

试论中国东南地区大陆边缘构造演化的特征

廖宗廷 周祖翼 陈焕疆 景学立

(同济大学海洋地质及地球物理系, 上海 200092)

中国东南地区大陆边缘构造演化整体表现为一个长期的、连续的和不断发展的过程,但由于其性质不断变化而又体现出阶段性特征。在印支期(或晚华力西期)前的古全球构造阶段,地壳向洋的蠕散增生和不同时间、不同性质地体的碰撞拼合造山增生是本区大陆边缘构造演化的主要形式,以“手风琴式”演化特征。发生于印支运动的变格作用使本区大陆边缘构造的运动体制发生重大变化,进入以“传送带式”板块构造运动为特征的新全球构造阶段,主要表现为特提斯洋板块和太平洋板块的形成、俯冲挤压以及对以往不同时期大陆边缘构造的叠加改造。由于拼合是块与块间的干挤以及地体来源、拼合时间、拼合方式、拼合后固结程度等不同,中国东南大陆边缘构造有别于阿尔卑斯区和阿帕拉契亚区;由于块与块间干挤后岩石强烈变形、变质、混合岩化、岩浆活动以及大陆边缘地体组成的差异,中国东南大陆边缘构造也有别于日尔曼型和科迪勒拉型造山构造。中国东南大陆边缘构造及演化具有自己独特的风格。

关键词 构造演化 大陆边缘 中国东南地区

第一作者简介 廖宗廷 男 31岁 博士 构造地质和地球化学

80年代初,朱夏教授在同济大学海洋地质系成立了“大陆边缘构造演化”的研究方向,及时、敏锐地把握住洋、陆衔接的关键部位,力图解决板块构造能否登陆的重大理论问题。近几年来,笔者在朱夏教授指导下,在他的学术思想的启迪下,一直从事中国东南部大陆边缘构造演化的研究。在朱夏教授逝世三周年之际,本文根据所获得的成果,试就本区大陆边缘构造演化的基本特征作初步讨论,以表示对朱夏教授的深切怀念。

1 朱夏教授“活动论构造历史观”与大陆边缘构造演化研究

60年代,朱夏教授针对中国沉积盆地构造演化的特点就提出了“两个世代、两种体制”的观点。指出:“控制油气盆地形成发展的构造体制在印支(或晚华力西)运动以前和以后分别属于不同的范畴,应从全球规模来看待这两个世代盆地的历史性差异和形成这两种盆地的构造体制的根本改革”(朱夏,1986)。并用“变格作用”来表示这种改革。显然这时已孕育他晚年在阐述“活动论构造历史观”(朱夏,1990)中所强调的地壳构造在时间演化中运动方式是连续的、不断变化的,而且有阶段性的论点(劳秋元,1992)。

板块构造学说的诞生引起了地质学的一场革命。但在认识论上,它却过份强调了大陆与大洋的一致性而忽视了两者的重大差异;它将板块当作是刚性的块体,而事实上却存在各种类型的活动变动带(廖宗廷等,1992;廖宗廷等 1993)。朱夏教授在将板块构造介绍入中国时就已注意到了上述问题^①。他将约前 1000Ma~约前 280Ma 称为古全球构造阶段,200Ma 以来为新全球构造阶段,其间 280~200Ma 为过渡或中间阶段。他认为古全球构造阶段不存在

① 朱夏,1972,板块构造的岩石学记录与历史实例,国外地质科技资料选集之四

威尔逊旋回,不存在“传送带式”的地壳运动,那时的地壳运动可能按“手风琴”方式进行。作为新全球构造阶段的板块构造是地壳发展至约 200Ma 以来所特有的构造体制,它以岩石圈板块“传送带式”大规模的水平运动为特征。由此可见,朱夏教授“活动论构造历史观”包括有时间和空间两方面的意义,而不单纯是大陆漂移意义上的“活动论”。

对大陆边缘构造研究,国外主要集中于中生代以来,即主要基于现在板块构造的运动形式将大陆边缘分为活动大陆边缘、被动大陆边缘和转换大陆边缘。但朱夏教授却不受这种流行方案所囿,他按“活动论构造历史观”并结合中国大陆边缘构造演化的性质,按历史将中国大陆边缘分成两类,一类是形成于巨板块时期的以现今东西分带面目出现的大陆边缘;另一类是作为 Pangea 大陆边缘组成部分的以南北分块面貌出现并受前者东西分带格局叠加的大陆边缘(朱夏,1987)。他认为在巨板块形成期以前的大陆边缘构造演化中可能会存在两种不同的洋壳,即元古代以来由洋壳向陆壳过渡时的残留洋壳和过渡壳被拉开的新洋壳。但这两种洋壳都延长不远,宽度有限,达不到真正洋的规模,因此与后来巨板块时期的大洋盆洋壳是完全不同的。

正是由于板块构造只代表约 200Ma 以来的地壳运动形式,所以难以圆满解释大陆边缘地质中所出现的问题,尤其约 200Ma 以前的问题,在这种情况下,80 年代初地体构造问世(Howell,1989)。地体构造虽然得到了广泛应用,但很不成熟。朱夏教授从他的“活动论构造历史观”思想出发及时对地体构造作了创造性补充。他认为不能认为四边以断裂为界的就是地体,地体必须移动过,其距离至少要大于地体长轴;地体有时代概念等。这些见解为地体构造进一步发展、完善指明了方向,应值得我们重视。

现在看来,虽然地体构造尚待完善和补充(Hudson,1987;Sengör et al.,1990)但实践已证明了它在大陆边缘构造演化研究中的有效性,且在中生代以前就已存在;而板块构造虽然在中生代以前不存在或形式不同,但中生代以来的大陆边缘构造主要受控于板块构造及其对先前大陆边缘构造的叠加改造(廖宗廷等,1993)。为此,以朱夏教授“活动论构造历史观”作指导,把板块构造与地体构造结合起来进行研究可能是解决大陆边缘构造演化问题的一条有效途径。

2 中国东南部大地构造单元划分及其性质

基于朱夏教授“活动论构造历史观”,按照板块构造与地体构造相结合的理论和方法,中国东南部可划分为华南板块、特提斯洋板块和菲律宾海板块三个一级构造单元及如图 1 所示的二、三级构造单元。

2.1 华南板块

华南板块是一个大陆板块。按形成先后及性质可分为扬子区(I_1),江南区(I_2)、南华区(I_3)和赣浙闽粤桂地体构造区($I_{4.1} \sim I_{4.8}$)。

扬子区 相当于过去习惯称的扬子准地台(黄汲清等,1977)。最典型的特征表现为震旦系及以后的地层以盖层形式不整合于前震旦系结晶基底和变质褶皱基底之上。由于近年来发现滇东底巴都组与早元古代大红山群老厂河组底部变质砾岩呈不整合接触,其麻粒岩 Rb-Sr 法年龄为 2950~2800Ma(汤加富,1988),在贵州梵净山群底部砾岩中发现了花岗岩

砾石(王砚耕,1988),这些说明扬子区基底存在太古界。该区是华南板块最老、最稳定的部分。

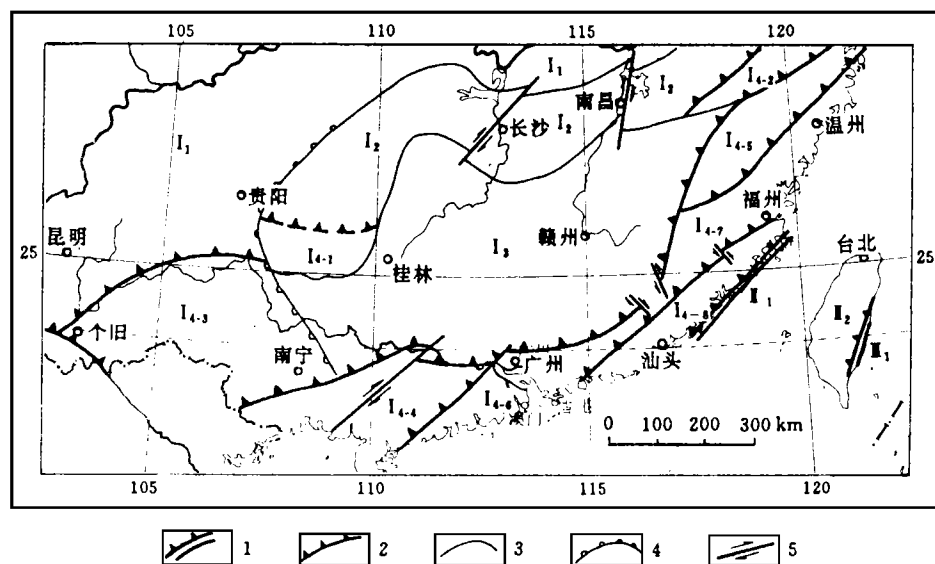


图1 中国东南地区大地构造区划简图

1. 板块边界; 2. 地体边界; 3. 构造单元边界; 4. 推覆构造前缘带; 5. 平移断层。I. 华南板块; I₁. 扬子区; I₂. 江南区; I₃. 南华区; I₄. 赣浙闽粤桂地体构造区; I₄₋₁. 四堡地体; I₄₋₂. 怀玉山地体; I₄₋₃. 滇黔桂地体; I₄₋₄. 云开地体; I₄₋₅. 浙闽西北地体; I₄₋₆. 浙东南-闽西南地体; I₄₋₇. 粤中地体; I₄₋₈. 粤东-闽南地体; I₅. 特提斯洋板块; I₆. 闽东地体; I₇. 台西地体; I₈. 菲律宾海板块; I₉. 台东地体。地理底图, 据中国地图出版社1991年6月第2版

江南区 本文的江南区是指扬子区南缘除四堡地体、怀玉山地体之外的前震旦系(刘鸿允,1987)分布区,曾是扬子大陆前震旦纪的大陆过缘沉积区。本区最老的地层是梵净山群、冷家溪群和九岭群,下部为一套陆源碎屑沉积,中部为火山岩夹碎屑岩,上部又为一套陆源碎屑沉积,代表从大陆边缘—大陆边缘拗拉槽—大陆边缘的沉积演化序列^①。其上震旦系(刘鸿允,1987)底部为一套造山后的磨拉石堆积(下江群、落可崇群),两者呈角度不整合接触。是四堡地体、怀玉山地体于晋宁期(刘鸿允,1987)碰撞拼贴的产物。

南华区 指江南区以南、赣浙闽粤桂地体构造区以北的地区,是四堡地体和怀玉山地体在前震旦纪(刘鸿允,1987)末期碰撞拼贴造山后发育起来的大陆边缘沉积区。沉积建造较为确定的是震旦系—志留系,为一套复理石局部夹火山岩的沉积建造。桂北丹洲群和赣北登山群所夹火山岩 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 初始比值为 $0.7158097 \sim 0.7192135$ ^②,反映是陆壳基础上拉张成因的,代表发生过大陆边缘“拗拉槽”的形成过程。本区从奥陶纪开始隆升,至志留纪,本区大部上升隆起、褶皱造山,其上被上古生界不整合覆盖,这与滇黔桂地体、云开地体和浙闽西北地体的相继碰撞拼贴造山作用有关。

赣浙闽粤桂地体构造区 本文的地体划分原则是:(1)周围以断裂为界,与邻接地块具

① 廖宗廷,1992,桂北、赣北及邻区区域构造及成矿作用

明显不同的特征；(2)必须移动过，其距离至少大于地体长轴，为此地体的划分大都有古地磁数据作依据；(3)地体有时代概念，不同时代的地体有不同的特征；(4)地体碰撞拼贴是造山作用过程的重要组成部分，必然产生相对应的变形、变质、混合岩化和岩浆活动等。基于上述各点，本区可划分出 Pangea E 形成时期拼贴的四堡地体($I_{4.1}$)，怀玉山地体($I_{4.2}$)；Pangea E—B 时期拼贴的滇黔桂地体($I_{4.3}$)，云开地体($I_{4.4}$)和浙闽西北地体($I_{4.5}$)；Pangea B—A 过渡时期拼贴的浙东南-闽西南地体($I_{4.6}$)，粤中地体($I_{4.7}$)和粤东-闽南地体($I_{4.8}$) (表 1)。

表 1 赣浙闽粤桂地体构造区的地体组成及主要特征

地体构造区	地体组成	拼贴时代	主 要 特 征
赣 浙 闽 粤 桂 地 体 构 造 区	四堡地体	Pangea E (1000Ma±)	形成于非成熟岛弧和边缘海，古地磁分析表明拼贴前位于江南区北部。碰撞拼贴造山造成震旦系与前震旦系之间的角度不整合接触(晋宁运动)
	怀玉山地体	Pangea E (900Ma)	
	滇黔桂地体	Pangea E—B (550Ma±)	古陆碎块，古地磁指示寒武纪时与北部大陆边缘相隔较远，碰撞造山作用造成下古生界与上古生界之间的不整合及相应的变形、变质和岩浆活动(加里东运动)
	云开地体	Pangea E—B (500~400Ma)	
	浙闽西北地体	Pangea E—B (500~400Ma)	
	浙东南 闽西南地体	Pangea B—A (250Ma±)	特提斯洋中的陆块或海山，古地磁数据指示二叠纪时位于低纬度区，碰撞拼贴造山形成浙闽粤沿海华力西-印支期褶皱带(华力西-印支运动)
	粤中地体	Pangea B—A (250Ma±)	
	粤东-闽南地体	Pangea B—A (200Ma±)	

2.2 特提斯洋板块和菲律宾海板块

特提斯洋板块以长乐-南澳断裂带与华南板块为界，该断裂带出露或隐伏的超基性岩和火山岩的 $MgO/(FeO+MgO)$ 介于 0.78~0.91 之间，在 AFM、 $MgO-CaO-Al_2O_3$ 和 $SiO_2-FeO/(FeO+MgO)$ 判别图上，绝大部分样品落入 Coleman(1977)典型的蛇绿岩套岩石分布区^①。大量钻探、重磁资料表明该超镁铁岩的向下延伸有限(陈辉安等, 1983)，说明岩石形成之后经过构造运动而到今天的位置。对比 Abbatre(1973)的研究结果，可以判断上述超镁铁岩带是由曾未连接的洋盆的聚合造成的。特提斯洋板块的陆上组成部分是闽东地体(I_1)和台西地体(I_2)。闽东地体近年来相继获 483~593Ma 的同位素年龄(谢宴克等, 1986)，东山岛变质岩中已获早古生代的微体化石和植物化石(黄辉等, 1988)。台西地体的大南澳片岩

① 周祖翼, 1989, 福建晚古生代—中生代大陆边缘构造演化

中已获 1000~1700Ma 的锆石年龄和 506~637Ma 的花岗岩和副变质岩的 Sm-Nd 法年龄^①,所以它们是一些大陆碎块。古地磁资料^②指示它们来源于特提斯 Cimmerid (Sengor, 1984) 大陆。沿长乐-南澳断裂带发育的幔源型花岗岩、碰撞花岗岩和 A 型花岗岩(黄萱等, 1986; 方大钧等, 1987)代表了特提斯洋板块俯冲、碰撞造山和造山后拉张一系列事件; 断裂带及邻侧变质岩的同位素年龄为 198~144Ma, 说明碰撞造山开始于印支晚期—燕山早期。

菲律宾海板块以台东大纵谷断裂带与特提斯板块为界, 是太平洋板块的亚板块, 是一个由海岭与海盆并列、具有洋壳基底的大型边缘海(李春昱等, 1982)。它形成于早中第三纪, 第四纪以来, 一直往北西—西方向移动, 强烈的推挤造成台湾岛的大规模压缩。该板块的陆上部分是台东地体(■), 由海岸山脉的岛弧火山岩、混杂堆积和蛇绿岩套组成, 是菲律宾海板块向北西—西运动不断铲刮堆积的产物。

3 中国东南部大陆边缘构造演化的特征

本区从元古代就开始了大陆边缘构造的演化(王鸿祯等, 1986)。整体表现为一个连续的、不断发展的过程, 但由于其性质不断变化而体现出阶段性特征。

3.1 前 Pangea E—Pangea E 阶段

这一阶段初期的地壳运动形式主要是形成小而分散的陆核, 以及陆核通过各种作用联合形成统一的陆块(朱夏, 1990), 即扬子区。至元古代, 扬子区已具一定规模, 并发育江南大陆边缘沉积区。由于陆块的隔挡, 深部地幔热流将由陆块中央向边缘流动, 形成相当于 Aronferer (1906) 提出的底流, 由此引起扬子大陆向洋作粘性蠕散, 并使大陆边缘发生拉张裂陷而形成拗拉槽(Aulacogen), 为此, 在大陆边缘陆源沉积作用的基础上, 形成一套海相火山岩和浊积岩, 并有基性-超基性岩侵入, 如梵净山群四香坪组 and 上九岭群。与此同时, 江南区以外发育了具非成熟岛弧性质的四堡地体和具边缘海性质的怀玉山地体。至晋宁期, 两地体先后与江南区碰撞拼贴造山, 强烈的挤压作用使江南区和地体的前震旦系发生广泛的变形、变质、混合岩化和花岗岩化, 造成与上震旦系(刘鸿允, 1987)明显的角度不整合接触。这一事件使前 Pangea E 阶段扬子大陆边缘沉积区褶皱关闭, 大陆大规模增生。

3.2 Pangea E—A 阶段

由于四堡地体和怀玉山地体的碰撞拼贴造山作用, 形成震旦系(刘鸿允, 1987)下部的磨拉石堆堆积(下江群、落可崇群等)。同时由于挤压力随时间而消失, 大陆地壳重新下沉接受沉积, 并形成新的大陆边缘沉积区, 即南华区。稍后因底流作用而拉张裂陷而形成拗拉槽, 因此震旦系中部为一套复理石夹海相火山岩的沉积建造, 并有基性-超基性岩侵入。至加里东早期, 滇黔桂地体开始碰撞拼贴造山, 形成江南隆起、黔中和牛首山隆起(沈志达, 1990)及一系列的变形、变质和岩浆活动。加里东中晚期, 云开地体与浙闽西北地体也相继碰撞拼贴造山, 南华区大部上升隆起。但由于滇黔桂地体和云开地体为温和碰撞或软碰撞(陈焕疆等, 1993), 在它们的前缘继续“残余式”地槽的沉积作用, 因此, 在黔南和桂东南地区有志留系分

① 江博明, 1984, 台湾大南澳杂岩的地质年代学

② 见第 237 页①

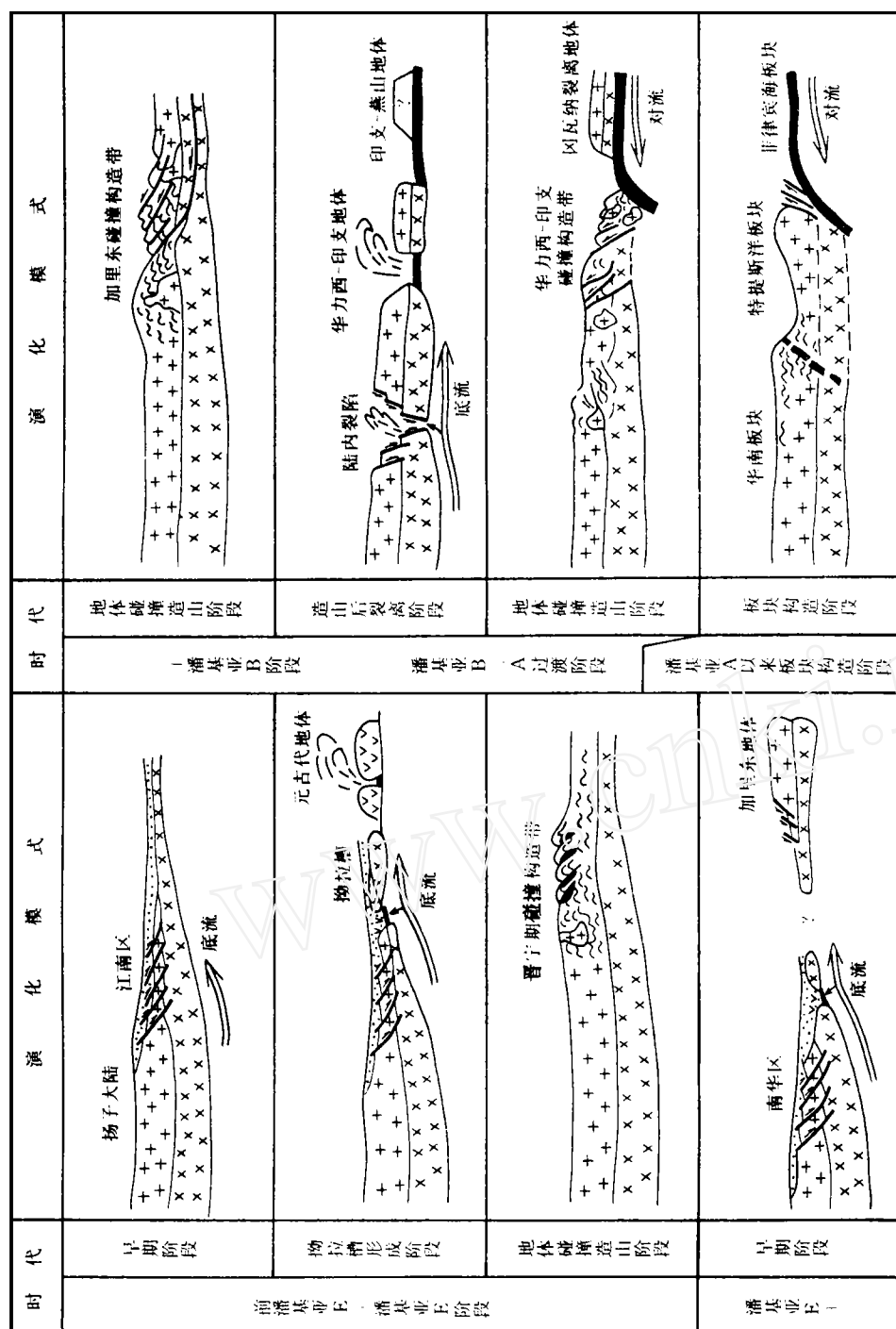


图2 中国东南部大陆边缘构造演化示意图

布,部分地区志留系与泥盆系呈整合接触。

加里东运动之后,底流又使中国东南部下沉接受沉积,并形成一些受同生断裂控制的断裂拗陷带(徐克勤,1980)。至华力西末—印支早期,伴随特提斯洋板块向北漂移、俯冲,浙东南-闽西南地体,粤中地体和粤东-闽南地体相继碰撞拼贴造山,形成浙闽粤沿海华力西—印支期褶皱带(张文佑,1974;郭令智,1980)。

3.3 Pangea A 以来阶段

这一阶段初期,伴随特提斯洋板块构造的演化,发生冈瓦纳大陆裂离和亚洲大陆增生(Zhu Xia,1987)。闽东地体和台西地体的碰撞拼贴造山作用就是在这种背景下发生的。与此同时,太平洋板块也开始形成和演化。特提斯洋板块和太平洋板块通过三条近南北向左旋平移的转换断层(Hilde et al.,1977)所错开的俯冲带而彼此相互连接(Otsuki,1985)。因此,Pangea A 以来,本区大陆边缘构造演化主要受控于特提斯洋板块和太平洋板块的联合作用,表现为被动大陆边缘形成、演化以及对以往不同期次构造的叠加和改造,整个东南部发生多层次基底拆离、盖层滑脱、走滑拉分和伸展。中国东南部大陆边缘构造演化的模式见图2。

4 结 论

(1)从中国东南部长期、复杂的大陆边缘构造演化看,整体为一个连续的、不断向前发展的过程,但按性质又可划分出不同的构造发展阶段。约在华力西期以前,底流使大陆地壳发生向洋的粘性蠕散和不同时代、不同性质地体的碰撞拼贴是大陆边缘构造演化的主要形式,呈“手风琴式”的演化特征。华力西—印支早期,一方面,大陆边缘的沉降与裂陷继续受底流所控制;另一方面,这一阶段末期地体碰撞拼贴的动力学则明显归结于特提斯洋板块的向北漂移与俯冲,具有过渡阶段的性质。印支期以来,大陆边缘构造演化主要受特提斯洋板块和太平洋板块的联合作用和影响,呈“传送带式”的演化特征。

(2)中国东南部的大陆边缘构造表现为一种复杂的造山带构造。但由于不存在实质性洋壳,而主要表现为不同性质块体之间的干挤,所以不存在象阿尔卑斯地区那种典型的诸如“鸟头状”构造的特征;由于造山运动发生在多期、高度不均一的基础上,所以运动不是沿着一平整的底板,而是依从了不同层次的梯道进行,所以没有南阿帕契亚那种受一次性“吻合手术”的幸运;由于块体之间“干榨式”挤压致使岩石强烈变形、变质、混合岩化和花岗岩化,同时由于特提斯洋板块和太平洋板块构造的叠加改造而发生多层的基底拆离、盖层滑脱以及块体之间的走滑拉分,并伴有强烈的火山和岩浆活动,有别于日尔曼型造山带构造。该造山带表现为没有造山体的造山带特征(朱夏,1987)。

本文正如前述是在朱夏教授广博而敏锐的学术思想指导下完成的。得到了云南省地矿局、贵州省地矿局、广西地矿局、中南石油地质局、江西省地矿局和福建省地矿局等单位许多同志的大力支持和帮助,在此一并致谢。

(收稿日期:1993年8月25日)

参 考 文 献

- 1 朱夏. 论中国含油气盆地构造. 北京: 石油工业出版社, 1986
- 2 朱夏. 活动论构造历史观. 上海地质, 1991, (2): 1~6
- 3 劳秋元. 朱夏教授研究大陆边缘构造演化的思路. 上海地质, 1992, (2): 11~13
- 4 廖宗廷、景学立. 朱夏教授辩证的地球观和方法论当议. 同济大学学报(社会科学版), 1992, 3(1): 105~108
- 5 廖宗廷、景学立. 试论大陆构造研究问题. 地质科技情报, 1993, 12(1): 7~10
- 6 朱夏. 关于中国大陆边缘构造演化. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(3): 115~120
- 7 Howell DG. *Tectonics of Suspect Terranes*. Chapman and Hall, London, 1989
- 8 Hudson TL. Suspect Philosophy? *Geology*, 1987, 15(7): 177
- 9 Sengör AMC. and Dewey JF. Terranology: Vice or Virtue? *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 1990, 331, 457~477
- 10 黄汲清、任纪舜等. 中国大地构造基本轮廓. 地质学报, (2): 117~151
- 11 汤加富. 华南前寒武纪地壳构造演化与成矿作用. 江西地质, 1988, 2(2): 101~111
- 12 王砚耕. 贵州中元古宙的构造环境及其演化. 江西地质, 1988, 2(2): 182~189
- 13 刘鸿允. 板溪群的对比问题. 江西地质科技, 1987, (2): 7~14
- 14 陈辉安、曾婉芳. 地幔碎块——莆田长基超基性岩体. 福建地质, 1983, 2(2): 49~56
- 15 谢克克、郭坤一. 福建沿海长乐-南澳变质带的 O, Nd, Sr 同位素特征. 南京地矿所所刊, 1986(4): 64~75
- 16 黄辉、陈党明. 论福建平潭—东山山体构造. 中国区域地质, 1988(3): 231~235
- 17 Sengör AMC. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides; Nature and Evolution of the Western Termination of Pale-Tethys. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 1984, 17: 77~112
- 18 黄董、孙世民. 福建白垩纪岩浆岩 Nd, Sr 同位素研究. 岩石学报, 1986, 12(2): 50~63
- 19 方大杓、蔡惠兰. 浙江东南部 A 型花岗岩的性质、特征及构造研究. 浙江大学学报, 1987, 21(5)
- 20 李春昱等. 亚洲大地构造图说明书. 北京: 地图出版社, 1982
- 21 王鸿祯等. 华南地区大陆边缘构造史. 武汉地质学院出版社, 1986
- 22 沈达志、梅翼相. 贵州太康运动的地层效应——兼论“黔中古陆”的形成. 贵州地质, 1990, 7(2): 91~98
- 23 陈焕疆、廖宗廷. 论江绍-武夷-云开古生代地体构造碰撞带. 现代地质学进展, 南京大学出版社, 1993
- 24 徐克勤、朱金初. 论中国东南部几个断裂带中某些蛇纹岩床的成因. 国际交流地质学术论文集(3), 北京: 地质出版社
- 25 张文佑等. 中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨. 地质科学, 1974, (1): 1~17
- 26 郭令智等. 华南大地构造基本格架及地壳演化. 国际交流地质学术论文集, 北京: 地质出版社, 1980
- 27 Zhu Xia. Stage-by-Stage Evolution of the Chinese Sedimentary Basin. X X, *General Assembly International Union of Geology and Geophysics*, Vancouver, Canada, 1987
- 28 Hilde TWG. and Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its Margin. *Tectonophys.*, 1977, 38(8): 145~165
- 29 Otsuki K. Plate Tectonics of Eurasia in the Light of Fault System. *Geology*, 1985, 55(2): 141~251

ON THE CHARACTERISTICS OF TECTONIC EVOLUTION OF SE CHINA CONTINENTAL MARGIN

Liao Zongting Zhou Zuyi Chen HuanJiang Jing Xueli

(Department of Marine Geology and Geophysics, Tongji University, Shanghai)

Abstract

As viewed from the tectonic evolution of the SE China continental margin as a whole, it has experienced a long, continuous and successive developing process though the variation of geological evolution is characterized by stages. During the pre-Indosinian (or late Variscian) of the ancient global tectonic stage, the tectonics of the continental margin was characterized by continental growth or accretion in the mode of ductile creeping or various terrane collisions at different times. The Indosinian diagenesis brought about the transformation of tectonic regimes, i. e. from the ancient global tectonic regime into the new global tectonic regime of plate tectonics, indicated by the generation, development and subduction of the Tethyan and Pacific plates. Since the tectonic deformation and the superimposition of the later tectonics on those of the former continued to go on by collision after convergence or interblock squeezing reactivated along pre-collisional belts. This is indeed a type of thin-crustal collision tectonics that occurred in the new global tectonic stage of plate tectonic regime. However, the tectonics of the SE China continental margin differs from both of the Alps and S. Appalachian types since the interblock collision followed by continental squeezing and various derived terrane collision took place at different times and in different styles. Moreover, it differs also from the Germano and Cordilleran types of orogenic tectonics since the interblock squeezing was accompanied by severe deformation, a profuse of metamorphism, magmatism, migmatization and magma intrusion, as well as the various highly heterogeneous terranes which went to each other in different times and styles. Therefore, it is concluded that the tectonics and their evolution of the SE China continental margin should have its unique geological characteristics.