

·问题讨论·

西南三江地区深断裂特征及其有关 大地构造问题讨论

王 鎧 元

(云南省地质科学研究所)

提要 本文对西南三江地区的断裂构造格局、深断裂系的划分和主要构造带的联结,以及板块俯冲带的主要证据,构造演化等问题提出讨论。

西南三江地区是青藏高原东缘强烈断裂褶皱区,深断裂和次级板块俯冲带密集分布;由于 K_2-E_1 时期印度板块向此区俯冲碰撞,使该区地壳大幅度减缩;因而,深断裂和俯冲带紧紧相靠。但是,据目前各种资料表明,它们的联结还没有造成象“帕米尔构造结”那样的混乱不清,而仍然可以判明其延伸并予以联结;只是由于对它们的认识不同,才有所谓不同的联结方式。构造线的联结紧密关联着对蛇绿岩带、变质带、岩浆带、沉积相带以及成矿带、航磁异常带等的认识问题;所以,合理地 and 确切地联结本区主要构造带,是解决其他几个重要问题的关键。

根据几年来笔者的研究和认识,概述几个主要方面用来表明自己的观点,提出讨论,不当之处请指正。

一、西南三江地区的断裂构造格局、深断裂系的 划分和主要构造带的联结

(一) 断裂构造格局

三江地区位于特提斯—喜马拉雅构造域东南段断裂褶皱强烈的地带,通称三江褶皱系。自古以来,由于古特提斯洋向北、东两侧的挤压俯冲,特别是 K_2-E_1 时印度板块的剧烈俯冲、碰撞,最后形成这个复杂的多旋迴褶皱系。这是中国大陆境内极重要、极密集而且有为数颇多的巨大一弧形并呈线状延伸的深断裂褶皱系;且主深断裂带都是某一级的板块俯冲带。其基本展布方向为NW—NNW,并在某个时期、某个地段也出现有NE—NNE方向的断裂带;如龙门山—金河—洱海、盐源—程海等断裂即是。这些NW—NNW和NE—NNE方向弧形深断裂形成构造格架;并也是最重要的构造—变质—岩浆—成矿主作用带。同时,还有NE—NNE和NW—NNW方向小规模直线断裂,它们都切割浅,地位次要;并都切割上述弧形深断裂,这就是断裂格局总貌(图1)。

(二) 深断裂系的划分

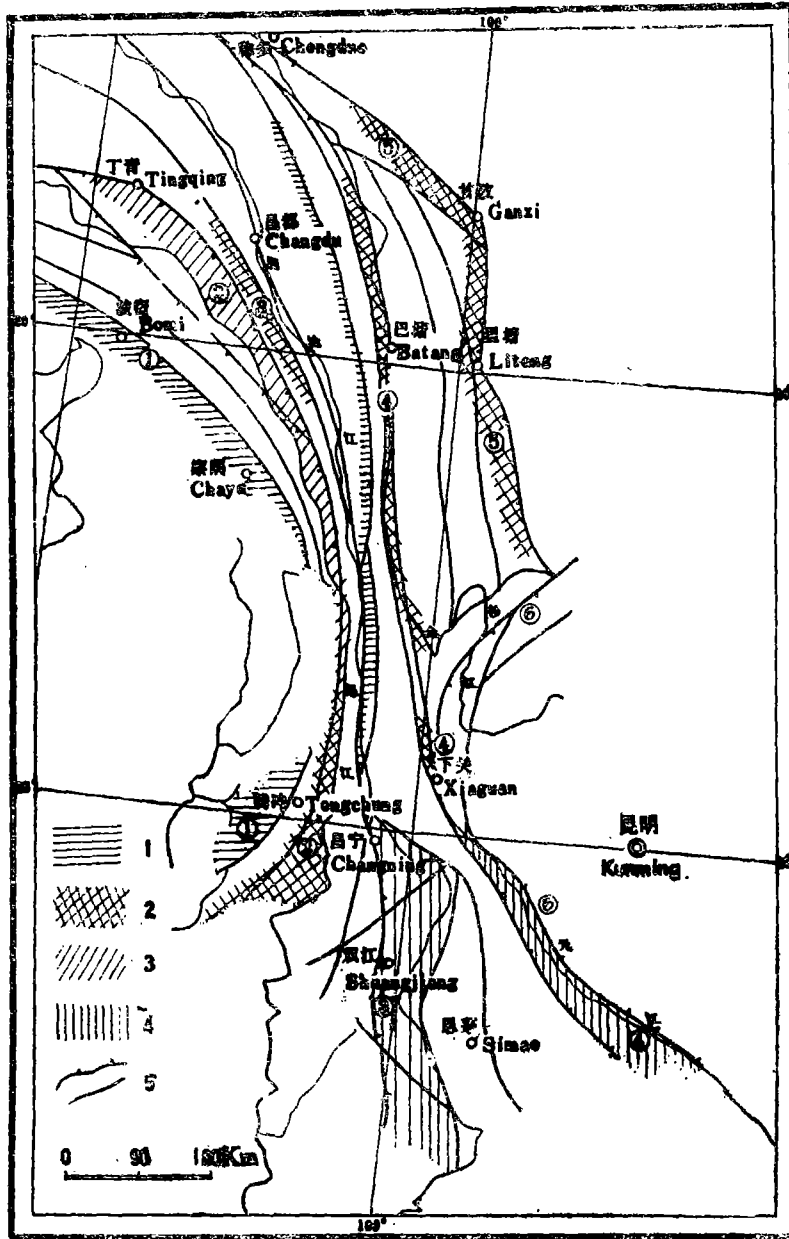


图 1 西南三江地区深断裂系构造格局图

Fig. 1. Tectonic framework of the deep fracture system in the Sanjiang area, Southwest China.

- 1. 一般断裂低压变质带; 2. 中-低压变质带; 3. 中-中-低压变质带; 4. 双变质带; 5. 板块俯冲带或深断裂带; ①嘉黎-腾冲断裂带; ②班公湖-怒江深断裂系; ③北澜沧江-双江深断裂系; ④金沙江-藤条江深断裂系; ⑤甘孜-理塘深断裂带; ⑥龙门山-红河深断裂系。

以往地质学者曾有过划分方案^[1], 现按新的情况和资料提出笔者的新划分方案。这里共划分四个深断裂系, 即: 1、班公湖-怒江, 2、北澜沧江-双江, 3、金沙江-藤条江, 4、龙门山-红河等四个深断裂系。它们分别都有数目不等、规模不同的次级断裂与

主断裂共同组成深断裂系；而主带都是不同时期、不同级次的板块俯冲带或缝合带。龙门山—红河主深断裂中段在新生代时具有左旋走滑或转换断层性质。

(三) 主构造带的联合和延伸

1. 班公湖—怒江主深断裂带的联结和延伸：断裂带自西延至丁青时不是终止，也不是自此与北澜沧江断裂联结；而是自丁青呈弧形向南转与其南的怒江断裂直接相联，再南延至碧江之北分为两支：西支沿高黎贡山西侧经瑞丽延入缅甸汤彭山南侧；东支仍沿怒江南下被横断裂切错后再向SW延；就象1/400万大地构造图上那种联接方式^[2]。这样，就构成一条巨大而完整的主深断裂带—板块缝合带。

2. 北澜沧江—双江主深断裂带的联结和延伸：这条深断裂是几年来研究后确立起来的，也是一条板块缝合带；在北段朵仲附近分为两支：西支为阿保—朵仲断裂，向西延过祖尔肯乌拉山后再延至双湖地区（以西），可能与金沙江深断裂相交或切割；东支为昌都—囊谦断裂带，北延与金沙江深断裂相交。向南延，它通过崇山东侧与昌宁—双江深断裂联结并南延过泰国清迈继续南延。

泰国曼谷及其以西有一组两条NW向断裂，班公湖—怒江和北澜沧江—双江两主深断裂—板块俯冲带切错移位；使班公湖—怒江断裂经普吉与苏门达腊巴里散断裂交汇，使北澜沧江—双江断裂过暹罗湾经马来半岛吉保山西侧延至邦加和勿里洞岛。两深断裂各自使成规范巨大的板块俯冲带。

3. 金沙江—藤条江深断裂的联结和延伸：金沙江深断裂与藤条江深断裂相联结在各方面是恰当的：一方面它们都是印支期活动最强烈的时期，有其共同的构造背景；另一方面在蛇绿岩的出露上也是近似并可相联的；同时还有变质作用、岩浆活动、沉积相区、航磁异常等相同性或近似性。

金沙江深断裂—板块俯冲带不能与红河带相联接，特别是印支期及其以前的各地质情况皆不相同；因此，以往常说的“金沙江—红河构造带”一词，必须是有条件的和有特定含义的，不能任意使用。这条深断裂—俯冲带向南延伸经过越北至莺歌海海盆以西与红河俯冲带的南延线在NE15°附近相交。

4. 龙门山—红河深断裂—古俯冲带的联结和延伸：龙门山深断裂向SW延至锦屏山后基本上沿着丽江、洱海断裂与红河断裂相联结；再向SE经北越河内，莺歌海海盆西界断裂转而向南，过西沙群岛西界断裂^[3]，直达纳吐纳群岛。这条古俯冲带也长达350 km以上。

二、三江地区板块俯冲带及其主要证据

据目前资料认为，三江区板块俯冲带都与该区主深断裂线基本一致或重合。因此，使用深断裂—俯冲带这一组合词其实是比较贴切的和形象化的。对本区五条次级板块俯冲带或缝合带，自西而东概述于下。

(一) 班公湖—怒江板块俯冲带的主要标志

这是一条燕山期由北—东向南—西而俯冲的缝合带；对其特征已有多人论述^{[4][5]}。现仅将其主要俯冲证据概括为七点。

1. 蛇绿岩带的存在: 自斑公湖起经日土、改则、东巧、安多, 过丁青、察瓦龙、贡山、泸水直到潞西, 有一条断续出露的蛇绿岩带或岩套存在; 东巧、安多和丁青、八宿两段最为标准, 有比较完整的岩套剖面^{[6][7]}①。最近柴耀楚等和邓万明等又论述了该蛇绿岩中火山岩和深成岩的地球化学和微量元素特征, 表明此岩带代表特提斯洋壳残留物是确切无疑的; 属于特提斯洋西南主支。上述蛇绿岩在几个地段都显示出蛇绿混杂岩的特点, 为俯冲带提供了另一证据。

2. 岩浆—火山弧带的出露: 在缝合带的南、西侧有一明显的岩浆—火山弧带, 大量的Rb-Sr和K-Ar年龄值为170~70Ma。

3. 形成有两条巨大的变质带—嘉玉桥和高黎贡山变质带, 由于俯冲速度的不平衡, 前一变质带属慢速俯冲或碰撞型, 后一变质带属中速俯冲型。

4. 缝合带两侧沉积岩相和建造有明显的巨大差异。

5. 为一明显的航磁、地球物理异常带, 卫星影象和地热及火山作用反应清晰。

6. 地幔—洋壳蛇绿岩的存在表明断裂切割极深, 属于一条超岩石圈深断裂。

7. 延伸规模巨大, 全带构造活动现象明显。

总之, 此缝合带的存在是无疑的, 其主俯冲期为 J_3 — K_1 也是清楚的。至于燕山期前是否有过俯冲作用并且是由南西向北东, 目前尚无确切资料加以证实。^{[8][9]}

(二) 北澜沧江—双江俯冲带的主要特征和俯冲标志

这条俯冲带是最近几年由笔者等提出, 并为黄汲清教授等同意和采用的一条新建立起来的华力西—印支期板块俯冲带^{[10][11]}。它是冈瓦纳古陆在三江区的基本边界线。其主要俯冲标志有:

1. 蛇绿岩带的出露: 沿此俯冲带北段阿保及其以西有多处可代表洋壳残块的超基性岩体出露; 中段德钦、兰坪一带蛇绿岩的存在已为大家所熟知^②; 南段昌宁—双江至西盟、孟连之间已知的昌宁、凤庆、云县、双江河口、澜沧、孟连一线继续出露的蛇绿岩带颇有代表性^③。近来, 1/20万耿马、沧源区调查明又有不少小规模超基性岩体嵌露于俯冲带内。这些继续出露的岩类共同组成一条规范巨大的蛇绿岩带, 它代表了古特提斯洋中间主支洋壳残留物。

2. 双变质带的存在: 俯冲带的南段昌宁—双江地段存在有一条明显的双变质带^{[12][13]}。值得特别表明的是, 最近同位素地质年代学研究确知高压带与低压带的年龄值对应得很好: 高压带Rb-Sr年龄值为260~241Ma^④; 低压带Rb-Sr年龄值为250~210Ma。这一双变质带的形成是由于板块快速俯冲作用所导致的^[14]。最近高压带蓝闪石又发现多处, 基本上构成了一条蓝闪片岩带。双变质带指明了俯冲作用是由西向东而进行的。

3. 海沟相火山—复理石带明显存在: 沿俯冲带西界出露有长数百公里的 C_1 基性火山—沉积带已有报导^[15], 在 C_3 时其西区有大范围的海相基性火山喷发; 前者归属海沟相产物, 后者代表洋壳产物。因此, 其俯冲时期在宏观上可定为从 C_3 开始, 经P至T₁结束,

玉

① 王万国等也作过研究, 1984, 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要汇编。

② 青藏高原地调大队资料。

③ 1:20万兰坪幅区调资料。

④ 另有K-Ar白云母年龄值为280Ma, 冯本智采样成果。

成为一条华力西—印支期重要俯冲带。

4. 岩浆—火山弧带的形成和规模：在缝合线的东侧沿双变带低压带 东侧见有酸性侵入岩带和岛弧形火山岩带^{[16][17]}，长约700~800km。

5. 混杂岩带的出现：沿俯冲带见有几处混杂岩从而构成一条混杂岩带；西盟、孟连一带的蛇绿混杂岩经段彦学等研究后确定下来^①；最近又有新的论述和野外调查，并确定它的客观存在。^[18]有人只承认其为沉积混杂岩或滑塌堆积，但实际上构造破坏明显，岩块棱角清晰、嵌生—混生现象显著；再加滑塌堆积特征，称为沉积—构造混杂岩是妥当的；因属综合混杂产物，更具混杂岩特征。

由此混杂岩带向北延伸可继续联到兰坪金顶一带，大致均属混杂岩而可称混杂岩带。

6. 俯冲带控制沉积分区明显：缝合线西侧有较完整的古生代—中生代地层，并有代表冈瓦纳相冷水动物群和冰碛板页岩的出现^[19]②；但是却没有与澜沧群同样的沉积；而缝合线东侧则主要为澜沧群和与西侧不同的沉积层。这种明显差异表明缝合带是一条划分生物—地层区的重要分界线。

7. 航磁、地球物理异常带和卫星影象显现带：这条俯冲带均有明显的表现，尤其航磁异常证实是一条切割极深在40km以下还有显示的重要的地质分界线^③。

8. 俯冲带的构造位置和俯冲方向：北段主要是以阿保—朵仲深断裂为俯冲带；中段则是沿崇山东侧断裂延伸，向南延与昌宁—双深主断裂线相联结。自北而南各段的构造线都相当明显，1/100万和1/20万各区调图幅报告均已较详描述，此处不重复。主断裂面向东倾，倾角多在50°~70°，某些地段可达80°以上。

9. 弧后盆地的存在：位于前述火山岩带的东侧见有广泛的中生代盆地沉积区，有人作了较深入的论述^[20]；它由T₂—J₂海相沉积物组成主体，其上又有J₃—K及新生代陆相沉积物。以前认为北部昌都、芒康和兰坪、思茅两区被隆起分割；自张子雄等在德钦之南发现有J₂菊石后，表明南、北部是相联的。

根据盆地内部布格重力异常为负值^[21]，地壳厚度不大，基底可能为大陆型地壳、成矿有一定的特征性等，以及有新生代基性火山作用和可能的裂陷作用，笔者认为它应属于活动扩张型弧后盆地。

10. 俯冲带的规模和联结：关于联结问题前已述及；从联结结果可以看到这条俯冲带在中国境内和国外部份共长在4000km以上，规模之大是可观的。

综上10点，北澜沧江—双江俯冲带是可以确立起来的，且具有完整的沟—弧—盆板块构造体系；对它的存在和确立黄汲清教授等对昌宁—双江带已作了分析。

(三) 金沙江—藤条江俯冲带及其有关证据

这条板块俯冲带的存在是比较公认的，其证据列述如下。

1. 蛇绿岩带的存在：代表洋壳残体的蛇绿岩发育较好的地区有：玉树、巴塘—德荣^[21]、奔子栏、下关—弥渡、哀牢山等多处。但可惜由于后期破坏明显和研究工作不足，迄至目前还未建立完好的剖面。这条巨大蛇绿岩带代表特提斯洋东部主支。

① 段彦学等，1982年，滇西澜沧、孟连一带混杂岩带的初步确定。

② 1:20万腾冲幅、保山幅资料。

③ 《西南三江地质志》航磁及深部构造分析一章。

2. 岩浆弧带的出露: 北段玉树至中甸一带西侧有一条岩浆弧带, 表明是由东向西而俯冲的; 但其东侧亦有一条岩浆弧带称为“义敦岛弧”^①, 表明亦有可能曾发生过由西向东俯冲的作用。

3. 变质带和双变质带的出现: 俯冲带北段有条明显的变质带; 南段哀牢山有一条明显的双变质带^{[21][22]}, 中段的苍山和石鼓两变质带虽然相距80~150km, 但有可能组成一对双变质带。

4. 混杂岩和蛇绿混杂岩带: 巴塘、德荣地区的蛇绿混杂岩已众所周知, 笔者认为奔子栏一带火山岩—枕状熔岩—超基性岩—放射虫硅质岩及所夹杂的灰岩、碎屑块体也已组成了蛇绿混杂岩。

5. 航磁、地球物理异常、卫星影象等均有明显显示。

6. 其他证据如切割深度, 延伸规模、构造特征等都说明俯冲带的存在。

这里值得说明的是关于北段—金沙江这一段的俯冲方向问题, 看法比较分歧: 向西、向东和双向俯冲的看法都有。看来, 双向俯冲的意见不失为一种可取之见^②; 但向西俯冲的认识有地质、航磁资料作为支持, 向东俯冲的认识还有多解性, 其情况是比较复杂的。

(四) 治多—理塘俯冲带及有关证据

对这条俯冲带的工作虽然作了不少^③, 但看来尚欠充分, 这表现在: 1. 所发现的蓝闪石对变质带的确切关系如何? 目前尚不清楚; 2. 对放射虫硅质岩和蛇绿岩的联系似乎资料较少; 3. 蛇绿岩和混杂岩本身资料也嫌欠缺。

虽然如此, 但这条次级俯冲带的成立是无疑问的, 而且意见是比较一致的; 这里不多述。

(五) 龙门山—红河俯冲带及其主要证据

这条构造带作为古俯冲带其证据是比较充分的, 概述几点。

1. 俯冲带形成前的古构造—地质背景: 俯冲带形成前包括扬子区、青藏区和三江区可能均处于古大洋环境^④。发展到扬子旋迴晋宁运动时期大致以现在的龙门山—红河为界发生洋、陆的转化: 东侧转化为陆, 西侧仍为海洋, 这即是晋宁运动。沿此线之西遂形成深海沟。到晋宁运动末期沿此深海沟发生由北西向南东的板块俯冲; 代表此时海沟火山—复理石相的是: 下盐边群、火地垭群、碧口群、两郎群、会理群下部等; 它们当中均夹有相应的基性火山—蛇绿岩类以及成互层或夹层的碧玉岩等; 而通木梁群中甚至还夹有细碧—角闪岩类岩石。^[23]

2. 岛弧火山岩带的存在: 沿这条俯冲带的东南侧可以看到具有岛弧火山岩特征的岩带出现于盐边、米易等地, 有闪长岩、花岗闪长岩等与火山岩相共生。它们作为岛弧火山岩带应是无问题的。

3. 广阔弧后盆地的出现: 骆耀南对此已有报导, 梁山—昆明地区可作为本期弧后盆地沉积区。

4. 航磁、地球物理异常和卫星影象变化、显现带均可作为俯冲标志的重要内容之一。

① 王忠实等, 1981年, 义敦古火山弧的基本特征及其对矿产的控制。

②③ 青藏高原地质文集(12)(13)。

④ 青藏高原地质文集(12)。

5. 俯冲带本身有巨大规模,大陆与海洋情况联结起来延长达4500km以上,沿带构造现象十分显著,这是重要证据之一。

扬子旋迴晚期—澄江运动期,沿此古俯冲带又发生了一次板块俯冲作用,仍然由西向东。其证据也颇多,例如:1.哀牢山带有古老的蛇绿岩约700Ma;2.哀牢山群代表海沟相火山—复理石沉积;3.火山—岩浆弧带的存在,如苏雄组、开建桥组火山岩属岛弧型并有龙门山、挖色、峨山等660~700Ma的花岗岩类共生;4.盐边群和米易杂岩所组成的双

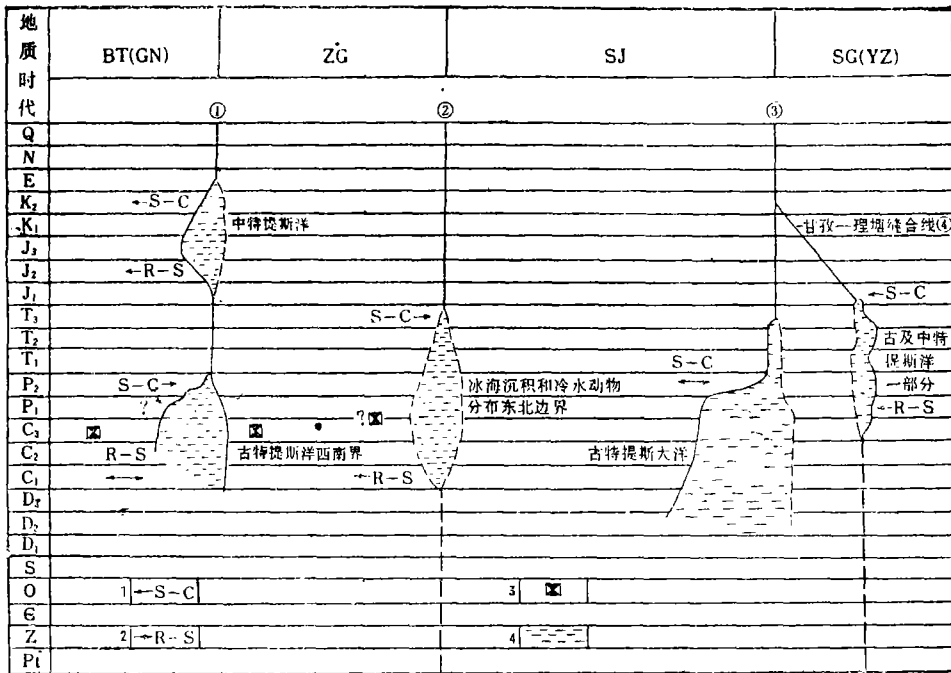


图2 西南三江地区板块缝合带构造演化示意图(北纬27°以北)

Fig. 2. Diagram showing the tectonic evolution of the plate suture zone in the Sanjiang area, Southwest China (north of lat. 27°N).

1.消减—碰撞及方向,2.张裂—扩张及方向,3.布兰尼型沉积(冈瓦纳相),4.古洋盆

变质带^[24];5.弧后盆地的出现,如彭、灌地区黄水河群火山—碎屑沉积为代表;6.扬子古陆向SW方向的增生;等等。

总之,笔者认为扬子旋迴的前、后期沿现在的龙门山—金河—红河一线古海沟—深断裂带发生过两次由西北向南东的俯冲活动。但由于两次相距时间较近而且基本上沿一条构造带活动,所以两次的俯冲证据有待进一步研究分辨。解决这个问题关联着扬子古陆与三江褶皱系缝合问题,这在西南区的大地构造研究中占有重要地位。

三、西南三江地区板块俯冲带的构造演化及特提斯洋的发育

由上述可知,本区自晋宁、澄江期开始经华力西、印支期到燕山期,在不同时期和不同构造带上都发生有规模不等的板块俯冲作用。现只着重探讨两个方面:

(一) 关于三江地区的地壳减缩问题。

由于K₂-E₁时期印度板块向北、东的俯冲、碰撞，特别是由于其西北角和南东角的突出冲撞，在亚洲形成了两个“构造结”：一个位于帕米尔，一个位于三江横断山。

1. 帕米尔“构造结”：这个“构造结”实际上是一个“构造混乱区”，在该区东、西两侧均有多条重要构造带在此交汇，但联结处显示出“极度混乱”；人们很难确切指出东侧的那条构造带与西侧那条相联结是最合理的。这表明地壳在此有明显的缩减，减缩了多少还无报导；如果以喜马拉雅—青藏高原减缩约1500km左右来对比，那么这里的减缩看来也不少于此数。这是印度板块西北角剧烈冲撞的结果。

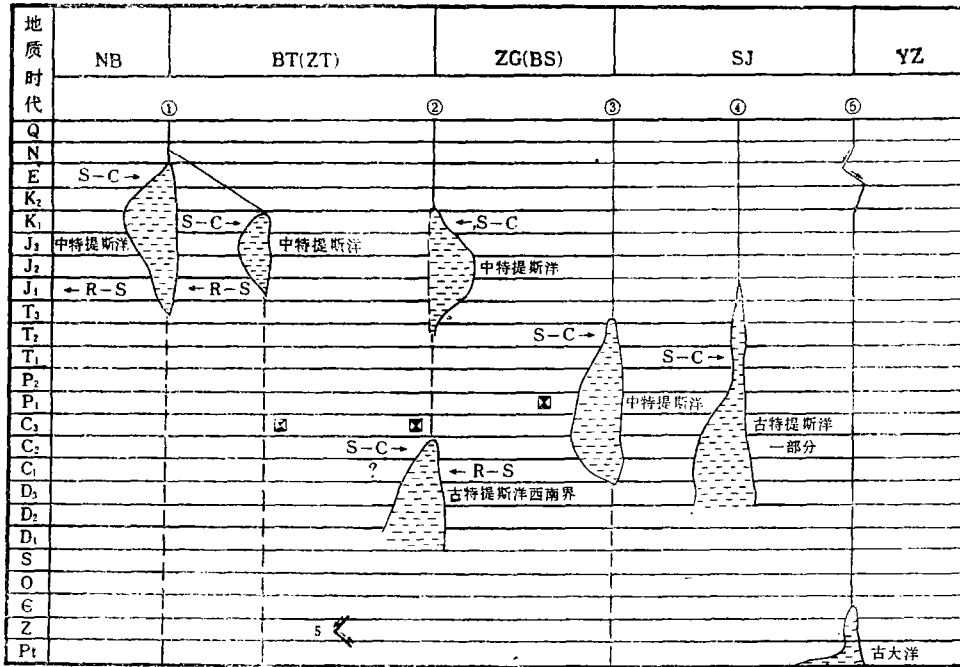


图 3 西南三江地区板块缝合带构造演化示意图 (北纬27°以南)

Fig. 3. Diagram showing the tectonic evolution of the plate suture zone in the Sanjiang area, southwest China (south of lat. 27°N)

1-4. 同图2, 5. 转换断层带

2. (三江)横断山“构造结”：这个暂用名称是指印度板块东北角剧烈冲撞的西隆—北缅—横断山广大地壳短缩区而言。此区的南、北两部出现有好几个相互嵌合的楔状微大陆，如：冈底斯—念青唐古拉、密支那—曼德勒、唐古拉—昌都、保山—镇康、中咱和临沧—勐海等都是。它们原来可能或可以都是一个完整壳块，只是由于后来的挤冲和离散才形成现在的残体。果如此，则横断山有500km的减缩并不惊奇，以致使本来远离的构造带或地质体靠得十分紧密甚至部分重迭，给人们认识发生错觉。

总之，关于横断山—三江区（包括帕米尔）的地壳急剧减缩问题，是一个极为重要的构造现象，应该加以关注和研究。

(二) 关于古新特提斯洋的发展、演化

笔者赞同“大特提斯洋”的观点并认为：中、晚元古代及其以前青藏—三江地带均属海洋环境，因发展的不平衡而有优、冒地槽之分。晚古生代伴随着地壳的演化出现了古特提斯海，直到三叠纪都属于“古海”时间范畴；它的发育应开始于C₁，到C₃已成为广海；而后有前述的俯冲、闭合过程。

何时转化为新特提斯海？笔者认为是在J₃—K₁班公湖—怒江构造带开始俯冲时，到K₂—E₁发育完成；因而，从J₃起即属于新特提斯海了。特提斯洋的出现和转化可由前述几条蛇绿岩带加以论证。如此看来，古特提斯海的东界应是龙门山—红河一线，西界即班公湖—怒江俯冲带；后者以西属于新特提斯洋范围。

四、冈瓦纳古陆在青藏—三江地区的边界

对冈瓦纳大陆在此区的边界问题已有不少地质、地球物理学者作过论述。按目前资料可以认为：如以冷水动物群的出现为依据（包括冷、温混合型）则其边界^①起自喀拉昆仑西段。向东南延伸如何？都没有说；笔者初步认为：可能是沿着本文前述北澜沧江—双江俯冲带为界而延出国外。这样就可以把申扎、波密—察隅、保山、耿马等地的冷水动物和冰碛板岩、含砾页岩等都划入冈瓦纳范围里了。这条界线以东看来不会再有冈瓦纳相沉积—生物群了。这个意见和划分笔者认为可信的和合理的。

如上述，班公湖—怒江俯冲带已不能作为冈瓦纳大陆的边界了，即是不能作为冈瓦纳与欧亚大陆的分界了；但，它作为古、新特提斯海的转化界线和某一级的板块俯冲带，仍然有其重要的大地构造意义。新确立起来的北澜沧江—双江俯冲带既可作为冈瓦纳与欧亚两大陆的分界线，则其大地构造意义就显得特别重要了。因此，对它作进一步深入研究应该提到构造学家的面前了。

五、主要结论

（一）三江地区构造虽然十分复杂，但几条缝合带的联结仍有其规律可寻；这里尚未造成象“帕米尔构造结”那样的“极度混乱”状况。地壳的剧烈减缩是本区最重要的构造现象之一。

（二）大特提斯洋的观点是比较可取的，而古新特提斯洋都有其残留物作为指示性依据。古特提斯洋开始形成于早石炭世，转化并结束于晚三叠世；新特提斯洋自那时开始而结束于E₁。它们之间的转化方式目前了解较少，有待进行研究。

（三）冈瓦纳古陆的北、东边界在中国境内起自喀拉昆仑西段，向东南延伸即是以北澜沧江—双江俯冲带为其边界；再南延经青迈被错移后经暹罗湾至邦加岛和勿里洞岛。

（四）三江区的几条板块缝合带仅有北澜沧江—双江带有较完好的沟—弧—盆体系，值得进行深入研究以建立我们大陆内部的古板块构造模式。

（五）本区变质、岩浆、成矿作用等重要地质问题都与深断裂—板块俯冲带密切相关

① 指在中国境内部分。

关,应该引起极大的兴趣和关注。本文所划分的四个深断裂系的主深断裂带都是某一级的板块俯冲带。

本文写作过程中得到有关同志的大力帮助和支持;附图由郭治武同志代为绘制。在此一并表示深切的谢意。

主要参考文献

- [1] 任纪舜等,1980,中国大地构造及其演化,科学出版社。
- [2] 黄汲清等,1980,1/400万中国大地构造图,地图出版社。
- [3] 何廉声,1982,南海新生代岩石圈板块的演化和沉积分布的某些特征,海洋地质研究,第1期。
- [4] 张勤文等,1983,三江中段沟—弧—盆构造体系发育史,青藏高原地质文集(12)。
- [5] 郑一义等,1983,西藏丁青地区蛇绿岩—混杂岩的发现,青藏高原地质文集(12)。
- [6] 郑海翔等,1983,怒江构造带超基性岩新知——一个完整的蛇绿岩套的确定,青藏高原地质文集(13)。
- [7] 廖国兴等,1983,西藏班公湖—怒江板块缝合线东段地质特征,青藏高原地质文集(12)。
- [8] 潘桂棠等,1983,初论班公湖—怒江结合带,青藏高原地质文集,(12)。
- [9] 王鸿楫,1983,试论西藏地质构造分区问题,地球科学(1)。
- [10] 王镗元,1983,西南三江地区弧形深断裂—板块俯冲带构造演化,青藏高原地质文集(18)。
- [11] 黄汲清等,1984,特提斯—喜马拉雅构造初步分析,地质学报第1期。
- [12] 王镗元等,1981,滇西构造变质带基本特征,第二届全国构造会议,论文选集第一卷,地质出版社。
- [13] 彭兴阶等,1982,滇西澜沧江南段蓝闪片岩的发现及其大地构造意义,中国区域地质(2)。
- [14] 郗城秋德,1979,变质作用与变质带,周云生译,地质出版社。
- [15] 杨加文,1982,对云县铜厂街蛇绿岩的探讨,云南地质,第一卷 第1期。
- [16] 林敏基,1983,云南西部澜沧江沿岸火山岩系、地层层序及地质时代,青藏高原地质文集(12)。
- [17] 张勤文,1984,西南三江地区构造岩浆带和变质带,西南三江地质志,构造分册 第3章,地质出版社。
- [18] 彭寿增,1984,试论澜沧含银铅锌矿带的成矿地质条件,云南地质,第三卷2期。
- [19] 方润森,1983,云南耿马小新寨早二叠世腕足动物群的发现及其意义,青藏高原地质文集(11)。
- [20] 陈朝德等,1983,滇西思茅坳陷构造特征,青藏高原地质文集(12)。
- [21] 金 蒙等,1978,川西乡城—德荣地区的蛇绿混杂岩和泥砾混杂岩,地质矿产研究第1期。
- [22] 段新华等,1981,论哀牢山—澜沧河断裂—古板块俯冲带,地质学报,第4期。
- [23] 罗志立,1979,扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响,地质科学1979(2)。
- [24] 四川地质局106队四分队,1975,康滇地轴中段前震旦纪地质特征及其与板块构造的关系,地质科学(2)。

THE CHARACTERISTICS OF THE DEEP FRACTURES AND THEIR RELATED TECTONIC PROBLEMS

Wang Kaiyuan

Abstract

The Sanjiang area in Southwest China is a strongly fractured and folded area on the eastern margin of the Qinghai-Tibetan plateau where the crust is

(下转58页)

The Fangyan Formation in Zhejiang

Chen Qishi

Abstract

Through field investigations of the Yongkan, Nanma, Dongyang, Huzheng and Xinchang Basins in eastern Zhejiang in 1980 and studies of previous data of stratigraphy and palaeontology, new results concerning the position, subdivision and correlation of the Fangyan Formation have been achieved.

1. The Fangyan Formation overlies the Chaochuan Formation, but it may change partially into the Chaochuan Formation. Its age is Late Cretaceous on the basis of its stratigraphic position and fossils.

2. The age of the Qujiang Group (including the Zhongdai, Jinhua and Cuxian Formations) is Late Cretaceous; it can not be correlated with the Fangyan Formation, because it covers the Fangyan Formation.

3. In the Ningbo Basin, members 1-4 of the sequence belong to the Fangyan Formation, while member 5 to the Qujiang Group.

(接68页)

shortened for more than 500 km so that the deep fracture zones are closely spaced but their extension and connection are clear. Under such conditions the arcuate deep fracture zones of this area may be grouped into four deep fracture systems, i. e., (1) the Bangong Lake-Nujiang River deep fracture system, (2) the North Lancang River-Shuangjiang deep fracture system, (3) the Jinsha River-Tengjiao River deep fracture system. The principal deep fracture zone of each deep fracture system is a subduction zone of a plate of a certain order. The ophiolites left over by various subduction zones are just the evidence for the existence and evolution of Paleo- and Neo-Tethys. Paleo-Tethys is bounded on the east by the Longmen Mts. -Red River subduction zone and on the west by the Bangong-Nujiang River zone. The areas to the west of the latter zone all belong to the domain of Neo-Tethys. The paleo-ocean was formed in C_1 . The transformation from Paleo-Tethys to Neo-Tethys took place in the period of J_3 - K_1 . The boundary between Gondwana and Eurasia extends from the western sector of the Karakorum Mountains southeastwards to the North Lancang River-Shuangjiang River subduction zone. Therefore, this newly established Variscan-Indosinian subduction zone is by far more important than the Bangong Lake-Nujiang River suture zone, but the latter is the boundary of transformation from Paleo-Tethys to Neo-tethys, so its role should not be neglected.