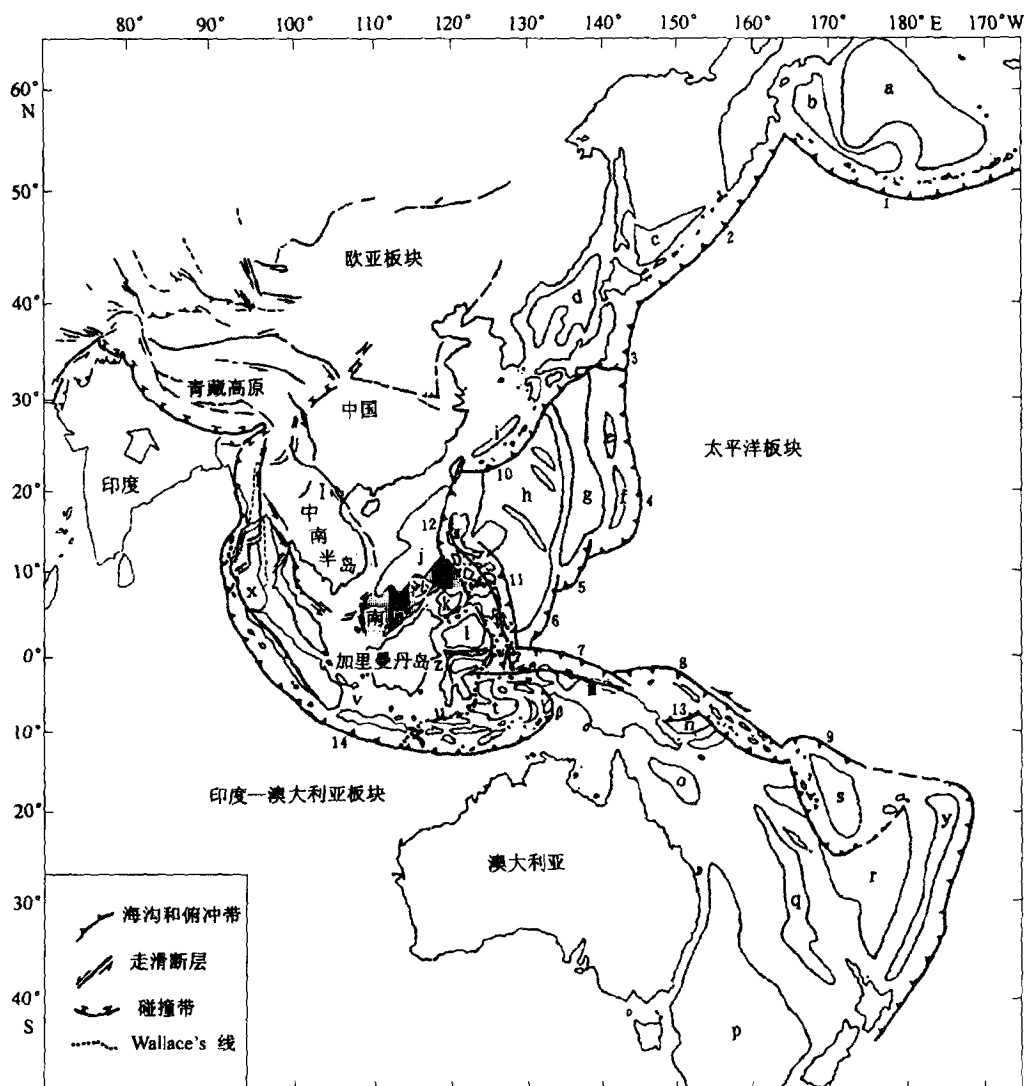


图 2.1 南沙群岛区域构造背景

1. 阿留申海沟; 2. 千岛海沟; 3. 日本海沟; 4. 小笠原-马里亚纳海沟; 5. 雅浦海沟; 6. 帕劳海沟; 7. 新几内亚海沟; 8. 西美拉尼西亚海沟; 9. “勇士号”海沟; 10. 琉球海沟; 11. 菲律宾海沟; 12. 马尼拉海沟; 13. 新不列颠海沟; 14. 爪哇海沟; a. 阿留申盆地; b. 科尔多曼盆地; c. 鄂霍次克海; d. 日本海; e. 小笠原海; f. 马里亚纳海槽; g. 帕里西维拉盆地; h. 西菲律宾海; i. 冲绳海槽; j. 南海; k. 苏禄海; l. 苏拉威西海; m. 南沙海槽; n. 所罗门盆地; o. 珊瑚海; p. 塔斯曼海; q. 新喀里多尼亚盆地; r. 南斐济盆地; s. 北斐济盆地; t. 班达海; u. 佛洛雷斯盆地; v. 爪哇海; w. 马鲁古海; x. 安达曼海; y. 韦伯海; z. 望加锡海峡; I. 红河断裂; II. 菲律宾断裂; III. 苏朗断裂

Fig. 2.1 Setting of regional geology in Nansha Islands area

三大板块中—新生代以来错综复杂的相互作用过程和复杂的深部动力过程使南沙地块及整个东南亚陆缘区成为世界上少有的复杂构造区。充分认识其围区，特别是直接毗邻于南沙地块东、西、南、北面的吕宋-棉兰老左旋走滑-会聚构造区、印支-巽他右旋走滑-拉分构造区、加里曼丹-南巴拉望推覆-碰撞构造区和华南陆缘伸展-离散构造区的地质构造特征，是深入分析南沙地块地质构造的重要基础。整个东南亚围区是特提斯-喜马拉雅构造域和太平洋构造域与古亚洲构造域高度交叉复合的地区。具 EW 向扩张洋中脊的古生代古亚洲洋和古特提斯洋的 SN 向扩张和俯冲关闭，形成了古中国大陆以 EW 向构造为骨架的古亚洲构造域（丘元禧，1998）。中生代的库拉板块 NNW 向扩张、俯冲造成东亚以 NNE 向压扭构造为骨架的太平洋构造域。中—新生代中—新特提斯的打开和关闭造成了阿尔卑斯-喜马拉雅构造域。在亚洲东部，始新世以来印度板块与欧亚大陆会聚、碰撞、拼贴形成 NEE 向左行剪切走滑带（如阿尔金走滑带）和 NWW—NW 向右行剪切走滑带（如红河走滑带）及印支-巽他右行走滑-拉分区、青藏滇缅印尼歹字型构造带，以及东亚平行于华夏方向（NNE 向）的张性裂谷盆地和 NW 向的压性、压剪性构造。45Ma 以来太平洋-西菲律宾海板块相对于欧亚板块的运移方向的转向（从 NNW 向转为 NWW 向）使得一系列原为近 NS 向的转换断层发展成为近 NS 向的俯冲海沟带，在太平洋-西菲律宾海、澳洲、欧亚三板块接触地带形成一系列 NW—NWW 向的巨型左行走滑带，如苏朗（Surong）断裂带、巴鲁-科罗（Palu-Koro）断裂带、菲律宾断裂带等。南沙微板块即产生在这种北面伸展、南面逆推、东面左旋挤压走滑、西面右旋拉张走滑的构造环境中。

## 一、华南陆缘伸展-离散构造区

华南大陆的地壳是随一系列不同时代的海沟-岛弧-弧后盆地复合构造体系从西北向东南方向迁移而阶段性地不断增生、加厚、成熟的。其板块活动体制可追溯至 1700Ma 前的元古代。以扬子古陆边缘为核心，从西北往东南，依次发育了走向均近 NE 向的江南元古代岛弧褶皱系、武夷-云开加里东期岛弧褶皱系、东南沿海（包括台湾和海南岛部分地区）海西、印支期岛弧褶皱系、浙闽粤沿海燕山期火山山弧系和台湾喜马拉雅期岛弧褶皱系（郭令智等，1980, 1985, 1986, 1987; Guo Lingzhi *et al.*, 1984, 1986,）（图 2.2）。这些不同时期的造山带中镶嵌着众多较老的大陆亲缘的地体（杨树峰等，1989; Guo Lingzhi *et al.*, 1990）。不仅陆区的浙闽赣桂粤琼诸地区发现多处前寒武系基底，而且海区从东海西南海域的灵峰到南海东沙、西沙、中沙、南沙等地块亦见类似的古老岩石（陈森强等，1981 黄慈流，1997 张毅祥等 1997）。

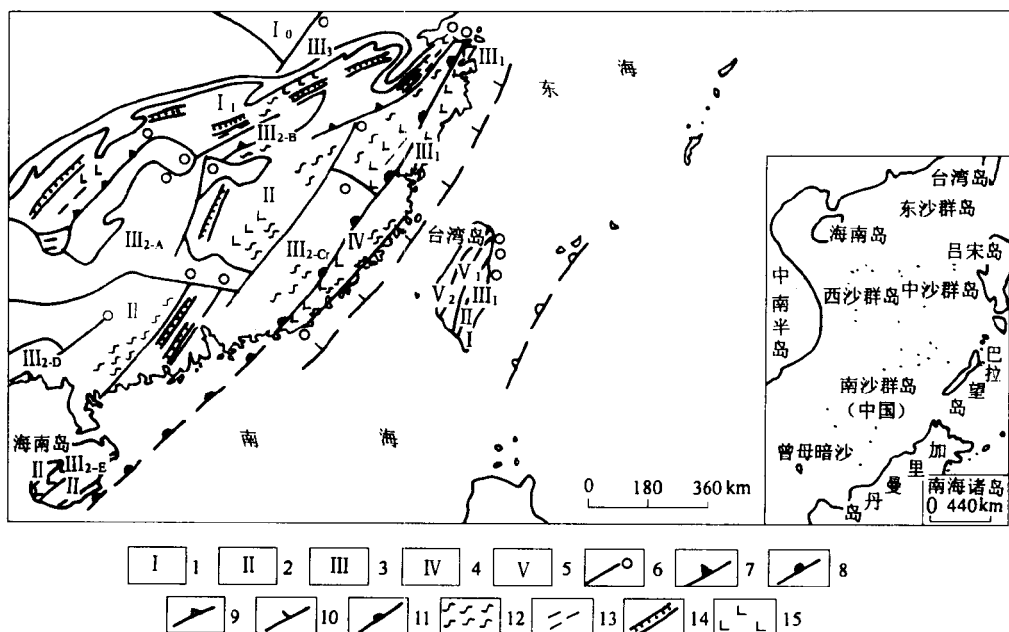


图 2.2 华南大地构造格架 (据郭令智等, 1980)

1-I. 东安期-雪峰期 (元古代),  $I_0$ . 大别元古代岛弧褶皱系,  $I_1$ . 江南东安-雪峰期岛弧褶皱系; 2-II. 武夷-云开加里东期岛弧褶皱系; 3-III. 海西印支期,  $III_1$ . 东南沿海 (包括台湾和海南岛部分地区) 海西印支期岛弧褶皱系,  $III_{2A}$ . 湘桂 (包括右江) 海西印支期弧间盆地,  $III_{2B}$ . 萍乐海西印支期前陆拗陷,  $III_{2C}$ . 闽西南-粤东海西印支期弧间盆地,  $III_{2D}$ . 钦州湾海西印支期地槽,  $III_{2E}$ . 海南岛海西印支期地槽,  $III_3$ . 扬子钱塘前陆拗陷; 4-IV. 浙闽粤沿海燕山期火山弧系; 5-V. 喜马拉雅,  $V_1$ . 台湾喜马拉雅期岛弧褶皱系,  $V_2$ . 台湾喜马拉雅期前陆拗陷; 6 深大断裂带和大断裂带及编号名称: ① 花莲-台东深大断裂带; ② 苏澳-枋寮深大断裂带; 基隆-车埕深大断裂带; ④ 长乐-南澳深大断裂带; ⑤ 上虞-政和-大埔-海丰深大断裂带; ⑥ 邵武-河源深大断裂带; ⑦ 连平-广州-恩平深大断裂带; ⑧ 四会-吴川深大断裂带; ⑨ 广西灵山深大断裂带; ⑩ 绍兴-江山-信江深大断裂带; ⑪ 宜春-乐平深大断裂带; ⑫ 宜春-万载-景德镇深大断裂带; ⑬ 雪峰山-九万大山深大断裂带; ⑭ 郟城-庐江深大断裂带; ⑮ 将乐-沙县深大断裂带; 7 雪峰期俯冲带; 8 加里东俯冲带; 9 海西印支期俯冲带; 10 燕山期俯冲带; 11 喜马拉雅期俯冲带; 12 变质带; 13 蛇绿岩套; 14 复理石带; 15 火山岩

Fig. 2.2 Geotectonic frame of South China (From Guo Lingzhi *et al.*, 1980)

各个时期的构造-岩浆事件和变质作用强烈地改造了华南陆壳 (Guo Lingzhi *et al.*, 1989; He Tong-xing *et al.*, 1989; 舒良树等, 1993, 1995; 毛建仁等, 1997)。尤以燕山期以来的岩浆-火山作用最为强烈 (谢家莹等, 1990), 形成了著名的华南燕山期成对花岗岩带 (即上虞-政和-大埔-海丰深大断裂带以西的板内改造型花岗岩带和以东的板缘岛弧型花岗岩带 (徐克勤等, 1982; 杨树峰, 1987) 和上万公里的东亚中生代火山岩带 (北起楚科奇, 南达巽他陆架), 以及标志该时期板块俯冲碰撞位置的台东对变质带, 构造上形成著名的双构造带 (杨树康, 1988), 即陆缘陆侧的古生代褶皱基底燕山期陆缘活化带和洋侧的燕山期断褶带, 呈现出安第斯型陆缘特征 (郭令智等, 1983, 1984, 1985, 1986)。根据郭令智、Hilde 等的研究, 燕山期西太平洋板块俯冲带的位置被认为大体相当于浙闽粤沿海 40m 等深线附近, 沿着北东走向延伸, 向北东通过黄海和东海的交接带, 经过济州岛和朝鲜半

岛东南边缘，一直延伸到日本列岛的中央构造线，往西南与古晋带相连（Hilde D, 1977; 郭令智等, 1980）。南沙地块作为古南海的洋中岛位于该俯冲碰撞带之前（即俯冲带洋侧）（姚伯初, 1997）。至新生代，板块俯冲带后退到台湾山脉以东，与琉球海沟、菲律宾海沟连成统一的俯冲带。

华南陆缘在进入晚白垩世以来的一个最引人瞩目的变动是：一反前新生代的板块俯冲碰撞构造格局，伴随整个东亚陆缘中、新生代的大规模裂陷扩张，形成离散地块-地塈系（图2.3）（刘昭蜀等, 1983 刘海龄等, 1991 杨树康等, 1991, 1994）东沙-神弧、海南岛、西

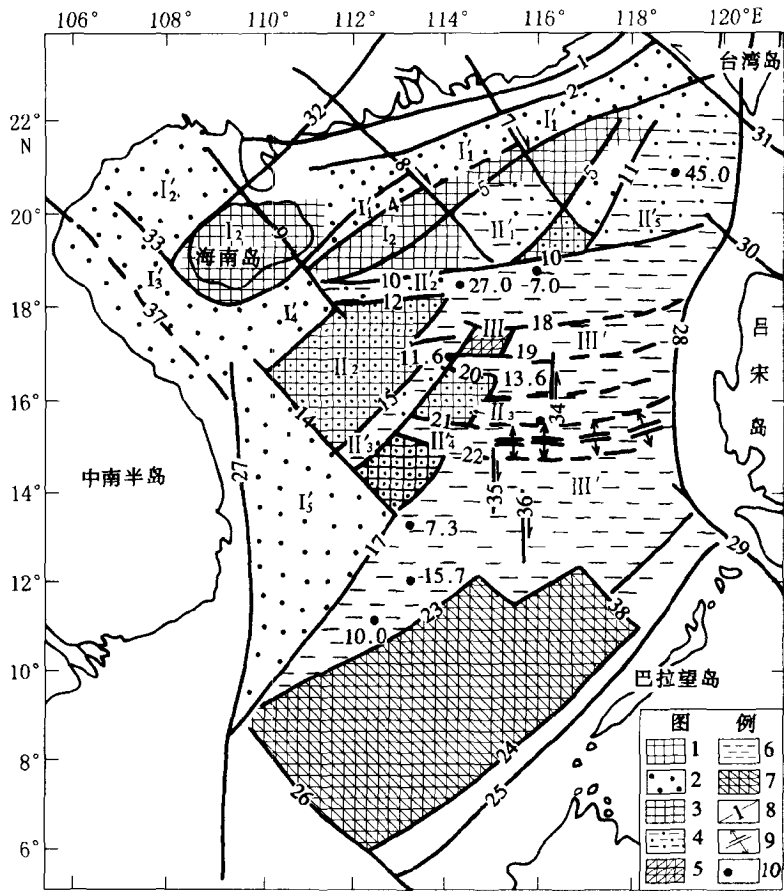


图 2.3 华南陆缘离散地块-地塈系构造分区图（据刘海龄等, 1991）

1 断裂型离散地块；2. 基底地塈；3. 裂离型离散地块；4. 过渡型离散地块；5. 洋壳地塈；6. 漂移型离散地块；7. 断裂带；8. 扩张轴；9. 地壳年代数 (Ma)；10. 东沙-神弧地块；I<sub>1</sub>. 海南地块；I<sub>1</sub>'. 珠 I. 珠 III 基底地塈；I<sub>2</sub>'. 北部湾基底地塈；I<sub>3</sub>'. 莺歌海基底地塈；I<sub>4</sub>'. 琼东南基底地塈；I<sub>5</sub>'. 西沙西基底地塈；II<sub>1</sub>. 珠 II 南缘地块；II<sub>2</sub>. 西沙地块；II<sub>3</sub>. 中沙地块；II<sub>4</sub>. 中沙南地块；II<sub>1</sub>'. 珠 II 过渡型地塈；II<sub>2</sub>'. 西沙北过渡型地塈；II<sub>3</sub>'. 西沙东过渡型地塈；II<sub>4</sub>'. 中沙南过渡型地塈；II<sub>5</sub>'. 潮汕坳陷过渡型地塈；III. 中沙北地块；III'. 南海中央海盆洋壳地塈；IV. 南沙地块

Fig. 2.3 Structural division map of the dispersed block-graben system of South China continental margin (From Liu Hailing et al., 1991)

沙、中沙、南沙等地块纷纷裂离华南大陆母体，间以具不同性质地壳的地堑相隔。地壳厚度从陆区的 30—32km 向海盆区逐渐减薄到 6—8km(马杏垣,1989)。

南海海盆作为华南陆缘地壳-上地幔伸展-离散程度最高的地带，已形成新生洋壳。其西南次海盆洋壳 NE 向磁异常条带年龄为距今 42—35Ma(姚伯初等,1994) 莫霍面埋深 8—13km，岩石圈地幔厚度 35km。东部的中央次海盆洋壳近 EW 向磁异常条带年龄为距今 32—17Ma(Taylor *et al.*, 1983; Kinoshita *et al.*, 1996 夏戡原,1997) 莫霍面埋深 6—11km，岩石圈地幔厚度 30km(曾维军,1991 姚伯初等,1994;夏戡原,1997)。

## 二、加里曼丹-南巴拉望推覆-碰撞构造区

毗邻于南沙群岛南面的加里曼丹地区，是东南亚的最南端，是欧亚板块既与南面的印度-澳大利亚板块又与东面的太平洋-西菲律宾海板块直接作用的地区。著名的 Wallace 线( Hutchison C S,1989)便是从其东南面的苏拉威西东边通过的(图 2.1)。该线东南侧的所有地体原先都是远离东南亚的，后随澳大利亚板块自 90Ma 前从南极分离并以每年大约 8cm 的速度往北加速漂移，大约在 15Ma 前开始陆续与东南亚的一些地体发生碰撞。

加里曼丹西南部基底为巽他大陆，由前中—晚石炭世结晶片岩和晚石炭世(或更老)至白垩纪沉积岩组成。巽他克拉通的南部即为印度-澳大利亚板块向北俯冲所形成的爪哇弧-沟系。加里曼丹地块在澳大利亚板块、太平洋板块和欧亚板块的联合作用下于古新世-始新世发生了逆时针转动，其岛弧走向从晚白垩世相当于目前赤道位置附近的近 NW 走向变为现今的 EW 向(陈忠等,1987)。

加里曼丹的东南面为残存着中—晚始新世(距今 55—42Ma)洋壳的苏拉威西海(Weissel J,1986)。ODP770 站钻遇的蛇绿岩套同位素成分(Rangin C,1990)显示该洋壳产于大洋环境而非弧后环境。从古地磁资料可推断该海盆并非起源于距现在纬度很远的地方。该海盆南缘为苏拉威西岛的北臂，该臂由新老两期弧火山物质组成，较老的为来自该臂南面的向北俯冲作用所致，时代为早—中中新世(距今 15—18.8Ma)(Silver E A, 1983;Bellon *et al.*, 1991);较晚的为苏拉威西海自身洋壳于中中新世末(距今 8—7Ma)(Rangin C,1989)向南俯冲于该臂之下的结果，年龄为距今 7—4Ma。苏拉威西海洋壳因其南面的具澳大利亚亲缘性的班盖-苏拉(Banggai-Sula)台地向西北方运移并同东苏拉威西褶皱带于中中新世早期碰撞(Richardson A,1993;Imandjuntak T O,1993)而向 NW 俯冲于婆罗洲-苏禄弧南缘之下(Rangin *et al.*, 1990;Tongkul F,1997)并导致苏禄弧上中—晚中新世火山岩的形成和苏禄海盆中—晚中新世于弧内的扩张(Rouser H A,1990;Le Tungyi *et al.*, 1995;Metcalf I,1996)。苏禄海的张开使原属同一岛弧、以年龄均为晚渐新世—中中新世早期亲弧性火山岩为主体的卡加延脊和苏禄弧(脊)于中中新世开始分开(Rangin C,1989)。卡加延脊和苏禄脊上的晚渐新世—中中新世早期火山弧可认为是古南海洋壳在前中中新世俯冲于苏拉威西海洋壳之下的产物。苏禄海的扩张轴和南部洋壳已俯冲消亡于其南边的苏禄海沟和东边的内格罗斯海沟之下。

苏拉威西海洋壳的向 N-NW 俯冲推挤和苏禄海盆的近 NS 向扩张，在东加里曼丹及

南巴拉望-卡加延脊地区引发了持续的沿一系列 N-NW 向走滑断裂逆冲推覆的构造活动。其主逆冲楔的发展在空间及时间上具有不整合侵入性。从逆冲前锋带东北段的早中新世晚期 ( $>17\text{Ma}$ ) 到西南段的中中新世晚期 ( $<12\text{Ma}$ ) 甚至在沙巴岸外时代为中上新世的地震反射不整合面 A 也受到逆冲构造作用的影响 (Hinz K *et al.* ., 1989; Schluter H U *et al.* ., 1996)。我们称此逆冲带为东加里曼丹-南巴拉望逆冲推覆带 (简称加巴逆冲推覆带)。在其东北段, 出现陆内缩短或“ A 型”俯冲。在其西南段则出现大洋壳片间的内部逆冲推覆作用 (图 2.4) (Rangin C *et al.* ., 1990) 和双重逆冲构造。

加巴逆冲推覆带的基本特征是: 与高度变形的底部燧石、页岩、细碧玄武岩及上部复理石式层序相关联的基性超基性火成岩逆冲岩席向东南倾斜。其中东北部的蛇绿岩仰冲时间较早。三描礼士的晚白垩世蛇绿岩、民都洛的葡尔特加勒诺 (Puerto Galera) 蛇绿岩仰冲于始新—渐新世 (Schweller W J *et al.* ., 1983; Rangin C, 1985) 班乃的古山脉 (Antique Range) 早白垩世蛇绿岩 (McCabe R *et al.* ., 1982; Stephan J F *et al.* ., 1984)、中-南巴拉望岛上年龄为距今 40—42Ma 蛇绿岩、巴拉巴克岛蛇绿岩亦侵位于早第三纪 (Hutchison C S, 1975)。往西南, 东北沙巴的库达特 (Kudat) 半岛上外来蛇绿岩并入于白垩纪至早古新世厄斯皮纳 (Espina) 组的增生混杂岩中, 两者依次作为逆冲岩片与中始新世至中中新世克罗克组楔状体结合 (Rangin C *et al.* ., 1990)。婆罗洲的拉姜-克罗克山脉的蛇绿岩侵位于早第三纪。克罗克组中的蛇绿岩碎屑表明, 作为中始新世构造作用之象征的早—中始新世隆升与剥蚀作用类似于巴拉望海槽东部在古新世至中始新世的逆冲、礼乐滩-北巴拉望地块在中始新世至早渐新世的热隆、剥蚀作用。持续至早中新世晚期的连续聚敛导致了上述基性超基性大洋岩石套的大范围上推作用。

在西北苏禄海盆中, 被向东南倾斜的低角度拆离断裂分隔的叠瓦状逆冲岩席, 形成亚平行的、走向 NE-SW 的埋藏脊和盆地。组成西北苏禄海盆及婆罗洲岸上克罗克山脉、特卢匹得山脉的逆冲推覆板片的主要为外来的、叠瓦状的、与白垩纪和古新世半深海沉积物 (燧石-细碧岩组) 相关联的洋壳碎片。这一岩石组合最初发育于现今的卡拉棉、巴拉望和北婆罗洲大陆地块东南面的古南海洋盆



图 2.4 横穿沙巴的地质剖面图  
Fig.2.4 Interpreted cross-section through Sabah

中,其蛇绿岩在早、中始新世期间沿着向南倾斜于与卡加延和苏禄脊结合为一体的弧地块北缘之下的俯冲带发生上冲作用,随后该上冲增生柱于早中新世与向南漂移的礼乐-北巴拉望地体的前端沉积物边缘发生碰撞。目前,该地段的古南海洋壳已基本消减殆尽,仅在西北苏禄海盆东北部(中心位于 $120.75^{\circ}\text{E}$ , $10.14^{\circ}\text{N}$ )存在一小块(大小约 $50\text{km}\times 170\text{km}$ )波速为 $6.7\text{km/s}$ (大洋层3)的中生代洋壳(Schluter H U *et al.*, 1996),以及在南沙海槽中南段(Felix T, 1990 姚伯初, 1996 苏达权等, 1996)、巴林坚拗陷(Hutchison C S, 1989, 1992; Murphy R W, 1991)下伏有古南海洋壳,并延伸于巽他克拉通以东的婆罗洲其他地区之下(Hutchison C S, 1989),均俯冲于东加里曼丹-南巴拉望逆冲推覆带之下。

值得注意的是,东加里曼丹-南巴拉望逆冲推覆带在廷贾断裂西侧的段落,以俯冲-增生-碰撞构造变形为特点,由弧顶均凸向南的古晋带、西布带和米里带组成,其中米里带的西北段因曾母地块晚期的拉张、旋扭运动而转换成塔陶(Tatao)坳堑区。

### 三、印支-巽他右旋走滑-拉分构造区

该区包括印支、掸-泰等地块。印支地块以前寒武纪变质岩系为基底,覆以未变质的古生代和中生代地层(Fontaine H *et al.*, 1978)。东侧陆坡外以越东断裂带(即 $109^{\circ}\text{E}$ 断裂带)与西沙-西沙南-南沙等地块为界。该断裂带在构造地貌上表现为南北向地堑,由下逆上正的断裂组成,接受了很厚的新生代沉积物,并伴有岩浆活动。陆坡上的新生代基底相对于附近的陆架和地堑急剧抬升而成为挠曲的斜坡带,其上几乎未发育新生代沉积。陆架的新生代基底则下拗且埋藏很深。印支地块在南部海域的延伸部分即为晚三叠纪克拉通化的巽他大陆。NW向的卢帕尔(Lupar)混杂岩-蛇绿岩断裂带将巽他大陆东南段东北侧边缘上的古晋带基底岩石和上覆陆架沉积与西北婆罗洲的西布带及米里带高度变形的深水增生楔沉积分隔。NW向的帕特诺斯特(Paternoster)断裂将它与其东面的第三纪库特(Kutei)盆地相分隔。默拉土斯山脉和普劳劳特(Pulau Lautt)山脉中的含蛇绿岩混杂堆积体的缝合带则使南婆罗洲的巽他地块边缘复杂化。巽他大陆在婆罗洲最南部与爪哇海沟的东北延伸段默拉土斯-博巴利斯(Meratus-Bobaris)相接触。印支地块的北、西、南边缘被东、西印支块褶带(两者汇合于老挝沙里后向北延伸为澜沧江断褶带)、长奎豆林海西断褶带(即长山-奎山-豆蔻山-林同山断褶带)所包围。东印支块褶带的最老地层为前寒武纪元古界基底变质岩,上覆古生代以来的沉积盖层。西印支块褶带中的最老地层为前寒武纪变质岩,上覆地台型沉积岩的上寒武统。长奎豆林海西断褶带的前海西基底地层包括寒武系和下古生界变质岩,覆以强烈褶皱的泥盆-石炭纪地层(Acharyya S K, 1978)。

掸-泰(Shan-Thai)地块位于印支地块之西侧,以紧密褶皱的前寒武纪抹谷(Mogok)群变质岩系为基底,以古生代—中生代的沉积为盖层(李荫槐等, 1986)。掸-泰地块于印支期与印支地块相接于三江块褶带的南延段西印支块褶带,该带自沙里向南经马来半岛直达婆罗洲西南部,成为巽他陆架的一部分。

走滑构造是南沙西面巽他大陆地区最主要的新生代构造特色(图 2.5)。主要的走滑

断块为印支与掸-泰地块。它们受印度板块在巽他大陆西南侧的苏门答腊-爪哇海沟斜向俯冲-走滑系和红河-越东-万纳走滑断裂带的控制而发生相对走滑-旋离运动，在巽他大陆内部形成一系列走滑-旋转次地块 (sub-blocks) (如印支地块、掸-泰地块等) 和走滑拉分陷盆地与走滑断裂带，共同组成巽他大陆巨型走滑构造区。地质与古地磁证据表明，印支地块在新生代相对于欧亚大陆已相对稳定，纬向上未发现有意义的直移，仅有小角度 ( $3^{\circ}$ — $4^{\circ}$ ) 的绕块内欧拉极的顺时针旋转；而掸-泰地块在新生代绕块内位于  $20^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E}$  的欧拉极顺时针旋转了  $10^{\circ}$  左右 (Cung Thong Chi, 1996)。运用遥感和区域地质研究得知 (Rangin C *et al.* , 1995)，在中南半岛东部地区存在两期互相叠加、分别活动于早第三纪和晚第三纪早期的走滑断裂系统。较老的走滑断裂系统为古生代和中生代先存断裂的再活动，多为左行，优势走向 NW-SE，平行于红河断裂。较年轻的走滑断裂系统主要为近 NS 向右行，匹配于南海扩张时期的整个印支东部的大型近 NS 向右旋剪切带。形成于早渐新世的泰国湾盆地 (Pigott J D *et al.* , 1993; Remus D *et al.* , 1993)、泰国中部第三纪盆地 (Polachan S *et al.* , 1991)、渐新世拉分的西纳土纳盆地 (Hamilton W, 1979)

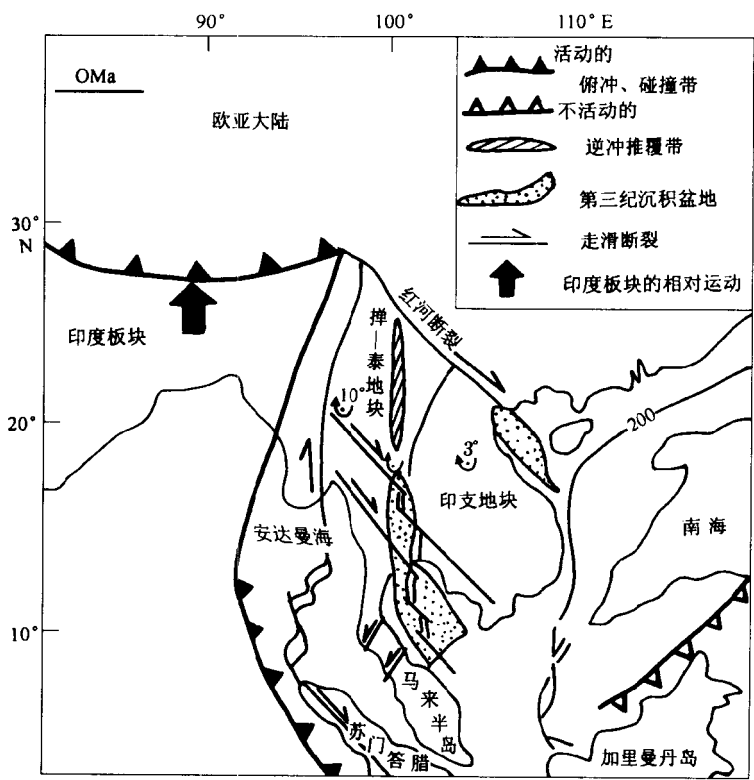


图 2.5 印支-巽他走滑构造区构造略图 (据 Cung Thong Chi, 1996 略有改动)  
 Fig. 2.5 Tectonic sketch of Indo-China-Sundland strike-slip tectonic province  
 (Slightly modified from Cung Thong Chi, 1996)

与湄公盆地等块内拉分盆地，以及张开于 13Ma 的安达曼海 (Curry J R, 1978)、形成于中

始新—早中新世期间的万安拉分盆地(刘海龄, 1999)、早第三纪右旋扭动-伸展性归仁-万安北裂陷盆地和早第三纪转换-伸展成因的莺歌海盆地(李思田等, 1997)等块缘转换走滑拉分盆地, 均为巽他大陆新生代巨型走滑系的产物。

运用天然地震面波对该区的最新研究揭示了印支地幔柱(Fukao Y *et al.*, 1994; Kumazawa M *et al.*, 1994; Maruyama S, 1994 曾维军等, 1997)的存在, 它是一新生代晚期的热幔柱。它对应于中南半岛中南部中阶卫星重力异常场的发散中心与天然地震面波层析成像(SVCT)所揭示的岩石圈下低速层最发育部分的叠合处。岩石圈虽具有较高的抗压强度, 在远离边界的板内不易发生水平挤压变形, 但在垂直应力作用下容易发生弯曲, 即使为小尺度的地幔上升流(热幔柱)便能使之隆升、伸展拆离, 而下降流则因能使岩石圈下物质亏损而推动岩石圈沉降裂陷(傅容珊等, 1994)。印支地幔低速异常区的出现表明局部地幔的强烈上涌活动的产生, 它对中南半岛晚第三纪以来的构造-岩浆活动产生了很大的影响。最引人注目的是晚第三纪以来在越南地区的大量玄武岩浆喷溢。

对中南半岛地区岩浆岩的地球化学研究结果表明, 印支热地幔柱可能起源于自105—100Ma 以来印度-澳大利亚板块沿爪哇海沟的俯冲冷板块拆沉-重力塌陷作用。岩浆岩的地球化学特征是人类目前能在地表直接观察地球岩石圈地幔深部过程的唯一“潜望镜”。在中南半岛地区, 早期喷溢的为高  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ 、富 EM2 的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、低  $\text{FeO}$ 、 $\text{Rb}/\text{Sr}$  与  $\text{Ba}/\text{Nb}$  的石英和橄榄石拉斑玄武岩(正常洋中脊玄武岩), 分流出生成相对耐熔的岩石圈地幔型岩浆源; 晚期为低  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{FeO}$ 、较低的  $\text{K}_2\text{O}_5/\text{P}_2\text{O}_5$  和较高的  $\text{Rb}/\text{Sr}$  与  $\text{Ba}/\text{Nb}$  橄榄石拉斑玄武岩、碱性玄武岩和碧玄武岩, 分流出生成的软流圈源的、反映为贫 EM1 的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  与正常洋中脊玄武岩源的混杂体(Nguyen H *et al.*, 1996)。这与东南亚和西太平洋边缘海盆地软流圈典型的异常洋中脊玄武岩成分是相似的。同时, 印支新生代玄武岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  等比值反映出最小的地壳围岩作用和富  $^{208}\text{Pb}$  的类洋中脊源的 EM1 和 EM2 的富集作用(Nguyen H *et al.*, 1996)。该克拉通中心区段及其之外西南区段喷发的玄武岩与海南岛、华南、南海的富 EM2 玄武岩(梁德华等, 1991; Tu Kan *et al.*, 1991; Lipase H *et al.*, 1997; Mao J R *et al.*, 1997)相似。一般地, 当 EM2 成为岩石圈区段的特征时, 克拉通外的玄武岩 EM1 的出现便意味着深的软流圈源而不是浅的岩石圈源故此, 东南亚及边缘盆地软流圈 EM1 的广泛出现与热异常地幔相一致亦意味着存在克拉通基层(substrate)或俯冲冷板片的拆沉。根据 Maruyama(1994)的研究, 从板块俯冲开始到聚积岩板发生重力塌陷、冷板块拆沉(Sacks P E *et al.*, 1990; Kay W R *et al.*, 1993)所需时间为 100—400Ma, 将印支热地幔柱的成因归结于已俯冲于巽他大陆之下的印-澳板块的拆沉作用应是逻辑之中的结论。

类似地, 循“将今论古”之原则, 南海扩张, 甚至整个西太平洋陆缘扩张的动力成因在很大程度上依赖于俯冲的古太平洋板片在中生代末期的拆沉作用(刘海龄等, 1998)。据邹和平(1993, 1996)的研究, 南海北部早第三纪晚期—中新世超镁铁岩捕虏体的地球化学特征表明地幔熔融(Kay W R *et al.*, 1993)增强, 发生了高温交代作用, 与软流圈热物质上升、地壳减薄有关(Menzies M A *et al.*, 1987)。Yoshio Fukao 等利用全地幔弹性波层析技术在南海地区所发现的已下沉至 670km 以下的地幔层析异常体(高波速下沉冷板块)(Yoshio Fukao *et al.*, 1994)可能即反映了曾引起南海地区软流圈热物质在晚白垩世

早第三纪期间的上升隆起作用的拆沉板片之所在 (图 2.6)。



图 2.6 印度-澳大利亚俯冲板片层析图 (据 Yoshio Fukao, 1994, 略有改动)

Fig. 2.6 Tomography map of subducted slabs of India-Australia Plate (Slightly modified from Yoshio Fukao, 1994)

#### 四、吕宋-棉兰老左旋走滑-会聚构造区

从运动学和作用力方面来看, 该区的地质构造特点是理解东南亚的发展和欧亚东缘盆地成因的关键。图 2.7 显示了该区的板块构造背景。发育在欧亚大陆板块与西菲律宾海板块接壤地带上的菲律宾弧, 是一条由西侧的马尼拉海沟-内格罗斯海沟-哥打巴托海沟-桑吉海沟和东侧的菲律宾海沟-哈马黑拉海沟所夹持的巨型挤压走滑带, 是一个现代和古代岛弧及大陆碎块的复合区 (Hall R *et al.*, 1995)。古地磁资料 (陈 忠等, 1987; Hall R *et al.*, 1990, 1995; McCabe R *et al.*, 1993; Okubo Y *et al.*, 1997) 表明, 该走滑带内的不同块体因一系列走滑断裂, 特别是菲律宾左旋走滑断裂的作用而表现出不同的旋向, 但整个岛弧带随西菲律宾海板块自 50Ma 以来一起从赤道附近 (即当时加里曼丹岛弧东面稍南的位置上) 沿苏拉-苏朗左旋走滑断裂带经过约 90° 的顺时针转动而逐步北移了约 2500km 后到达现今位置。在菲律宾弧 (群岛) 中的吕宋、宿务、马林杜克和东民都洛等岛上可见白垩纪-古新世火山弧, 指示了当时消减板块的边界, 西菲律宾海盆地则是古新世该弧后的扩张盆地, 该盆地中最老沉积为晚白垩世 (刘昭蜀译, 1990)。

菲律宾挤压走滑带的南端以哈马黑拉以东的苏拉-苏朗左旋走滑断层带与新几内亚海沟相接。苏拉-苏朗断裂带作为西菲律宾海板块与澳大利亚板缘的接触带, 其西端呈向外撒开的八字形断裂束伸入菲律宾弧挤压走滑带的南部。苏拉-苏朗断裂带北侧的西菲律