

文章编号: 1009-3850(2004)04-0001-12

大湄公河次地区主要结合带的对比与连接

李兴振, 刘朝基, 丁俊

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

摘要: 大湄公河次地区有多条结合带。根据它们及相关构造单元的时空演化和配置关系, 对其南北延伸和连接提出了一些新的意见: (1) 印缅山脉结合带向北延与葡萄-密支那结合带汇合后, 西接雅鲁藏布江结合带; (2) 葡萄-密支那结合带西接雅鲁藏布江结合带, 向南西被实皆右行断裂错断, 其错断部分为西缅中央火山弧带北段的夏杜苏-隆东带, 其南段可能潜没在古近纪沉积层之下; (3) 班公湖-怒江结合带南延接潞西-抹谷结合带, 再南可能潜伏在墨吉群和抹谷群推覆体之下; (4) 昌宁-孟连结合带南延接清迈结合带, 并在南奔一带与澜沧江结合带相交汇, 原先的昌宁-孟连-清迈洋可能与西藏地区的马利-同卡裂谷盆地和双湖-冈玛错小洋盆构成一个类似现今日本海、东海海槽和南海那样呈串珠状分布的盆地带; (5) 澜沧江结合带主体为一隐伏在东达山-临沧-景栋花岗岩带推覆体之下的隐伏结合带, 向南接清莱-湄他一带的隐伏结合带和马来半岛的文冬-劳勿结合带, 向北在西金乌兰湖一带与可可西里-金沙江结合带相交汇, 可可西里-澜沧江-文冬-劳勿结合带构成晚古生代冈瓦纳大陆和劳亚大陆的分界; (6) 难河-程逸结合带向北延至思茅西边小黑江一带, 可能终止在小黑江以北地区, 向南接沙缴和贡布-何仙结合带; (7) 哀牢山-斯雷博河结合带是新厘定的结合带, 从哀牢山向南经南乌河带、老挝奠边府的镁铁质和超镁铁质岩线接黎府结合带和斯雷博河结合带; (8) 马江结合带同哀牢山带一样, 是一个早、晚古生代两个结合带相叠合的带, 早古生代的结合带西接金沙江-哀牢山带, 向东经红河左行断裂完全复位后可接越北的斋江结合带(华南洋俯冲形成), 与之相应的, 它们北面的右江裂谷盆地可与黑河裂谷盆地(或小洋盆)和甘孜-理塘小洋盆相对应, 构成一个围绕峨眉地幔柱, 并受其影响而形成的晚古生代末—早中生代的盆地带。

关键词: 大湄公河次地区; 结合带; 特提斯构造域

中图分类号: P542

文献标识码: A

1 前言

联合国亚太经社理事会所称的大湄公河次地区系指湄公河流域的缅甸、泰国、老挝、柬埔寨、越南五国和我国的云南省。东南亚五国在地质构造上为我国西南三江构造带和华南加里东褶皱带的向南延伸, 一些重要的构造单元体和成矿带都相连。从地质的角度考虑, 本文包括与越南接壤的广西部分地区。

在大地构造上, 该区位于特提斯构造域东段与

西太平洋构造域相交接的过渡地带, 是一个由多个微陆块和其间的结合带拼接在一起的复杂的地体拼接带, 也是南部冈瓦纳大陆和北部劳亚大陆(印支和华南陆块)的交接地带。由于自然条件差, 国家多, 交流不便, 地质工作相对薄弱, 加之构造复杂, 特别是横断山构造结的强烈收缩挤压和块体的被挤离, 许多结合带被截断或破坏、掩伏, 及其形成的大体同时性, 因而对于它们的南北延伸, 对比和连接, 以及作为南北两大陆分界的主结合带位置的确定, 至今仍有争议。

笔者在工作的基础上,结合前人研究成果,对区内主要结合带及相邻构造单元形成的时空演化特点和配置关系进行分析对比,讨论其南北延伸和连接,以便使该区的大地构造单元和成矿区带的划分^[1]更趋合理,为成矿带的划分和矿产形成分布规律的研究提供参考。

2 印缅山脉结合带

该结合带沿缅甸西部的邦尼亚山、若开山展布,向南延到安达曼和尼科巴群岛及更南的苏门答腊(图1),向北可能在中、印、缅交界的葡萄一带被实皆断裂错断,其北延应与葡萄-密支那结合带汇合,然后与雅鲁藏布江结合带相接,构成印(度)澳(大利亚)板块与西缅微陆块的分界。基性、超基性岩主要出露于结合带东部,沿那加断裂系成群、成带分布;西部仅见于洞鸽-勃生一带。结合带由镁铁质-超镁铁质岩(纯橄榄岩、方辉橄榄岩)、古近纪海沟及沟坡带上的浊积岩、含白垩纪外来岩块的野复理石组成。在甘贝莱地区还含有由片岩组成的陆壳型碎块,称作维多利亚地块^[2,3],它可能是一个大的构造岩块。

与雅鲁藏布江带相似之处是早、中白垩世岩层盖在蛇绿岩和强烈变形的晚三叠世浊积岩之上^[2],它们均为印澳板块向北、向东俯冲碰撞所致。其向东俯冲在缅甸中部低地中形成一条近南北向的中央火山弧带。

3 葡萄-密支那结合带

该结合带位于缅甸北西葡萄-密支那一带,呈向北东凸出的弧形展布,介于西部枯门岭-甘高隆起和东部察隅-抹谷变质-岩浆杂岩带之间,是西缅微陆块与腾冲-毛淡棉微陆块的分界带。带内超基性岩大面积分布,主要有纯橄榄岩、方辉橄榄岩、二辉橄榄岩、异剥橄榄岩、辉石岩和辉长岩;还发育有白垩纪和古、新近纪沉积岩、花岗岩和新生代的辉长岩及有关的侵入岩。

这一结合带亦称作掸邦边界结合带和实皆或曼德勒结合带,构成中缅马苏(Simumasu)和西缅地体的边界^[4]。但实际上,结合带的南西端终止于右行的实皆断裂。值得注意的是,在实皆断裂西侧,枯门岭-甘高隆起的西边夏杜苏-隆东一带也发育有大量呈带分布的超基性岩、花岗岩、新生代的辉长岩及

有关的侵入岩和白垩纪及古、新近纪地层。其北端也终止于实皆断裂,即 Vanek 等人称作的甘高-枯门岭和 Mishmis 断裂^[5]。实皆断裂右行错移450km,若复位后葡萄-密支那结合带南下可接夏杜苏-隆东带(图1),相应的结合带西侧的枯门岭-甘高隆起的变质岩带可与缅甸西部盆地中隆起的变质岩带相接。再者,葡萄-密支那结合带曾被 Hutchison (1984)看作是缅甸东部高地西界的深成岩浆弧带,认为岩浆弧带主要发育有早白垩世和可能的晚侏罗世海相镁铁质火山弧层序,并可能发育在蛇绿岩之上,且受到白垩纪到第四纪安山岩到花岗闪长岩岩浆弧的叠加^[6],而夏杜苏-隆东带正是被中央火山弧叠加的地段。再向南结合带可能潜没在古、新近纪沉积层之下,南段的实皆断裂可能是其东界。

葡萄-密支那结合带形成于白垩纪^[4],向北西延伸可与东延的雅鲁藏布江结合带相接。由此看来,雅鲁藏布江结合带向东延伸在缅甸葡萄地区可能分为两支,一支接印缅山脉结合带,一支为葡萄-密支那结合带,两支之间夹着一个西缅微陆块(图1)。前者形成时间晚于后者,致使与前者有关的岩浆弧部分叠加在后者之上。

4 班公湖-怒江结合带

班公湖-怒江结合带位于拉萨陆块北面,在西藏八宿下林卡以西,蛇绿岩及伴生的放射虫硅质岩和复理石沉积出露较好,在丁青地区见有完整的蛇绿岩套。洋盆自东向西渐次闭合于中侏罗世-白垩纪,依次出现含超镁铁岩卵砾的中侏罗统、下白垩统和上白垩统不整合在结合带之上^[7~9]。

班公湖-怒江结合带自下林卡向南延伸究竟与哪条结合带相连接,意见不一。归纳有三:①接昌宁-孟连结合带^[10~12];②接潞西结合带^[2~4];③接泰国西部迈萨良结合带^[13]。

第①种意见的问题在于:班公湖-怒江结合带形成的时间明显晚于晚二叠世形成的昌宁-孟连结合带;昌宁-孟连结合带西侧保山-掸泰陆块上不存在班公湖-怒江结合带南和南西侧像冈底斯-念青唐古拉带那样的具岩浆弧特性的晚中生代和古近纪岩浆岩带;如果二者相连,保山-掸泰陆块就与拉萨陆块连为一体,但二者还有许多不同之处(见后述)。

第②种意见的可能性较大,而且相连后结合带可能会继续向南西延伸至缅甸抹谷一带,然后向南

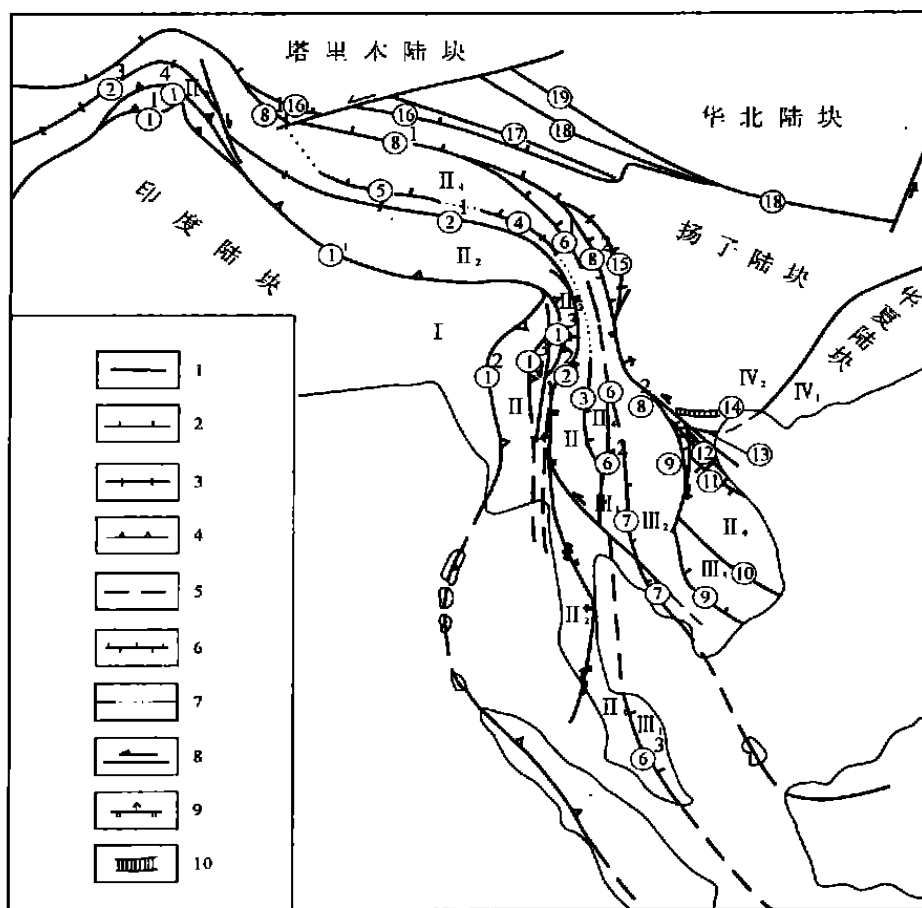


图1 大湄公河次地区构造单元划分图

I. 印澳板块; II. 中缅马陆块(亲冈瓦纳型); II₁. 西缅甸微陆块; II₂. 腾冲-毛淡棉微陆块(西接拉萨和喀喇昆仑微陆块); II₃. 保山-掸泰微陆块(西接南羌塘微陆块); II₄. 临沧-景栋微陆块(西接北羌塘微陆块); III. 印支陆块(亲华南型); III₁. 景洪-帕府-东马来西亚微陆块; III₂. 思茅-大叻微陆块; III₃. 昆嵩微陆块; III₄. 长山微陆块; IV. 华南陆块; IV₁. 华夏微陆块(可与昆嵩和长山微陆块对比); IV₂. 扬子微陆块。①¹. 印度河-雅鲁藏布江结合带; ②¹. 印缅山脉结合带; ③¹. 葡萄-密支那结合带; ④¹. 希欧克河结合带; ②¹. 班公湖-怒江结合带; ②². 潞西-抹谷结合带; ②³. 鲁尚-普萨特结合带; ③. 昌宁-孟连-清迈结合带; ④. 马利-同卡结合带; ⑤. 双湖-冈玛错结合带; ⑥¹. 澜沧江结合带; ⑥². 清莱-涓他隐结合带; ⑥³. 文冬-劳勿结合带; ⑦. 难河-沙赖-何仙结合带; ⑧¹. 可可西里-金沙江结合带; ⑧². 哀劳山结合带; ⑨. 哀牢山-斯雷博河结合带; ⑩. 车邦-岷港结合带; ⑪. 马江结合带; ⑫. 黑河裂谷盆地或小洋盆地; ⑬. 斋江结合带; ⑭. 右江裂谷盆地; ⑮. 甘孜-理塘结合带; ⑯. 东昆仑南缘结合带; ⑰. 中昆仑结合带; ⑱. 柴达木北缘-秦岭结合带(泛扬子陆块与华北陆块之分界); ⑲. 北祁连结合带。1. 原特提斯结合带(晚前寒武纪—早古生代); 2. 古特提斯结合带(晚古生代); 3. 古特提斯结合带(晚古生代—早中生代); 4. 中特提斯结合带(中生代—早新生代); 5. 推测和隐伏结合带; 6. 原、古特提斯相叠加的结合带; 7. 海域沟通的串珠状小洋盆或与主洋盆海域沟通的洋盆; 8. 走滑断层; 9. 逆冲断层; 10. 裂谷盆地或裂谷型小洋盆

Fig. 1 Division of the tectonic units in the Greater Mekong subregion

I = Indo-Australian plate; II = Sino-Burma-Malaysia block; II₁ = West Burma microblock; II₂ = Tengchong-Moulmein microblock; II₃ = Baoshan-Thailand microblock; II₄ = Lincang-Kengtung microblock; III = Indo-China block; III₁ = Jinghong-Phrae-East Malaysia microblock; III₂ = Simao-Da Lat microblock; III₃ = Kon Tum microblock; III₄ = Truong Son microblock; IV = South China block; IV₁ = Cathaysia microblock; IV₂ = Yangtze microblock; ①¹ = Indus-Yarlung Zangbo suture zone; ②¹ = Indo-Burma Ranges suture zone; ③¹ = Putao-Myitkyina suture zone; ④¹ = Shyok River suture zone; ②¹ = Bangong-Nujiang suture zone; ②² = Luxi-Mogok suture zone; ②³ = Rushan-Pshart suture zone; ③ = Changning-Menglian-Chiang Mai suture zone; ④ = Mali-Tanggar suture zone; ⑤ = Shuanghu-Gangmarco suture zone; ⑥¹ = Lancangjiang suture zone; ⑥² = Chiang Rai-Mae Tha concealed suture zone; ⑥³ = Bentong-Raub suture zone; ⑦ = Nan River-Sa Kao-Ha Tien suture zone; ⑧¹ = Hoh Xil-Jinshajiang suture zone; ⑧² = Ailaoshan suture zone; ⑨ = Ailaoshan-Srepok River suture zone; ⑩ = Sepone-Da Nang suture zone; ⑪ = Song Ma suture zone; ⑫ = Song Da rift basin or small oceanic basin belt; ⑬ = Chay River suture zone; ⑭ = Youjiang rift basin; ⑮ = Garze-Litang suture zone; ⑯ = Southern East Kunlun suture zone; ⑰ = Central Kunlun suture zone; ⑱ = Northern Qaidam-Qinling suture zone; ⑲ = North Qilian suture zone. 1 = Proto-Tethys suture zone (Precambrian-Early Palaeozoic); 2 = Palaeo-Tethys suture zone (Late Palaeozoic); 3 = Palaeo-Tethys suture zone (Late Palaeozoic-Early Palaeozoic); 4 = Meso-Tethys suture zone (Mesozoic-Early Cenozoic); 5 = inferred/ concealed suture zone; 6 = superimposed suture zone of the Proto-Tethys and Palaeo-Tethys; 7 = paternoster oceanic basins; 8 = strike-slip fault; 9 = thrust fault; 10 = rift basin or rift-type oceanic basin

潜没在墨吉群推覆体之下(图1),其依据是:(1)路西结合带西边的波密-腾冲岩浆岩带向西可接念青唐古拉和冈底斯岩浆岩带,发育有S型和I型花岗岩^[14],向南可接展布于缅甸抹谷至泰国普吉一带的东南亚西花岗岩带,形成统一的腾冲-毛淡棉含锡花岗岩带。在曼德勒以南有白垩纪的I型英云闪长岩和花岗闪长岩($120.92 \pm 0.89 \text{ Ma}$)和 170 Ma (锆石离子探针U-Pb测年)的含角闪石和黑云母的正片麻岩^[15]。这些岩体年龄与腾冲地区花岗岩年龄相近,同时,腾冲地区上石炭统勐洪群下段含砾岩系可与墨吉群(C_3-P_1)冰海相混积岩相对比,高黎贡山群与抹谷群可直接相连。(2)在抹谷附近的抹谷群片麻岩中产有被认为是蛇绿岩残余的一些小的超镁铁质岩体,但Mitchell认为是在昌马支群(震旦纪-寒武纪)变形期间侵位的^[3]。联想到云南路西三台山区的一些超镁铁质岩体最初也连同其混杂岩基质被看作是晚前寒武纪的,后来发现中生代化石而改归中生代,抹谷附近的超镁铁质岩体与路西三台山的超镁铁岩体处于相同的构造位置——龙陵-瑞丽大断裂向南西延伸至曼德勒的断裂带旁。(3) Mitchell认为墨吉群是作为一个推覆体于中侏罗世时推覆在掸泰陆块上的^[3]。墨吉群作为冰海相混积岩原先堆积在特提斯洋II南侧冈瓦纳大陆北部的陆棚或斜坡上。洋盆于晚三叠世开始关闭,并向西俯冲在墨吉群之下。位于墨吉群推覆体前缘的比亚(Biya)灰岩系中的“绿片岩”可能是晚三叠世洋壳俯冲形成的弧火山岩。值得注意的是在西藏下林卡到察瓦龙一带怒江西侧的古米南西地区,上三叠统也发育一套玄武安山岩、安山岩、英安岩的火山岩系,它应是班公湖-怒江洋向南西俯冲的产物。二者有遥相呼应之势。

关于墨吉群推覆体及墨吉群与掸泰陆块相关地层能否割断,有不同认识。但下列几点是应加以注意的:(1)墨吉群只分布在掸泰陆块西侧或西部边缘,内部未见及。保山陆块上所谓冰海相混积岩,其成因有争议。保山东面清水沟的上石炭统应是重力流堆积。据古地磁资料,保山地区在晚石炭世时位于南纬 25° 附近^[16],相当于现今澳大利亚中南部,这不仅不可能出现大陆冰川,恐连来自南极洲的冰山也难以抵达这一纬度带。(2)保山-掸泰陆块晚震旦纪-寒武纪发育有具浊流沉积的公养河群(保山陆块)和昌马支群(掸泰陆块),晚古生代发育稳定地块型碳酸盐岩(在掸泰陆块称上、下高原灰岩),中三叠统两陆块均发育白云质“破灰岩”,这些是拉萨和腾

冲-毛淡棉陆块上所没有的。(3)保山-掸泰陆块上不存在与班公湖-怒江-昌宁-孟连结合带配套的岩浆弧带。(4)腾冲-毛淡棉I型和S型共存的岩浆岩带没有板块俯冲和后期的碰撞,特别是大规模的逆冲推覆,是很难形成的,尤其是巨型含锡的S型壳熔花岗岩的形成。因此,腾冲-毛淡棉微陆块与保山-掸泰微陆块之间应存在一个大的构造界线,这个构造界线应是班公湖-怒江结合带的南延部分,即班公湖-怒江结合带南延经路西至抹谷后,很可能潜在在由抹谷群变质岩带和墨吉群冰海混积岩带和花岗岩带三者构成的推覆体之下。班公湖-怒江洋发育的时间可能是晚古生代至早中生代,向南和南西俯冲始于晚三叠世,闭合于中侏罗世-白垩世,且自南东向北西逐渐关闭。与俯冲相关的岩浆弧带是念青唐古拉-腾冲-毛淡棉岩浆岩带。

至于第③种意见,显然是不可能的,从上述保山和掸泰陆块的震旦纪至早中生代地层发育来看,它们是不可分割的整体,班公湖-怒江结合带不可能从路西一带斜切保山-掸泰陆块与掸泰陆块东部的迈萨良带相连;迈萨良带可能也不具有洋盆和结合带性质。在迈萨良-夜丰颂地区发育的三叠系硅质岩在构造部位上可与云南耿马南帕拍一带的三叠纪含硅质碎屑岩的帕拍组相对应,可能属于前陆拗陷沉积^[16,17]。

5 昌宁-孟连结合带

昌宁-孟连结合带的镁铁质-超镁铁质岩主要分布于云县铜厂街、双江小黑江北岸及孟连曼信地区。以铜厂街出露较好,有变质橄榄岩、变质堆晶岩(变质辉橄岩、橄辉岩)、辉长岩、变质辉绿岩墙及放射虫硅质岩、洋脊/准洋脊型玄武岩和洋岛型玄武岩;曼信地区有枕状橄榄拉斑玄武岩和亚碱性苦橄玄武岩,由于后者MgO含量高和具鬃刺构造,被定为科马提岩。

盆地中深水沉积物的时代为晚泥盆世(笔石)至二叠纪(放射虫)。因此,昌宁-孟连盆地发育于晚泥盆世-二叠纪。洋盆可能于晚二叠世闭合,因为西侧保山陆块上已出现前陆型隆起,缺失上二叠统沉积。下三叠统帕拍组硅质碎屑岩中含有泥盆纪放射虫,表明早三叠世东边盆地已褶皱隆升遭受剥蚀,开始向西部前渊供给物源^[16,17]。

昌宁-孟连盆地的性质尚有争议,有的认为是裂谷和裂谷型或弧后盆地型小洋盆^[16,18~20],有的认为是大洋盆或古特提斯主洋盆^[12,21,22]。

昌宁-孟连结合带向南延伸可经缅甸东部的南桐—栋达—孟杭一带的狭窄的晚古生代地层分布带,与泰国北部芳县—清道—朗卡山一带出露的镁铁质和超镁铁质岩、硅质岩和复理石砂板岩的清迈带相连接,然后在南奔以南一带,即临沧-景栋(缅甸)—坤丹(泰国)花岗岩带或微陆块南端与澜沧江结合带南延的清莱-湄他带交汇,二者合二为一后,南下接马来半岛的文冬-劳勿结合带。

结合带向北延伸被崇山群变质岩带所截,经向北直至贡山丙中洛一带的追索,均未见其踪影,只见断续出露有类似昌宁-孟连带的可能为泥盆—石炭纪的复理石砂板岩及少量硅质岩。鉴于昌宁-孟连带和清迈带都具有裂谷盆地或小洋盆的特性,它有可能同西藏地区的马利-同卡和双湖-冈玛错裂谷型小洋盆一道,构成一个呈串珠状展布的类似现今日本海、东海海槽和南海那样的盆地带^[17](图1)。在一定意义上可将其作为保山-掸泰陆块与临沧-景栋微陆块的分界。

6 澜沧江-文冬-劳勿结合带

北段澜沧江结合带的位置、南北延伸及其作为南部冈瓦纳大陆和北部劳亚大陆分界的主结合带地位仍有不同意见。有人认为大致沿澜沧江分带,向南通过泰国北部的清莱带到马来半岛中部^[23,24];或向南接昌宁-孟连(或昌宁-双江)结合带,再南接泰国的难河带和马来西亚的文冬-劳勿带^[13,21];或南为临沧-景洪火山弧带中的深断裂带,向南接难河带^[25];也有人认为向南分为两支,一支沿澜沧江带,另一支沿昌宁-孟连带(Qu, 1990)^[24]。

向北延伸,有的接班公湖-怒江带^[10,11]和金沙江带^[26];或向北西经羌塘地区的双湖-冈玛错至龙木错^[27];或沿西藏、青海地区的澜沧江大断裂延伸,向西经羌塘陆块北缘在龙木错东边与金沙江带交汇^[9]。

澜沧江带作为结合带的依据主要是澜沧群中有底辟上升的超基性岩、蓝闪石片岩(应属昌宁-孟连带)、岛弧火山岩及发生于二叠纪末—早三叠世的澜沧运动,以及西侧相伴的变质作用和混合岩化作用^[23];在北段兰坪营盘—维西白济汛一带有堆晶杂岩、蛇纹岩、放射虫硅质岩,及东侧发育的二叠纪火山弧带^[13,20]。

鉴于澜沧江带的一些镁铁—超镁铁岩是阿拉斯加型和橄榄岩—闪长岩型^[20],且混杂面貌不显,它们都属于火山弧带产物。因此,李兴振等推测澜沧江

结合带隐伏在东达山-临沧花岗岩带向东逆推的推覆体之下^[16,17],向南与 Barr 和 Macdonald 推定的位于泰国素可泰带和因他暖带之间向东俯冲的隐结合带^[29]相连,这一隐结合带正是清莱—湄他一带具火山弧性质的超镁铁岩带所暗示的结合带。素可泰带相当于杂多-景洪火山弧带,也具有与后者东、西弧火山岩带^[25](图2)相对应的梅曼和清孔-达府弧火山岩带;因他暖带相当于临沧花岗岩带、昌宁-孟连带及保山陆块东缘的被动边缘带。冯庆来等在景洪南曼别发现的远洋硅质岩和洋脊型玄武岩^[30],则刚好位于火山弧带西侧推定的澜沧江隐结合带南延的位置(图2);向北在西藏类乌齐北和乌兰乌拉山一带分别见有洋脊型玄武岩和蛇绿混杂岩带(青海区调院介绍),它可能在乌兰乌拉山北西西金乌兰湖一带与金沙江带交汇^[17]。洋盆闭合于二叠纪末^[13,23]。

马来半岛的文冬-劳勿带^[31]向东可延到马六甲东部。在马来半岛,带宽13km,带内有以泥/粉砂为基质,包含纹层状硅质岩、灰岩、火山岩和火山碎屑岩的各种岩块的混杂岩、大洋沉积(包括纹层状硅质岩)、片岩和被认为是代表蛇绿岩的不连续的、狭长的蛇纹石化镁铁质和超镁铁质岩体^[4,32]。结合带西边的中缅甸马苏(Sibumasu)陆块以古生代被动边缘沉积和发育S型花岗岩为特征,早二叠世动物与冈瓦纳大陆亲缘;东边为东马来陆块,发育石炭—二叠系火山岩,早二叠世发育亲华夏植物群^[33](图3)。大洋深海硅质岩时代为晚泥盆世至晚二叠世,洋盆发育于这一阶段^[4]。洋盆闭合时间,多数人认为是二叠—三叠纪,也有人主张是二叠纪末—早三叠世^[4],这与澜沧洋闭合的时间是一致的。

澜沧江带、清莱-湄他带和文冬-劳勿带的共同特性是:(1)东侧有一个发育于石炭—二叠纪,主要是二叠纪的弧火山岩带。在杂多-景洪和泰国清孔-达府弧火山岩带上还发育中晚三叠世碰撞后的酸性和钙碱性火山岩;(2)洋壳板块向东俯冲;(3)洋盆闭合时间一致,晚于西边的昌宁-孟连带;(4)西边的东达山-临沧花岗岩带与缅甸景栋花岗岩带和泰国坤丹花岗岩带是连为一体的。从规模上看,泰国西部三叠纪的花岗岩带和马来半岛西部主山脉花岗岩带也应是澜沧江洋闭合后碰撞的产物。

根据冰海相混积岩或含砾板岩、冷水动物群和冈瓦纳型植物群分布的北界、冷、暖型生物混生的比例,以及保山地块和昌宁-孟连结合带火山岩岩石化学和地球化学反映的深部地幔的亲冈瓦纳特性,一

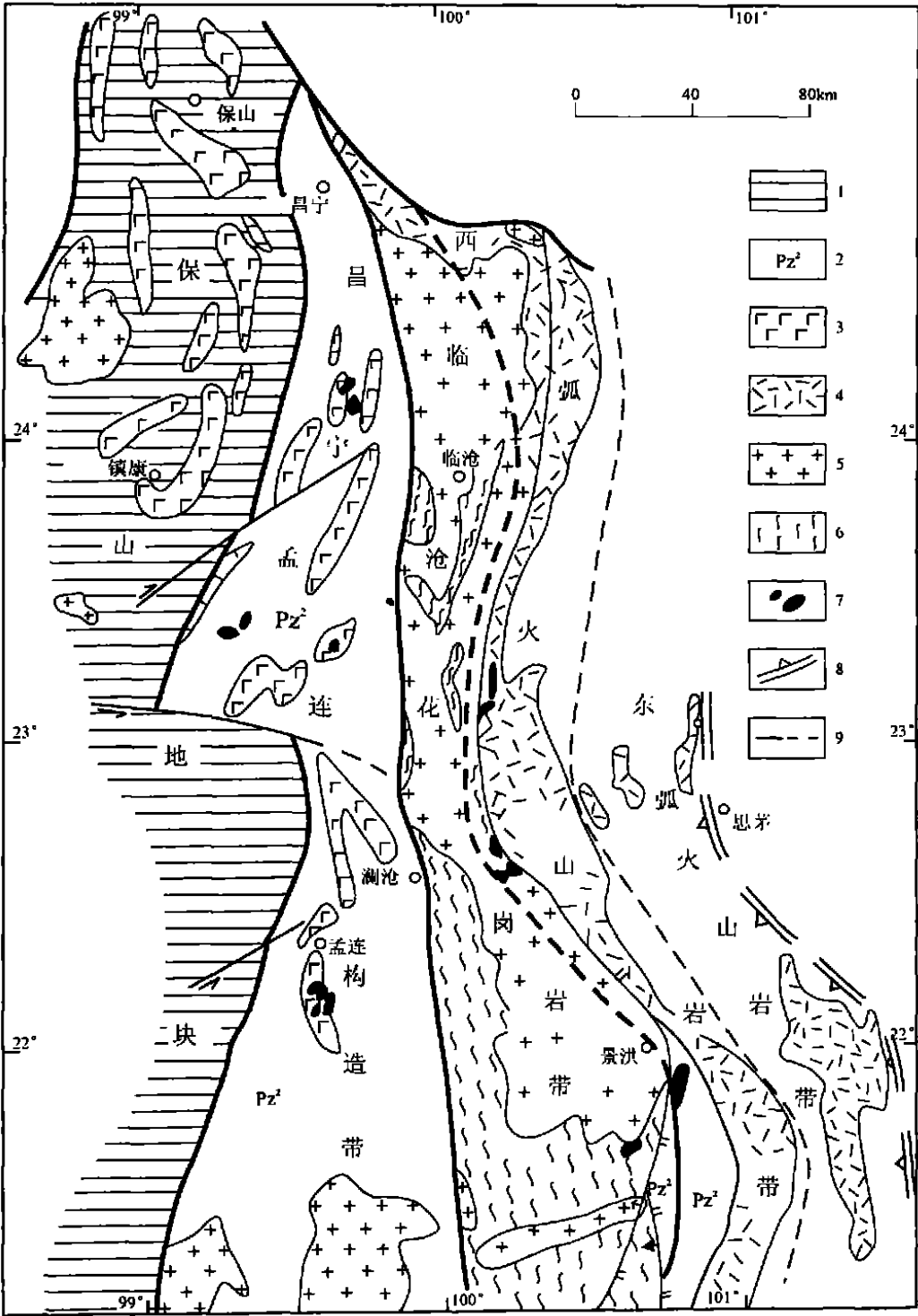


图2 滇西地质图(据文献^[25]修改)

1. 保山地块; 2. 上古生界; 3. 石炭纪玄武岩; 4. 二叠纪—三叠纪弧火山岩; 5. 花岗岩; 6. 大勐龙群和澜沧群变质岩; 7. 超镁铁质—镁铁质岩(主要为阿拉斯加型); 8. 推测的难河—程逸结合带的北部延伸; 9. 澜沧江结合带, 虚线为推测的隐伏位置。

Fig. 2 Geological map of western Yunnan (modified from Yang Kaihui et al., 1994)

1= Baoshan block; 2= Upper Palaeozoic strata; 3= Carboniferous basalt; 4= Permian-Triassic arc volcanic rocks; 5= granite; 6= metamorphic rocks of the Damenglong and Lancang Groups; 7= ultramafic-mafic rocks (Alaska type); 8= inferred northern extension of the Nan River-Uttaradit suture zone; 9= Lancangjiang suture zone. The dotted lines indicate the location of the hidden parts



图3 马来西亚半岛文冬-劳勿结合带分布图^[33]

1. 结合带岩石

Fig. 3 Distribution of the Bentong-Raub suture zone in Malaysia (after Spiller and Metcalfe, 1995)

1= Bentong-Raub suture zone rocks

般将澜沧江-文冬-劳勿结合带作为南部冈瓦纳大陆(含临沧-景栋、保山-掸泰、腾冲-毛淡棉和拉萨陆块及西缅等微陆块)和北部劳亚大陆(含印支、扬子等陆块)分界的主结合带^[9, 17, 24, 25, 34]。介于昌宁-孟连结合带和澜沧江结合带之间的临沧地体在石炭纪一早二叠世时期混生的孢粉组合和冷温型放射虫组合指示为南半球温凉气候带,表明地体具亲冈瓦纳性质,并于晚二叠世前增生到思茅地块西侧^[21]。这也认为临沧地体东边有一个洋存在。既如此,与其将晚古生代特提斯洋主支放在昌宁-孟连带^[21],不如放在澜沧江带。就其与之配套的火山弧发育程度和规模来看,澜沧江-文冬-劳勿结合带之规模要远大于昌宁-孟连带。

7 难河-沙缴结合带

该结合带亦称难河-庄他武里结合带^[33]。其镁铁质和超镁铁质岩有洋岛玄武岩、弧后盆地玄武岩和安山岩、岛弧玄武岩和安山岩及超俯冲的堆晶岩,时代为石炭纪到二叠—三叠纪^[36],还有蛇纹岩、橄榄岩、蓝片岩^[37]。沙缴-庄他武里结合带可分为东西两个带(图4):西带为增生杂岩型的硅质碎屑岩

夹洋底玄武岩;东带为蛇绿混杂岩,由强叶理化的蛇纹岩、E型洋脊玄武岩、二叠纪的灰岩和硅质岩,以及砂岩、砾岩、变质岩和花岗岩等构造岩块组成^[38]。

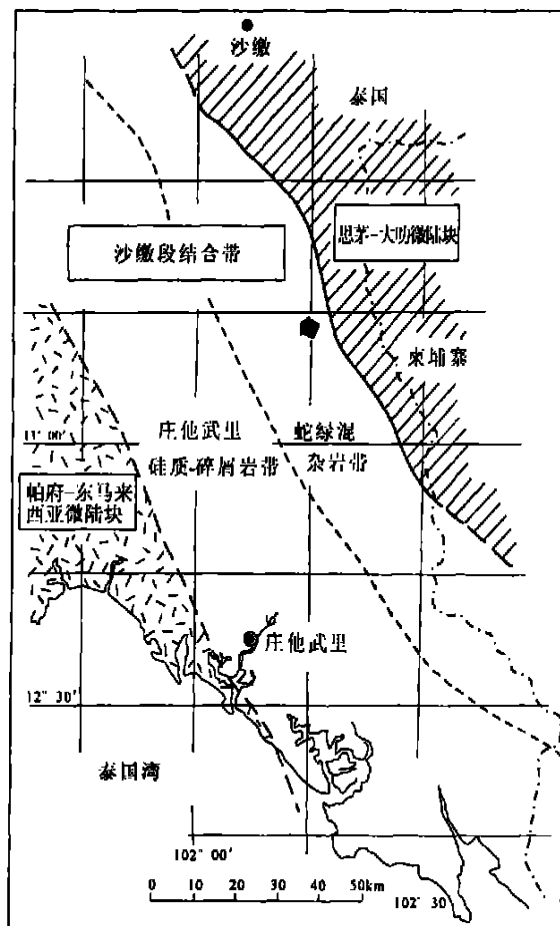


图4 难河-沙缴结合带沙缴段结合带略图(据文献^[35]修改)

Fig. 4 Sketch to show the location of the Sa Kaeo section within the Nan River-Sa Kaeo suture zone (modified from Hada et al., 1997)

程逸诗丽吉水坝地区作为混杂岩基质的石炭—二叠系变灰瓦岩和千枚岩的构造研究表明这些代表增生杂岩。这些增生杂岩与二叠—三叠系火山岩、英安质和流纹质火山碎屑岩和相对未变质的下三叠统浊积砂、页岩层相伴生。构造指示向东加积逆冲,向西俯冲^[4, 39]。结合带岩石可能为上三叠统灰瓦岩和安山质凝灰岩^[38]或侏罗系红层和后三叠系玄武质熔岩^[36]不整合覆盖,表明结合带形成的时间应为二叠—三叠纪^[4]。

有人认为,难河-程逸结合带是双向俯冲,在西侧清莱-南邦陆块或素可泰带和东侧黎府-碧差汶带分别形成二叠—三叠纪的梅曼火山弧带和黎府火山

弧带(Charusiri P et al., 1996, Detailed Stratigraphy of the Ban Thasi Area, Lampang, Northern Thailand; Implications for Palaeoenvironments and Tectonic History, Excursion Guidebook of Geological Investigation on Northern Thailand Region.)。

正如前述,素可泰带发育有清孔-达府和梅曼两条火山弧带,后者系难河-程逸洋向西俯冲的产物。而黎府-碧差汶火山弧带向北可经老挝的巴莱、琅勃拉邦和丰沙里一线以东延伸与哀牢山结合带西侧的太忠-李仙江火山弧带^[16, 17]相接;向南东经沙缴与柬埔寨北部及斯雷博河一带火山岩带相接,那里发育一套石炭—二叠系安山岩和英安岩,它们是哀牢山-斯雷博河洋向西俯冲的产物(见后述),而不是难河-沙缴洋向东俯冲所致。

难河-沙缴结合带的南北延伸和连接也有争议。向南延伸,有人认为接马来半岛的 Libir 带或文冬-劳勿带^[3, 4, 31, 37, 38]。但文冬-劳勿结合带及其配置的火山弧带表明它是向东俯冲的,与难河-沙缴结合带俯冲方向相反,显然不是其南延部分。沙缴-庄他武里结合带已向南东进入柬埔寨。在柬埔寨菩萨省有橄榄岩^[31],边布罗地区有铬铁矿点,在贡布至越南何仙一带有一个打开于早古生代,闭合于晚古生代的贡布-何仙洋盆^[40]。因此,难河-沙缴结合带很可能向南东延伸经柬埔寨的豆蔻山脉与贡布-何仙结合带相连,并可能继续向南东穿过南海与从大纳土纳岛伸入加里曼丹的卢帕河结合带^[4]相连(图1),只是那里洋盆闭合的时间稍晚,为侏罗纪至白垩纪^[16]。

难河-程逸结合带向北延伸,有的与昌宁-孟连结合带相连^[37],有的与澜沧江结合带相接^[23],还有人将其与哀牢山-马江结合带相连接^[22]。考虑到昌宁-孟连结合带南延接清迈结合带,与难河-程逸结合带有素可泰带相隔,澜沧江结合带与 Barr 和 Macdonald 推定的隐缝合带相接,李兴振等推断难河-程逸结合带可能延伸到思茅盆地景谷县龙洞河一带^[16],因那里石炭—二叠纪发育了一套较深水的火山-沉积岩系,但尚未扩张形成洋盆。其推定的位置大致相当于 Yang 等推测的保山-掸泰地体^[25]的边界(图2)。其所确定的东弧火山岩带可与泰国难河-程逸结合带西侧梅曼火山弧带相接,为难河-程逸洋向西俯冲形成的火山弧带。而西弧火山岩带与泰国清孔-达府火山弧带相连,为澜沧江洋向东俯冲所致。冯庆来等在思茅大新山南及小黑江南岸大新山水文站东侧洋脊型玄武岩和大陆边缘型硅质岩的

发现^[30]很可能是难河-程逸结合带的显示。再向北,在兰坪-思茅盆地内部则未见有晚古生代深水相沉积,难河-程逸洋盆可能向北终止在小黑江以北一带。但无论怎样,它不能向北东横切墨江-黎府火山弧带去与哀牢山带相接。因此,在某种程度上它构成了景洪-帕府-东马来西亚微陆块(或火山弧带)与思茅-大叻微陆块的分界。

8 哀牢山-斯雷博河结合带

这是一条新厘定的结合带。哀牢山结合带的蛇绿岩带位于九甲-安定断裂和哀牢山断裂带之间的浅变质带内,可以建立一个较为完整的蛇绿岩层序,由下而上依次为变质橄榄岩(包括二辉橄榄岩和方辉橄榄岩)、堆晶杂岩(包括辉石岩、辉长岩、辉长闪长岩、斜长花岗岩及辉绿岩等)、基性熔岩(包括钠长玄武岩和辉石玄武岩等)及含早石炭世放射虫的硅质岩,混杂面貌清楚。南西侧发育一条太忠-李仙江火山弧带^[16, 17]。至于哀牢山结合带向南东延伸,有不同看法。有人认为哀牢山结合带可能包含两条结合带,一条相当于越南马江结合带,另一条相当于泰国难河-程逸结合带^[4]。笔者之一也曾认为它可与马江带相接^[12, 16, 17]。至于与难河-程逸带相接,正如前述是不可能的,它应沿墨江-黎府-罗文真火山弧带东侧南下接黎府结合带^[41]。Takositanon 等根据泰国黎府巴春地区发育有晚泥盆世洋中脊和洋内弧型镁铁质熔岩(枕状熔岩、玄武碎屑岩和枕状角砾熔岩)^[42],碧差汶地区二叠纪浊积岩中产有蛇纹岩体,中二叠世晚期 Nam Duk 组砂岩中发现有来自弧前地区下面地幔橄榄岩的尖晶石碎屑,并结合地层具有向东逆冲的构造变形样式,提出一条南北走向,向北延伸到黎府和可能到老挝的黎府结合带。在老挝琅勃拉邦东边奠边府断裂带内也见有超基性岩出露,有人叫奠边府镁铁质和超镁铁质岩线。这样黎府结合带可经奠边府镁铁质和超镁铁质岩线与哀牢山结合带相连。

向南东在柬埔寨北部罗拉-上丁带发育有石炭—二叠纪到早三叠世的辉长岩、橄榄岩、粒玄岩和角闪岩^[31]。向东在柬埔寨东北部与越南交界地带的斯雷博河一带,发育一个在前里菲和古生代基底上打开的晚古生代—早中生代的洋盆、中古生代—晚古生代的岛弧及晚二叠世—早三叠世的磨拉石造山杂岩,并通过早中生代的 Buon Ho 结合带使南部的斯雷博河陆块与昆嵩地块拼合在一起,而在越南西北部和老挝交界的南乌河一带也发育一个与之类

似洋盆和构造带^[40]。南乌河带向北西延伸接云南哀牢山带的太忠-李仙江火山弧带。因此,哀牢山结合带很可能在墨江以南分出一支,向南东延伸经南乌河带、奠边府镁铁质和超镁铁质岩线或断裂带接黎府结合带和 Buon Ho 结合带,这里合称哀牢山-斯雷博河结合带(图 1),它的西侧和南侧为墨江-黎府-罗文真火山弧带。洋盆发育于晚古生代,洋壳向西俯冲闭合于二叠纪末、三叠纪初,在哀牢山带晚三叠世磨拉石沉积不整合在结合带之上,底砾岩中含有超基性岩砾石。

奠边府断裂是一个右行走滑断裂,它的北延可交哀牢山断裂,使得呈北西向或近东西向展布的越南和老挝东部的地质体与近南北向展布的墨江-黎府火山弧带斜接,这样就使得哀牢山-斯雷博河结合带构成现今西部思茅-大叻微陆块与东部昆嵩和长山微陆块的分界。

9 马江结合带

马江结合带是被地质学家公认的一条结合带,并作为印支陆块和华南(扬子或华夏)陆块的分界。它由无数的超镁铁质和镁铁质岩块呈冷侵入体侵位在俯冲的混杂岩组合中,其超镁铁质和镁铁质岩石主要有纯橄榄岩、方辉橄榄岩、纯橄榄岩-橄榄岩-辉长岩、辉长岩-苏长岩、镁铁质-拉斑质火山岩,在辉长岩中还伴生有斜长花岗岩。

马江结合带的形成时代有较大争议。Le Van De 根据外来层中有泥盆系灰岩而无石炭系岩石,认为北长山带沿马江蛇绿岩带与马江火山弧带之间的连接是发生在泥盆纪末到石炭纪开始之际^[40]。并认为马江洋在早寒武世开始向南、向北俯冲,分别在南北形成福华特和马江硅质火山弧,同时在马江弧和红河前寒武纪地块之间形成一个边缘海,即黑河带。有人根据越南中部广平省里和角一带中泥盆世华南型脊椎动物(*Yunnanolepiform* 胴甲鱼)的发现,认为印支陆块和华北陆块在志留纪或早泥盆世相连接。然后沿马江带又分开^[12,43]。Metcalf 鉴于越南中部和北部在泥盆纪时无脊椎动物存在明显差异,认为至少在泥盆纪时印支陆块和华南陆块之间就有洋盆存在,形成生物地理障壁,洋盆于晚泥盆世或早石炭世闭合^[4]。但 Janvier 等认为泥盆纪时即使存在一个洋盆障壁,其洋盆也不会很大,因为马江带南北的生物在中泥盆世时其差别便开始不明显,并渐趋消失^[43]。推测印支和华南陆块是在早泥盆世末或中泥盆世马江裂谷形成后发生分离,在早

石炭世闭合。Mouret(1994)等认为是中石炭世关闭的^[42]。如果马江洋开启于泥盆纪,闭合于早或中石炭世,则闭合的时间要早于其北西延伸可能与之相连的金沙江-哀牢山洋(闭合于二叠世末)。但 Sengör 和 Hsu(1984)等认为洋盆发育于早石炭世到三叠纪,晚三叠世关闭^[43]。这一认识与金沙江-哀牢山洋的发育史相近。也有人认为该带清化西边末片理化的超基性岩可能是二叠纪的。看来,马江带很可能与金沙江-哀牢山带一样,原、古特提斯阶段(李兴振等,1991)的蛇绿岩混杂在一个带上,是一个原、古特提斯结合带相叠加的结合带(图 1),晚古生代马江洋可能是金沙江-哀牢山洋延伸到墨江后的另一分支。

10 斋江结合带

根据 Le Van De 的资料^[40],在越南北部红河走滑断裂的北侧斋江河谷及其以北一带存在消减杂岩带,笔者称作结合带。该结合带系由越北洋(打开于里菲期一早寒武世)于志留纪关闭形成,在北光、沾化地区见有寒武系的云母-石英-绿泥石片岩、石英岩夹富 Na 的拉斑玄武质型的绿片岩和洋壳型硅质页岩;在北光、斋江河谷发育有蛇纹岩。认为这些绿片岩和超镁铁质侵入体是蛇绿混杂岩组合。在苟河(Cau River)断裂带南西 Phu Ngu 南面有蛇纹岩、含长橄榄岩(gabrope-ridotite)、辉长闪长岩,认为是早一中古生代俯冲带的残余。出露于斋江穹窿、泸江下游和底江地区的晚元古代一早寒武世的二云片岩、片麻岩、石英岩认为是洋壳层,斋江穹窿的变辉长岩是洋壳上部的残余。在北部湾的沿岸带(原文 Lithoral 可能为 Littoral 之误)早古生代显示具浊积岩,有时具外来层砾岩的复理石特征,并有钙碱性火山岩(姑苏岛上的流纹英安岩),认为与早古生代的毕鸟夫带有关。

上述构造带向北东延伸,即为我国华南洋^[44]部分的钦防海槽。位于南东侧的沿岸带可能相当于火山弧带和弧前沟坡复理石沉积带。其北西侧斋江河谷及其以北一带的蛇绿混杂岩带和洋壳层是一个俯冲消减杂岩带;在构造上与广西西大明山隆起带相接的锦(Hien)江和河朗带属于扬子陆块的被动边缘带,其早古生代沉积具有被动大陆边缘稳定陆棚的沉积特征,西大明山隆起带具有前陆隆起的特征,表明华南洋在越南北部显示明显的向南东俯冲。斋江结合带是越北洋也即华南洋闭合的结果。姑苏岛-云开地区或桂东南岩浆岩带在早古生代应是华南洋

俯冲形成的岩浆弧带^[45]。桂东南岩浆岩带发育有加里东期的同熔和重熔型花岗岩、混合岩。北流县隆盛一带的一套呈层状产出的变质岩其原岩可能为酸性火山岩或火山碎屑岩^[44],也可能是这一岩浆弧的产物。

斋江结合带是扬子陆块和华夏陆块在研究区的分界带,其南西端终止在红河左行(后期为右行)走滑断裂(图1)。如果将红河走滑断裂右行完全复位的话,越南北部和华南陆块的许多地质体或构造带可与红河断裂南部越南的构造带相连接。从北向南依次为:

(1)越北地块北部的广西右江晚古生代末—早中生代裂谷盆地带可与越南同一时期的黑河裂谷盆地(或小洋盆)带相接(或沟通),向西可接扬子陆块西缘的同时代的甘孜-理塘带(小洋盆),三者共同在东、西和南三面围绕二叠纪峨眉地幔柱形成呈串珠状展布的裂谷盆地或小洋盆。它们的形成显然受峨眉地幔柱上升的影响,进一步加剧了早期泥盆纪开始的引张,于晚古生代末—早中生代形成裂谷盆地或扩张为小洋盆。

(2)越北地块(含广西西大明山隆起)可与马江结合带北侧的马江复背斜相接,向西则对应于中咱-中甸地块。

(3)斋江结合带接马江结合带,西接原特提斯金沙江-哀牢山带^[16,17],刘宝^[44]等就曾提出将华南残余洋与古金沙江-哀牢山洋相连^[44,45]。

(4)长山和昆嵩两微陆块对应于华夏陆块(图1),其内部的次级单元也可一一对应:①马江带南侧的福华特(或华特山)岩浆弧带接云开-姑苏岩浆弧带,并与金沙江带西侧昌都陆块上的以奥陶—志留系波罗群火山岩和英云闪长岩为代表的岩浆弧带相对应。②长山加里东褶皱带相当于云开-姑苏岩浆弧带南东的华南加里东褶皱带和昌都陆块上的加里东褶皱带,三者都是泥盆系红层不整合在下古生界之上。昌都陆块与华南陆块一样,晚古生代进入稳定地块或“准地台”发展阶段。长山褶皱带晚古生代也可看作是一个“准地台”。特别是中泥盆世发育的典型的华南动物 *Yunnanolepiform*^[43],表明之前长山褶皱带与华南是连为一体的。③昆嵩地块可与华夏古陆和昌都地块上老的基底部分相对应。④昆嵩地块北面的车邦-岷港结合带就有人将其与华夏古陆北西侧的浙江结合带相连作为泥盆纪时印支与华南陆块分界的主结合带^[4],这一结合带的西延尚不清楚,需在昌都陆块及其西侧加以查寻。

当然,要印证上述这些对比和连接,还需做进一步的工作。

参考文献:

- [1] 李兴振,刘朝基,丁俊.大湄公河次地区构造单元划分[J].沉积与特提斯地质,2004,24(4):13—20.
- [2] MITCHELL A H G. The Shan Plateau and Western Burma: Mesozoic-Cenozoic plate boundaries and correlations with Tibet [A]. A. M. C. Sengor. Tectonic Evolution of the Tethyan Region [C]. Dordrecht / Boston / London: Kluwer Academic Publisher, 1989. 567—583.
- [3] MITCHELL A H G. Late Permian-Mesozoic events and the Mergui Group Nappe in Myanmar and Thailand [J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1992, 7(2/3): 165—178.
- [4] METCALFE I. Gondwana dispersion and Asian accretion [J]. Journal of Geology, 1995, Series B (5—6): 223—266.
- [5] VANEK J, HANUS V, SITARAM M V D. Seismicity and deep structure of the Indo-Burman plate margin [J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1999, 4(2): 147—157.
- [6] Economic and Social Commission for Asia and the Pacific. Atlas of Mineral Resources of the ESCAP Region. Vol. 12: Geology and Mineral Resources of Myanmar [M]. New York: United Nations, 1996.
- [7] 郑海翔,潘桂棠,徐耀荣,等.怒江构造带超基性岩新知——一个完整的蛇绿岩套的确定[A].青藏高原地质文集(13)[C].北京:地质出版社,1983.
- [8] 潘桂棠,郑海翔,徐耀荣,等.初论班公湖-怒江结合带[A].青藏高原地质文集(12)[C].北京:地质出版社,1983.
- [9] CHEN BINGWEI, XIE GUANGLIAN. Evolution of the Tethys in Yunnan and Tibet [J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1994, 9(4): 349—354.
- [10] 肖序常,汤耀庆,高延林.再论青藏高原板块构造[A].中国地质科学院院报(14)[C].北京:地质出版社,1986.
- [11] 彭兴阶,胡长寿.藏东三江带的大地构造演化[J].中国区域地质,1993,(2):140—148.
- [12] 刘增乾,李兴振,叶庆同,等.三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M].北京:地质出版社,1993.
- [13] 刘本培,冯庆来.滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸[J].地学前缘,2002,9(3):161—171.
- [14] 李兴振,刘增乾,潘桂棠,等.西南三江地区构造单元划分及地史演化[A].中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊(13)[C].北京:地质出版社,1991.
- [15] BARLEY M E, PICKARD A L. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar [J]. Tectonics, 2003, 22(3): 4—11.
- [16] 李兴振,刘文均,王义昭,等.西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论)[M].北京:地质出版社,1999.
- [17] 李兴振,江新胜,孙志明,等.西南三江地区碰撞造山过程[M].北京:地质出版社,2002.
- [18] 杨嘉文.对云县铜厂街蛇绿岩的探讨[J].云南地质,1982,

- (1): 59—71.
- [19] 陈炳蔚, 王凯元, 刘万熹, 等. 怒江-澜沧江-金沙江地区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1987.
- [20] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. “三江”特提斯火山作用与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [21] 刘本培, 冯庆来, 方念乔, 等. 滇西南昌宁-孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化[J]. 地球科学, 1993, 18(5): 530—539.
- [22] WU HAORUO et al. The Changning-Menglian suture zone: a segment of the major Cathaysian-Gondwana divide in Southeast Asia [J]. *Tectonophysics*, 1995, 242(3—4): 267—280.
- [23] 范承钧. 滇西区域地质特征[J]. 云南地质, 1982, 1(4): 323—336.
- [24] FAN CHENJUN, ZHANG YIFEI. The structure and tectonics of western Yunnan [J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1994, 9(4): 355—361.
- [25] YANG KAIHUI, MO XUAXUE, ZHU QINWEN. Tectono-volcanic belts and late Palaeozoic-early Mesozoic evolution of southwestern Yunnan, China [J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1994, 10(3/4): 245—262.
- [26] 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及其邻区特提斯海的演化[M]. 北京: 地质出版社, 1987.
- [27] 李兴振, 潘桂棠, 罗建宁, 等. 三江地区冈瓦纳和劳亚大陆的分界[A]. 青藏高原地质文集(20) [C]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [28] 张旗, 张魁武, 李达周. 横断山区镁铁-超镁铁岩[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
- [29] BARR S M, MACDONALD A S. Toward a Late Palaeozoic-Early Mesozoic tectonic model for Thailand [J]. *Journal of Thai Geosciences*, 1991, 1(1): 11—22.
- [30] 冯庆来, 沈上越, 刘本培, 等. 滇西南澜沧江构造带大新山组放射虫、硅质岩和玄武岩研究[J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(3): 220—226.
- [31] HUTCHISON C S. Ophiolite in Southeast Asia [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1975, 86(8): 797—806.
- [32] HUTCHISON C S. The Palaeo-Tethyan realm and Indosinian orogenic system of Southeast Asia [A]. A. M. C. Sengor. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* [C]. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1989. 585—643.
- [33] SPILLER F C P, METCALFE I. Late Palaeozoic radiolarians from the Bentong-Raub suture zone, and the Semangol Formation of peninsular Malaysia—initial results, *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1995, 11(3): 217—224.
- [34] 李兴振, 许效松, 潘桂棠. 泛华夏大陆群与东特提斯构造域演化[J]. 岩相古地理, 1995, 15(4): 1—13.
- [35] HADA S, BUNOPAS S. Terrane analysis and tectonics of the Nan-Chantha Buri suture zone [A]. P Dheeradilos et al. *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific*. Bangkok, Thailand: Department of Mineral Resources, Ministry of Industry, 1997. 303.
- [36] PANJASAWATWONG Y, YAO WANIYOTHIN W. Petrochemical study of post-Triassic basalts from the Nan suture zone, northern Thailand [J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1993, 8(1—4): 147—158.
- [37] BARR S M, MACDONALD A S. Nan River suture zone, northern Thailand [J]. *Geology*, 1987, 15(10): 907—910.
- [38] HADA S, BUNOPAS S, ISHII K, et al. Rift-drift history and the amalgamation of Shan-Thai and Indochina/East Malaya Blocks [A]. P Dheeradilos et al. *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific* [C]. Bangkok, Thailand: Department of Mineral Resources, Ministry of Industry, 1997. Vol. 1, 273—286.
- [39] SINGHARAJWARAPAN S, BERRY R F. Structural analysis of the accretionary complex in Sirikit Dam area, Utharadit, Northern Thailand [J]. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 1993, 8(1—4): 233—245.
- [40] LE VAN DE. Outline of plate-tectonic evolution of continental crust of Vietnam [A]. P Dheeradilos et al. *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific* [C]. Bangkok, Thailand: Department of Mineral Resources, Ministry of Industry, 1997. Vol. 2, 465—474.
- [41] TAKOSITKANON C V, HISADA K, UENO K, et al. New suture and terrane deduced from detrital chromian spinel in sandstone of the Nam Duk Formation, northcentral Thailand: preliminary report [A]. P Dheeradilos et al. *Proceedings of the International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of Southeast Asia and the South Pacific* [C]. Bangkok, Thailand: Department of Mineral Resources, Ministry of Industry, 1997. Vol. 1, 368.
- [42] TONG-DZUY THANH, JANVIER P, TA HOA PHUONG. Fish suggests continental connections between the Indochina and South China blocks in Middle Devonian time [J]. *Geology*, 1996, 24(6): 571—574.
- [43] JANVIER P, TONG-DZUY THANH, TA HOA PHUONG, et al. The Devonian vertebrates (Placodermi, Sarcopterygii) from Central Vietnam and their bearing on the Devonian palaeogeography of Southeast Asia [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1997, 15(4/5): 393—406.
- [44] 刘宝麟, 许效松, 潘杏南, 等. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [45] 广西壮族自治区地质矿产局. 广西壮族自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1985.

Correlation and connection of the main suture zones in the Greater Mekong subregion

LI Xing-zhen, LIU Chao-ji, DING Jun

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

Abstract: There are many suture zones in the Greater Mekong subregion. Some views about the N-S extension and connection of these suture zones have been proposed as follows on the basis of the spatio-temporal evolution and arrangement of the suture zones and other tectonic units. (1) The Indo-Burma Ranges suture zone extends northwards connecting with the Putao-Myitkyina suture zone, and then westwards connecting with the Yarlung Zangbo suture zone. (2) The Putao-Myitkyina suture zone is cut off at its southwestern end by the Sagaing dextral fault and the faulted part of the suture zone should be the Xiadusu-Nongdong zone within the northern section of the Inner-Burman central volcanic arc belt. Towards the south, the suture zone may be covered by the Paleogene and Neogene sediments. (3) The Bangong Lake-Nujiang suture zone extends southwards connecting with the Luxi-Mogok suture zone, and towards further south it may hide beneath the nappes of Mergui and Mogok Groups. (4) The Changning-Menglian suture zone extends southwards connecting the Chiang Mai suture zone, and then conjugating the Lancangjiang suture zone. The pre-existing Changning-Menglian-Chiang Mai Ocean together with Mali-Tanggar rift basin and Shuanghu-Gangmarco oceanic basin in Xizang may be aligned like a paternoster, as in the case of the present-day Sea of Japan, East China Sea Trough and South China Sea. (5) The main part of the Lancangjiang suture zone is a concealed suture zone beneath the nappes within the Dongdasha-Lincang-Kengtong granite belt. Towards the south, it connects with the Chiang Rai-Mae Tha concealed suture zone in Thailand and Bentong-Raub suture zone in the Malay Peninsula, and towards the north, it connects with the Hoh Xil-Jinshajiang suture zone in the Xijir Ulan Lake area. The Hoh Xil-Lancangjiang-Bentong-Raub suture zone is interpreted as the boundary between Gondwana and Laurasia during the Late Palaeozoic. (6) The Nan River-Uttaradit suture zone extends northwards to the Xiaohe River west of Simao, Yunnan, and then ends in the area north of it; towards the south, the suture zone connects with the Sa Kaeo and Kampot-Ha Tien suture zone. (7) The Ailaoshan-Srepok suture zone is a newly delineated suture zone, which extends from the Ailao Mountains southwards via the Nam Ou region and Dien Bien Phu mafic and ultramafic rock belt in Laos to Loei suture zone in Thailand and Srepok suture zone in Cambodia. (8) Just like the Ailaoshan suture zone, the Song Ma suture zone is a superimposed zone of the Early and Late Palaeozoic Song Ma suture zones. The Early Palaeozoic Song Ma suture zone connects westwards with the Jinshajiang-Ailaoshan suture zone, and eastwards, if the Red River left-handed fault is completely restored, it should connect with the Chay River suture zone in northern Viet Nam, which was formed during the subduction of the South China Ocean. The Youjiang rift basin north of the Chay River suture zone can be compared with the Song Da rift basin (or small oceanic basin) in Viet Nam and Garze-Litang oceanic basin in Sichuan, China. All these basins formed a latest Late Palaeozoic-Early Palaeozoic basin belt centred by the Emei mantle plume.

Key words: Greater Mekong subregion; suture zone; Tethyan tectonic domain