

文章编号: 1009-3850(2002)01-0092-21

东南亚的活动俯冲和碰撞

王承书

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

摘要: 东南亚位于欧亚、印-澳和菲律宾海三大板块汇聚结合带, 现代及古代汇聚区域广泛, 弧陆碰撞起着重要作用。根据地质、古地磁和浅源地震等地球动力演化的研究建立了一系列构造模式, 表明该区地表构造运动的复杂性。尽管规模较小, 台湾地区的弧陆碰撞可能是目前全世界的研究热点之一, 因为这一碰撞带较年青(数百万年), 非常活跃, 易于通过地质、地球物理、大地测量和遥感手段进行测定和监控。未来对活动俯冲带和造山带的研究应与地震、海啸、污染、气候变化等这些与自然灾害有关的社会问题紧密联系起来。

关键词: 东南亚; 俯冲; 碰撞; 构造模式

中图分类号: P541

文献标识码: A

1 引言

1999 年 5 月在法国蒙彼利埃曾举行过一次国际地学会议, 这次会议的成果已由 Lallemand 等编辑、并以专辑的形式刊载于《TECTONOPHYSICS》(2001, Vol. 333, No. 1/2)。本文即是根据其中部分论文综合编译而成。会议的主题是讨论“东南亚的活动俯冲和碰撞”。内容涉及: ①东南亚的构造和运动学模式; ②台湾-琉球结合带的构造作用; ③造山前陆地带构造沉积的相互作用; ④山带的活动构造; ⑤GPS 和运动学; ⑥俯冲作用参数的变化及其意义; ⑦台湾弧陆碰撞带及其附近地区研究的新成果; ⑧弧和弧后地区地球化学及地球物理研究的新进展; ⑨弧和弧后地区的复杂演化; ⑩台湾的地震活动和构造以及弧陆碰撞模式。涉及的区域包括从东南亚的印度尼西亚开始, 然后沿太平洋西北缘从俄罗斯堪察加、中国大陆边缘、日本到台湾。

弧陆碰撞通常发生于陆陆碰撞之前。在大多数山区地带的缝合带内及其附近均可见到造山作用早期的蛇绿岩。东南亚地处广袤的古代及现代的活动

汇聚区域。这些地区的弧陆碰撞起着重要作用。图 1 显示的活动碰撞带包括: 吕宋岛弧和中国大陆边缘、伊豆-小笠原弧和日本中部、千岛弧和北海道、菲律宾活动带的哈尔马赫拉弧和苏禄弧、帝汶弧和澳大利亚边缘、马来西亚弧与新几内亚。主要碰撞发生于台湾及其附近, 是因为欧亚板块的大陆部分(包括中国的大陆架)在几百万年前就开始俯冲到吕宋火山弧下。台湾现在的板块边界主要为双断层体系, 至少现在其上地壳有两种截然不同的力学特征: 蠕动和周期性大地震。正如 Lallemand 等人所言, 台湾及其邻区是研究活动俯冲和碰撞作用以及造山作用及消亡的最好的天然实验室。

2 东南亚弧后盆地的成因

近几十年来对弧后盆地已有广泛的研究(Sleep 和 Toksoz, 1971; Karig, 1971; Uyeda 和 Kanamori, 1979; Crawford 等, 1981; Hussong 和 Uyeda, 1981; Tamaki 和 Honza, 1991; Taylor, 1995; Taylor 和 Natland, 1995)。尽管资料很多, 但其成因却鲜为人知。究竟盆地的打开是主动过程还是被动过程, 仰冲板

块下面的俯冲板块的下沉是否是弧后盆地打开的原因或影响, 仍是有争议的问题。Flower 等人(1999)在研究了西太平洋弧沟后退的时空型式, 伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)弧前地体的岩石学特征和 DUPAL 状(富同位素 EM1)地幔的分布之间的可能关系后, 提出了挤出构造假说, 即在特提斯洋闭合的后期克拉通内的软流圈物质向东挤出。弧后盆地和陆缘海作为与俯冲有关的环境特征尚不明了, 难于与板块构造体系相吻合。尽管不是所有的弧沟体系都是弧后扩张造成的, 但弧后扩张作用过程无疑与大

洋岩石圈的俯冲有关(Karig, 1971; Uyeda 和 Kanamori, 1979)。在西太平洋的一些地方, 由于弧裂离成被新生洋盆分隔的活动残余弧, 盆地的打开和弧沟后退继续扩展。弧后盆地的演化与俯冲作用的精确关系还难以捉摸, 但前人的一些模式表明, 其可以根据推覆板块和后退板块的速度及其各自的年龄值及密度特征之间的平衡关系来进行推断。有的模式采用传统的板块构造机制, 将弧后盆地的形成归因于作为俯冲作用特有产物的板块所引起的地幔上隆(Karig, 1971)(图2A), 或区域板块的运动(Sleep

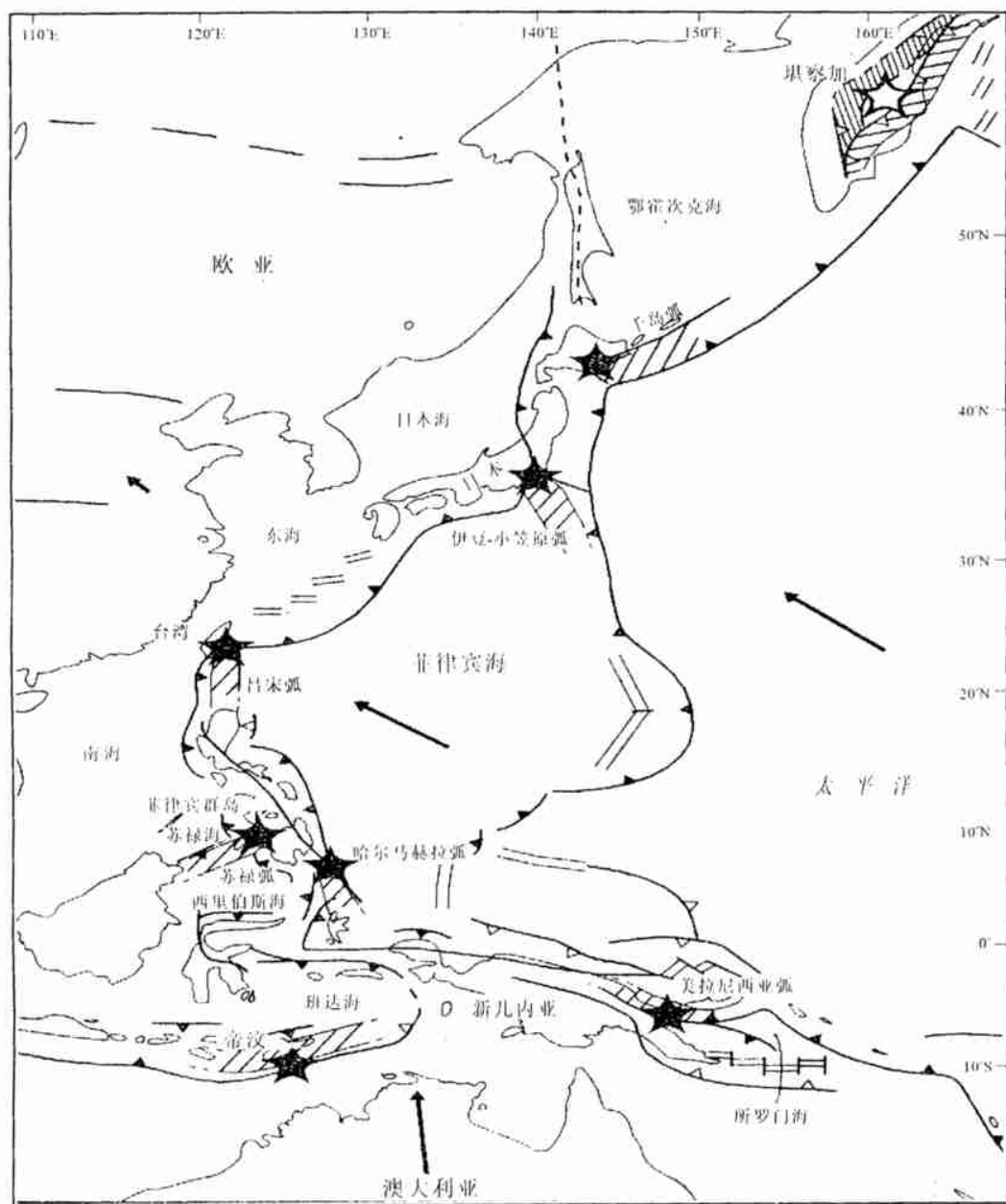


图1 太平洋西北弧陆碰撞位置图(据 Lallemand 等, 2001)。黑星表示活动弧陆碰撞带; 白星表示古代碰撞带

和 Toksoz, 1971) (图 2B)。有的则认为系热区 (Miyashiro, 1986; Tatsumoto 和 Nakamura, 1991) (图 2C)或对软流圈所引起的弧沟“后退”的被动响应 (Uyeda 和 Kanamori, 1979; Doglioni, 1993; Smith, 1998; Smith 和 Lewis, 1999) (图 2D 和 F)。

后退现象始终是汇聚边缘研究的难点 (Tamaki 和 Honza, 1991; Royden, 1993, 1996), 其以各种形式出现于地中海、加勒比海、南斯科舍海、太平洋西部和西南部。最普遍的解释是由于较老的俯冲大洋岩石圈的较大密度造成的重力影响, 以及当俯冲板块下沉时, 由压力所引起的玄武岩与榴辉岩的反应所致 (Isacks 和 Molnar, 1971)。Royden (1993)用“板块牵引”影响来解释俯冲边界迅速向构造体系近乎孤立的海洋地区的逃逸现象。相反, 在马里亚纳地带,

板块变陡, 弧的弯曲度达到最大, 弧后盆地扩张最活跃, 表明这种后退可能反映出有一种向东的地幔“风”存在。虽然弧沟后退现象在年青而密度不太大的弧后岩石圈正在俯冲的地方特别活跃, 但在较老而成熟的俯冲体系中却明显缺乏。板块牵引和俯冲后退的影响在到达密度不大的大陆岩石圈的堑沟后会急剧减小或停止。

有些学者 (Tapponnier 等, 1982, 1986)曾提出挤出构造假说来解释碰撞后岩石圈的“逃逸”, 意即有些陆缘盆地是由于对“岩石圈推动”逃逸的被动响应而形成的。弧-弧后的活动性相应地联系在一起 (Royden, 1993; Doglioni 等, 1999)。例如, 地中海西部和东部的盆地就是由于板块牵引和岩石圈挤出的综合影响形成的 (Faccenna 等, 1996), 虽然其它一些

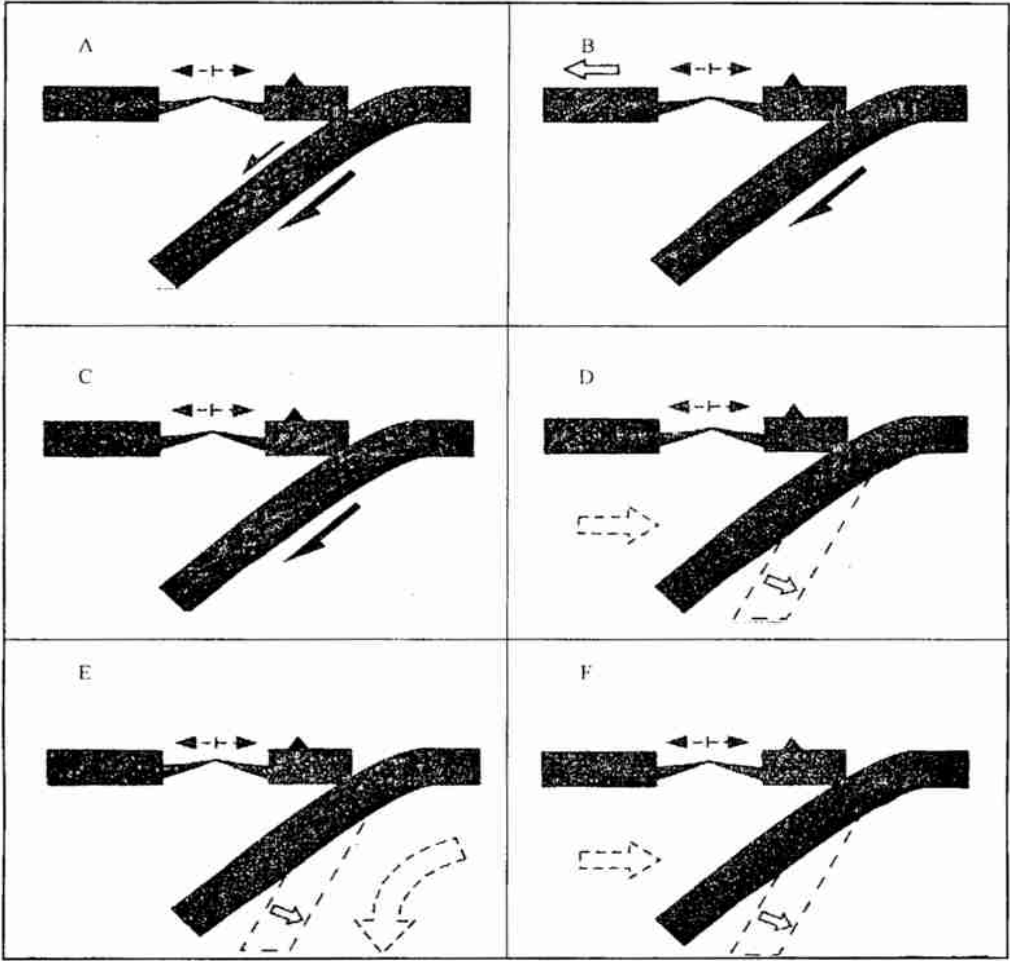


图 2 弧后盆地形成的几种机理 (据 Flower 等, 2001)

A. 板块引起的软流圈上隆 (Kang, 1971); B. 弧后板块后退 (Sleep 和 Toksoz, 1971); C. 地幔羽贯入 (Miyashiro, 1986; Tatsumoto 和 Nakamura 1991); D. 地球旋转引起海沟向东后退 (Doglioni, 1993; Smith, 1998; Smith 和 Lewis, 1999; Doglioni 等, 1999); E. 不稳定的向下流动引起海沟后退 (Uyeda 和 Kanamori, 1979); F. 地幔挤出引起海沟后退 (Tamaki, 1995; Flower 等, 1998; Flower 等, 2001)

盆地如南斯科舍海、加勒比海、太平洋西部和西南部的盆地并不明显地与板块碰撞有关。这一经典的挤出模式假定运动的扩展只局限于岩石圈内,这意味着是由被挤出的岩石圈板块拖着而不是由地幔流牵引着下伏的塑性软流圈(Lave 等, 1996)。陆缘盆地如中国南海和希腊爱奥尼亚海都是从被挤压的不连续的岩石圈地块之间打开的,因而系“岩石圈推动”挤出的拉伸构造的影响(Briaies 等, 1993; Chung 等, 1997; Lundgren 等, 1998)。

在探讨究竟是岩石圈推动还是板块牵引何种机制时,一些学者(Volpe 等, 1990; Doglioni, 1993; Smith 和 Lewis, 1999)将弧后盆地在东部陆缘而不是在西部陆缘占优势这一情况归于地球旋转产生的全球范围的地幔“风”。虽然后退的欧洲-地中海板块边界在东、西向都存在,但 Doglioni 等(1999)仍认为,地中海西部的盆地如西班牙的阿尔沃兰海等反映了意大利亚平宁-阿德里亚俯冲带向东后退。同样,Smith 和 Lewis(1999)将西太平洋的 DUPAL 状地幔的形成归因于欧亚和澳大利亚板块向西漂移引起的软流圈的拖动。Tamaki(1995)提出,软流圈地幔随着特提斯洋的闭合而发生横向位移或“挤出”,以此解释西太平洋弧后盆地的形成演化。这种观点具有深远的意义。Liu 等(2000)根据 2D 数字模拟证明,在西藏,由于岩石圈挤入,使地幔大规模挤出,在东亚和东南亚造成广泛的软流圈上隆。因此,地幔挤出说还可用以解释东亚岩石圈的长期扩张(Armijo 等, 1989; Jolivet 等, 1990; England 和 Molnar, 1997 a b; Ren 和 Tamaki, 1999)和西太平洋弧沟体系的后退(Karig, 1971; Crawford 等, 1981, 1986; Hussong 和 Uyeda, 1981; Tamaki 和 Honza, 1991; Stern 和 Bloomer, 1992; Bloomer 等, 1995)。Flower 等利用伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)弧前地区的地质学及岩石学资料,为地幔挤出说提供了佐证。

IBM 弧前地区由玻古安山岩和拉斑玄武岩地层及其侵入体和分馏产物组成,至少是在过去 45Ma 年来在多期弧的分离、海沟后退和盆地扩张期间侵位的(Karig, 1971; Uyeda 和 Kanamori, 1979; Meijer, 1980; Crawford 等, 1981; Hussong 和 Uyeda, 1981; Reagan 和 Meijer, 1984; Hickey-Vargas 和 Reagan, 1987; Tamaki 和 Honza, 1991; Stern 和 Bloomer, 1992; Bloomer 等, 1995; DeBari 等, 1999)。至少发生过两期岩浆作用和海沟后退:①45~35Ma 之间,在向海的西菲律宾海盆地的转换边缘开始俯冲,与

导致形成帕劳-九州山脉的印度“硬”碰撞的时代和 IBM 弧前地区早期的岩性结果相吻合(Stern 和 Bloomer, 1992; Bloomer 等, 1995);②35Ma 至现代,随着盆地打开和海沟后退,帕劳-九州弧和马里亚纳弧相继分离。在现在的 IBM 仍保留着这两个弧的残余并插入了一些盆地(Karig, 1971; Bloomer 等, 1995)。IBM 弧前单元是伴随着正断层作用、沉陷、岩墙侵入和蛇绿岩化的方辉橄榄岩的底辟侵位而形成并拼合在一起的(Parkinson 和 Pearce, 1998),反映出导致地幔减压的以拉张为主的一种机制。

玻古安山岩的出现具有特殊的意义。这种高 MgO 和高 SiO₂ 的岩石十分罕见,实际上仅局限于某些(但不是全部)弧前地体的蛇绿岩和早期剖面内(Meijer, 1980; Reagan 和 Meijer, 1984; van der Laan 等, 1989),其很少从现代活动的弧中喷出,但在太平洋西南部有一些例外(Falloon 和 Crawford, 1991; Sobolev 和 Danyushevsky, 1994; Danyushevsky 等, 1995; Kamenetsky 等, 1997; Crawford 等, 1997)。玻古安山岩的形成看来需要难熔热异常地幔——一种拉张构造体制和较高的 p_{H_2O} 条件相结合(van der Laan 等, 1989; Falloon 和 Crawford, 1991; Sobolev 和 Danushevsky, 1994; Danyushevsky 等, 1995; Kamenetsky 等, 1997),清楚地反映了成岩环境的特殊组合。

上述观察结果支持了目前流行的一种观点,即许多(如果不是大多数的话)蛇绿岩都是在热异常的“早期俯冲”环境中形成的。作为不断增生的弧前地体,代表着弧的裂离和盆地扩张期的岩浆产物和变质产物(Pearce 等, 1984, 1992 a, b; Stern 和 Bloomer, 1992; Bloomer 等, 1995)。如果这种观点成立,则表明盆地扩张和弧的后退、大陆板块的“紧急碰撞”和作为“蛇绿岩”的增生弧前地体的拼合之间存在某种内在联系。同时也表明,增生的弧前地体不一定是洋内板块汇聚的产物,除非受到碰撞引起的地幔流的热影响。

在老第三纪和新第三纪,当非洲板块和阿拉伯板块向北漂移时,特提斯中西部侧缘逐渐收缩。因此,弧的后退和盆地扩张期很短暂,不久便因远处的弧-陆碰撞而终止,如亚平宁、贝蒂克-里弗、比利牛斯、喀尔巴阡山脉的历史所证明(Royden, 1993)。因此,当拉张被迫让位于挤压时,似大洋中脊玄武岩的弧后盆地岩石圈由于俯冲到前陆板块之下而消亡。在大陆板块之间不可避免地发生“硬”碰撞之后,仅有非俯冲的弧-弧前残余进入造山缝合带。相

反,在以东亚和西太平洋为代表的特提斯这些相对不受制约的地区,弧的后退和盆地扩张得以继续进行,毫无停息的迹象。仅仅受到地幔流的速度控制,以及克拉通隆起、漂移中的微陆块和活动的洋内俯冲体系的阻碍。

Uyeda和Ben Avraham(1972),Hilde等(1977)以及Hilde和Lee(1984)认为,IBM的火山作用发生于现今的帕劳-九州山地的南北向转换错位开始俯冲的时期。Stern和Bloomer(1992)认为,初始俯冲可能始于因先存的西菲律宾海盆扩张而发生的转换断裂作用。这些模式都认为帕劳-九州弧的火山作用是从始新世开始的,这意味着较冷而古老的太平洋岩石圈与较薄且年青的西菲律宾海盆板块拼合在一起。

根据早期的菲律宾海和巽他群岛板块组合的运动学解释,盆地扩张主要经历了以下几个时期:①65—40Ma,在西菲律宾海盆打开和旋转的同时,婆罗洲-原菲律宾海-印度尼西亚基底发生拆离;②30—15Ma,西菲律宾海盆继续迁移和旋转,帕里西维拉盆地和马里亚纳海槽相继打开;③几乎与“内”缘盆地如中国南海、日本海、冲绳海槽的打开同时(Crawford等,1981)。

西太平洋的弧后盆地是在弧-沟后退的三个主要时期打开的。西菲律宾海盆和西里伯斯海盆形成于始新世;日本海、中国南海、苏禄海、望加锡海,以及四国盆地和帕里西维拉盆地形成于渐新世和中新世之间;冲绳海槽和马里亚纳海槽以及安达曼海形成于晚中新世至第四纪(Karig, 1971; Zakariadze和Scott, 1979; Crawford等, 1981, 1986; Hussong和Uyeda, 1981; Tamaki和Honza, 1991)。菲律宾海板块和巽他板块的运动学分析很明显是了解西太平洋盆地与欧亚板块和澳大利亚板块运动之间关系的关键。

相对于稳定的欧亚板块来说,菲律宾海板块正以2cm/a的速度向西运动(Heki, 1996; Kreemer等, 2000),并由于马里亚纳海槽和Sumizu裂谷的扩张以及伴随而来的IBM后退而向东扩展(Seno等, 1993)。同时,尽管冲绳海槽在扩张,阿穆里亚地块和中国地块仍正分别向东和东-东南方向运动(Wei和Seno, 1998; Koto等, 1998),并顺应菲律宾海板块的俯冲。巽他板块正相对于欧亚板块作顺时针向东旋转,在其南界的速度约为1cm/a,北部约为1.6—1.8cm/a(Chamot-Rooke和Le Pichon, 1999; Kreemer等, 2000)。澳大利亚-巽他板块边界位于

松巴岛以西的爪哇海沟之后,并在东部因班达弧向北平移有所调整(Genrich等, 1996; Honthaas等, 1998; Kreemer等, 2000)。在新几内亚,太平洋-澳大利亚板块的运动主要呈走滑变形,在新几内亚海沟呈海沟正常汇聚的形式(Kreemer等, 2000)。巽他大陆的地质记录表明其有着比菲律宾海板块更为复杂的历史。婆罗洲和新几内亚之间的地区对于探索印-亚和澳大利亚板块碰撞影响的相互作用是至关重要的。苏拉威西西部始新世50—40Ma的大洋中脊玄武岩继承了古新世61—59Ma弧的活动性。该弧在渐新世和中新世继续增生。在中中新世,在苏拉威西部与澳大利亚微板块合拢。直至晚中新世(约13和10Ma),出现钾质、超钾质活动。在南面则一直持续到更新世(0.77Ma)(Polve等, 1997; Rangin等, 1997)。苏拉威西东部的蛇绿岩为弧后残余,与西里伯斯海基底类似但不一定相同(Monnier等, 1995)。在婆罗洲岛,辛章钙碱性侵入岩的年龄(19.2~16.5Ma),与早期向东南的俯冲作用同期,而后期的活动可能与“原”中国南海盆地的闭合相吻合(Prouteau等, 1996)。

巽他群岛西部的古地磁资料显示的图件很简单。但Chi等(1998)表明,自晚中生代以来,印支地块实际上没有发生旋转。Lumadyo等(1993)揭示,婆罗洲自中第三纪以来没有发生旋转。相反,苏拉威西北部海湾在约5Ma以来旋转了大约20°—25°,表明在托米尼湾打开和弧火山作用向西北迁移的同时,沿帕劳-科罗断层发生了大约4cm/a的左旋位移,在北苏拉威西海沟处西里伯斯海岩石圈同时发生俯冲(Polve等, 1997; Walpersdorf等, 1998)。同时,班达弧迅速向东迁移,阻止澳大利亚板块向北靠近(Milson等, 1996; Vroon等, 1996; Guillou等, 1998)。对称的地质关系和区域剪切带的运动——北面(哀牢山-红河、菲律宾和索龙断层)左旋,南面(苏门答腊断层和泰国湾)右旋,表明被班达弧、巽他弧、苏拉威西弧和桑义赫弧包围的微大陆(Bergman等, 1996)可能是外来的澳大利亚板块的碎块(Audley-Charles等, 1988),或是由左旋运动向西搬运的新几内亚的碎块(Van Bergen等, 1993; Hall等, 1995; Vroon等, 1996)。

因此,菲律宾海板块和巽他板块碎块在中生代后增生的历史具有许多共同的特征,如在婆罗洲、苏拉威西、菲律宾群岛和IBM弧前地区见到的,边缘海盆反复打开和消亡,微板块碰撞和蛇绿岩产出(Geary和Kay, 1989; Arcilla等, 1989; Santa Cruz

等, 1989; Encarnacion 等, 1993; Evans 等, 1991; Pubellier 等, 1996; Rangin 等, 1996a, b; Bloomer 等, 1995)。利用地震层析研究对以前的俯冲板块物质的几何形状进行了新的探讨。例如, 震波层析显示出 IBM 的俯冲作用基本上是连续的, 虽然在马里亚纳群岛(下到地幔过渡带)波形近于垂直, 在小笠原弧以北(过渡带以上)波形近于水平(Fukao 等, 1992; van der Hilst 和 Seno, 1993; Takenaka 等, 1999)。相反, 印度尼西亚弧和菲律宾弧的俯冲因碰撞后板块的挤离和伴随着的地幔流的扰动而变得复杂(Widiyantoro 和 van der Hilst, 1997)。班达海和摩鹿加海板块的几何形状反映了澳大利亚-巽他陆弧碰撞和桑义赫-哈尔马赫拉弧碰撞的共同影响。根据地质资料和地震层析研究, 在中新世以前, 台湾和爪哇之间的俯冲似乎是连续的(Rangin 等, 1999)。如上所述, 如果蛇绿岩是俯冲陆缘盆地的共轭部分, 那么巽他板块、菲律宾海板块及有关的小板块几乎肯定都会产生强烈的内部挤压。相应地, 苏禄盆地和西里伯斯盆地明显是在全新世闭合的。婆罗洲300km长的板块就可能是“原”中国南海岩石圈的残余(Rangin 等, 1999)。在牵强附会地将西太平洋盆地的形成归于澳大利亚或印度挤入体的影响的同时(Fuller 等, 1991; Hall 等, 1995; 也参照 Tapponnier 等, 1990; Briais 等, 1993; Lee 和 Lawver, 1995), Flower 等识别出明显与这两者有关的一条舌状岩

石圈区域。内舌系列以日本-菲律宾-印度尼西亚(JPI)一带、印度尼西亚弧和菲律宾弧(包括中国南海和印支)、琉球弧(包括冲绳海槽和中国大陆)以及日本弧(包括日本海、朝鲜和西伯利亚东南)为界, 分别与巽他、中国和阿穆里亚“板块”相当(Tapponnier 等, 1986; Wei 和 Seno, 1998)。外舌即菲律宾海板块以伊豆-小笠原-马里亚纳一线(前两者包括 Sumisu 裂谷和四国盆地; 后者包括帕里西维拉盆地和马里亚纳海槽)为界, 可能也与印-亚板块碰撞的影响有关。以新赫布里底群岛-汤加群岛-克马德克群岛一线为界的舌状体, 包括马努斯岛、所罗门群岛、伍德拉克岛、珊瑚港、洛亚尔提群岛、斐济和拉乌盆地(Bloomer 等, 1995; Chung 等, 1997; Crawford 等, 1997), 可能是与澳大利亚板块有关的受地幔干扰的地区。如果这些舌状体都经历了所有与碰撞后的弧-沟后退有关的各种作用, 那么西太平洋弧前地体构造岩石的演化历史就具有全新的意义。

3 印度尼西亚地区俯冲、弧后扩张和造山后消亡的历史

近十年来对东南亚地球动力演化的研究导致建立了该区新生代演化的几个构造模式(Rangin 等, 1990a; Daly 等, 1991; Lee 和 Lawver, 1995; Hall, 1996)。Hafkenscheid 等人应用地震层析技术对这些地表的再造模式进行了验证。在现在的印度尼

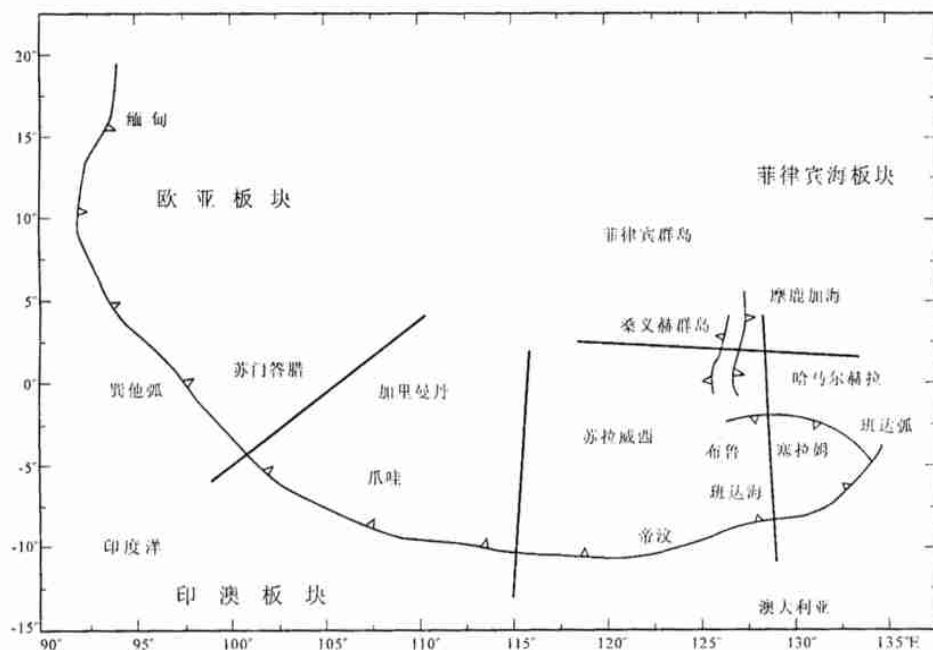


图3 印度尼西亚地区位置图。条线为 Lee 和 Lawver (1995) 的主要活动海沟; 直线表示本文研究剖面(据 Hafkenscheid 等, 2001)

西亚地区(图3),印-澳板块在沿巽他弧分布的印度尼西亚群岛向北俯冲,巽他弧和摩鹿加海地区以大陆碰撞作用为特征。运动学模拟包括对印度尼西亚的地震速度结构进行三维正向模拟计算。该计算分为三步进行:①动力模式的定量评价;②热演化的计算;③地震速度结构的转换。在 Rangin 等(1990a)和 Lee 与 Lawver(1995)的构造模式中,现在的巽他弧曾是沿安达曼海西部到苏拉威西海东北部延伸的欧亚板块古俯冲带的西部,印度洋岩石圈沿这一海沟体系向北俯冲。在老第三纪,印度尼西亚海沟体系向南迁移。到新第三纪,由于与澳大利亚陆缘的地块碰撞,该海沟的东部再度向(西)北推进。结果,现在的苏拉威西东南海湾及该海沟的大部地区变得不活动。当今的俯冲作用仅发生于桑义赫群岛之下(图3)。按照 Lee 和 Lawver(1995)的资料,第一次陆陆碰撞始于20Ma, Rangin 等(1990a)将这些事件推后了5Ma左右(分别为15和10Ma)。现在,摩鹿加海板块在桑义赫群岛向西俯冲,在哈尔马赫拉岛向东俯冲(图3)。他们还认为,这种向东的俯冲自10Ma以来,一直很活跃。而 Rangin 等(1990)的模式则显示自6Ma以来开始向东俯冲的,并且哈尔马赫拉海沟近来与桑义赫海沟发生了碰撞。班达弧显然与现今的巽他弧是连为一体的(图3)。至于班达弧曲度很大的原因一直是争论的焦点。有的学者认为该弧是由两个独立的海沟体系组成的(McCaffrey, 1988; Daly 等, 1991; Hall, 1996),有的认为该弧系一个连续的海沟体系弯曲成现在的形状(Katili, 1975; Milsom 等, 1996)。Rangin 等(1990a, b)认为,该海沟体系的南部(帝汶岛一带)和北部(布鲁-塞拉姆岛一带)都曾分别位于它们现今的位置。岩石圈物质在近8Ma以来沿该海沟的布鲁岛-塞拉姆一带向南俯冲。自20Ma以来帝汶岛以南的一个陆缘海盆一直向北俯冲。Lee 和 Lawver(1995)的模式也认为班达弧由两个独立的海沟体系组成,并对其进行了构造恢复。但同时还认为布鲁岛-塞拉姆岛在近18Ma以来发生了逆时针($\sim 90^\circ$)旋转,使下伏岩石圈在这些岛弧区向南俯冲。帝汶岛仅在4Ma时发生过短暂的向北俯冲。

Hafkenscheid 等将其印尼地震速度分布模式与 Bijwaard 等(1998)的全球地震层析 BSE 模式进行了对比。Rangin 等(1990a, b)和 Lee 与 Lawver(1995)的模式预测了上地幔区与俯冲物质有关的正向速度异常,这种异常反映了40—10Ma以来的构造演化。

Hinschberger 等利用古地磁资料研究了印度尼西亚东部晚第三纪南班达盆地的弧后扩张。南班达盆地地位于印度尼西亚东部,靠近欧亚、太平洋和印-澳三大板块的接合点,其下为洋壳。该盆地南以印-澳板块在南班达弧下向北俯冲形成的内班达火山弧为界(Hamilton, 1979; Hutchison, 1981; Vroon 等, 1993),北以一条海底火山-大陆山脉(Nieuwerkerk-Emperor-Lucipara 山脉)为界,平行于班达弧呈 ENE-WSE 向展布,盆地长为800km,宽为150km。其成因和时代尚未确定,有的认为是中生代时捕获的印度洋残片(Lapouille 等, 1985),或是与西里伯斯盆地和苏禄盆地有关的白垩纪-早第三纪盆地(Lee 和 McCabe, 1986)。最近的地球化学和地质年代学研究有力地证明其为晚第三纪弧后成因。由于韦塔盆地中部的火山海山使其磁力线不能确定。Hinschberger 等人重点选择了没有海底火山的达马尔盆地。详细的地磁异常研究表明,达马尔盆地至少被4条古转换断层划分为5段(图4),各段均为40—60km宽。转换断层呈现10—20km的左旋视偏移。古扩张轴位于该盆地中部,走向为 $N70^\circ E$,大洋扩张的方向为 $N160^\circ E$ 。这一方向与几乎垂直于扩张中心的古转换断层的方向非常一致。磁异常结果还表明,在整个盆地打开期间,是以约 3cm/a 的平均速率对称扩张的。如果将达马尔盆地视为弧后或弧内盆地,对这一平均速率就不会感到惊奇。根据达马尔盆地的古地磁资料,该盆地在6.5Ma左右的晚中新世开始扩张,具体讨论如下。

地磁异常 $3Ar$ (7.0—6.6Ma)可能是达马尔盆地最老的地磁异常。对磁极倒转产生的正地磁异常可有两种解释:①在第3段的北部,即洋壳出现的深水处,这种异常可能与大洋的扩张有关;②在卢希帕纳山脉的北侧,这种异常很可能是由于火山岩体的侵位造成的。 $3Ar$ 异常也见于班达火山弧北侧。地磁异常 $3An$ (6.6—5.9Ma)见于达马尔盆地第4段的南、北两侧。在第1、2段的北侧,地磁异常 $3An$ 出现于卢希帕纳火山脊上,很难用简单的大洋扩张来解释之。在卢希帕纳火山脊上取样表明,新第三纪火山弧上覆于包括年龄值为46Ma的火山岩在内并认为是蛇绿岩单元的古地壳之上(Honthaas 等, 1998)。该火山脊东部火山岩的K-Ar年龄显示,岩浆活动出现于3个时期:6.8—6.2Ma, 5Ma左右和4—3.45Ma(Honthaas 等, 1998)。该火山脊以强负地磁异常为特征,表明火山岩是在正常时期侵位的。因此,根据地球化学和古地磁资料推断,卢希帕纳火

山脊主要是在 6.6—6.2Ma 古地磁 3An 期形成的。在 6.8—6.6Ma 古地磁 3Ar 期, 火山产物所占比例极小, 未能对该火山脊的负磁异常产生影响。3Ar 和 3An 异常在该火山脊上共存, 表明在 6.8—6.6Ma 期间, 岩浆活动集中于该脊北部, 使早期的 3Ar 异常在 6.6—5.9Ma 期间向南迁移, 造成了 3An 异常。并推断, 在 5Ma 左右(正常期 3n)和 4—3.45Ma(反向期 2Ar 和正常期 2An)期间岩浆活动的活化并未对该火山脊的负磁异常造成重大影响。的确, 这两期火山作用均不及第 1 期重要。

在海洋深水区, 地磁异常 3An 明显见于第 1、2 段的南部, 表明当卢希帕纳火山脊形成时, 大洋已经开始扩张。在扩张之初, 海底扩张极不对称, 在扩张

中心以南形成洋壳。在卢希帕纳火山脊未触及的第 3、4 段, 扩张作用发生的时代可能更早, 且较对称, 表明扩张轴可能向西迁移。在 6.5Ma 达马尔盆地打开之前, 卢希帕纳火山脊和班达火山弧都曾为同一火山弧的一部分, 由于南班达弧后盆地打开而分成了两部分, 这与 Honthaas 等(1998)的假说是一致的。

地磁异常 3r 和 3n, 2Ar 和 2An 明显见于第 4 段, 显示扩张作用持续了大约 3Ma。达马尔盆地的海底扩张止于 3.5Ma 左右的正常期 2An 和 3An。扩张作用在达马尔盆地以及南班达盆地停止可能是由于澳大利亚和南班达弧之间的弧陆碰撞所造成。这一种碰撞大约在 3Ma 时发生于达马尔盆地西南的帝汶

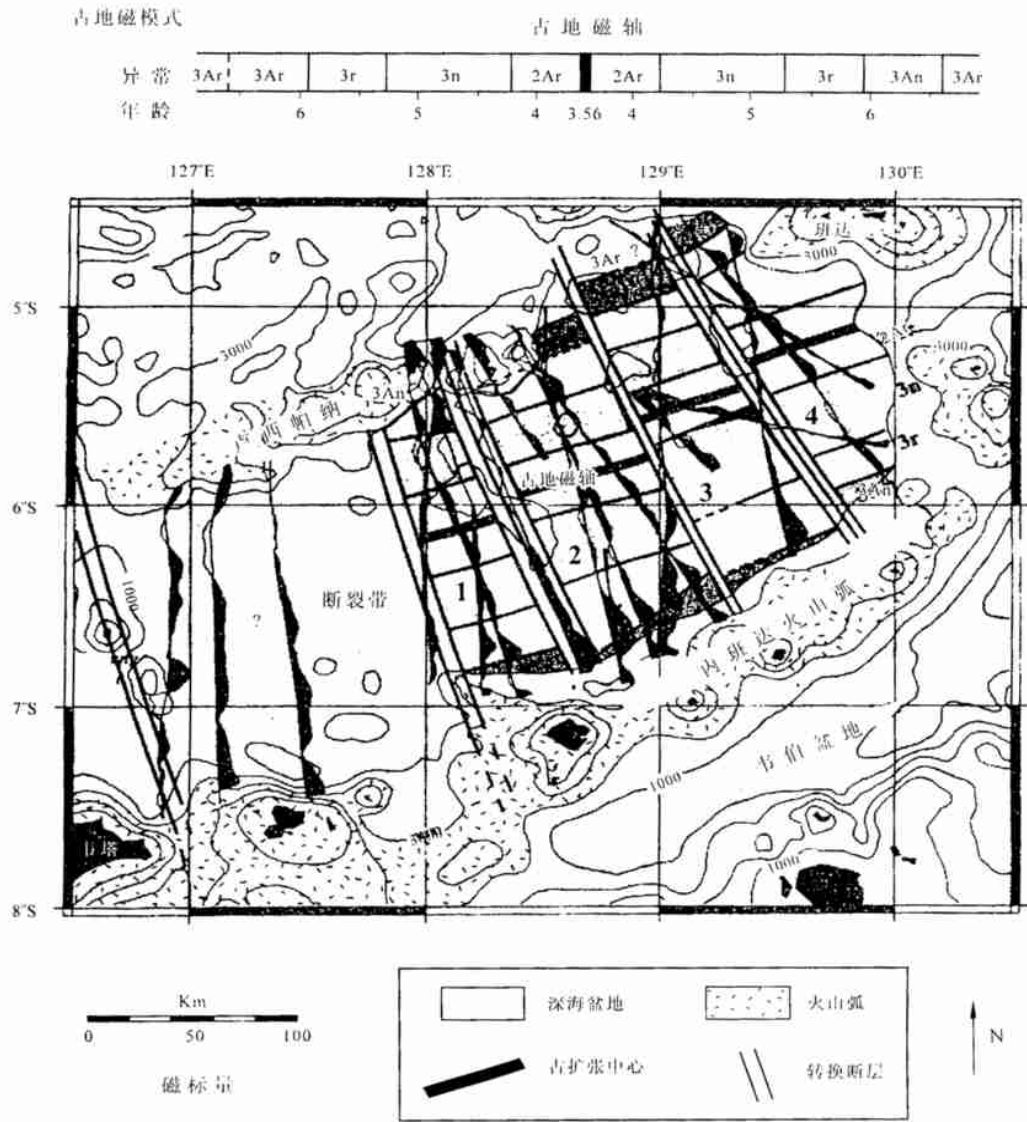


图 4 达马尔盆地地磁异常和磁力线图。地磁异常沿船舶航道分布, 正异常出现于航道的北侧或东侧; 负异常出现于南侧或西侧(据 Hinschberger 等, 2001)

岛 (Bowin 等, 1980; Audley-Charles 等, 1988; Hartono, 1990; Nishimura 和 Suparka, 1990; Richardson 和 Blundell, 1996; McCaffrey, 1996)。在 3Ma 时, 岩浆活动在班达火山弧的卢希帕纳火山脊和韦塔段停止, 也可能是由于帝汶与班达弧之间的碰撞所造成 (Abbott 和 Chamalaun, 1981)。

时代较新的南班达盆地与其较大的深度自相矛盾。的确, 南班达盆地平均底深为 5.5km, 是世界上较深的年青 (小于 10Ma) 弧后盆地之一。关于这一矛盾, 有以下三点解释: 第一, 众所周知, 弧后盆地并不遵循 Parsons 和 Sclater (1977) 建立的大洋深度-年龄曲线。相反, Park 等 (1990) 研究表明, 与相同年龄的大洋相比, 年青的弧后盆地盆底的深度变化很大, 从浅到深都有。Kobayashi (1984) 根据弧后盆地的年龄-深度对比, 认为那些盆地盆底的深度一般比根据主要大洋的年龄-深度公式推算出的深度要深 1000m。这种差异可能是由于小盆地热损耗较大而引起快速热沉降所致。第二, 班达海盆自晚上新世-早更新世期间澳大利亚板块在班达弧下的俯冲停止以来一直遭受挤压。随着澳大利亚板块连续向北漂移, 班达海盆在韦塔以北发生弧后逆冲推覆作用 (Silver 等, 1983; McCaffrey, 1996)。而且, GPS 资料也证实, 南班达地区还未增生到澳大利亚板块上, 只是将这种向北距离的缩短转移到弧后盆地和塞拉姆海槽内的断层上 (Genrich 等, 1996; Walpersdorf 等, 1998; Rangin 等, 1999)。除了热沉降之外, 南班达盆地的挤压构造环境还引发了构造沉降。第三, 南班达盆地处于上述两个板块之上: 南面的班达板块向北倾斜, 而北面的塞拉姆板块向西南倾斜。这两个俯冲岩石圈板块附近的拖曳应力可能也加速了这种构造沉降。

同时还利用磁测剖面图较准确地确定晚中新世-更新世扩张期的时代。扩张作用始于 3An (6.6Ma) 之初, 局部出现于早一些的 3Ar (7Ma) 的第 3、4 段。在初始阶段, 扩张作用在第 1、2 段很不对称。大部分洋壳形成于扩张轴以南, 而以北的卢希帕纳则以大规模的火山作用为特征, 导致了 3An 状的负磁异常。在扩张作用开始之前, 弧火山作用在 3Ar 期间就已活跃于卢希帕纳和班达弧, 造成在这些火山脊上部分地区见到的正磁异常。因此, 这种磁异常可能表明从第 3、4 段 3Ar 开始的扩张向西向第 1、2 段 (3An) 迁移。在 3An 之后扩张作用仍继续对称的进行, 并在 2An (3.5Ma) 左右停止, 可能与澳大利亚和南班达弧的弧陆碰撞作用有关。

Milsom 等人的研究了班达海附近的短波、高振幅重力异常及苏拉威西造山带的消亡。现在普遍认为, 见于许多造山带并称为蛇绿岩的层状深海沉积物、玄武岩、辉长岩和橄榄岩, 是在正常海洋扩张中心或弧前、弧后盆地内形成的洋壳和地幔最上部的碎屑物质。属于 Boudier 和 Nicholas (1985) 的二辉橄榄岩蛇绿岩亚型的其它超镁铁岩体, 缺失喷出或浅成组分, 而仅含少量辉长岩。虽然来源于地幔的不同深度, 但正常 (富方辉橄榄岩) 和二辉橄榄岩蛇绿岩亚型都是由逆冲推覆作用形成的。如果不遭受广泛的蛇纹石化, 这些蛇绿岩就是出露于地表的密度最大的大型岩体, 并因此形成一些大的重力正异常, 振幅超过 100mGal。因为逆冲推覆作用本来就是不对称的, 用来确定主岩体的密度的布格重力峰值通常与超镁铁岩的露头有偏差。新几内亚东部的巴布亚超镁铁岩带 (Milsom, 1973) 和新喀里多尼亚的橄榄岩体 (Crenn, 1953) 就是极好的实例。

中第三纪苏拉威西地区发生的碰撞是印度尼西亚东部的一个重要事件。但对占据着该岛东半部的增生地块的地质特征的了解还仅限于普查水平。其蛇绿岩一般属于二辉橄榄岩蛇绿岩亚型, 但为弧后盆地成因 (Monnier 等, 1995)。

虽然蛇绿岩在苏拉威西部分布很广, 但布格重力异常的平均值却接近于零, 表明地壳的密度和厚度接近正常大陆值。根据露头的分布来看, 南部以变质岩为主, 北部以蛇绿岩为主, 可能是 Lawanopo 断层略微垂向位移的结果 (图 5)。重力异常结果显示若干蛇绿岩根带的位置。Silver (1983) 曾注意到东海湾最东端的布格异常迅速向北增加, 由此推断戈塔洛盆地的蛇绿岩和洋壳是连续的。西部的高点与 Lamasi 杂岩吻合, 其可与东苏拉威西蛇绿岩进行对比 (Bergman 等, 1996)。这一高点往南向近海延伸, 表明 Lamasi 岩体是连续的。在波尼湾东岸的南部, 包括蛇绿岩质的卡拜纳岛, 重力值也较高。因此, 波尼湾可能是以前的蛇绿岩根带和碰撞缝合带的位置。在帝汶岛这个外班达弧内最大的岛, 北部海岸布格重力值大于 +100mGal, 这与欧库西火山岩而不是与较老的杂岩有关。Lolotoi 和 Mutis 岩体与东苏拉威西蛇绿岩主体相似, 重力场的波动甚微。塞拉姆岛这个班达弧内第二大岛, 其地质特征是帝汶岛的反映 (Audley-Charles 等, 1979)。但超镁铁岩类分布不太广, 最好的露头并不在塞拉姆本岛, 而见于安汶岛—自上新世末以来已不活动的一群火山岛 (Hamilton, 1979)。在安汶岛

以北皮鲁湾内的 Kaibobo 半岛上, 很多蛇绿岩露头往往与变质岩相间产出。

Kaibobo 的超镁铁岩类略贫二辉橄榄岩, 表明为大洋早期产物。其形成时的深度约为 25km, 温度大于 1000℃。从这些深度来看, Kaibobo 的超镁铁岩类明显是在几乎无热损耗的情况下快速上升到 15km 左右, 然后缓慢地达到上地壳, 最终暴露地表。从安汶岛西部到沿塞拉岛西海岸向西北均较陡, 表明地壳在布鲁岛和塞拉姆岛之间的海峡地带变薄。该梯度在海峡内某地或马尼帕岛上必定又向南折回, 因为布鲁岛东部卡耶利湾的重力值较低, 为 +40mGal。在塞拉姆岛东部, 约为 2mGal/km。然后向北转, 重力低点最后在北班达洋盆边缘的班达弧内消失。

超镁铁岩出露于苏拉威西东、西部以及外班达弧的几个岛上, 除了欧库西火山岩之外, 这些岩体可

能都形成于中第三纪的碰撞期。这次碰撞使苏拉威西造山带现已消亡和裂离。“东苏拉威西微大陆”和巽他大陆的苏拉威西边缘在渐新世-中新世碰撞期的逆冲叠加导致由洋壳和上地幔岩片组成的造山带的发育。由于后期的拉张, 这些岩片的根带位于现在的波尼湾附近。由于动力超压, 埋深很大, 这些超镁铁岩类遭受了不同程度的变质。虽然许多现今出露于东苏拉威西的岩石看来埋深并不大, 但帝汶和塞拉姆岛的岩石最初侵位却较深, 只是在后期的拉张期间才剥露于地表。一些岩片可能是大陆下面的上地幔物质, 而不是真正的蛇绿岩。帝汶岛局部缺失重力异常意味着下伏地壳所含的超镁铁质极少。塞拉姆岛的重力资料显示出 Kaibobo 地区高温橄榄岩的露头较小, 实则是至少 4km 厚的一个岩体在地表的部分。再往西, 在布鲁岛上, 重力梯度显示有一高密度的推覆体存在。在班达海地区, 强烈的

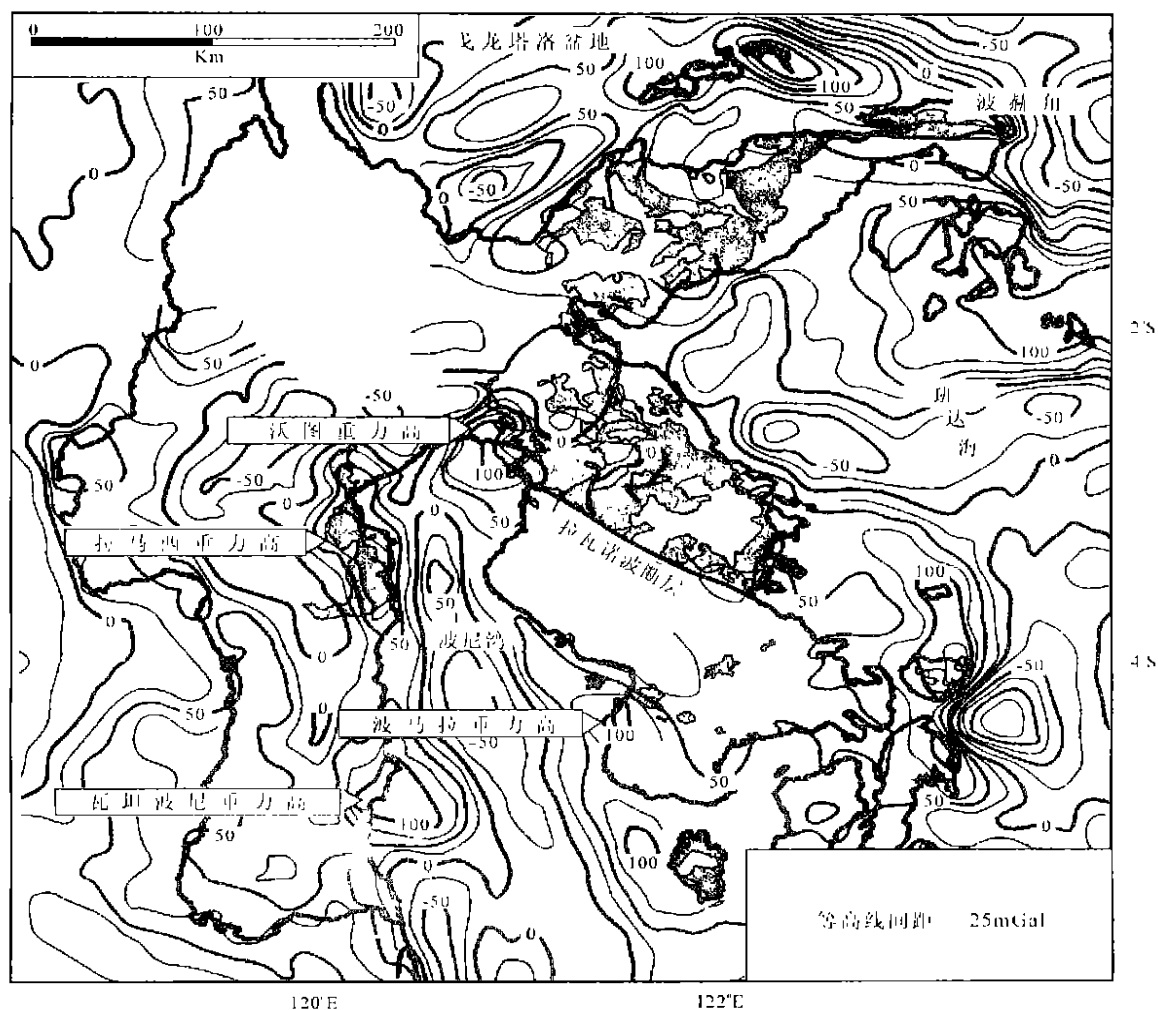


图5 苏拉威西的重力区(陆上为布格重力区; 海域为自由空间重力区)(据 Milsom 等, 2001)

造山后拉张导致蛇绿岩片广泛分布,在班达海弧后盆地南、北以及韦塔和萨武海弧前盆地内形成新生洋壳。在最近的一次拉张期,地壳突然变薄是班达弧重力梯度形成的主要原因。

4 太平洋西北缘的俯冲和碰撞

太平洋板块与东北亚大陆板块的汇聚是太平洋和大陆边缘的弧形地体、洋底高原和微大陆增生的历史。Konstantinovskaia 根据俄罗斯东北堪察加半岛的地质构造新资料,提出了太平洋西北新生代演化期间的弧陆碰撞和俯冲倒转的地球动力学模式。在第三纪初和中新世末,堪察加造山带两个晚白垩世—老第三纪弧形地体相继拼合在一起。这两个弧形地体就是阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧(坎佩尼期—早古新世)和克罗诺基弧(科尼亚克期—始新世)。位于堪察加中东部、长1000km的阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧在早古新世时到达亚洲边缘,其很可能在弧陆

碰撞期间形成的太平洋西北构造带在新生代的演化中起着重要作用。斯列金内微大陆和增生的马乌基变质地体构成了大陆边缘的前缘部分。坎佩尼期—古新世的磨拉石沉积和陆源浊积岩沉积于大陆边缘,这些岩石也组成弧前增生棱柱体(图 6a),是在该弧向西北迁移期间形成的。

物理模拟实验(Shemenda, 1994)表明,当陆缘漂浮的陆壳开始俯冲时,板块俯冲的速度放慢或者停止,仰冲板块内的应力大大增加。板块最薄弱的地方即弧区产生变形,使板块遭到破坏。一种情况可能是,这种破坏引起弧前地块向弧下运动,发生快速沉降。相反,弧前地块的前缘部分则非均衡上升(图 6b)。这些成果可应用于解释堪察加的弧陆碰撞过程。在晚古新世,弧内火山作用停止,陆源浊积岩快速沉积于弧区。浊积岩层底部含滑塌沉积,表明在弧沉降之初沉积环境并不稳定。覆于弧体岩石之上的上古新统浊积岩的矿物成分与弧前上白垩

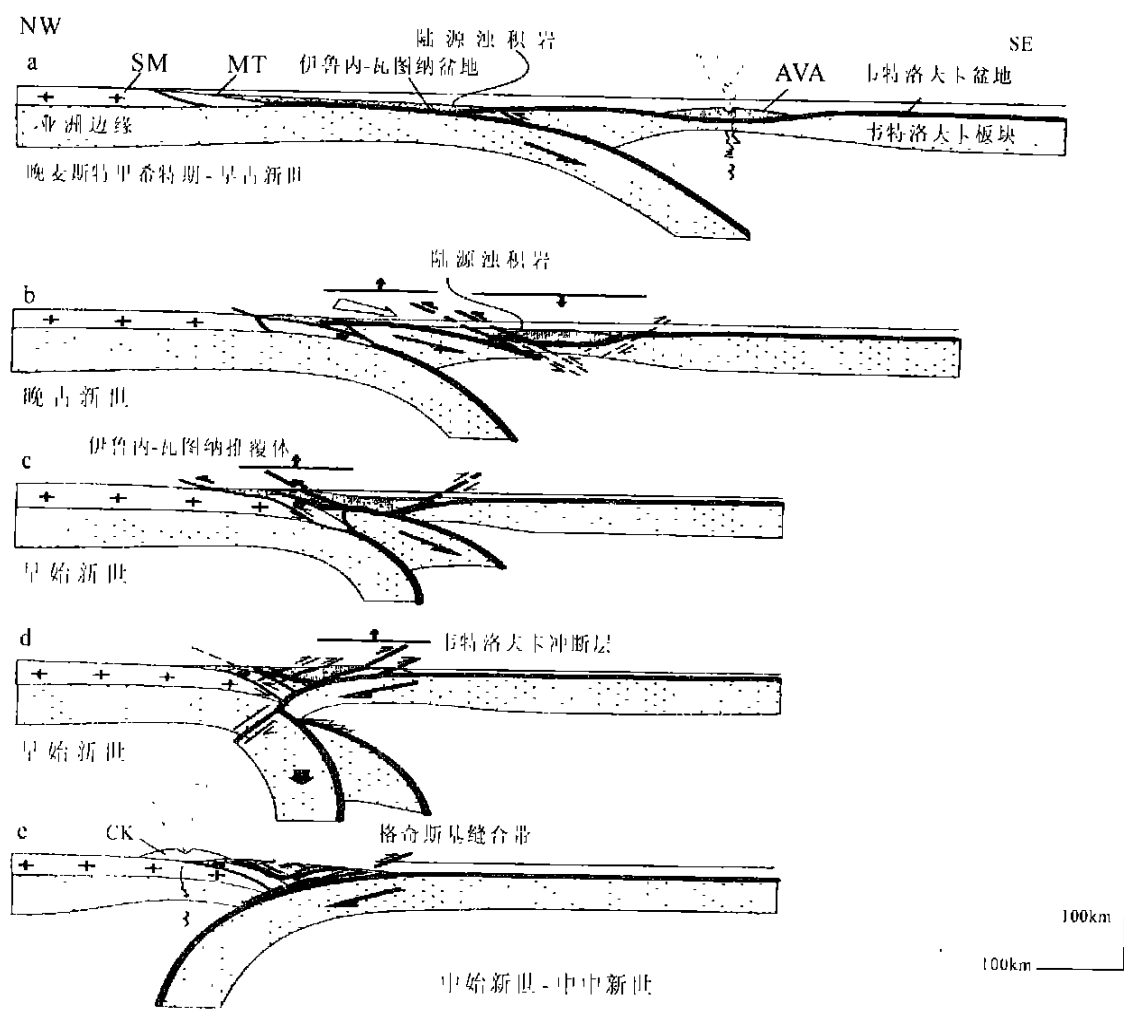


图 6 堪察加弧陆碰撞的地球动力学模式(据 Konstantinovskaia, 2001)
AVA. 阿恰瓦亚-瓦拉金诺基; MT. 马乌基地体; SM. 斯列金内山脉

统浊积岩相似(Shapiro等, 1992)。这一模式说明, 由于随着陆缘的俯冲而上升的弧前地块的增生棱柱体上白垩统陆源浊积岩的侵蚀和再沉积, 在弧沉陷区沉积了一套上古新统浊积岩。弧前地块俯冲到弧下致其在俯冲带内完全消失、变形, 并仰冲到大陆边缘之上(Chemenda等, 2000)。增生构造的边缘发生变形, 较轻的大陆地壳的前缘地块可能被拆离剥露。在堪察加, 该弧同时逆冲到斯列金内微大陆之上(图6c)。弧的基底和下伏洋壳俯冲到该弧之下, 遭受同构造期的前进角闪岩级变质作用。在弧前地块的地幔部分下降之后, 该区的俯冲作用可能受阻, 板块继续汇聚在一起, 沿变形的弧后区形成一条新的俯冲带(图6b-d)。这条新的俯冲带使先前俯冲的板块发生拆离(Chemenda, 2000; Konstantinovskaia, 2000), 在堪察加, 这一时期韦特洛夫卡大洋板块开始俯冲, 该区的地壳岩石(玄武岩和远洋沉积)加积到阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧的东侧(图6d)。大洋板块自晚始新世—中新世进一步俯冲到新生陆缘之下, 形成堪察加中部的火山岩带及该带以东一个逐渐增生的棱柱体(图6e)。

亚洲东北中生代活动陆缘以在向北、西北俯冲的俯冲带上发育起来的鄂霍次克-楚克加和锡霍特火山-深成岩带(图7A)为界(Parfenov等, 1981; Filatova; 1988; Zonenshain等, 1990)。当鄂霍次克微板块大约在55—65Ma间向亚洲靠拢时, 这些岩带内的岩浆活动曾经停止(Zonenshain等, 1990; Kimura; 1994; Worrall等, 1996)。这一事件之后, 该微板块的东南界便成了面向太平洋的亚洲边缘(图7B)。自中晚白垩世以来, 克瓦霍纳弧和斯列金内微大陆构成该边缘的增生构造。伊鲁内-瓦图纳洋盆位于该边缘东南(图7A)。北美大陆边缘的火山活动在麦斯特里希特期—早古新世时发育于科里亚克高地、白令海外陆架及阿拉斯加山脉南缘(Cooper等, 1992; Sokolov和Byalobzheskiy, 1996)。约于85Ma时形成于太平洋的库拉板块向北漂移, 俯冲到活动陆缘之下(Engelbreton等, 1985)。库拉板块与太平洋板块之间的界线为一条简单的向西北延伸的转换断层(Engelbreton等, 1985), 或被西北的转换带所分隔的一系列较短的扩张中心(Lonsdale, 1988)。这条界线的确切位置尚不清楚。Kimura等(1992)认为, 库拉-太平洋扩张脊在约65Ma时曾俯冲到北海道-萨哈林活动边缘之下(图7A)。

阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧形成于其现在位置以南的太平洋西北地区(图7A)。根据古地磁资料, 这

一活动弧在坎佩尼期-早古新世时曾向亚洲漂移。伊鲁内-瓦图纳洋盆岩石圈地壳在该弧漂移期间已经消减(图7A-B)。克罗诺基弧最初距阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧不远, 在古新世时向南迁移(图7A-B)。这些弧相互之间在古新世-早始新世时的相对运动可能产生拉张作用和海底扩张。在弧间的韦特洛夫卡板块内形成新的洋壳(图7A-B)。

小千岛弧形成于距其现在位置约 36°N 的东南部(Bazhenov和Burtman, 1994)。很可能位于阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧的西南(图7A)。小千岛的火山活动、逆冲推覆作用和褶皱作用于麦斯特里希特期终止(Melankholina, 1978, 1988)很可能标志着该弧与鄂霍次克微板块碰撞的开始(图7A-B)。

阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧与鄂霍次克微板块东南缘的碰撞向北延伸, 从晚古新世末—早始新世的堪察加南部扩展到中始新世的奥卢托卡地区(图7B)。碰撞期间发生的俯冲倒转使韦特洛夫卡板块开始向西北俯冲(图6)。洋壳的俯冲导致在始新世和上新世新生加积边缘上发育起来的科里亚克-堪察加和中堪察加两条火山岩带的形成(图7C)。克罗诺基弧自晚古新世以来与韦特洛夫卡大洋板块一起开始向西北迁移。

在 $\sim 55\text{Ma}$ 时, 库拉-太平洋板块的旋转极发生变化, 使库拉板块从北向北-西北(310°N)方向发生逆时针旋转, 这两个板块的边界落在一条左行转换断层内(图7B)(Lonsdale, 1988)。原阿留申群岛在 $\sim 55\text{Ma}$ 形成时捕获了库拉板块的中生代洋壳(图7B)。阿留申群岛西段的维图斯穹隆和鲍尔斯盆地在55—42Ma期间以拉张和弧后扩张为主(Cooper等, 1992)。

在 $\sim 43\text{Ma}$ 时, 板块运动发生新的重组。亚洲板块的运动从东南变为西南(图7C)(Engelbreton等, 1985)。库拉-太平洋板块停止扩张, 并拼合在一起(Engelbreton等, 1985; Lonsdale, 1988)。这两个板块的运动从北-北西转向西-北西(图7B-C), 速度从 14cm/a 减小为约 3cm/a (Engelbreton等, 1985)。由于库拉-太平洋板块在 $\sim 43\text{Ma}$ 时重新组合的结果, 太平洋板块斜向俯冲到克罗诺基弧之下, 使该弧内的火山活动停止(图7C)。这一事件之后, 克罗诺基弧与韦特洛夫卡板块一起, 继续向北-西迁移, 最后, 于中新世末抵达堪察加。韦特洛夫卡板块被拆离, 并完全消减。于 $\sim 5\text{Ma}$ 时在新生的加积边缘形成了太平洋板块俯冲带和东堪察加火山岩带(图7D)。

在 $\sim 43\text{Ma}$ 时, 板块在太平洋西缘垂向汇聚, 这

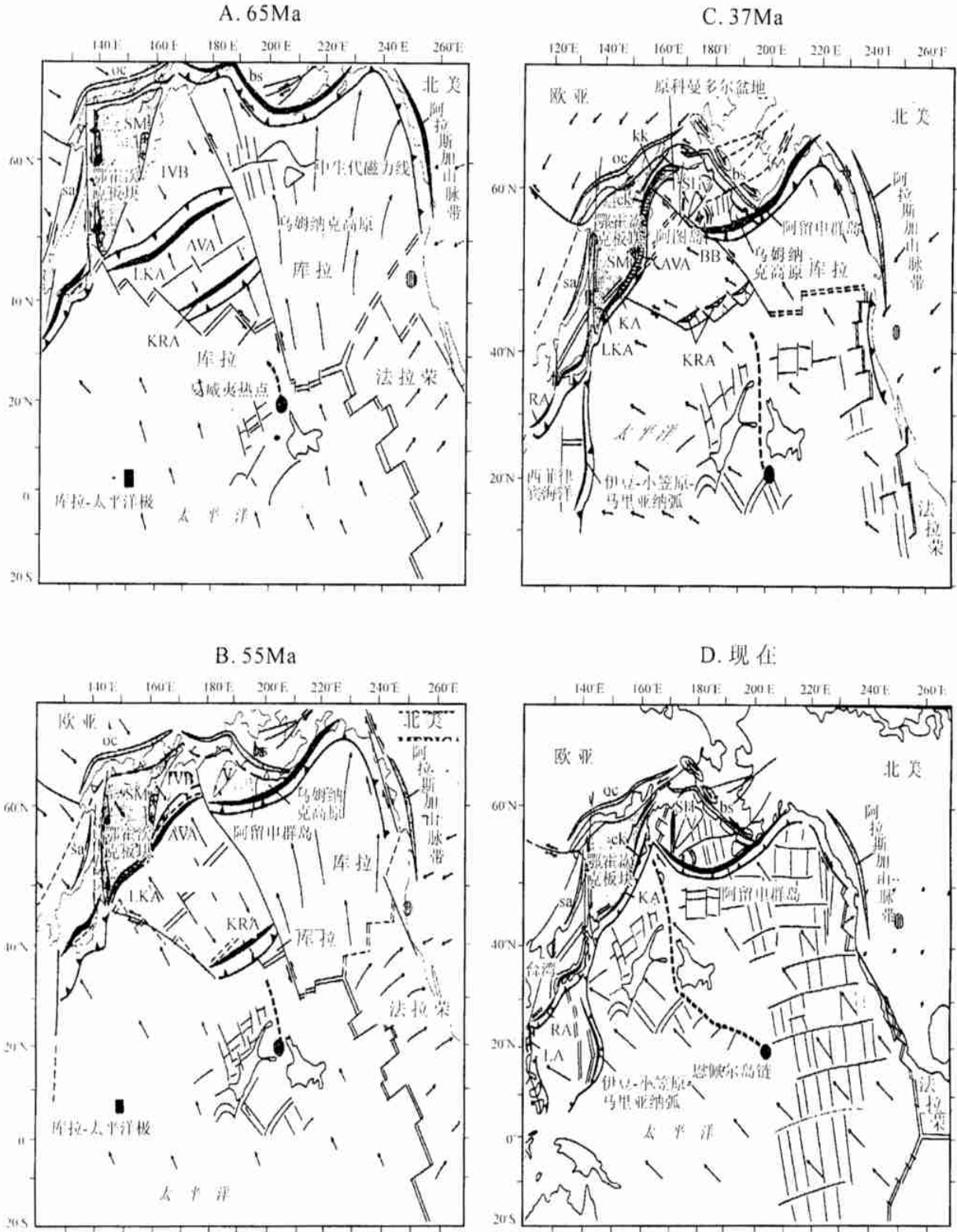


图 7 太平洋西北新生代的演化(据 Konstantinovskaia 2001)

黑三角. 活动俯冲带; 空心三角. 不活动俯冲带. sa. 锡霍特山脉; bs. 白令海棚带; SH. 希尔绍夫海岭; V. 维图斯穹隆; KA. 千岛弧; RA. 琉球弧; LA. 吕宋弧; IBMA. 伊豆-小笠原-马里亚纳弧; WPB. 西菲律宾海盆; BB. 鲍尔斯盆地; IVB. 伊鲁内-瓦图纳盆地; AVA. 阿恰瓦-瓦拉金诺基弧; KRA. 克罗诺基弧; L. KA. 小千岛弧

一重新组合使菲律宾-太平洋板块的边界线从转换断层变为向西倾斜的俯冲带(图 7B-C),并伴随着伊豆-小笠原-马里亚纳弧的形成(Stern 和 Bloomer, 1992)和西菲律宾弧后盆地的打开(Rangin 等, 1990)。相反,东太平洋边缘(图 7C)则纯粹为走向滑动(Lonsdale, 1988)。太平洋板块运动的这一变化造成阿留申群岛西部的高角度俯冲,形成一系列走滑转换断层(图 7C),将原科曼多尔盆地与洋盆分隔开来(Cooper 等, 1992)。转换拉张断裂作用和扩张型拉班玄武岩的岩浆作用约于 43Ma 时发生于阿留申群岛中最西部的阿图岛(图 7C)(Yogodzinski 等, 1993)。拉张断裂作用的影响也波及到阿留申群岛后面的希尔绍夫海岭(图 7C)(Cooper 等, 1992)。

堪察加弧陆碰撞期间发生的俯冲倒转是太平洋西北新生代演化中的重要事件。在晚新生代弧陆碰撞期间发生俯冲倒转的碰撞带有:西太平洋的帝汶(Price 和 Audley-Charles, 1987)、台湾(Chemenda 等, 1997; Malavieille, 1999; Teng 等, 2000)、菲律宾群岛南部和新几内亚(Pubellier 和 Cobbold, 1996; Pubellier 等, 1999)。

阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧与鄂霍次克微板块边缘早第三纪碰撞期间的(图 7B)地球动力学环境可与现今菲律宾海地区的格局进行对比(Konstantinovskaya, 1999c)。在吕宋弧于早上新世期间逆冲推覆到大陆边缘之上以后(图 7D),向东俯冲的欧亚板块发生裂离,菲律宾海板块的向西俯冲开始沿该弧的东侧向南扩展(Chemenda 等, 2000; Teng 等, 2000)。该俯冲带很可能及时地与菲律宾东侧向西倾斜的俯冲带衔接在一起(图 7D)。若是这样,菲律宾海板块就可能全部俯冲到新生活活动陆缘之下,伊豆-小笠原-马里亚纳弧将象克罗诺基弧一样抵达增生的陆缘。

Chemenda 等(2000)和 Teng 等(2000)台湾弧陆碰撞模式的主要差别与俯冲倒转的机制有关。Chemenda 等(2000)的三维物理模拟实验表明,在吕宋弧逆冲到陆缘之后,仰冲的菲律宾海板块沿该弧东侧的岩石圈断层发生了裂离。这种裂离是由于琉球弧下菲律宾海板块共轭俯冲带波及的变形作用所致。该板块逐渐向西俯冲时便已开始裂离,俯冲的继续进行使欧亚板块发生裂离。相反, Teng 等(2000)认为,欧亚板块在台湾造山带的裂离系俯冲倒转机制。该板块的裂离为横向漂移的菲律宾海板块造就了一个地幔窗,使俯冲极性发生了转变。

综上所述,在堪察加弧陆碰撞期间,俯冲倒转很

可能使亚洲板块裂离。在阿恰瓦亚-瓦拉金诺基弧向西北逆冲到大陆边缘上之后,仰冲的韦特洛夫卡大洋板块在沿向西北倾斜的岩石圈断层的南部发生裂离(图 7B)。这种裂离很可能是由于亚洲的日本大陆边缘共轭俯冲带波及的变形作用所致。韦特洛夫卡板块向北俯冲,使先前向东南俯冲的板块逐渐发生裂离(图 7B-C)。作为一种假说,俯冲倒转提供了堪察加深部岩石圈构造的模式,可在今后的研究中加以验证。

横推运动常见于斜向俯冲中,但对其发生的原因尚有争议。Gutscher 将火山弧附近应变分配的安第斯模式用于日本西南的地球动力学研究,提出与水平俯冲有关的板间耦合是造成南海海槽几百公里长的距离内应变分配的机制。按照现代板块运动模式(Seno 等, 1993),菲律宾海板块与日本西南南海海槽相对运动于 $N51^{\circ}W$ 处以 4.6cm/a 的速率进行着,以 $20^{\circ}-40^{\circ}$ 的角度向正常的陆缘方向汇聚。据估计,该海槽内 25% 的水平运动因板内变形所引起(Shen-Tu 等, 1995)。地质资料显示,在第四纪期间,沿日本四国的构造中线(MTL)发生了右旋走向滑动(Kanaori, 1990; Tsatsumi 等, 1991; Itoh 和 Takemura, 1993),并继续向西南的九州岛扩展(Kamata 和 Kodama, 1994; Itoh 等, 1998),在这些地方的活动火山弧内均可见到断层的踪迹。

最新的 GPS 资料证实,沿这条构造中线时有现代滑动发生(Le Pichon 等, 1998; Ozawa 等, 1999),但在过去 1000 年间却一直处于地震不活跃状态(Tsutsumi 等, 1991),表明沿四国的构造中线发生的运动主要为无震蠕动。与此构造中线相反,最西南部的本州岛却频发地震(Wesnousky 等, 1982; Shen-Tu 等, 1995)。在九州(九州构造线),走滑运动发生于钙碱性火山弧两侧。当水平俯冲使火山活动向内陆迁移(Kay 和 Abruzzi, 1996),板间耦合使顶板在海沟外发生变形时,一部分运动就可能从死火山带转移到新的火山带而靠近内陆。其地球动力学演化示于图 8,这一模式解释了日本西南部的地质地震特征。在中新世,钙碱性火山弧位于构造中线附近(Stein 等, 1994),横推运动也集中于此。到了第四纪,由于俯冲方式发生了改变,在距该海沟 400km 处发育了一条火山弧。两条水平岩石圈板块之间的板间耦合逐渐增强,使部分走滑运动转移到日本北中国山地剪切带。虽然该带地震活动频繁,但地表未见大规模的断层,这可能由几种因素造成。如果由于岩石圈底部速度不一致而产生位移,则

30km宽的断层系内都可能发生地表变形。日本北中国剪切带和第四纪火山弧的叠置关系表明, 熔岩流可能周期性地覆于这些地表间断层之上, 将漫长的区域构造线截成若干段。高分辨率 GTOPO30 地形地貌图和卫星 (SPOT) 影象图都揭示出沿日本中国山地东北的海岸线有许多 N70E 的区域构造线。在地形地貌图和卫星影象图中还可清晰地见到位于日本中国山地最西部的主要 N50E 向的构造线 (Kanaori 等, 1994), 其系 80Ma 以前位移了 10—40km 的白垩纪左旋走滑断层 (Otsuki 和 Ehiro, 1978)。近年来又见到第四纪右旋走滑活化的迹象 (Kanaori, 1998a,b)。

一些学者曾试图根据长期的三角测量和地质调查研究确定地震滑动之后的稳定态应变。其成果表明, 日本海海岸线和构造中线以北的地块运动的速度并未超过估算误差 (Hashimoto 和 Jackson, 1993)。因此, 无论短期还是长期的大地构造研究均未发现沿北中国剪切带有地震后滑动产生。但过去 130 年发生过 15 次 $M \geq 5$ 的走滑地震, 以及公元 700 年 $M \geq 7$ 的地震记录 (Oike 和 Huzita, 1988) 均表明有同震滑动发生。这种地壳内的地震活动的成因可能与由于菲律宾海板块的斜向和水平俯冲产生的应变分配有关。

Hsu 等人研究了中国东海和日本冲绳海槽的磁极倒转, 以便更好地了解欧亚板块东缘的大陆裂谷作用。欧亚板块东缘有中国东海大陆架和日本冲绳海槽两个主要的盆地。从中国大陆到琉球海沟由三个地带组成: 浙闽一带, 占湾-新济一带和琉球弧 (图 9)。东海大陆架盆地由一系列大致与中国大陆海岸线平行的亚盆地组成。该区的断层有两种走向: NE 向, 相当于围限裂谷盆地的正断层; NW 向, 相当于走滑断层 (Liu, 1992)。根据地球物理及钻孔资料, 从中生代到第四纪存在广泛的地磁活动 (Sun, 1981, Liu, 1992), 大陆裂谷作用向东南呈逐渐年青化的趋势 (Sun, 1981; Liu, 1992; Huang 等, 1992; Sibuet 和 Hsu, 1997)。

在这些裂谷盆地中, 最东南部的盆地—冲绳海槽最初打开的时代为晚中新世 (Lee 等, 1980; Letouzey 和 Kimura, 1986; Sibuet 等, 1987)。这一海槽的中部和北部在中新世的拉张可能与日本海的打开和台湾-新济一带东侧的右旋走滑断层有关 (Le Pichon 和 Mazzotti, 1997)。但古地磁和海洋地球物理资料表明, 该海槽南部形成的原因不同于中、北部 (Miki, 1995; Hsu 等, 1996), 这一差异也为重力异常结果所揭示: 台湾-新济一带和琉球弧重力异常值均很高。地震地层资料也表明, 冲绳海槽南部的裂谷

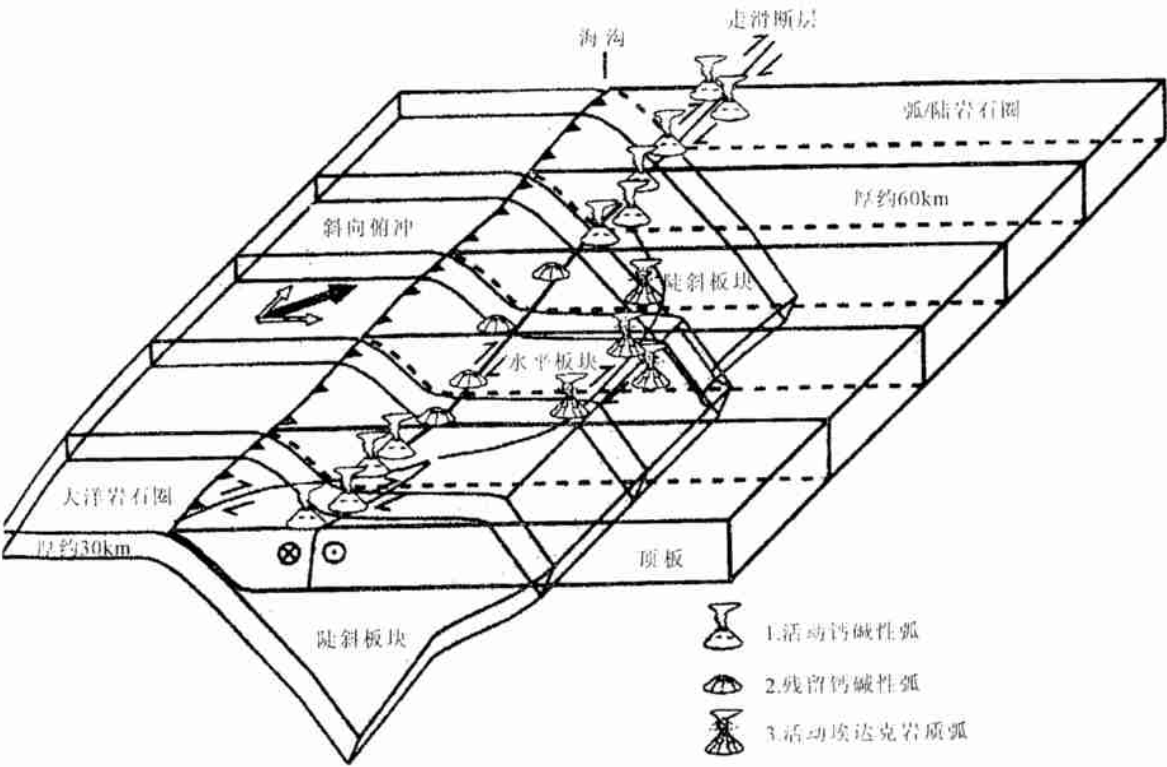


图 8 与斜向俯冲和水平俯冲有关的应变分配的地球动力模式 (据 Gutscher, 2001)

作用发生于早更新世(Park 等, 1998)。因此, 冲绳海槽经历了多次张开的复杂的形成演化过程。

如图 9 所示, 中国东海陆架盆地各带(即从浙闽一带到台湾-新济一带)一般都在海平面以下, 相当于含薄层沉积物的浅海基底。磁极倒转研究成果显示这些带都近于平行, 呈NEN-SWS($\sim N075^{\circ}$)向。这一规则的方向表明, 欧亚板块东缘处于简单的向东南断裂的状态。然而, 穿过台湾-新济一带, 这种趋势就发生了戏剧性的变化。台湾-新济一带、龙湾一带, 现在的琉球弧和琉球群岛弧等地均与琉球海沟平行。现在的琉球弧和台湾-新济一带之间走向的变化说明, 在 $123.4^{\circ}E$ 和 $24^{\circ}N$ 附近, 欧拉极发生了约 20° 的顺时针旋转。与Liu(1992)相矛盾的是, 龙湾一带仅存在于冲绳海槽北部。磁化作用显示研究

区火山岩带有两种走向: 中国东海陆架盆地中的火山岩带为NEN-SWS向, 而与琉球俯冲带有关的火山岩带则呈NE-SW向。

从中国东海到日本琉球海槽各带方位的变化证实台湾-新济一带东侧发生过一次大的构造事件。Le Pichon 和 Mazzotti(1997)指出, 这一事件就是 $\sim 30Ma$ 和 $15Ma$ 之间发生的右旋走滑断裂作用和其后续冲绳海槽中部和北部开始打开。因为台湾-新济一带以东的火山岩带与琉球海沟近于平行, 所以, 冲绳海槽中部和北部的裂谷作用就可能受到菲律宾海板块在琉球岛弧下向西北俯冲的控制。Le Pichon 和 Mazzotti(1997)还指出, 这一大断层的南端靠近庆良间海峡, 其下为地壳不连续面(Kodaira 等, 1996)。这一构造可能为一条NW-SE向的断裂带

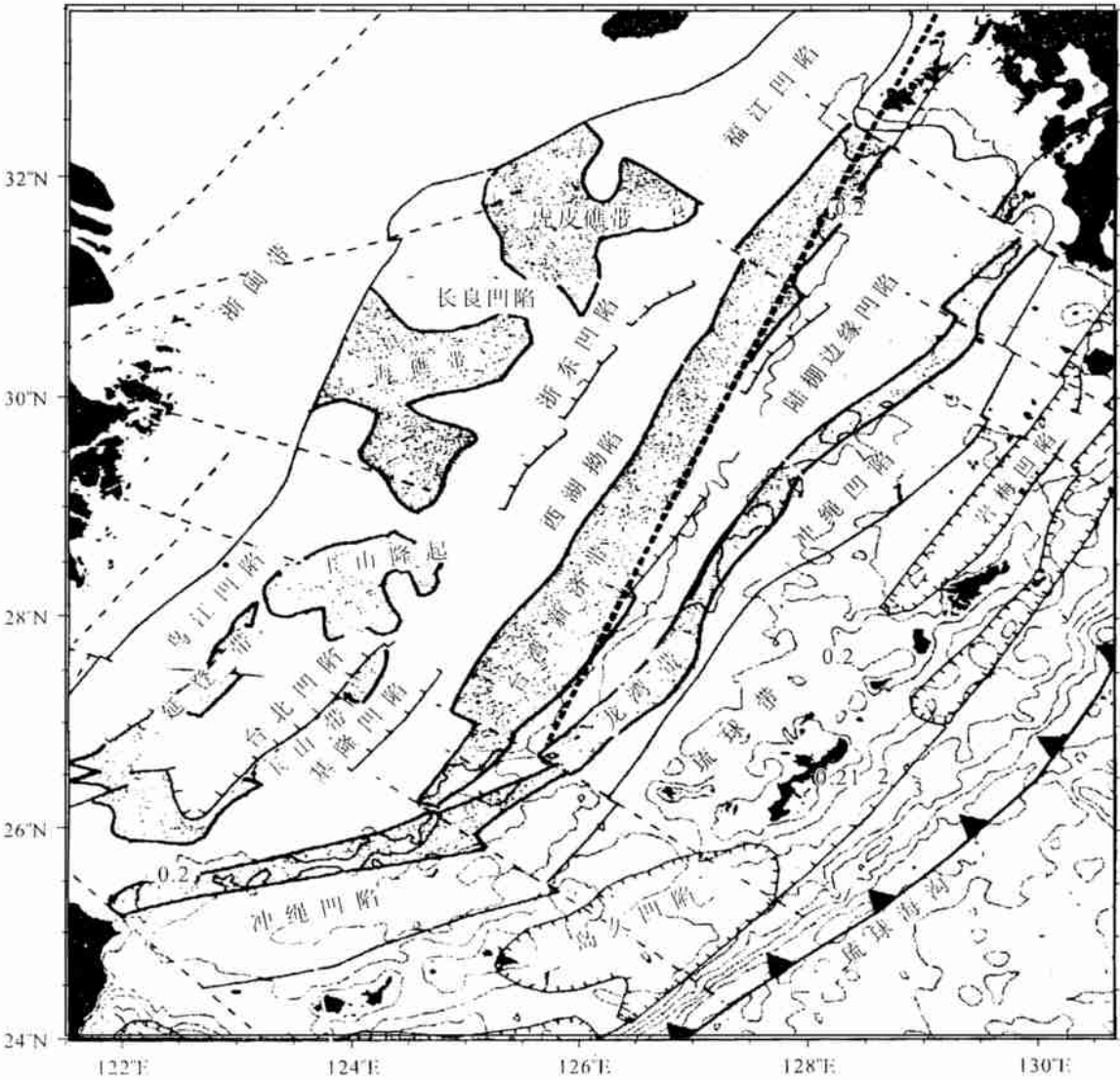


图 9 中国大陆到琉球海沟地区构造格架图(据 Hsu 等, 2001)

(Liu, 1992)。但准线性的台湾-新济一带看来在走向为NW-SE的强磁化带消失, 这一强磁化带位于庆良间海峡西南。因为宫古海山也位于该带内, 所以有理由相信, 这一NW-SE向的强磁化带就是“宫古-延登强磁化带”。

一般认为, 冲绳海槽南部属日本庆良间海峡与中国台湾东北宜兰平原之间的深海凹陷, 作者将其划为宫古-延登强磁化带与宜兰平原之间的地区。这一新的划分很重要, 因为该区的沉积作用和断裂作用均有别于冲绳海槽的其它地方, 其缺失与琉球弧的上新世 Shimajiri 群相当的地震地层, 因而其断裂作用的起始时期应为早更新世(Park 等, 1998)。

台湾-新济一带的南端长期以来认为属台湾东北部(如 Wang 和 Hilde, 1973; Sun, 1981; Sibuet 等, 1998), 即为冲绳海槽的北缘。如前所述, 宫古-延登强磁化带为台湾-新济一带的南端之标志, 冲绳海槽北缘的强磁化或高重力异常可能与玉山一带的南部有联系。然而相对于中国东海各带规则的走向而言, 这一地区似乎顺时针扭转了, 表明在~7—6Ma 期间冲绳海槽南部打开之前, 其北缘可能已处于挤压变形之下(Hsu 等, 1997)。在地震反射剖面中构造褶皱清晰可见(Letouzey 和 Kimura, 1986; Sibuet 等, 1998)。相应地, 冲绳海槽南端三条大型NW-SE

向的走滑断裂或地壳不连续面(Hsu 等, 1996), 或琉球弧南部在~10Ma 和6Ma 期间的顺时针旋转(Miki, 1995), 均可能与此挤压有关。冲绳海槽南部打开的机制与其中、北部迥然不同。

5 台湾的弧陆碰撞

台湾地处东面的琉球弧和南面的吕宋弧两个俯冲体系的结合带, 复杂的构造环境以及菲律宾海板块与欧亚大陆的相互作用使台湾成为全球地震活动最频繁的地区之一。自60年代后期板块构造理论问世以来, 普遍认为台湾的演化是由于与欧亚大陆边缘碰撞的菲律宾海板块连续不断地向西北运动的结果, 即众所周知的弧陆碰撞模式(Angelier 等, 1986; Lu 和 Hsu, 1992; Suppe, 1980; Teng, 1990; Tsai, 1986; Tsai 等, 1977; Wu, 1978)(图 10)。Chemenda 等人根据地质资料的分析和2D、3D实验模拟结果, 提出了台湾弧陆碰撞模式(Chemenda 等, 1997a)。按照他们的模拟结果, 菲律宾海板块的裂离和弧前地块的俯冲导致逆冲推覆和吕宋弧的隆升, 实际上, 这一事件(海岸山脉的褶皱抬升)发生于1Ma之内, 这一年龄值是构造倒转之前沉积且保存最新的浊积岩的年龄值(Chi 等, 1981; Lundberg 和 Dorsey, 1990)。海岸山脉的褶皱抬升之前是强烈的沉降,

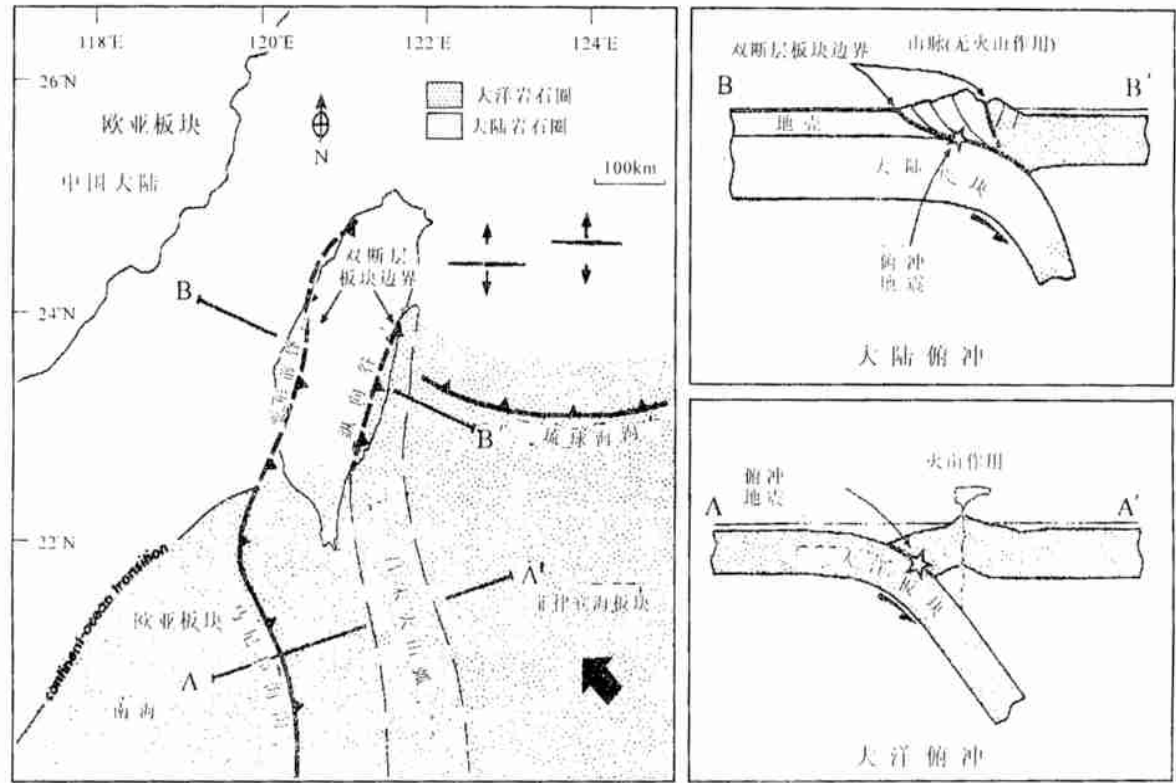


图 10 台湾及其附近地区的主要板块边界位置图(据 Lallemand 等, 2001)

这已被大约5—1Ma以来沉积于吕宋弧北部和弧前盆地中3—6km厚的上新世-更新世海相碎屑岩所证实(Chi 等, 1981; Lundberg 和 Dorsey, 1988)。这一沉降可能因大陆边缘俯冲期间仰冲板块在薄弱地带(弧)内发生挠曲所致。隆起区相当于原中内山脉, 其至少在4—3Ma以前就开始增高并露出水面(Pelletier 和 Stephan, 1986)。从约1Ma前并未遭受挤压变形的海岸山脉盆地中碎屑岩的充填可以看出, 中

央山脉的顶部在上新世-更新世期间遭到侵蚀(Chi 等, 1981; Chang 和 Chi, 1983; Pelletier, 1985; Dorsey, 1988; Lundberg 和 Dorsey, 1988)。因此, 中央山脉是在大约5Ma以前由于俯冲地壳裂离变厚而开始形成的。而大约在1Ma以前, 弧前盆地变形, 海岸山脉开始迅速抬升。

中国大陆边缘的基底已经向菲律宾板块俯冲至少10—15km深(图 11a), 并在8—6Ma以前开始抬

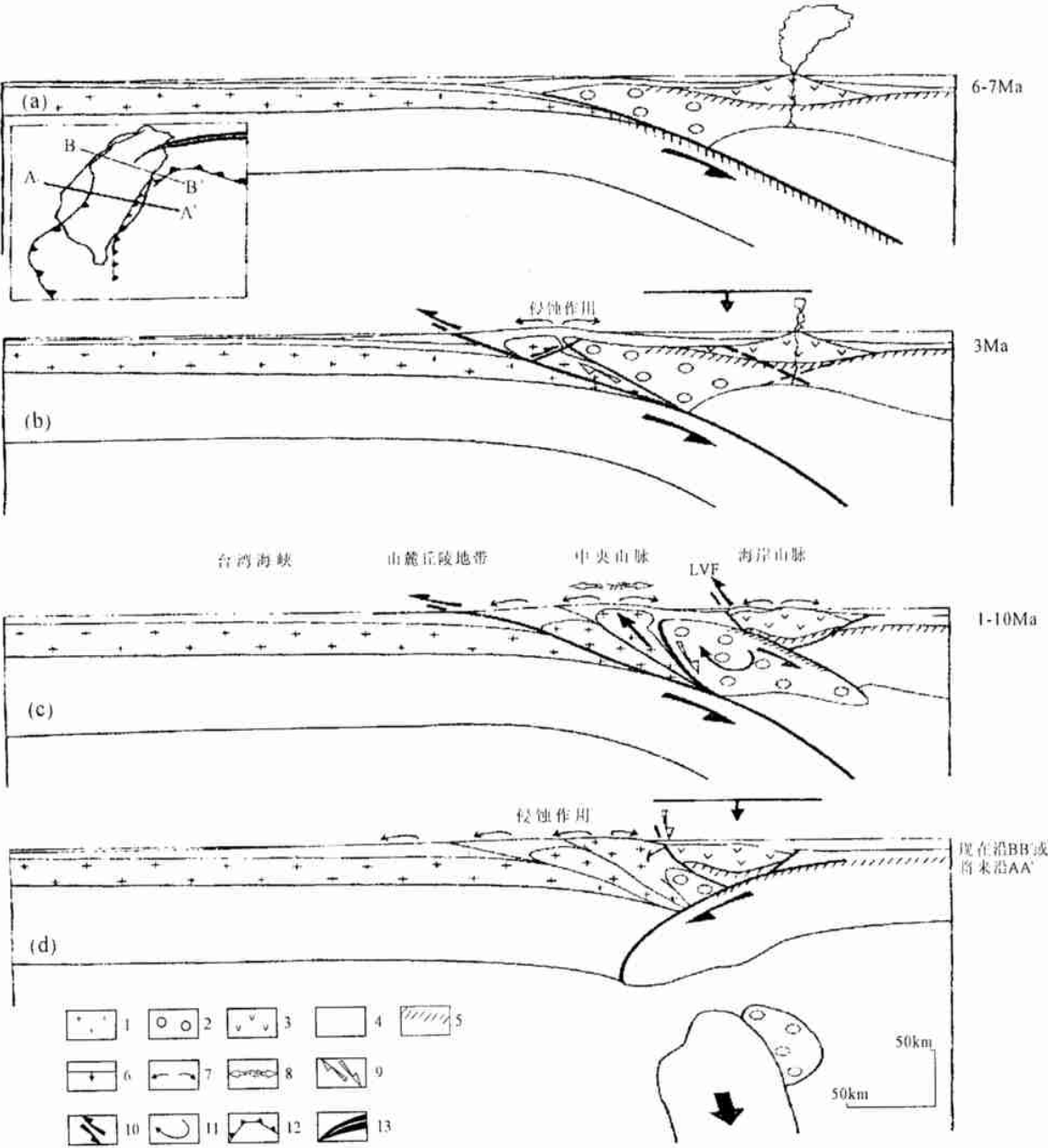


图 11 台湾弧陆碰撞演化模式(据 Chemenda 等, 2001)

(a) — (d) 显示插图内 A—A' 剖面各阶段演化。1. 大陆壳; 2. 菲律宾海板块仰冲楔状体的核心部分(弧前地块); 3. 吕宋弧火山岩; 4. 沉积物; 5. 洋壳; 6. 拗陷; 7. 隆升和侵蚀; 8. 拉张方向; 9. 正断层作用; 10. 仰冲/俯冲; 11. 地块旋转; 12. 俯冲带(插图); 13. 冲绳裂谷(插图); LVF. 纵向谷断层

升这些年龄值相当于俯冲之中的陆壳沿两条共轭冲断层裂离变厚、俯冲的地壳岩片上升(挤出)的年龄值(图 11b), 原中央山脉于 5—3Ma 以前到达海平面。仰冲楔状体最前部分抬升以及仰冲岩石圈板块逐渐挤压使弧和弧前盆地挠曲沉降。源自中央山脉的沉积物充填到弧前盆地内, 加剧了弧区的挠曲沉降。侵蚀作用有利于俯冲地壳岩片的挤出和上升。随着菲律宾海板块在大约 1Ma 时裂离及其后弧前地块的俯冲, 弧或弧区的沉降截然而止(图 11c)。俯冲倒转使海岸山脉沉没, 使欧亚板块发生裂离(图 11d)。

许多学者都认为, 在台湾, 弧陆碰撞不是稳定地向南扩展, 尽管变形作用明显地在向南扩展。的确, 地震活动和重力场的空间分布表明, 菲律宾海板块破裂的南端现位于台湾以南 $21^{\circ}31'N$ 附近。大陆俯冲正是从这一纬度开始。在长期(约 4Ma)的大陆俯冲之后, 菲律宾海板块在台湾中部发生裂离。在这一“准备”阶段, 该弧(即现在的海岸山脉)在大约 1Ma 以前开始挤压和抬升之前曾剧烈沉降, 沉积了厚达 3—6km 的海相碎屑沉积。在台湾以南, 弧前盆地(即北吕宋海槽)的沉积物平均仅为 1km 厚(Lundberg 等, 1997), 并已大面积变形。位于 $21^{\circ}55'$ 和 $22^{\circ}40'N$ 之间的火山弧之顶端已上升到海平面之上, 虽然火山活动在 1.9Ma 以前就已在该地区绝迹(Richard 等, 1986)。在同一时期, 海岸山脉的火山活动无疑也已停止(Pelletier, 1985)。假定火山作用停止系弧前地块开始俯冲所致(该地块切断了岩浆的通道), 那么, 菲律宾海板块在台湾北部的裂离就会迅速地扩展到 $22^{\circ}-22^{\circ}30'N$ 附近。这些资料表明, 碰撞作用并不仅仅是非稳定地扩展着, 主要是在 3D 方向上扩展。按照 2D 模式, 台湾以南菲律宾海板块的水平挤压力太小, 不应足以使该板块破裂。然而由于断层从挤压力较大的北部扩展, 菲律宾海板块在这一地区遭到破坏。菲律宾海板块也以同样的方式沿台湾北部的一条向东的断层带发生裂离。该断层带起于板块边界的吕宋-台湾段和琉球段之间的转换带附近。这是一个很特殊的地方, 欧亚和菲律宾海两个板块均在两个断层内连续地发生裂离, 可见挤压力之大(Chemenda 等, 1992a)。这种力又由于大陆边缘的俯冲而继续加大。在 2D 模式中, 大陆边缘的俯冲是造成挤压力加大的唯一因素。因此, 由于弧区岩石圈大大变薄, 仰冲板块便发生裂离。而在 3D 模式中, 这种变薄的程度只有 1/3, 一旦转换带附近变薄, 向西倾斜的岩石圈断层便向南扩

展到水平压应力低得多的区域内。板块的裂离方向可能是水平方向的, 也可能垂直向下, 切割俯冲到台湾北部和中部之下的欧亚板块部分。

综上所述, 台湾的弧陆碰撞经历了下列主要阶段: ①大约 7—6Ma 以来, 处于菲律宾海板块前锋(增生棱柱体)的中国大陆边缘俯冲地壳发生裂离并变厚; ②大约 5Ma 以前, 中国大陆边缘俯冲地壳岩片上升剥露, 中央山脉开始形成; ③吕宋弧或弧前地区在强烈的水平挤压下发生挠曲(沉降), 这一地区被源自上升剥露的中央山脉的物质所充填; ④菲律宾海板块沿纵向谷断层发生裂离, 弧前地区开始闭合; ⑤大陆俯冲作用发生倒转并停止, 这已出现于台湾北部, 并正向台湾南部扩展。但碰撞作用并非稳定的向南扩展。目前正在台湾南部和以南的海域发生的碰撞并未引起上述如在台湾中部和北部那样的演变。碰撞作用的时空演化应用 3D 模式加以研究。菲律宾海板块长期以来已在台湾北部和中部出现裂离的迹象, 经历了几个演化阶段。这种裂离一旦发生, 就会迅速向南扩展到未曾经历预裂演化的区域。破裂前锋目前已圈定在 $21^{\circ}30'N$ 附近。

地震及其震源的产状是岩石圈运动动力的表现(Isacks 等, 1968; Dewey 和 Bird, 1970; Forsyth, 1983), 不同的地震构造通常代表板块对各种构造环境的不同响应。Kao 和 Jian 的论文利用台湾宽带数组(BATS)记录的地震波形系统地反演了 1995 年 7 月到 1998 年 6 月发生于台湾的 96 次地震的震源参数。并利用这些成果阐述了与欧亚板块和菲律宾海板块之间的区域构造作用有关的地震的类型, 地震活动的分布和震源机制的特征, 探讨了这些成果的构造意义(图 12)。

台湾地区复杂的构造格局包括: 东为琉球俯冲带和冲绳海槽, 南为吕宋弧-马尼拉海沟, 其间为台湾碰撞带。频繁的地震表明目前欧亚板块和菲律宾海板块正发生相互作用。由于大多数地震发生于区域构造格局之外, 故地震构造的分布和特征还很难划分。总的来说, 地震活动性强的地方有 5 个: ①南澳盆地($\sim 24^{\circ}N$, $\sim 122.4^{\circ}E$); ②花莲地区附近($\sim 24.2^{\circ}N$, $\sim 127.7^{\circ}E$); ③纵向谷以东和菲律宾海板块以内; ④兰屿以西的弧前地区; ⑤冲绳海槽。震源深度小于 25km 的地震广泛发生于台湾海峡到琉球弧和吕宋弧一带。而震源深度为 25—50km 的地震则集中于台湾以东的海域。南澳盆地之下发生的地震的震源机制多为低角度逆冲, 这与菲律宾海板块沿琉球海沟向北俯冲的方向一致。花莲地区的地

震有两种类型:一种以具近于垂直的和水平的节面的逆冲为特征;另一种的 P 轴方向与板块相对运动的方向一致。纵向河谷以东的海域和菲律宾海板块内的地震以沿 NW/NWW 向的挤压为主,部分为 NNE 向拉张,表明菲律宾海板块的这部分可能发生了重大的板内变形。在兰屿-绿岛弧前地区,地震型式以 E-W 向挤压为主,伴随有部分垂向倾向滑动。在兰屿-绿岛火山弧和加瓜山脉之间的台东海底峡谷之下发生过两次走滑地震。另一例见于兰屿以西。这三次地震均与前述板内应变体制,即 NW-SE 向挤压和 NE-SW 向拉张相一致。台湾和台湾海峡的地震与总的碰撞会聚格局相吻合。但许多地震,特别是发生于中央山脉的地震,都以 N-S 向的拉张

为主。N-S 向延伸的正断层见于冲绳海槽。当震中逼近台湾时, T 轴从 N-S 向向 NW-SE 向旋转,表明张性应变和挤压应变长期共存,并相互作用。从地震活动情况判断,琉球弧下的沃达蒂-贝尼奥夫带比吕宋弧北部的活跃得多。菲律宾海板块内震源深度为 50—65 km 的大多数地震均向下延伸,并伴有大致与板块的走向平行的侧向挤压。应变状态从向下拉伸转变为向下挤压的深度局限于琉球板块最南部 110—125 km 处。

由此可见,俯冲的菲律宾海板块在台湾地区的整个造山作用过程中起着重要的作用。在台湾,岩石圈板块的碰撞至少包括两种形式:一是以台湾中部和南部为主的“弧陆碰撞”;另一种是以台湾北部

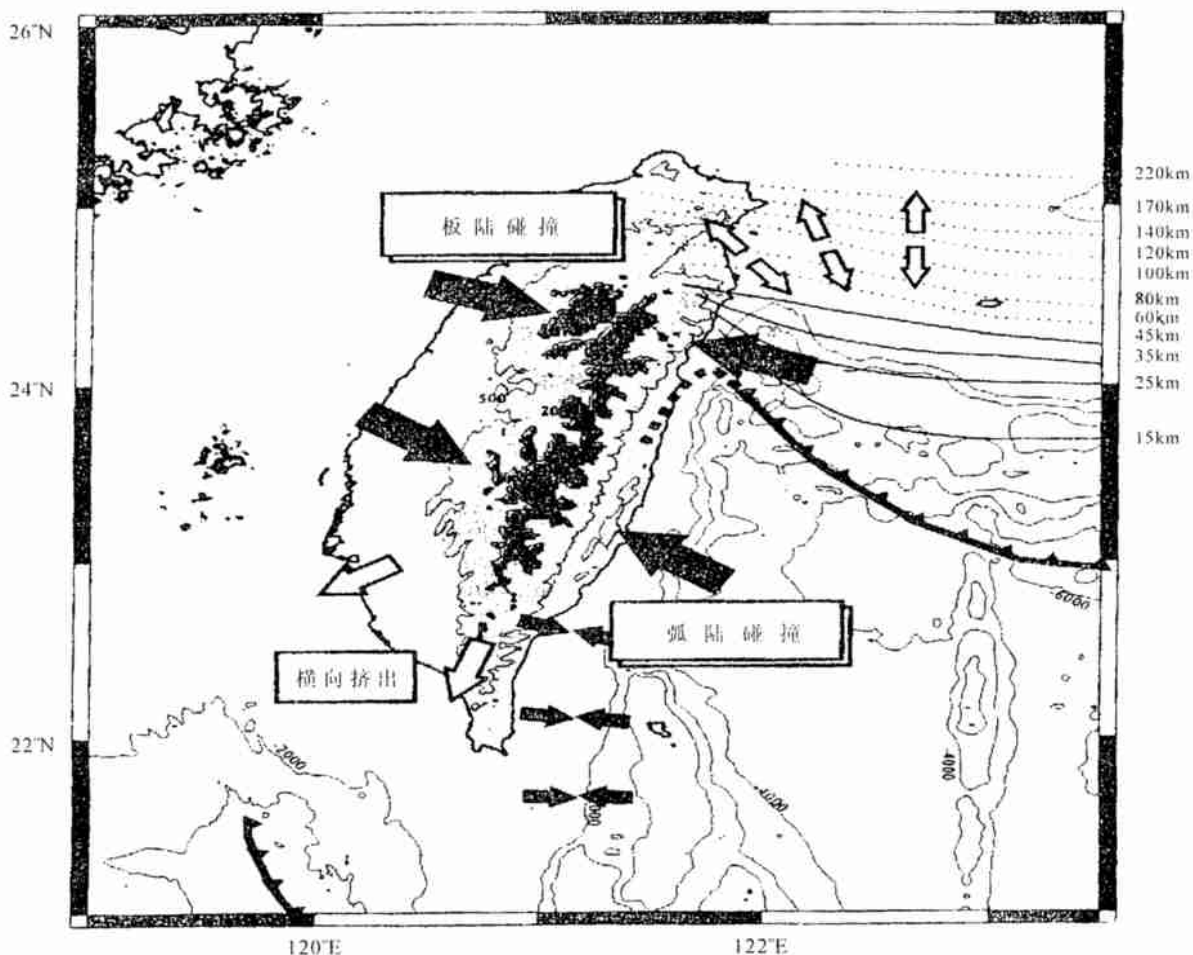


图 12 台湾地区岩石圈板块碰撞模式的构造解释(据 Kao 和 Jian, 2001)

琉球弧下俯冲板块和板块界面的等深线据 Kao 等(1998b),并分别用虚线和实线表示。实心 and 空心箭头分别代表挤压和拉张应变状态。在台湾,岩石圈板块的碰撞至少包括两种形式:一是“弧陆碰撞”,其以台湾中部和南部为主;另一是“板陆碰撞”,其以台湾北部为主(大的实心箭头)。台湾北部和中部雪山(HS)和玉山(YS)山系的高度和规模实际上分别等于或相当于俯冲的琉球板块西部的楔状体和吕宋弧最北端部分。花莲地区附近的地震形成了一条从琉球海沟到沿纵向谷(粗虚线)的碰撞缝合带的辐射冲断层带,这一地带可能为花莲地区的初始界面冲断层带,或是纵向谷断层的北延部分。在绿岛和兰屿以西的弧前地区(几对小实心箭头)主要为(E-W 向挤压,冲绳海槽内的拉张方向在台湾附近出现反时针旋转(几对空心箭头)。可能由于两个板块的碰撞,在台湾南部和西南可见横向挤出,但在该区整个构造作用过程中仅位居其次。

为主的“板陆碰撞”。花莲附近一连串的地震表明,目前菲律宾海板块正在该区向西或向西北俯冲。向东陡倾的纵向谷断裂带在花莲附近可能已转变成散射型冲断层带,并最终与琉球弧最南部的板间地区连成一体,从而完成极性的倒转。

最新的GPS测量结果也表明,台湾西部的运动似乎还有从北向南、向西南逐渐增强的趋势。这一

横向挤出现象在台湾西南尤为显著。但陆地上的第四纪地层的变形和海域的海洋地貌均不明显,表明这一现象是新近才发生的。相对于中央山脉而言,台湾西南的海岸平原正在向西迁移,南面的恒春半岛正在向南运动。但这种横向挤出作用在台湾的构造作用过程中可能仅位居其次。

Active subduction and collision in Southeast Asia

Wang Chengshu

(*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China*)

Abstract: Southeast Asia is an actively deforming area located on the junction of the converging Eurasian, Indo-Australian and Philippine Sea plates, where collision between arcs and continents played an important role. Studies of the geodynamic evolution of Southeast Asia have resulted, based on the extensive data sets from geological, palaeomagnetic and shallow seismic studies, in a number of tectonic reconstructions. The very existence of the various reconstructions indicates that the currently incorporated data do not allow definition of one single scenario for the tectonic evolution. Consequently, there are some important—as yet unresolved—differences between the reconstructed surface motions within the Southeast Asia region. Despite its relatively small size, the Taiwan arc-continent collision is probably one of the most actively studied in the world, because the collision zone is young (a few million years), extremely active, easily accessible and well monitored through geological, geophysical, geodetic and remote sensing approaches.

Key words: Southeast Asia; subduction; collision; tectonic reconstruction