

· 问题讨论 ·

中国东部及邻区中生代 大陆边缘性质讨论

丘元禧 夏亮辉

(中山大学地质系)

摘要 中国东部及邻区中、新生代大陆边缘的性质,国内外学者论述颇多,众说不一。作者认为它是复合型大陆边缘,其基本特征是:由多个古陆块古陆缘复合,裂解的大陆边缘与增生大陆边缘复合,安第斯型大陆边缘与阿尔卑斯型大陆边缘复合。还探讨了这一复合型大陆边缘形成的区域构造背景和形成机制。

关于我国东部及其邻区中生代大陆边缘的性质,国内外学者有许多认识上的分歧,一些学者认为是增生大陆边缘(郭令智等,1983)^[1];另一些学者则认为现今的东亚大陆边缘是裂解的大陆边缘(任纪舜等,1990)^[2];还有些学者认为是转换剪切走滑边缘(徐嘉炜,1990)^[3];由于中生代特别是燕山期广泛发育的中酸性火山岩带和花岗岩带,不少学者认为是安第斯型大陆边缘(郭令智,1983;刘昭蜀,1988)^{[1][4]};近年随着对这些岩浆岩岩石化学和构造形成机理、构造环境的研究,发现其中不乏碰撞成因的产物(翁世劭等,1987)^[5]。长期以来,我国东部及其邻区被划入太平洋构造域,但近年来,越来越多的学者强调特提斯域的意义(朱夏、陈焕疆,1983)^[6]。对于东亚中生代大陆边缘增生的模式也存在不同的认识,一些学者强调洋陆俯冲,另一些学者则强调地体拼贴。

新发现的地质事实表明我国东部及其邻区中生代大陆边缘的性质是相当复杂的。有些学者在论及华南中生代大陆边缘时,曾使用过复合型大陆边缘一词,意指由挤压型大陆边缘和拉张型大陆边缘的复合(刘昭蜀等,1988)^[4];徐嘉炜(1990)也表达了类似的思想^[3]。本文把这一名词运用于整个东亚中生代大陆边缘,但其含义又有所不同,试图从已揭示出的客观事实对这一复合型大陆边缘的性质、基本特征及形成机制作一探讨。

本文所称的复合型大陆边缘有两层含义:其一是指东亚中生代大陆边缘含有多个晚古生代至早中生代古陆块的古陆缘,中国东部乃至整个东亚是由这些古陆块复合而成的;其二是指东亚中生代大陆边缘是由许多不同性质和类型的大陆边缘复合而成的。

1 复合型大陆边缘的基本特征

1.1 由多个古陆块古陆缘复合而成的大陆边缘

亚洲大陆是一个复式大陆(马文璞,1992)^[7],是由多个大小不等的陆块拼合而成的。就晚古生代至早中生代这一段历史时期而言,它是在印支期才由这些碎块拼贴在一起,在侏罗—白垩纪时才焊合成一个统一的亚洲大陆的。在我国东部及其邻区则是由中朝地块、北侧的东北亚诸地块、日本的

飞驒地块、扬子—华南地块、印支地块等在印支期拼合而成的。这些地块有各自的陆缘,拼合时就造就了东亚大陆内部复杂的陆缘造山带,使得东亚大陆边缘及陆缘造山带不同于世界上一些巨型单一式大陆那样——大陆边缘和陆缘造山带只分布于大陆的外围,而是同时还分布于拼合后的大陆内部(图1)。这对印支期的东亚大陆边缘来说,是独具一格的。

1.2 裂解的大陆边缘与增生的大陆边缘在空间上的并列和时间上的复合

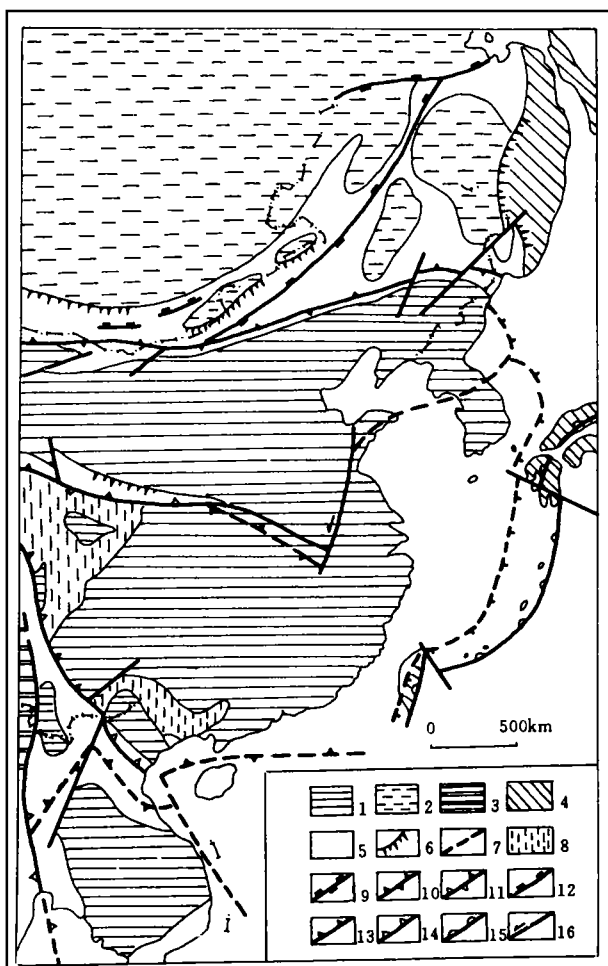


图1 中国东部及邻区海西—印支期古构造图

(据王鸿祯图改编,1991)

Fig. 1 Hercynian-Indosinian paleostructures
in eastern China and its adjacent areas

1—华夏区系诸构造域;2—安加拉赫斯坦构造域;3—冈瓦纳构造域;4—后印支期异地体增生带;5—海西印支期褶皱带;6—陆坡带;7—推测陆坡带;8—印支期浊积岩盆地;9—早海西期对接消减带;10—晚海西期对接消减带;11—印支期对接消减带;12—早海西期叠接消减带;13—晚海西期叠接消减带;14—印支期叠接消减带;15—海西—印支期俯冲带;16—后期平移断裂。注:本文的陆缘造山带为5中的近陆缘部分

自贝加尔湖—贺兰山—武陵山—横断山脉一线以东至西太平洋陆缘岛弧带,新生代期间存在一个裂解的大陆边缘,表现为一系列以北北东走向为主体的伸展性断陷断隆、陆内裂谷、陆缘裂谷和边缘海,其地壳类型自陆壳型转变为过渡型,其地壳厚度自大于33km减薄至约10km(南海中央海盆)。根据近年在陆缘带邻近海域上所获老地层资料,具元古界变质基底的早前寒武纪的陆壳碎块在日本海、东海陆架、海南岛、西沙、南沙等地仍有踪迹可寻。就是陆缘岛弧(日本、琉球、台湾中西部、巴拉望、加里曼丹等地),其基底也多属成熟陆壳,大部是伴随边缘海的扩张自大陆离散出去并仰冲于海沟带之上。但陆缘岛弧同时又是增生的大陆边缘之一部分,在太平洋—菲律宾板块沿日本—琉球—菲律宾内海沟俯冲机制下,形成新生代的火山岛弧(多组成内弧火山脊)叠加在原先由大陆离散出去的陆壳块体之上。

自陆缘岛弧带向东到日本海沟—小笠原海沟—马里亚纳海沟之间是菲律宾海和洋内不成熟的岛弧带(伊沃季玛、马里亚纳岛弧),并含若干微陆块、海山和海底高原,应属于东亚最年青的增生大陆边缘和未来行将成为大陆边缘的构造域。因此,陆缘岛弧带是裂解的大陆边缘内带和增生的大陆边缘外带的过渡域或叠加复合构造域。

历史分析表明,上述裂解的大陆边缘内带与增生的大陆边缘外带并存的构造格局并非新生代所特有。例如在侏罗纪末期至早白垩世初期,中国东部也曾发育一系列以北北东走向为主体的拉张

性红色断陷盆地,组成了裂解的大陆边缘内带;与此同时,在东亚大陆边缘外带,北起东北亚的锡霍特阿林—那丹哈达岭—西南日本,经琉球群岛,南至北巴拉望及婆罗洲则有一个超级裂解地体群和增生的大陆边缘(水谷伸治郎等,1989)^[8]。

一些学者(徐嘉炜,1980;翁世劼,1983)^[9]强调中生代期间东亚存在剪切(转换)性质的大陆边缘,多指侏罗—白垩纪时存在于中国东部及东亚的北北东向左行平移断裂系,使东亚陆壳与太平洋直接接触。作者也认为在某些地段某一时期存在着剪切性质的大陆边缘。但是有几点存疑:库拉或伊泽奈崎(Izanagi)板块的洋脊走向为北东东向,其转换断层应为北北西走向而不是北北东向,它主要发育于洋壳中而不是在陆壳中;中国东部北北东走向的新华夏系主压面是压剪性的,并不是转换断层;但是在侏罗纪末—白垩纪初期,当库拉或伊泽奈崎板块走向呈北东东向的洋脊斜向俯冲于东亚大陆之下时,与大陆形成左行南北对扭的构造应力场,从而形成中国东部呈雁行排列的北东向早期新华夏系。此时除形成北东走向的左行压剪性褶皱和逆冲断裂外,还形成一组北北东向左行走滑的剪切平移断裂,于是导致在断裂系东侧一些地块北移而成为移置地体。但它们仍然不能称为转换断层,因为同经典定义的转换断层有本质的区别,不能称为转换边界或转换型的大陆边缘。

考虑到无论是挤压性的增生期还是拉张性的裂解期,都必然伴生有剪切走滑。因此,我们没有把剪切走滑做为独立类型的大陆边缘。

如前所述,在同一时间内,中国东部及其邻区可见到增生的大陆边缘(外带)与裂解的大陆边缘(内带)并存;同时,在时间演化的进程中,在同一地点,又可看见挤压性的增生型的大陆边缘为伸展性的裂解型的大陆边缘所取代或反之。这已为中国东部及其邻区的中新生代大陆边缘演化历史所证实。

1.3 安第斯型大陆边缘和阿尔卑斯型大陆边缘的复合

从东北亚的楚科奇半岛经锡霍特阿林、朝鲜半岛到我国东南沿海,长达 5000km 以上的大陆边缘发育着由中生代陆相火山岩和花岗岩为主的构造岩浆带,濒临库拉(伊泽奈崎)板块并与其活动时期相同,因而许多学者都认为它是在伊泽奈崎板块俯冲消减于亚洲大陆之下的产物,与南美安第斯大陆边缘极为相似,而称之为安第斯型大陆边缘。但是近年来获得的地质资料对这种简单的解释提出了质疑。主要有如下几点:

(1)整个中国东部中生代岩浆活动的时间有自北西向南东变新的规律,很难用伊泽奈崎自东南向北西的俯冲来解释。如果假定存在多个俯冲带并不断自北西向东南迁移后撤,又找不到这种证据。

(2)整个中国东部中生代火山岩岩区界线总体呈北东东向(吴利仁,1982)^[10],虽然与伊泽奈崎板块的洋脊走向一致,但中国东部的北部岩区为壳源的钙碱性系列,中部岩区为幔源碱性系列,南部岩区又为壳源钙碱性系列(据徐志刚 1985 年论文)^[11](图 2),却很难用单一的伊泽奈崎板块自南向北俯冲来解释。翁世劼等(1987)对浙闽粤沿海燕山期火山岩化学成分的研究表明与日本火山岩有重大区别,特别是粤东赣南区,从岩石投影图上看,其特征属钙碱性双模式,与典型双模式有些不同,各带成分显示的极性和指向与板块俯冲模式的效应正好相反,而与陆陆碰撞或仰冲机制的指向和极性相似^[5]。

因此,尽管在我国东北长白山及鲁、苏、皖、浙、闽等地的中生代钙碱性火山岩系列和燕山期花岗岩确有部分属于伊泽奈崎板块俯冲消减的产物,但同时又存在陆际碰撞型的产物,反映出安第斯型大陆边缘与阿尔卑斯型大陆边缘的复合。

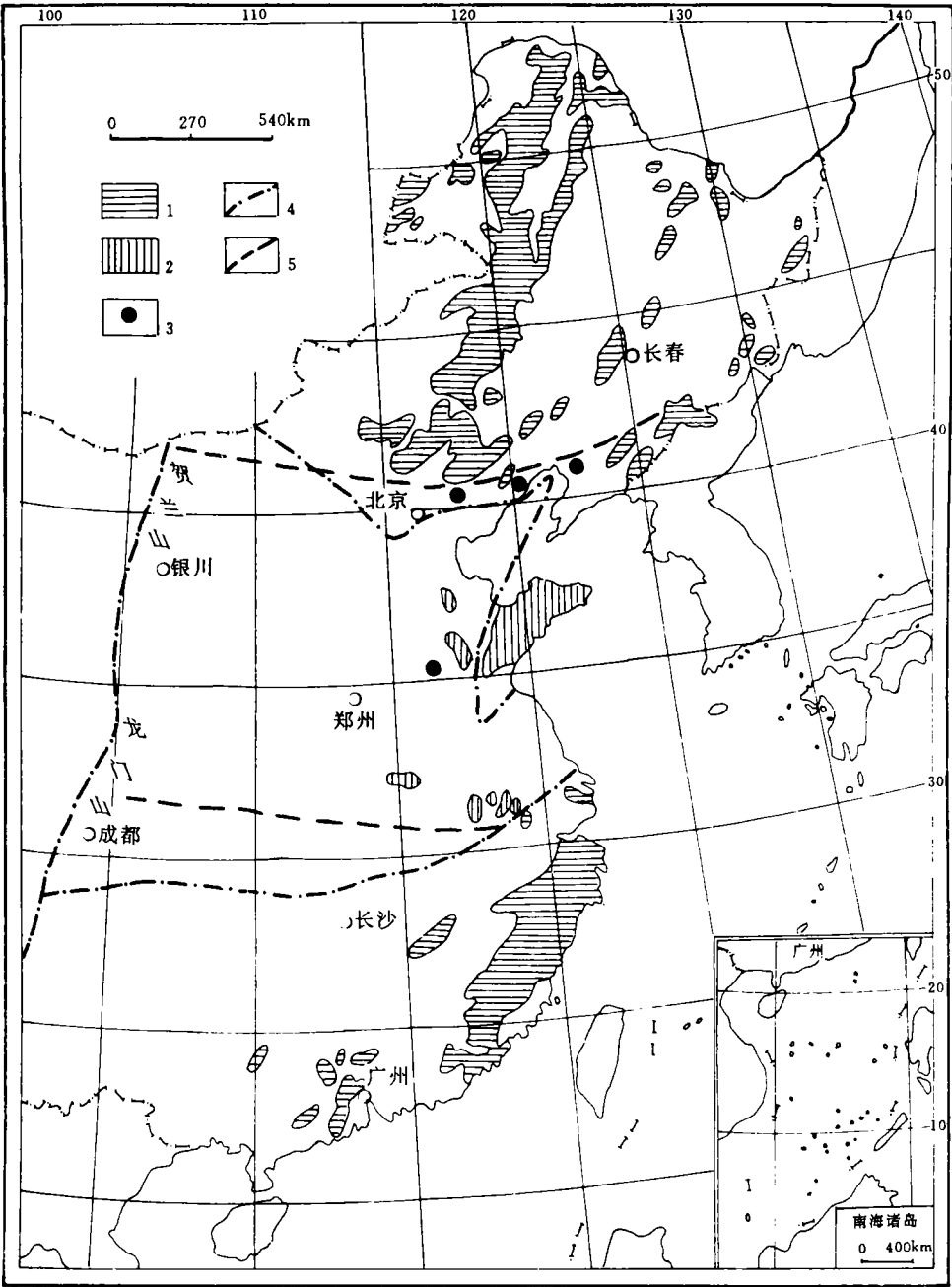


图 2 中国东部中生代火山岩岩区图

Fig. 2 Areas of Mesozoic volcanic rocks in eastern China

1—壳源钙碱性火山岩,2—幔源或壳源碱性中基性火山岩,3—碱性火山岩带,4—岩区界线(据吴利仁等,1982),5—岩区界线(据徐志刚,1985)

2 复合型大陆边缘形成的区域构造背景

中国东部及其邻区中生代大陆边缘所以具有比较复杂的性质,以致我们不得不称其为复合

型,与所处的区域大地构造背景有关,即与处于黄汲清等(1980)所提出的三大构造域的复合构造域^[12]。近年来,随着对特提斯的深入研究,东亚中生代大陆边缘是特提斯(喜马拉雅)域、库拉(伊泽奈崎)一太平洋域和古亚洲域复合的大陆边缘的提法越来越受到重视。其证据主要来自以下几个方面:

2.1 古生物地理区方面:复原构造古地理(王鸿祯等,1991)^[13]、古生物地理区研究能提供重要依据。近年来对滇藏三江地区的研究,业已查明:大抵沿龙木错—玉树—澜沧江(昌宁—孟连)一线两侧晚古生代分属不同的古生物地理区,其北东侧和东侧属北特提斯区,分布着暖水型动物化石群(牙形刺、珊瑚、笔石等)和华夏植物群(大羽羊齿等);其西南或西侧则属冈瓦纳区,分布有冷水动物群(*Eurgdesma*)及小型珊瑚、腕足类等、舌羊齿植物群以及以含砾板岩为主的冰水砾物。由上述古特提斯印支期的主缝合带向南沿缅甸马印尼古特提斯主缝合带的两侧也存在上述两大古生物地理区的分野。我国东部(北起内蒙—吉黑地区,南至华南)以及印支半岛都位于古特提斯域之中。再往东北,白令海峡沿岸科里亚克地区出现特提斯型暖水动物群,在西南日本前侏罗纪地体内的石炭—二叠系中所含纺锤虫组合和晚二叠世的腕足类组合亦具有北方型和特提斯型混生的现象,说明当时的日本已处于古特提斯和原太平洋(*Proto-pacific*)域的联结过渡地带(据 Ichikawa 面告,1991)。

晚三叠世印支运动后,海域大大向西退缩,扬子海消失,东部乌苏里及湘赣粤等地局部海浸,海水来自古太平洋。这些地区的双壳类化石与日本、西伯利亚东部等地亲近,属北极—太平洋区系(陈金华,1982)^[14]。当时在日本发育的双壳类化石以日置内贝壳蛤为代表并有成羽植物群(*Dictyo phyllum, clathopteris*),均与粤北湘赣同类化石特征相同。在西南加里曼丹的古普带同时代地层中也见有成羽植物群化石^[27]。说明当时它们属于统一的亚洲大陆边缘和太平洋生物省。但是,进入早侏罗世后情况比较复杂。中新特提斯是否进入东南亚与太平洋域联合、复合,则至今存在不同的认识。一部分学者认为中特提斯伸向华南、印支半岛和东南亚,早侏罗世的闽粤边缘海中,发育有具地方色彩的特提斯型分子香港菊石(*Hongkongnites*)和白羊石(*Arietes*)。据陈金华(1982)的研究,中国东部这一时期的海相双壳类化石十分丰富,达 40 余属 150 余种,其主体面貌近于古地中海系,与古太平洋区系有一定联系;中侏罗世青藏地区的海相古地中海系向东南延伸当进入东南亚^[14]。晚侏罗世,据 R. pandade, N. Suwarna 等人在 Ccop 与 Eslop 技术报告中所提到的,在南部沙捞越、民都洛、卡拉斯、北巴拉望、苏门答腊等地,上侏罗统海相沉积中所含的生物化石群完全可以和欧洲、中东的西特提斯动物化石相对比,故认为在晚侏罗世时中特提斯海延向了东南亚^①。早白垩世中晚期及晚白垩世中特提斯海水曾达南部新疆—青海中部、川藏交界及云南思茅一带,似应向中南半岛、南海及东南亚延伸。粤北南雄盆地曾发现有孔虫化石的海相白垩系(夹层),台湾北港钻井中曾获海相白垩系,南海北部陆缘自北西向南东,晚白垩世至始新世时出现自陆内断陷—陆缘三角洲—边缘浅海至半深海相—浅海相的对称沉积体系(金庆焕,1989)^[5],揭示当时的北部海陆边界位于东沙隆起附近,其南侧为古南海。Metcalf(1991)认为白垩纪时中特提斯一直伸向澳大利亚的西北侧和西南太平洋以转换断层相接^[28],遗憾的是没有提出古生物地理区方面的证据。另一些学者则认为中生代以来,中国东部及东南亚已属于太平洋构造域,中特提斯并没有向东延伸。其证据也来自古生物地理方面,如在加里曼丹古晋带上侏罗统中含有与日本上侏罗统相同的双壳类化石,暗示当时与日本同属太平洋生物区系^[27]。

① 转引自中国科学院南海海洋研究所,南沙群岛及其邻近海区油气地质、地球物理调查研究概况及今后设想(夏勘原执笔,1990)。

中特提斯关闭以后,从札格罗斯到喜马拉雅,在印度板块尚未与欧亚大陆对接碰撞以前,存在一个早新生代的新特提斯洋。雅鲁藏布江以南早第三系灰岩中所含的许多海相化石属古新世至早中新世,与巴基斯坦、印度、缅甸等地可以对比,属典型的特提斯型分子(黄汲清等,1987)^[18]。台湾下第三系—中新统下部也发现有 *Nummulites*, *Lobigerina*, *Discocyclus* 等化石,与喜马拉雅区极为相似。在东海海域钻井中也发现有 *Nunmulite*。因此有人推测早第三纪时新特提斯是东延的,可能从现今南海南部通过,只是由于南海的扩张,使代表新特提斯的古南海消灭于沙捞越古俯冲带之下。Metcalf(1991)也认为在澳大利亚北侧存在一个宽阔的新特提斯洋^[28]。但是另一部分学者,根据著名的华莱士生物线(Wallace's line)所划定的生物地理区界线(位于 Sularwesi),该线以西动植物化石具有亚洲亲缘,其东南动植物化石具有澳大利亚亲缘或亲洋的特点^[27],故认为印支和东南亚总的属于亚洲太平洋生物省,新特提斯并没有伸向东南亚。

作者根据中生代中国东南部与南海海域及其邻区的构造对比,比较倾向于中新特提斯曾伸向东南亚并与太平洋域联合、复合(详见后述)。

2.2 古地磁与古气候方面:三叠纪以前,现有的古地磁资料都表明华北和扬子地块的古纬度都较低($<30^\circ$),冈瓦纳古陆古地磁数据也表明早古生代期间东冈瓦纳古陆(澳大利亚、印度和东南极大陆)也位于相似的低纬度区,故华北和华南两陆块在早古生代期间可能靠近冈瓦纳古陆的东部;石炭纪时,东冈瓦纳古陆离开赤道向南漂移,与华南、华北陆块之间存在一个增生的特提斯洋(方大钧,1991);^①海南岛石炭纪时位于南纬 $4.6^\circ\sim 4.9^\circ$ (莫宴情等,1989)^[17];西南日本美浓带和丹波带二叠纪时分别位于北纬 3.5° 和南纬 $19^\circ\sim 19^\circ$ 之间(笹岛贞雄,1987)^[18]。说明均位于古特提斯海之中,这与古生物地理及古生态、气候资料所揭示的华南等地当时位于热带、亚热带(王乃文1986)^[16]是一致的。

现有的古地磁资料都揭示从二叠纪起至三叠纪时,华南地块相对于华北地块有较大的相对运动(林金录,1987)^[20],华南陆块、印支地块有较大幅度的快速北移(何礼章,1993;葛同明,1992)^[21],从中侏罗世起其间才没有显著的相对运动,因而华北与华南之间的运动应发生在早中三叠世,即相当于印支运动;而至白垩纪时亚洲东部才出现古地磁极视移动曲线的一致 M·M·M cechimy et al,1981)^[29],说明只有在这时通过陆块间的进一步焊接和联合(任纪舜,1990)^[2],才使整个亚洲东部完全焊合起来。古地磁的资料帮助我们说明中国东部中生代的复合型大陆边缘是由多个古陆块陆缘复合而成的,并且存在着特提斯域和太平洋域的复合。

2.3 构造格局方面:出现在我们面前的东亚和西太平洋海陆构造的形变图象是复杂而丰富多彩的。海陆构造是一个统一的整体,应该进行联系对比研究。磁条带揭示,无论是印度洋还是西太平洋,其洋脊总体呈东西向和北东东向展布。而那些南北向的海沟和俯冲带则是由 45Ma 以来太平洋板块运动改向在原来的北北西向或近南北向转换断层的基础上发展起来的。与此相对应,在中国东部横贯着五条纬向构造带(黑龙江、阴山、秦岭、南岭和海南),其形变主体是由褶皱和压性断裂带所组成的。近年来在中国大陆板内发现一系列走向东西的薄皮迭瓦逆冲推覆构造,如华北地台北缘沿涿鹿、昌平、密云到喜峰口近东西向、长达 300km、自南向北推掩的迭瓦推覆构造带;华北地台南缘呈北西西向,从陕县至舞阳长 300km、宽 30km 向南倾的逆冲断层带;江西九岭山南缘逆冲构造带,使中元古界逆掩于白垩系和第三系之上;南岭地区也发育一系列走向东西的逆冲迭瓦构造带。这反映了南北向或近南北向挤压应力场的存在,与呈东西向展布的特提斯洋脊扩张是遥相呼应的。

① 方大钧等,1992,中国古、中生代古地磁与冈瓦纳特提斯大陆边缘的构造演化,南海及其邻区特提斯演化与地体构造学术会议论文摘要集。

自青藏地区的龙木错—玉树—澜沧江至缅、泰、马、印尼的特提斯主缝合带呈反 S 形展布,这就是李四光所厘定的青藏缅泰印尼歹字型构造体系。由于古特提斯的闭合时期在印支期,因而许多人把这一体系的成生时期定为印支期。但是,考虑到印度板块自晚白垩世以来已经北移约 50 个纬度(根据印度洋洋底磁条带所作的计算),约相当于 2100km 的平距,根据这一洋底扩张距离的反演,早第三纪时古欧亚大陆南部边缘的边界应位于现今次大陆的南端^[22]。南海洋壳扩张南北向最大宽度约为 1000km。如把印度板块拉回到早第三纪末与亚洲碰撞前的位置,将南海剔除并把加里曼丹、北巴拉望与华南大陆合拢,那么,我们就会发现这一巨大的反 S 型构造不复存在,而变成了一个自西向东由北西西向转成近东西向乃至北东东向的联线,再向东则和北东东向的大陆边缘形成一个微微向南东方向凸出的大陆边缘弧。这正是亚洲大陆向南、特提斯—印度洋脊向北扩张所要求的。

沿着缅泰马特提斯南北向主缝合带分布着印支期—燕山期的碰撞型 S 型花岗岩带和世界著名的锡矿带。当构造复原成近东西向时,它们与华南南岭花岗岩带相平行。近年来在粤(陆人雄,1993)^[23]、闽(边效增,1989)^①发现了一些海西—印支期碰撞型的花岗质岩石。如前所述,赣南粤东的火山岩带也显示了碰撞型的指向和极性分带。

在南海北部海域东沙隆起的南侧下部陆坡区,物探揭示区内重磁异常由东部的北东向向西转成北东东向或东西向。重磁异常特征表明该区沉积层下部为成片的基性、超基性岩分布区。通过声纳浮标、地震波以及磁性体极性期的测定判断,该基性、超基性岩带的时代为侏罗纪,从而认为沿东沙隆起陆坡下部可能是燕山早期俯冲碰撞之位置(图 3)。考虑到东沙以南还有陆块,真正的特提斯洋可能还在南面,因而前述基性、超基性岩有可能代表一个已经俯冲消亡的带有弧后或弧间盆地性质的小洋盆,它在侏罗纪时俯冲消亡于陆壳之下,并导致了南岭地区一系列走向东西的盖层滑脱褶皱和逆冲推覆,说明华南及东南亚中生代确实存在一个开始是洋陆俯冲、然后是弧陆碰撞、最后是陆陆碰撞的地中海型或阿尔卑斯型的大陆边缘。

亚洲东部最醒目的构造是由李四光所厘定的北东—北北东向扭动构造体系即华夏系和新华夏系,是印支期以来伊泽奈崎—太平洋板块与亚洲板块相互左行扭动的产物。但是,与此同时,存在于中生代不同历史时期的北东向、北北东向张性、张扭性断陷盆地可从大陆边缘深入到大陆内部 3000km 以上,无法用弧后扩张来解释其形成机理,显然是由于挤压力来自北东—南西方向的北西—南东向区域性拉张所造成的。近年来,在中国东部东北三省至海南岛,都发现了一系列北西走向的褶皱和压剪性断裂,成生时间分属于中晚侏罗世、晚白垩—始新世以及新第三纪等^{[24][25]}。这些北西向构造就其规模而言,虽不及我国西部地区的北西向构造,但从伴生构造组合和应力场的力源分析,与前述 NE—NNE 向张性、张扭性断陷盆地应同属特提斯(喜马拉雅)构造域的产物。

3 形成机制的初步探讨

对中国东部大陆边缘的形成机制,近年来提出了许多新认识。任纪舜(1992)^[30]、邵济安(1992 年面告)等提出了软碰撞的概念,用以解释尚未形成统一大陆和刚性板块以前陆块间的碰撞造山作用和陆缘造山带的形成,这是非常有意义的。

燕山中晚期,东亚内部各陆块已经焊合成一个整体时,巨型板块之间的俯冲或碰撞机制已经起主要作用。但是三大板块的相互作用和两大板块之间的相互作用是不同的。中国东部及其邻区与美洲西部及大西洋两岸的区域构造背景是不同的。由于三大板块存在着不均衡的相互作用(李思

① 边效增生前面告。

田,1990)^[26],因而产生了复合型大陆边缘的许多特征。不过,应指出的是,如果仅仅由于印度板块与亚洲大陆的碰撞挤压导致北西—南东方向表层的拉张,从而形成北北东走向的伸展断陷和双模式火山岩流喷溢,那么它首先应该发生在近板缘地区。但这些北北东向的伸展性断陷和火山岩盆地却常发育在远离板缘的板内,表明并非单纯由表层构造的拉张所引起的,而是由于在板块的碰撞或俯冲机制作用下,深部地幔物质向这些地区离散,导致其表层的进一步拉张,从而在时间上滞后于碰撞或俯冲的时间,在空间上远离板缘地区而深入于大陆内部。西太平洋比之东太平洋有众多的边缘海,并非由于什么俯冲倾角的大小,而是与深部地幔流蠕散所导致的表层拉张有关。近年来对深部地幔流的研究已经为这种机制的解释提供了可能。

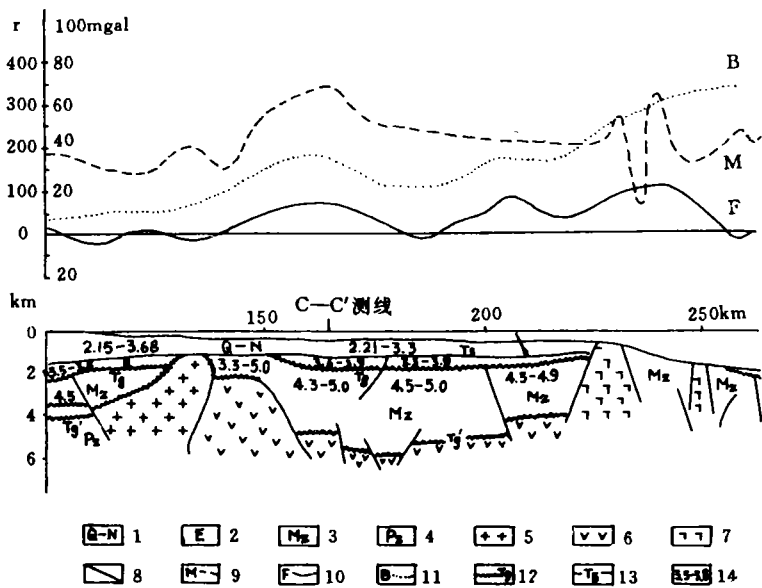


图3 中国南海陆坡区 A—A' 测线中段综合地质地球物理剖面图(据马尚文,1987)

Fig. 3 Integrated geological—geophysical section in the contral sector of profile A—A' in the continental slope area in the South China Sea

1—第四系—上第三系;2—下第三系;3—中生界,4—古生界;5—中酸性侵入岩;6—燕山期基性岩;7—新生代玄武岩;
8—断层;9—磁力异常曲线;10—自由空间重力异常曲线;11—布格重力异常曲线;12—前新生代基底弧间盆地基层;
13—地震反射层及编号;14—层速度

还有,中生代期间广泛发育于中国大陆板内的构造变形、岩浆活动和断裂变质作用也很难用三大板块在板缘的俯冲或碰撞机制来全部解释。是否存在与大洋板块俯冲机制并存的陆内机制是值得探索研究的,它和大洋板块俯冲机制共同受控于一个更高级的全球性动力学机制是可能的。这是全球构造学所应该解决的。

因此,从区域地质实际出发,中国东部及其邻区中生代大陆边缘的性质和类型不一定要去套用已有的模式,或者它就是独立于安第斯型或阿尔卑斯型之外的另一种大陆边缘,可称之为东亚型或本文所称的复合型大陆边缘。在这一复合型大陆边缘的演化过程中,我们可以看到东亚大陆边缘的演化与东特提斯的演化、东冈瓦纳的裂散和亚洲的增生密切联系在一起;伴随着古、中、新特拉斯的开合,东冈瓦纳古陆不断裂散,其碎块漂移并拼贴增生于欧亚大陆的边缘;与此同时,在中新生代时期,伴随伊泽奈崎、菲律宾—太平洋板块的俯冲;东亚东部亦有一系列地体群增生于大陆边缘。

本文承蒙马文璞教授审阅,提出许多宝贵的修改意见,谨致谢意。

4 参考文献

- [1] 郭令智等,1983,西太平洋中新世活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化。地质学报,57卷1期。
- [2] 任纪舜等,1990,中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿。科学出版社。
- [3] 徐嘉伟,1990,关于东亚大陆边缘演化的若干新认识。地质科技通报,11期。
- [4] 中国科学院南海海洋研究所海洋地质构造研究室,1988,南海地质构造与陆缘扩张。科学出版社,P.24。
- [5] 翁世劫等,1987,浙闽赣粤中生代晚期火山地质。地质专报——区域地质12号,170页,地质出版社。
- [6] 朱夏等,1983,中国中生代构造与含油气盆地。地质学报,3期。
- [7] 马文璞,1992,区域构造解析。305页,地质出版社。
- [8] 水谷伸治郎等,1989,那丹哈达岭地体及其与东亚中生代大陆边缘构造的关系。地质学报,63卷3期。
- [9] 徐嘉伟等,1985,论东亚大陆边缘中生代左行平移断裂作用。海洋地质与第四纪地质,5卷。
- [10] 吴利仁等,1982,中国东部中生代火山岩。地质学报,56卷,3期。
- [11] 徐志刚,1985,从构造应力场特征探讨中国东部中生代火山岩成因。地质学报,59卷,3期。
- [12] 黄汲清,任纪舜等,1980,中国大地构造及其演化。P.110—114,科学出版社。
- [13] 王鸿祯等,1990,中国及邻区构造古地理和生物古地理。中国地质大学出版社。
- [14] 陈金华,1982,中国中生代海水进退和双壳类区系。地质学报,56卷,4期。
- [15] 金庆焕,1989,南沙地质与油气资源。P.205,地质出版社。
- [16] 黄汲清等,1987,中国及其邻区特提斯演化。科学出版社。
- [17] 莫宴情等,1987,海南岛地体及其毗邻陆缘晚中生代—新生代古地磁研究和构造演化。南京大学学报(自然科学版),23(3)。
- [18] 笹岛贞雄,1987,据古地磁资料来阐述东亚大陆成长的理论,亚洲变动带。上海海洋地质调查局出版。
- [19] 王乃文,1986,板块构造与古生物地理、古生态气候。板块构造基本问题,地震出版社,P.307—328。
- [20] 林金录,1987,华南地块的地极移动曲线及地质意义。地质科学,4期。
- [21] 何礼章,1993,江南古陆及其邻区的古地磁测定与构造解释。江南古陆及邻侧构造论文集,地质出版社。
- [22] P. 搭朋尼亚等编,1990,印度和亚洲之间的碰撞机制。碰撞构造(中译本),P.66,地质出版社。
- [23] 陆人雄等,1993,云开地块碰撞拼贴带中的那蓬岩体特征研究。云开大山及其邻区地质构造论文集,地质出版社。
- [24] 万天丰等,1990,中国及邻区白垩纪—早始新世构造应力场。中国及邻区构造古地理和生物古地理,P.230—243,中国地质大学出版社。
- [25] 李思田等,1990,中国东部及邻区中生代裂陷作用的大地构造背景。中国及邻区构造古地理和生物古地理,P.109—119,中国地质大学出版社。
- [26] Charles. Hutchison,1989,Geological Evolution of Southeast Asia,Clarendon,Oxford.
- [27] I. Metcalfe,1991,Gondwana dispersion, amalgamation and accretion of Southeast Asian Terranes, Progress, Problems, and Prospects. Proceedings of first international symposium on Gondwana Dispersion and Asian Accretion—Geological Evolution of Eastern Tethys.
- [28] M. M. Meechimy et al,1981,Fragmentation of Asian in Permian,Nature,Vol293,P.212—218.
- [29] Ren Jishan,1991,Microcontinents, self-collision and polycyclic suturing —— Dynamic characteristics of the tectonic evolution of continental south-eastern Asian, Proceedings of first international symposium on Gondwana Dispersion and Asian Accretion—Geological Evolution of Eastern Tethys.

THE NATURE OF MESO-CENOZOIC CONTINENTAL MARGINS IN EASTERN CHINA AND ITS ADJACENT AREAS

Qiu Yuanxi and Xia Lianghui

Abstract

There has been much discussion about the nature of Meso-Cenozoic continental margins in eastern China and its adjacent areas but divergent views exist. The authors consider them to be compound-type continental margins. Their basic features are compounding of ancient continental margins of several ancient continental margin and the accretionary continental margin and compounding of the Andean-type continental margin and the Alpine-type continental margin. The paper also discusses the regional tectonic setting and formation mechanism of this compounding-type continental margin.

(上接第 257 页)

FAULTS IN THE AREA NORTH OF HARBIN AND TECTONIC EVOLUTION OF THE SONGLIAO BASIN

Zhang Xunhua

Abstract

An integrated study has been made on the geological and geophysical data in the Songliao basin, especially in the area north of Harbin. The tectonic evolution of the Songliao basin and its manifestation in the area north of Harbin are discussed on the basis of previous studies combined with the data from various conversion fields and plans and sections and a study of the faults there.