DOI:10.19826/j. cnki.1009-3850.2021.02014

西南三江构造体系及演化、成因

尹福光,潘桂棠,孙志明

(中国地质调查局成都地质调查中心,四川 成都 610081)

摘要:西南三江构造体系突出表现为以昌都 - 兰坪 - 思茅地块为中轴的不对称走滑对冲构造,次为与走滑断裂相伴的伸展滑脱、走滑拉分盆地构造体系,再次为块体内部的近北东、北西向走滑断裂系。西南三江造山带构造体系演化分为挤压收缩变形、走滑深熔热隆、走滑剪切伸展、走滑剥蚀隆升等 4 个阶段。自晚白垩世开始,印度板块与欧亚板块碰撞,西南三江造山带对冲体构造体系初始形成。自渐新世开始,印度板块持续向北楔入欧亚大陆,印度板块与扬子克拉通构成力偶,两者相向、相对运动,挤压与剪切特提斯大洋缝合带及两大陆边缘弧盆系等地质体,西南三江造山带对冲体构造体系进一步发展,近南北向剪切走滑构造体系形成,构造方向也由近东西转为近南北向。而与近南北向主走滑断裂带之相伴的伸展滑脱构造、拉分盆地,块体内部近北东、北西"X"型剪切走滑断裂同时相伴形成。这样,就形成了西南三江造山带大规模的对冲、走滑、旋转及其伴生的伸展、拉分盆地构造的构造体系。

关键词:西南三江;构造体系;演化;成因中图分类号:P542 文献标识码:A

西南三江构造体系及成因有多种论述:"槽台" 观点认为该区的大地构造属性是"三江印支褶皱带 (黄汲清和任纪舜,1980;范承钧,1983;熊家镛, 1984);"地质力学"观点认为该区属阿尔卑斯 - 喜 马拉雅山巨型歹字型构造体系,它的主体是由一系 列巨型反 S 型褶皱带以及次一级的构造、岩浆、变质 带组成(李四光,1973)。潘桂棠等(2003)、李兴振 等(2002)各自提出了"横断山"式造山模式。但他 们认识也有差别,潘桂棠等(1997,2003)认为西南 三江造山带表现为印度板块与扬子克拉通之间的 非正向、斜向的碰撞而引发大规模的对冲、反冲推 覆,走滑旋转及其伴生的拉分盆地构造的体系;李 兴振等(2002)认为西南三江造山带的形成明显是 板块的俯冲与碰撞的结果,为对冲式造山带。 Tapponnier et al. (2001)认为印度大陆向北俯冲,使 欧亚大陆内部的物质沿大型走滑断裂向东及东南 侧向位移,并认为红河断层的逆时针平移运动造成 南海的开裂。俯冲或对冲观点认为,三江造山带之 下,残存着印度板块与扬子克拉通相对下插的痕 迹,并由此推定两个板块曾发生相对俯冲(臧绍先, 1987;环文林等, 1995; 钟大赉, 1998; 许志琴等,

1999)

构造形变是大陆碰撞最为直接的动力学体现。 西南三江造山带为特提斯构造域由东西向转为南北向的关键部位,是研究构造转换、大陆侧向碰撞的重要地段。本文从西南三江造山带构造格局和构造演化的基本特征出发,重点阐述构造样式,分析碰撞后陆内变形应力场及运动学模式。认为西南三江造山带表现为印度板块与扬子克拉通之间的非正向、斜向的碰撞而引发大规模的对冲、走滑、旋转及其伴生的伸展、拉分盆地构造的构造体系,印度板块与扬子克拉通组成的力偶的剪切挤压效应十分明显。

1 区域地质背景

怒江、澜沧江、金沙江地区(以下筒称三江地区),位于我国西南边陲,其西南与缅甸接壤,南与老挝、越南相邻,北面和东面大致以通天河、雅砻江、元江为界。三江地区大地构造横跨印度板块、欧亚板块,内含特提斯大洋(潘桂棠等,1997)。由多条走滑断裂带及其间的块体构成,包括实皆(主体在缅甸境内)、高黎贡山、澜沧江、金沙江-哀牢山、

收稿日期:2021-01-16:改回日期:2021-02-22

作者简介: 尹福光(1965—),男,研究员,主要从事区域地质矿产调查研究工作。E-mail:yfuguang@126.com

资助项目: 国家自然科学基金项目(92055314);中国地质调查局项目(DD20190370)

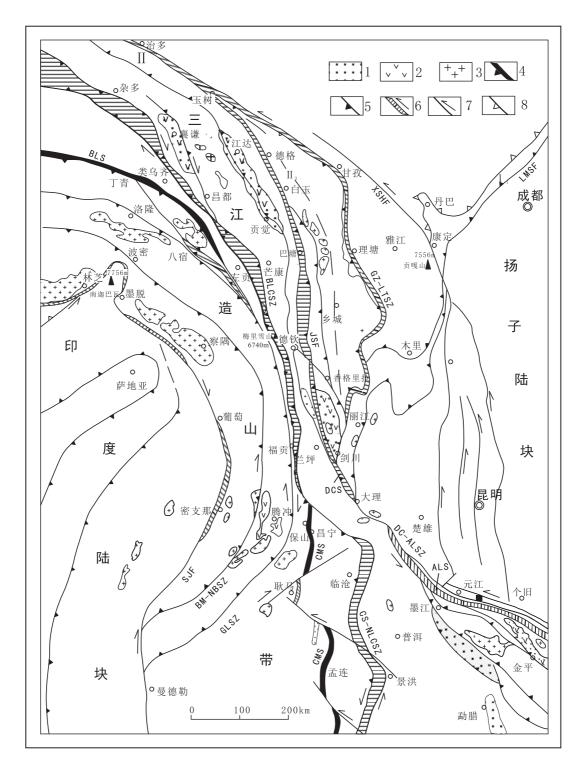


图 1 西南三江造山带新构造简图及新生代盆地、岩浆岩、核杂岩分布图(据潘桂棠等,2003 补充)

1—新生代盆地;2—新生代火山岩;3—新生代侵入岩;4—板块缝合带;5—板块俯冲带;6—剪切走滑带;7—推覆断层;8—拆离断层。SJF—实皆断裂;BM-NBSZ—波密 - 那邦剪切带;GLSZ—高黎贡山走滑剪切带;BLS—班公湖 - 怒江板块缝合带;CMS—昌宁 - 孟连板块缝合带;BLCSZ—北澜沧江走滑剪切带;CS-NLCSZ—崇山 - 澜沧江走滑剪切带;JSSZ—金沙江走滑剪切带;DC-AISZ—点苍山 - 哀牢山走滑剪切带;GZ-LTSZ—甘孜-理塘走滑剪切带;XSHF—鲜水河断裂带;LMSF—龙门山断裂带

Fig. 1 Neotectonic map of Sanjiang orogenic belt, Southwest China and distribution map of Cenozoic basins, magmatic rocks and core complexes (modified from pan et al., 2003)

甘孜 - 理塘等走滑断裂带, 其间的块体有腾冲、保山、昌都 - 兰坪 - 思茅、中咱 - 中甸等地块(图1)。 表现中部收腰, 南北两段撒开的反 S 型构造格架 (李兴振等, 2002; 潘桂棠等, 2003)。

2 西南三江造山带构造样式

西南三江造山带的基本构造轮廓,表现为近南 北向走滑断裂带的线性构造,以及介于其间的地块 复杂构造组合,主要有不同特点和成因属性的4种 基本构造样式。

2.1 对冲构造体系

一是西南三江造山带整体表现为对冲构造样式,二是块体内部表现为对冲构造样式(主要是昌都-兰坪-思茅地块)。

2.1.1 西南三江造山带对冲构造样式

印度板块与扬子克拉通碰撞后,持续的地壳缩 短挤压作用导致构造叠置,西南三江造山带表现为 以昌都 - 兰坪 - 思茅地块为中轴的不对称走滑对 冲构造(李兴振等,2002)。即以昌都-思茅地块为 中轴,形成两侧相向对冲的山系。西侧有高黎贡山 和保山,东侧有梅里雪山、云岭、大雪山、哈巴雪山、 玉龙雪山和点苍山,盆地内部有芒康山和清水朗 山。这些山脉大多为由逆冲推覆的构造岩片堆叠 而成。西部逆冲推覆构造岩片及前锋逆冲断裂都 表现为向东突出的弧形,而逆冲推覆构造岩片北 翼,也即前锋逆冲断裂北段为逆时针逆冲,南段为 顺时针逆冲;东部逆冲推覆构造岩片总体表现向西 逆冲,未有突出的向西的弧形,但在扬子克拉通西 南缘形成白汉场 - 哀牢山断裂为前锋断裂的昔腊 坪-点山逆冲推覆带和以字嘎寺-德钦-维西-乔后断裂为前锋带的金沙江带和中咱 - 中甸巨型 逆冲推覆带。北西顺时针走滑带和南东逆时针走 滑带刚好位于这两个逆冲推覆带前锋弧的南北两 翼,反映自东向西的逆冲推覆。

(1)西部向东逆冲推覆的逆冲岩席

距昌都 - 兰坪 - 思茅地块,由北到南、由东向西包括东达山、嘉玉桥、崇山 - 临沧、高黎贡山等逆冲岩席。

东达山逆冲岩席,在昌都盆地西侧的类乌齐—吉塘—登巴一带,西侧吉塘群(AnZ)变质岩系和东达山花岗岩带向东逆冲在昌都盆地弧火山岩带的石炭纪—二叠纪—三叠纪地层之上。弧火山岩带又向东逆冲在昌都盆地侏罗系—白垩系之上。其

前缘断裂为澜沧江断裂。与此相应,在盆地内部也发育一系列自西向东逆冲岩片。从荣许兵站向东经登巴至芒康竹卡以东,可见到东达山花岗岩向东逆冲在石炭—二叠系之上,石炭—二叠系又向东逆冲在上三叠统和古近系—新近系红层之上,中上三叠统又向东逆冲在侏罗—白垩系之上。在竹卡至拉屋—带。由于向东逆冲导致侏罗纪地层的褶皱表现为向东倒转的同斜皱褶(图2)。

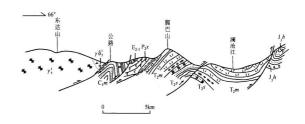


图 2 脚巴山构造剖面(据 1:20 万盐井、芒康幅区域地质调查报告)

Fig. 2 Sketch of the Jiaobashan structural section (according to 1:200,000 Yanjing and Mangkang regional surveys)

嘉玉桥逆冲岩席,其东缘为马利 - 邦达 - 察瓦 龙前锋逆冲断层,嘉玉桥古生代火山沉积岩系向东 斜冲到晚三叠世煤系地层之上,在马利可见逆冲到 古近纪红层之上。逆冲岩席南西侧为洛隆 - 八宿 反冲断裂。

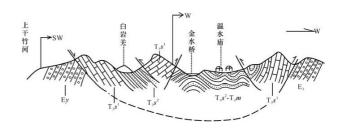


图 3 兰坪北上干竹河 – 温水庙推覆构造剖面图(据李兴振等,2002)

Fig. 3 Profile of nappe structure from Shangganzhu River to Wenshui Temple in northern Lanping (after Li et al., 2002)

崇山-临沧逆冲岩席,在北段碧罗雪山—崇山一带,崇山群变质岩向东逆冲在兰坪盆地弧火山岩带的石炭—二叠纪地层之上。同样在其前缘兰坪盆地西部自西向东依次出现石炭纪—二叠纪地层向东逆冲在晚三叠世忙怀组和小定西组之上。后者又逆冲在侏罗纪—白垩纪地层之上,侏罗纪—白垩纪地层又逆冲在古近纪—新近纪地层之上,形成众多飞来峰(图3)。最终在白秧坪—营盘—云龙一

带由向东逆冲的大箐山 – 北莽山断裂,与盆地东侧 向西逆冲的华昌山 – 沘江断裂相对峙,两者近在咫 尺,形成以新生代盆地为轴心的对冲带。

在南段云县—景洪一带,临沧花岗岩带及澜沧群变质岩带向东逆冲在思茅盆地二叠纪—三叠纪弧火山岩带之上,临沧花岗岩带内部也形成一系列

逆冲岩席(杨振德,1996)。在兰坪-思茅盆地内部,于云县-魏山之间的澜沧江北岸,发育上三叠统向北东逆冲推覆形成的逆推带和飞来峰群,在无量山一带,盆地基底的无量山群也卷入逆冲推覆构造之中,向北东逆推在中生代地层之上(图4)。

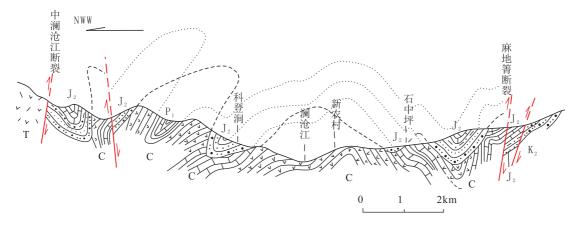


图 4 中澜沧江断裂带横剖面图(据1:20万兰坪幅区域地质调查报告)

Fig. 4 Cross section across the Lancang River fault zone (after 1:200,000 Lanping Area Survey)

高黎贡山逆冲岩席,前缘断裂高黎贡山逆冲断裂带,表现为大规模的韧性推覆断裂带,略向东凸出呈弧形。断裂北段的北西延伸部分与嘉黎走滑断裂相接,在龙陵附近转向南西,被南北向实皆顺时针断裂带截切。该断裂南段西侧高黎贡山群变质岩带和高黎贡山花岗岩带向东逆冲在保山地块西侧古生代地层之上。作为强烈的向东部逆冲推覆叠置体的前锋,其中可见3~4千米宽的韧性剪切带面理西倾,倾角30~60°,沿贡山—福贡—龙陵—潞西—带常可见向东倒转的紧闭同斜褶皱。中新世以来,滇西南腾冲—梁河—陇川—龙川江等地区伸展盆地内上新世—第四纪的河湖相沉积及玄武岩夹层以及高钾钙碱性火山岩群的出现,代表了地壳块体走滑、旋转拉分的产物。

(2)东部向西逆冲推覆的逆冲岩席

从北向南包括金沙江混杂带、中咱 - 香格里拉、哈巴雪山 - 点苍山 - 哀牢山等逆冲岩席。

金沙江混杂带仰冲岩席,向西强烈仰冲到西侧二叠纪—三叠纪江达-维西弧火山岩带之上,其前锋斜冲断裂为爱拉山-西渠河桥-白马雪山-工农断裂。该岩席包括洋内弧残体、弧后盆地消减杂岩组合。其内部发生一系列冲断层和次一级剪切带。在白茫雪山等地可见混杂岩与古近纪红层冲断层接触。

中咱-香格里拉逆冲岩席,被夹持在甘孜-理塘和金沙江两构造带之间。由古生代地层构成,其上为三叠系不整合。其西部逆冲前锋的断裂带总体为金沙江蛇绿混杂东侧边界带南北延展达600余千米。逆推带向西逆冲在金沙江蛇绿混杂岩带之上,混杂带内随处可见来自中咱-香格里拉地块的古生代灰岩组成推覆体飞来峰和滑覆体。逆推带同斜倒转褶皱发育,边界冲断层可见强烈的构造糜棱岩化,流劈理及动力变质、变形。

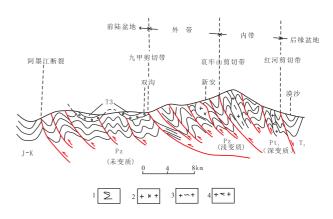


图 5 哀牢山造山带横剖面示意图(熊家镛等,1998) 1. 超基性岩; 2. 中一晚三叠世钾长花岗岩; 3. 侏罗纪片麻状花岗岩; 4. 白垩纪角闪质花岗岩

Fig. 5 Cross section of Ailao Mountain orogenic belt (after Xiong et al., 1998)

哈巴雪山-点苍山-哀牢山逆冲岩席,由扬子基底的元古界苍山群和哀牢山群及其上覆的古生代地层向西和南西逆冲在兰坪-思茅盆地的中新生代地层之上(熊家镛等,1998)(图 5),这一逆推事件主要发生于古近纪末期。该逆推带向北被维西-乔后断裂所切。

2.1.2 块体内的对冲构造

刘俊来等(2006)把此类型称之为区域性收缩构造型式,主要发育在昌都-兰坪-思茅、保山地块中。

昌都-思茅地块内发育有较完整的晚古生界,全区以三叠系、侏罗系一白垩系广泛分布为特色,东西两侧分别对称发育一个陆缘火山-岩浆弧。火山弧带、缝合带,甚或两侧陆块均出现构造反向,形成前陆盆地式的褶皱与冲断(图6)。各逆冲岩席的前锋断裂,均表现走滑斜冲的特点。从两侧造山带向盆地内,褶皱由同劈理的同斜倒转褶皱到无劈理的开阔等厚褶皱。昌都-思茅盆地西部发育的古近纪地层,组成大向斜槽部,形态狭长,走向南北,其上缺失新近系沉积,反映古近纪的东西向挤压作用,新近纪以后还发育走滑拉分盆地和其他山间盆地。

昌都 - 思茅盆地两侧为火山弧带,使火山弧带上的石炭系—二叠系和中上三叠统形成一系列向东倒转的褶皱(图7)。褶皱形态由西向东由紧闭到开阔,由倒转到正常。类型由深部变形相(变形面为片理)的同劈理褶皱到浅部变形相无劈理褶皱。同时发育一组向东逆冲的叠瓦状断层,及少数伴生的反冲断层、飞来峰和滑覆体。其前锋主断裂为竹卡 - 起塘牛场逆掩断层,该断层使下盘中侏罗世地层形成一系列向东倒转的褶皱。自此向东,向盆地内部,侏罗纪—白垩纪地层褶皱变得十分宽缓。

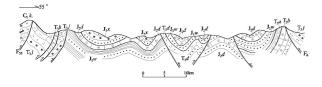


图 6 昌都 - 芒康盆地构造剖面图

Fig. 6 Structural section of the Changdu-Mangkang Basin

昌都 - 思茅盆地东部构造样式主要以发育叠瓦状逆冲断层和等厚褶皱的侏罗山式构造变形为主,飞来峰构造也很发育(图7)。与西部一样,自东

向西褶皱由紧闭到宽缓,由同斜倒转到正常,由有 劈理褶皱到无劈理褶皱。不同的是这里金沙江缝 合带的强烈片理化的岩层向西逆冲在二叠系—三 叠系弧火山岩带上。弧火山岩带及昌都地块东缘 古生代地层分别依次向西逆冲在中新生代地层之 上。并在前缘形成飞来峰。其前锋主断裂为老然 -纳古逆断层。该断裂将昌都中生代盆地切去了 其东南角,使东部地层系统直接掩覆在盆地西部中 侏罗统之上。

保山地块在两侧对冲挤压下,形成一个以保山为中心的长梭形体。在西部,从高黎贡山向东,总体上形成一个前陆式褶皱冲断带。发育一系列断面西倾的叠瓦状断层,褶皱由西往东,由紧闭倒转到直立正常宽缓,由片理褶皱到无片理褶皱,显示前陆地带构造变形样式。在东部,除柯街主断裂向西逆冲推覆外,东部大多数断层为断面倾向西,向东逆冲的逆冲断层,形成叠瓦状,褶皱轴面也向东倒,似乎形成一个前陆反向褶皱冲断带。在这一逆推带的后缘,还有一系列断层。但在地块中部施甸坝子可见到两侧古生代岩层相向对冲(李兴振等,1999)。

2.2 剪切走滑断裂构造体系

剪切走滑断裂构造是西南三江造山带最为特色的构造样式,有两种不同的表现,即相对较早阶段的下地壳韧性走滑剪切带和较晚阶段中上地壳层次的脆性走滑断裂构造。早期走滑构造以近南北向韧性剪切带为代表。而晚期的走滑断裂构造在多数地区普遍存在,既有继承前期断裂反向走滑断裂,又有相伴的广布于全区且具有同向滑移的小侧伏角走滑断层,形成 X 型展布的走滑断裂系,调节了昌都 – 兰坪块体挤压收缩并分别向北、向南挤出的应变分量(潘桂棠,2003)。

2.2.1 近南北向剪切走滑断裂带

(1) 昔马 - 铜壁关剪切走滑断裂系

又称之为那邦剪切走滑断裂带,东起昔马-铜壁关一线,西至缅甸境内的上新世盆地东沿,是缅甸境内著名的 Mogok 带的东缘组成,宽 3~4 km。带内可见 3 种岩性:主体为花岗闪长质片麻岩,次为呈包体的变质基性岩和同构造脉状岩浆岩。发育近南北向直立面理和近水平的拉伸线理,经历了中-高温下的顺时针韧性剪切。季建清等(2000)认为经历了两期变质作用的改造,即早期(约 76~74 Ma)麻粒岩相变质作用和晚期(约 23~24 Ma)角闪

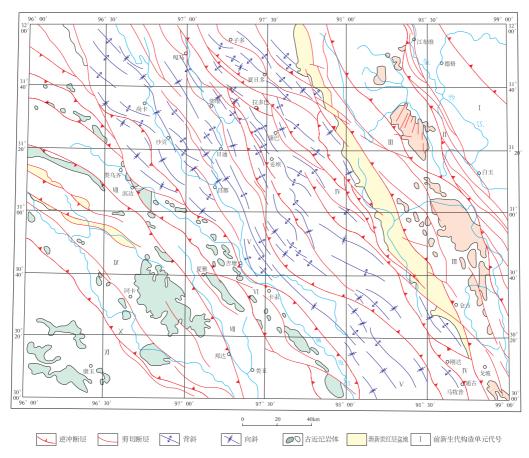


图 7 藏东新生代走滑 - 对冲构造变形图(据 1:20 万地质调查填图资料缩编)

Fig. 7 Cenozoic strike slipging-ramp structural deformation map in eastern Tibet

岩相变质作用。那邦剪切走滑带南段中糜棱岩的变质和岩浆锆石的高温年龄为50~40 Ma(许志琴等,2016),为早期剪切走滑运动活动时限;剪切带中同构造脉体——细粒黑云母花岗岩的年龄(14~11 Ma)代表了后期顺时针走滑运动活动时限。Mogok变质带中高级变质岩石中的黑云母⁴⁰Ar-³⁹Ar测年揭示南段的抬升年龄为36.2~25.9 Ma,中段为24.2~16.6 Ma,北段(Mogok)19.5~16 Ma,逐渐变新的趋势(许志琴等,2016)。

(2) 嘉黎 - 高黎贡山剪切走滑断裂带

近 N—S 走向的高黎贡剪切带是一条数百米至数千米宽、几千米长的剪切走滑断裂带,其在龙陵附近变成 SW 走向,向南终止于缅甸实皆断裂,向北在西藏与顺时针的嘉黎剪切带交汇(Lin et al., 2009),构成保山地块与腾冲地块的边界。由花岗质、长英质糜棱岩、糜棱岩化岩石组成。沿高黎贡山分水岭的韧性剪切带的面理上的水平线理的发育,以及大量非共轴变形的旋转构造指示断裂的顺

时针剪切,剪切带的水平位移在 50 km 以上(丁林和钟大赉,2013),构造面理发生褶皱,并被后期顺时针的走滑断层所改造。

高黎贡剪切带变质变形作用经历了四期运动:第1期高黎贡山走滑剪切带有61~58 Ma的碰撞型花岗岩侵入(丛峰等,2010;唐渊等,2016)和55 Ma的变形变质,或延至54~45 Ma(Song et al.,2010; Zhao et al.,2016);第2期,剪切作用开始于38.4 Ma(李再会等,2012)或32 Ma(Wang et al.,2006),止于24~19 Ma并与淡色花岗岩脉的产出,表明其侵位与该期变形作用有关(Song et al.,2010;唐渊等,2016);第3期,16~11 Ma期变形表现为韧性顺时针走滑剪切作用,糜棱岩中黑云母40 Ar/39 Ar 热年代数据证明顺时针剪切开始于16 Ma(Lin et al.,2009; Zhang et al.,2012),活动年龄是13.86 Ma(丁林和钟大赉,2013),变形较弱的花岗岩中的黑云母40 Ar/39 Ar 热年代数据约束了顺时针剪切终止于10 Ma(Zhang et al.,2012),16~11 Ma期与安达曼海的

扩张、缅甸境内实皆断裂的顺时针活动相一致,可能是此期地块再次发生挤出的结果;第4期,约8.4~0.9 Ma(Wang et al.,2008),腾冲地块发生了向南的挤出和顺时针的旋转,促成了一系列与此前顺时针走滑相关的盆地的折返和南北向凹陷盆地的形成,制约了腾冲火山岩的喷发和整个地区的快速抬升。

(3)澜沧江剪切走滑断裂带

澜沧江剪切走滑断裂带大体沿澜沧江延伸, NNW 走向,长约 250 km、宽约 10 km,为兰坪 - 思茅 地块与临沧地块的边界,在东喜马拉雅构造结附近 与高黎贡剪切带会聚(Wang and Burchfiel, 1997)。 在不同地段切割了不同时代地层,在蜂腰地段切割 了二叠系、三叠系和侏罗系等地层,为一向东逆冲 推覆形成的韧性剪切带。北段为顺时针走滑,中、 南段则为逆时针走滑(Akciz et al., 2008; Zhang et al.,2010),可能受南汀河 NE 向顺时针走滑错动有 关。构造岩类型也存在差异,北段纯剪切为主的糜 棱化岩石发育强烈面理而线理相对较弱,而中、南 段构造岩形成于简单剪切为主的同时发育强烈线 理和面理,为"L-S"构造岩。构造带内的强变形高 级变质岩核部面理陡立,线理近水平;向两侧面理 逐渐缓陡立而相向而倾,且上盘逆冲,呈"花式"或 "半花式"挤出形态(张波等,2009)。

澜沧江剪切走滑断裂带记录了三期变形 (Zhang et al., 2010):第1期变形形成直立水平褶皱 或斜歪水平褶皱,轴面 N—S 或 NNW—SSE 走向,强 烈发育有轴面劈理,是印度 - 欧亚陆陆碰撞早期挤 压变形的表现,其活动年龄范围为41~17 Ma(Akciz et al.,2008);第2期变形往往形成鞘褶皱、无根钩状 褶皱,并发育石香肠构造,与 S-C 组构、碎斑旋转系 以及糜棱面理,是走滑剪切作用的结果,剪切作用 初期阶段的时代为 21.7 ± 0.3 Ma、22.7 ± 0.3 Ma (唐渊等,2016);第3期变形表现为脆性共轭断层, 它切过早期的构造,把变质杂岩剥露出地表,几何 特征表明其受东西向挤压应力控制,黑云母40 Ar/ 39 Ar热年代数据表明剪切作用终止于 14~9 Ma(李 兴振等,1999; Akciz et al.,2008; Zhang et al.,2010)。 从上述可知,该韧性剪切带有多次活动,多种成因, 既有逆冲推覆,又有逆时针和顺时针走滑。三者关 系可能顺时针和逆冲推覆在先,逆时针走滑在后。

(4)金沙江 - 哀牢山(红河)剪切走滑断裂带 金沙江 - 哀牢山(红河)剪切走滑断裂带是一 条长达 1000 km、NW—SE 走向、断续出露的剪切走滑断裂带,从西藏东南部—直延伸到中国南海。以剑川为界分为南北两段,北段为沿金沙江展布,南断沿哀牢山 - 红河展布。

金沙江段与金沙江缝合带重合,混杂岩基质(由碎屑岩、硅质岩、基性火山岩构成)中可见到拉伸线理、眼球,并表明有逆时针走滑和向西逆冲推覆两种反应。

哀牢山(红河)段由北向南依次为雪龙山、点苍 山、哀牢山、瑶山 - 大象山四个变质 - 变形带。哀 牢山剪切走滑带主要由角闪岩相、绿片岩相变质岩 组成。早期经历逆时针走滑后期转为顺时针走滑 断层。变形分为 4 期 (Tapponnier et al., 1982; Cao et al.,2011a; Liu et al.,2015): 第1期为挤压变形,大约 58~56 Ma 的共轴变形和区域性的收缩(刘俊来等, 2008);第2期为在高温纯剪作用下形成的对称的褶 皱、香肠构造以及透镜体,变形温度高达 750℃,有 高钾碱性岩石组合,大约43~30 Ma;第3期变形是 在哀牢山变质杂岩中广泛存在的单剪变形,经历了 逆时针走滑剪切作用,变形温度在400~600℃,深 变质锆石年龄为33.1~28.5 Ma、剪切变形时间为 28~22 Ma;第4期变形为主要分布在变质杂岩边部 的脆性正断层,13~0 Ma 左右为正滑剪切,于5 Ma 开始的顺时针走滑作用(Allen et al., 1984; Peltzer and Tapponnier, 1988; Leloup et al., 1995, 2001), 最 终把中下地壳的韧性物质剥露到地表。

(5)甘孜 - 理塘剪切走滑断裂带

甘孜 - 理塘逆冲走滑剪切断裂带继承于甘孜 - 理塘蛇绿混杂岩带,晚二叠世末开始扩张为洋盆,晚三叠世向西俯冲,形成大量密集的韧性断层、紧闭褶皱和流劈理,在中段发现有蓝闪石变质矿物。侏罗纪以后陆内汇聚,进一步形成逆冲推覆构造及走滑剪切断层。其构造样式为蛇绿混杂岩透镜体、脆 - 韧性断层、推覆构造,斜歪褶皱、枢纽轴面同斜褶皱,主要表现为中深—中浅构造层次的变形。

2.2.2 近北东、北西走滑断裂系

印度板块东北角向北东的楔入,西南三江造山 带除了近南北向的大规模的逆时针或顺时针走滑 构造外,同时,在各块体中,还广泛发育一系列北东 向和北北西向构造,它们互相交切,雁行斜列,等距 出现。这些断裂带以走滑为主,又往往具有早期为 张性,晚期为压性特征。北北西向断裂发育在澜沧 江断裂以东的昌都、兰坪-思茅地块之中,一般都具有顺扭性质,与南北向走滑断裂交角较小,伴有走滑拉分盆地。北东向断裂发育在澜沧江断裂以西的腾冲、保山地块、临沧等地块之中,一般均具反扭性质,同样伴有走滑拉分盆地。又可把它们当作一种独立的棋盘格式构造体系看待(吴中海等,2015)。

这两组构造的共同特点是走向平直稳定,穿切能力较强,斜切强大的南北走向主干构造,如南汀河断裂斜切了昌宁-孟连构造带、临沧地块、南澜沦江构造带;德钦-维西-乔后剪切带逆时针走滑形成的韧性剪切带,它向北可到藏东江达字嘎寺以北至青海境内,控制形成了兰坪新生代盆地、并与近南北向的金沙江走滑断层共同控制了剑川盆地的形成。

(1) 西部 NE—近 EW 向逆时针走滑断裂系

NE—近 EW 向弧形展布的有逆时针走滑运动的瑞丽 - 龙陵裂带、南汀河断裂带、黑河断裂带等,以及腾冲地块、保山地块内部的逆时针走滑断裂组成。瑞丽 - 龙陵断裂带与高黎贡断裂相连,前已述。

南汀河断裂是一条线性特征十分清楚的 NE 向走滑断层,起始于思茅地体中部蜂腰部位的西南侧,并向西南延伸进入缅甸并最终与近南北走向的实皆顺时针走滑断裂相交,全长超过 300 km (Socquet and Pubellier,2005;王晋南等,2006)。南汀河走滑断裂带在始新世时期发生顺时针走滑运动,自上新世开始转变为逆时针走滑运动(杨振宇等,2001)。澜沧江大拐弯的形成与南汀河断裂的逆时针走滑有直接的关系。

腾冲地块内的大盈江、陇川江断裂都具逆时针特征。如陇川江断裂逆时针错断了中新世晚期的芒东盆地。晚中新世—早上新世腾冲地块内部构造型式的转变,逆时针走滑运动的出现制约了火山岩地区凹陷的展布,为腾冲火山岩的喷发提供了适宜的构造环境,提供了火山活动时岩浆上行的通道。

(2) 东部 NNW—近 NW 向逆时针走滑断裂系

在昌都地块东部表现为侏罗纪—白垩纪地层 形成一系列轴向或走向北西的呈雁列式排列的褶 皱和断裂,及始新世贡觉走滑拉分盆地的形成,反 映字嘎寺 - 德钦大断裂的顺时针走滑特征。在西 侧主要是发育逆时针走滑断裂及囊谦走滑拉分盆 地的形成,显示逆时针走滑特征(李兴振等,1999)。

德钦-维西-乔后剪切带为逆时针走滑形成

的韧性剪切带,表现最为显著的是错断的古近纪原型盆地。另一方面,在断层演化的晚期阶段,广泛发育规模不等的逆冲-推覆构造(薛春纪等,2002;陶晓风等,2002)。

2.3 走滑伸展滑脱构造体系

区域性伸展与变质核杂岩、新生代盆地伸展构造在三江地区及邻区(东南亚地区)普遍发育,伸展构造最主要的表现形式为变质核杂岩和地堑(新生代盆地)构造。

在红河 - 哀牢山断裂带与实皆断裂带间,已经有多人多次报道变质核杂岩的存在,例如云南雪龙山、点苍山、哀牢山(Tapponnier et al., 1986;张世涛等,2000;刘俊来等,2008)、澜沧江和西盟杂岩,越南、泰国以及缅甸的 Day Nin Con Voi 杂岩(Nam et al.,2003)、Mogok 片麻岩带、Doi Inthanon-Doi Suthep杂岩和 Bukhang 弯隆。他们并合理地解释了这一地区零散分布的下地壳深变质岩石的剥露机制。

在哀牢山 - 红河韧性剪切带中出露四个典型 变质杂岩体-雪龙山、点苍山、哀牢山、瑶山-大象 山,杂岩体原岩为新元古代,并经历了变质作用— 混合岩化作用的改造(刘俊来等,2008)。剥露时间 的非均一性也为人们所接受,除了个别年龄数据较 老,大于30 Ma,区域变质核杂岩的主体剥露时间普 遍认为介于 27~16 Ma 之间 (Leloup and Kienast, 1993; Morley et al., 2001)。变质核杂岩的剥露是由 于古近纪的地壳增厚、浮力驱动地壳产生垮塌和下 地壳流动(Morley et al., 2001),或者由于走滑断层 地质年代学的相似性而认为沿红河剪切带的逆时 针走滑断层所致,如大象山岭变质核杂岩、哀牢山 变质核杂岩(Tapponnier et al.,1986),或者直接归因 于区域性伸展作用(Leloup and Kienast, 1993)。刘 俊来等(2007)认为位于西南三江红河断裂和实皆 断裂带之间的扇形区域内出现的变质核杂岩与渐 新世—中新世时期区域性伸展作用有关,而伸展作 用是由印支地块的差异性旋转产生的,其原因是由 于约33 Ma 开始斜向俯冲的印度板块的顺时针旋转 和回退所致。在印支块体不同部位的差异旋转导 致地块的伸展,且失去其完整性,并致使变质核杂 岩的剥露。

2.4 走滑拉分盆地构造体系

在新生代,西南三江地区发育一系列走滑拉分盆地,从北至南有囊谦盆地、贡觉盆地、兰坪盆地、 剑川盆地、洱海盆地、弥渡盆地等(图8)。

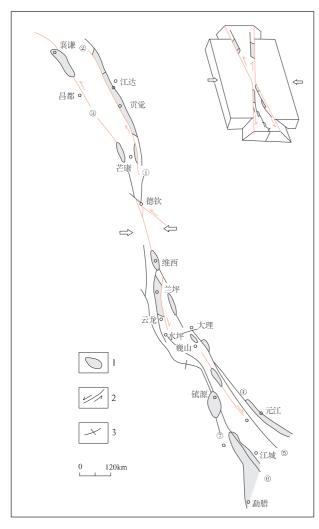


图 8 西南三江地区走滑拉分盆示意图 1—新生代盆地;2—走滑断层;3—褶皱;①—车所乡 - 德钦断裂; ②—温泉断裂;③—芒康断裂;④—红河断裂;⑤—哀牢山断裂; ⑥—江城断裂;⑦—镇源断裂

Fig. 8 Sketch diagram of Strike-slip pull-apart basins in Sanjiang area of Southwest China

拉分盆地群及单个盆地,均呈近 SN 向、NWW 向展布,为盆地大小不一,长宽不等,通常所见呈反 "S"(如八宿、洛隆盆地)、不规则菱形(如囊谦、贡觉盆地)。明显受控先存断裂软弱带,主体被走滑断裂控制。沉积厚度最大的部位为近盆缘走滑断层一侧。河流冲积扇常沿盆缘断裂分布,使得盆地中沉积物在横剖面上表现为不对称性。如囊谦盆地沿 NW—SE 向展布,其基底向东倾斜呈不对称条状,长约55 km,东西宽8~15 km,最宽达 18 km,长宽比率近似于3,沉积厚度约为3300 m,而厚度最大的部位在近盆缘走滑断层一侧。囊谦盆地早期拉

张始于 38.3~37.5 Ma, 贡觉盆地拉张稍早, 46.2~40.8 Ma(李忠雄等, 2006)。

剑川盆地长约 100 km、宽约 40 km 的菱形盆地。在 36.23 ± 0.88 ~ 35.46 ± 0.76 Ma 间发育一套火山喷发相 – 火山沉积相组合(沙绍礼和敖德恩,2001;覃琼等,2018)。盆地周围边界断层均表现出正断性质,为逆时针走滑断裂系中的张裂。盆地近EW 向挤压作用发生在 15 Ma,而区内 NW 向挤压运动发生在(15 ~ 5.4) Ma 间,后期正断引张运动开始于距今 5.4 Myr 前,强烈活动于(1.6 ~ 1.5) Ma(向宏发等,2009)。

洱海盆地发育在红河断裂的北端(图 9a),从北向南由四个小的凹陷组成,由两组陡立的 NE—SW 和 NW—SE 向的共轭张剪性断层组限定并隔开(图 9b),为一伸展断陷盆地,由走滑断裂系统中发育的两组陡立共轭张剪性断层所控制形成,总体上反映了近 E—W 向的区域伸展。

依据盆地沉积特征和年代学,西南三江造山带新生代出现了2期以发育断陷盆地为特征的构造松弛阶段:古始新世中期(46.2~40.8 Ma)至古始新世中期(37.5~35.46 Ma)、上新世中晚期至早更新世(3.6~1 Ma)和中更新世(0.6~0.12 Ma),它们代表了构造挤出造山后的重力垮塌和伸展变形(唐渊和刘俊来,2010)。

3 西南三江造山带构造体系演化

从以上论述可以看成出,西南三江造山带构造体系突出表现为以昌都 - 兰坪 - 思茅地块为中轴的不对称走滑对冲构造(李兴振,2002),次为与走滑断裂相伴的伸展滑脱与走滑拉分盆地构造体系,再次为块体内部的近北东、北西向走滑断裂系。

对冲构造构造体系既有先期的继承,又与走滑构造体系共同发展。西南三江造山带是奠基于晚古生代至三叠纪的古特提斯洋两侧的多岛弧盆系演化的基础上,三叠纪以来经历俯冲造山、弧 - 弧或弧 - 陆碰撞造山,发展于中生代晚期至新生代陆内走滑收缩造山(潘桂棠等,2003)。

3.1 挤压收缩变形(66~40 Ma)

区域性挤压收缩变形在西南三江造山带表现 为不同规模的逆冲与推覆,主体阶段发育于区域构 造演化的最早期阶段。大型逆冲断层与推覆构造 叠加在古近纪早期(古新世—始新世早期)陆内的沉

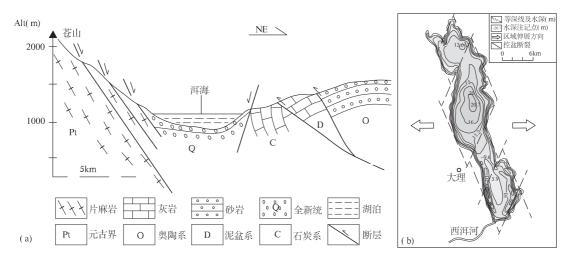


图 9 洱海盆地剖面图(a)和洱海等深线图(b)(唐渊和刘俊来,2010)

Fig. 9 Profile of Erhai Basin (a) and contour map of Erhai Lake (after Tang Yuan and Liu Laijun, 2010)

积盆地上,并相伴发育了古近纪晚期(始新世末与渐新世)山前磨拉石建造,改造了古近纪沉积盆地的原型而使之成为肢解的残余盆地,如新生代剑川、兰坪盆地(刘俊来等,2006)。张进江等(2003)认为62~59 Ma 的变形变质事件可能代表印度与欧亚大陆的初期碰撞,同时认为碰撞由西向东依次进行的。高黎贡剪切带淡色花岗岩脉的锆石 U-Pb 年龄集中在54~45 Ma,丁林和钟大赉(2013)证明东构造结陆壳高压麻粒岩的峰期变质年龄为59 Ma 左右,说明当时西南三江地区已开始陆壳俯冲。这一时期正是印度板块与欧亚板块全面正向碰撞的时期,大规模收缩作用发生,出现了区域性逆冲断层与推覆构造(丁林和钟大赉,2013)。

但李兴振等(2002)认为,古近纪(66~40 Ma) 早中期,由先前的纯挤压转变为挤压走滑(斜冲)。 三大逆冲推覆带继续发展。西部高黎贡山逆冲推 覆带,在其弧锋侧缘北段他念他翁山脉于84~74 Ma 出现强烈逆时针走滑,这与逆冲推覆带自西向东 推覆时,其北翼运动方向相一致,侧缘南段瑞丽 -龙陵为顺时针走滑。推覆带内大量发育晚燕山 期一喜马拉雅期碰撞造山型壳熔花岗岩,表明这一 逆冲推覆在这一时期继续活动。在东部金沙江和 中咱-中甸地块巨型逆冲推覆带的前缘,其前锋断 裂----字嘎寺 - 德钦 - 中甸、维西 - 乔后断裂的北 段控制了古近纪贡觉走滑拉分盆地,南段控制了维 西-乔后-带北西向古近纪盆地的形成,表明这个 逆冲推覆带也在继续活动。再东部,扬子西南缘, 昔腊坪-点苍山逆冲推覆带也在活动,其弧锋北翼 北东向走滑断裂控制了洱源—丽江、永胜—宁蒗一 带古近纪盆地的形成(李兴振等,1999)。正是这东西两侧的挤压和逆冲推覆导致了蜂腰地段的强烈收缩。

3.2 走滑深熔热隆(40~23 Ma)

西部以顺时针走滑为主和东侧以逆时针走滑为主的运动学特征(Tapponnier et al.,1982)。那邦韧性剪切带中糜棱岩的变质锆石和岩浆锆石的高温年龄为50~40 Ma(许志琴等,2016)。高黎贡剪切带顺时针走滑表现为在~40 Ma可能开始活动的糜棱岩化作用(Tapponnier et al.,1986),并于24~12 Ma进入主要活动期(Wang et al.,2006;Lin et al.,2009)。崇山韧性剪切带自~32 Ma开始发生逆时针韧性剪切运动,并一直持续到~17 Ma(Socquet and Pubellier,2005;Akciz et al.,2008)。北部他念他翁山脉发生顺时针走滑运动(40~32 Ma)(王根厚等,1996),怒江一带的顺时针走滑估计也发生在这个时期。

在 45~30 Ma,高钾碱性火山岩为西南三江造山带广泛存在的一期高钾岩浆事件(Schärer et al., 1994; Liang et al., 2007; Lu et al., 2012; Deng et al., 2014)。如剑川盆地火山事件的喷发于 36.23 ± 0.88~35.46±0.76 Ma(Deng et al., 2014),应为岩石圈地幔伸展拆沉的结果。

在 36~23 Ma, 三江地区发生剪切走滑深熔碱性岩浆活动。高黎贡剪切带淡色花岗岩脉的锆石U-Pb 年龄集中在 23 Ma 左右。崇山剪切带淡色花岗岩的年龄为 32 Ma, 持续到 23 Ma 左右(Akciz et al., 2008)。金沙江 – 红河富碱斑岩带中部分同位素年龄值在 40~35 Ma 之间的花岗斑岩和卓潘碱性

岩(37 Ma)形成于这个时期。哀牢山深变质岩变质 锆石年龄为 33.1~28.5 Ma,峰期后等温减压熔融 时间为 28~22 Ma(唐渊和刘俊来,2010)。Leloup et al. (1995)强调了剪切作用与岩浆作用的同期性,并把岩浆熔融的发生归因于剪切所产生的热,他认为随着印度板块逐渐向 NNE 方向挤入,应力场转化为剪切,并于 34~32 Ma 开始发生简单剪切应变。

3.3 走滑剪切伸展(23~5.5 Ma)

此阶段代表性运动为快速的剥蚀 - 隆升、变质核杂岩剥露到近地表。

沿嘉黎 - 排龙发生顺时针走滑, 中新世(20 Ma)以来的滑移距离大于200 km, 第四纪走滑速度 为2~10 mm/a(李兴振等,2002)。藏东贡日嘎布走 滑断裂活动高峰时间分别为 23 Ma 和 24 Ma(钟大 赉等,1989)。高黎贡断裂在 12.7 Ma 发生 100 km 左右的顺时针位移(李兴振等,2002)。哀牢山逆时 针走滑运动继续进行,大多数年龄约在 24 Ma 至 17 Ma 左右;维西 - 乔后断裂仍在继续活动,在南部维 西 - 乔后段, 一直控制着古新统云龙组, 中新统双 河组的沉积,甚至上新统三营组的沉积,表明长期 以来一直在不断活动。维西南箐福山神庙一带,双 河组含煤系地层的发育及褶皱断裂都在此时发生。 剑川马登一带三营组的褶皱与维西 - 乔后断裂活 动有关。向斜西翼三营组岩层产状为 130° ∠75°, 显示向斜轴向为北东-南西向,与北西向盆地和维 西 - 乔后断裂方向呈"人"字型,反映一种向北西逆 冲兼逆时针走滑特点,表明以字嘎寺 - 德钦 - 维西 - 乔后断裂为前锋断裂的金沙江带逆冲推覆活动 仍在继续进行。

山脉受到一定夷平,盆地中普遍发育煤系,以断块隆升为主。断块隆升导致沉积盆地边缘地层掀斜和褶皱,如兰坪沘江河谷三营组岩层的向北西倾斜,和上覆第四系呈不整合。张进江等(2003)认为13 Ma 左右有一次强烈挤压的事件,并伴生高原内部开始出现东西向伸展。东亚的气候在~8 Ma以来发生了急剧变化,代表了整个青藏高原在~8 Ma开始快速隆升并达到最大高度,南迦巴瓦构造结7~6 Ma 的脉岩侵位,表明经历了快速的剥蚀—隆升。Searle(2006),Rangin et al. (1995)和 Royden et al. (1997)则把这时变形的淡色花岗岩的结晶年龄作为了剪切运动的开始时间,而将未变形花岗岩的结晶年龄视为剪切变形的结束时间,提出剪切作用最早开始于21 Ma,可能终止于5.5 Ma。

沿着边界断裂的深部层次发育了高温糜棱岩组合,它们后期随着变质核杂岩的下盘一起抬升,并于 15 Ma 前后相继剥露到近地表(裴军令等, 2019)。

3.4 走滑剥蚀隆升(5.5~0 Ma)

在5.5 Ma,西南三江地区东部地块发生大角度顺时针旋转,红河 - 哀牢山断裂由逆时针局部转变为顺时针走滑,实皆断裂由逆时针转变为顺时针走滑,三江地区南北走向的构造带最终形成(刘俊来等,2006; 唐渊和刘俊来,2010)。Leloup et al. (1995,2001)就认为红河 - 哀牢山剪切带顺时针脆性转换断裂活动时间至少是在8 Ma 之后。西南三江地区西部瑞丽断裂在8.4~0.9 Ma 经历了左行走滑和正断,与腾冲盆地的火山活动同期(Wang et al., 2008)。

上新世古地磁数据显示,保山地体东部地区自 上新世以来相对于东亚构造稳定区古地磁参考极 发生了14.5°±4.8°的逆时针旋转运动,与保山地 块其它区域古近纪至中新世的顺时针旋转变形截 然相反(裴军令等,2019)。而保山地块地壳运动学 方式直接控制了地块边界和地块内部走滑断裂系 的构造演化过程,如南汀河走滑断裂带上新世时期 由顺时针转为逆时针走滑性质。而在地壳北向缩 进过程中伴随的地壳顺时针旋转运动则导致了崇 山走滑断裂带的逆时针韧性剪切运动。红河 - 哀 牢山与实皆等剪切带由逆时针转变为顺时针走滑 具有重要的大地构造意义,被认为是青藏高缘东缘 及印支块体总体从近东西向展布顺时针旋转为近 南北向展布的最关键表现之一。而由逆时针转变 为顺时针走滑断裂的年代学证据(8 Ma)是印度大 陆向北楔入的关键时限制约(Cao et al., 2011a,b), 此过程进一步调节着印度 - 欧亚陆陆碰撞作用,为 加厚的地壳持续伸展塌陷的结果。

龚俊峰等(2008)认为南迦巴瓦地区在7~6 Ma 前开始发育正断裂系,该地区的抬升开始启动,于3 Ma 开始快速抬升。雷永良等(2008)通过对滇西北独龙江岩体凝灰石裂变径迹的年龄-高程模式分析指出6~5 Ma 岩体抬升-剥露作用较强烈的时期,处于快速剥露时期,此时,滇西临沧花岗岩基的冷却速率自5 Ma 以来明显变大(施小斌等,2006),同样,中甸地区的构造隆升主要集中在2个时间段,即10.2~5.2 Ma 和5.2 Ma 至今,5.2 Ma 以来经历区域性的快速构造隆升事件(邹波等,2014)。自古

近纪早期印度板块与欧亚大陆初始碰撞以来,青藏高原东南缘的地壳运动方式在渐新世末期至早中新世时期、以及上新世早期分别发生了转换。

4 三江构造体系形成的动力学机制及 其效应

西南三江地区,新生代造山作用主要表现为顺 时针压扭作用并伴随推覆缩短作用。造山带呈现 一系列具顺时针对冲或反冲断裂构造的时空结构 型式。国内外学者对于三江地区的新生代构造变 形特征与形成机制的主流观点包括:①李四光 (1973)地质力学理论中所强调的在压扭作用下导 致地壳发生旋卷变形而形成的歹字型构造体系:② 刚性块体横向挤出模式认为以红河、高黎贡等大型 走滑断裂为边界的印支地块发生了数百千米的挤 出(Tapponnier et al., 1986; Peltzer and Tapponnier, 1988; 钟大赉等, 1989; Avouac and Tapponnier, 1993; Leloup et al., 1993, 1995, 2001; 许志琴等, 2016)。断块顺时针旋转模式(England and Molnar, 1990;刘宇平等,2003)认为东喜马拉雅构造结之 东,变形主要以大规模南东及近南北向的走滑变形 及地块的顺时针旋转为特色。涡旋构造(Wang and Burchfiel, 1997; Wang et al., 1998; 潘桂棠等, 2003) 认为西南三江地区构造由东西向转为近南北向,然 后又转为南西向,即现代地壳运动受涡旋构造的 控制。

本文提出力偶剪切挤压模式(图 10)。在特提 斯大洋未关闭之前,印度板块与扬子克拉通隔海相 望,但又不是正面相对,不在同一经线上,印度板块 在西南、扬子克拉通在东北,相隔甚远。随着印度 板块向北漂移,并与欧亚板块相碰,特提斯大洋逐 渐消亡,两者逐渐靠拢。扬子克拉通作为欧亚板块 内较大的刚性块体,就与印度板块刚性块体构成了 力偶。但二者之间始终由特提斯大洋缝合带相隔 离,并保持相向、相对运动。两个刚性体的南北相 向运动,原隔离它们的特提斯大洋缝合带"塑性地 质体"发生弯曲转向,由东西向转为南北向,并遭受 顺时针剪切与近东西向挤压。相应的形成了两种 构造体系:一是,近南北向走滑的线性断裂带和向 东南方向移动、旋转的块体;二是,印度板块与欧亚 板块之间的碰撞并不是简单的向北正向碰撞,且还 有自西向东的撞压,就形成了以昌都 - 思茅地块作 为中轴近东西向的对冲构造。在西部形成多个向 东突出的弧形推覆体,其前锋逆冲断裂与近南北向 走滑断裂共同构成弧形逆冲走滑断层。

4.1 断块顺时针旋转或涡旋运动

对青藏高原东南部地区进行的地震活动分析、GPS 观测、新构造、活动构造等的研究表明,青藏高原东南缘现今的地块活动以围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转为特征,表现为各块体自身的旋转与西南三江地区整体涡旋。

碰撞前近东西向的欧亚大陆边缘以东喜马拉 雅构造结为垂直轴,顺时针旋转约90°(England and Houseman, 1986; 陈海泓等, 1992; Royden et al., 1997)。Kornfeld et al. (2014)在腾冲地块北部靠近 高黎贡韧性剪切带的片马地区获得了约 40 Ma 的原 生特征剩磁分量,显示片马地区自约 40 Ma 以来相 对于东亚构造稳定区古地磁参考极发生了约87.2° ±11.8°的顺时针旋转运动。保山地块古近纪和中 新世古地磁结果显示,渐新世末期以来,腾冲地块、 保山地块西部和中部区域发生顺时针旋转运动,至 今相对于东亚构造稳定区累积了~80°的顺时针旋 转量(Kornfeld et al., 2014)。相对于稳定的扬子克 拉通,景谷盆地早白垩纪以来旋转了90°以上(陈海 泓,1992)。块体的旋转调节着印度板块与扬子克 拉通之间强烈顺时针剪切的作用(Wang et al., 1997; Socquet and Pubellier, 2005), 使得其向东南方 向走滑距离有限(潘桂棠等,2003;吴中海等, 2015)。青藏高原东部 GPS 速度场指示印度板块东 北角与扬子克拉通之间的青藏高原东南部地壳运 动表现为围绕东喜马拉雅构造结的涡旋运动(King et al., 1997; 陈智梁等, 1998, 1999)。涡旋总的趋 势是从西向东和从北向南,速率减小,速度矢量方 位角变大。涡旋由旋转中心、旋转主体和外围三部 分组成,旋转中心位于(95.77 ± 0.071°E, 24.88 ± 0.11°N),旋转速率为内圈 8.38~17.49 mm/a、外圈 7.7~8.61 mm/a、外围 1.57~5.64 mm/a。由于内 外圈旋转速度的差异,从内圈到外圈,分别出现顺 时针走滑断裂(如嘉黎、高黎贡山断裂)、共轭剪切 (理塘断裂)、逆时针走滑断裂(鲜水河 - 小江断 裂)。青藏高原东南部地壳整体涡旋说明了青藏高 原东南部地壳并非向东南方挤出、逃逸。

刘俊来等(2006)认为东喜马拉雅构造结之东,变形主要以大规模南东及近南北向的走滑变形及地块的顺时针旋转为特色。44~42 Ma 时期,印度板块运动方向从 NE23°~25°方向变为 NE40°(顺时针旋

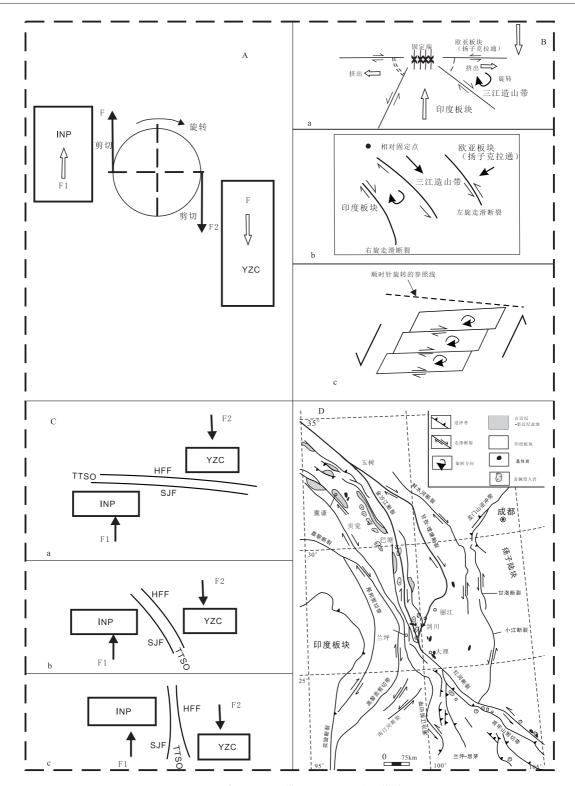


图 10 西南三江造山带走滑造山运动学模式

A. 西南三江造山带力偶受力示意图;B. 西南三江造山带走滑、旋转运动(据吴中海等,2015 修改), B-a:印度板块楔入欧亚板块,西南三江造山带受反向走滑断裂制约,被侧向挤压、挤出,断裂制约的刚性地体的侧向挤出;B-b:受反向走滑断裂制约的刚性体的线性侧向挤出运动学模式;B-c:受同向走滑断裂制约的刚性体的旋转挤出运动学模式;C. 西南三江造山带力偶运动学模式,C-a:印度板块与扬子克拉通相聚前;C-b:印度板块与扬子克拉通相聚时;C-c:印度板块与扬子克拉通现在相对位置;D. 西南三江造山带走滑断裂体系简图;INP—印度板块;YZC—扬子克拉通;TTSO—特提斯大洋逢合带;SJF—实皆断裂;HHF—红河断裂

Fig. 10 Kinematic model of slip orogeny of Sanjiang orogenic belt, Southwest China

转),导致了西南三江地区的主要地块沿着两条重要边界断裂,即红河 - 哀牢山断裂与实皆断裂向东逃逸。而印度板块运动方向的转变和同时发生的扬子克拉通相对南向移动,导致三江地区岩石圈地块的大角度快速旋转,甚至可以达到90°和侧向碰撞带的出现,以及沿着侧向碰撞带西缘的快速斜向俯冲过程。

4.2 剪切走滑作用

印度板块相对于欧亚板块体积小,不是全面碰撞,而是向北楔入,在其前锋东西两端形成两个构造结。东构造结以东的青藏高原东南地区,原近东西向地质体转向为近南北向,地壳物质在发生挤压缩短的同时,受印度板块、扬子克拉通两个刚性块体的相向运动,受到剪切并走滑。两个刚性块体反时针相对运动,在西南三江地区以体积相对较大的昌都-思茅地块作为中轴,其西部形成系列顺时针走滑断层、东部为逆时针走滑断层。并影响到扬子克拉通内部,形成巨型的鲜水河-小江逆时针走滑断裂,也有不少学者认为是青藏高原东缘走滑的东部边界,但从地质体力学性质有所解释不通,还需进一步论证。

特提斯大洋与弧盆系本身就具有条块相间的特征,在走滑过程中,这些次一级的刚性块体内部也产生走滑,由近南北向主走滑断裂派生,形成以主断裂性质相反的走滑断裂,并兼有张性,形成走滑拉分盆地。如腾冲地块一系列北东向逆时针走滑断层与走滑拉分盆地,现代火山岩喷发;保山地块中的南汀河逆时针走滑盆地,东部昌都盆地东西各一条 NNW 向斜切盆地的顺时针走滑断层与囊谦盆地、贡觉盆地,在盆地初始形成阶段的碱性火山岩喷发;兰坪地块中维西 - 乔后逆时针剪切带与剑川盆地更强烈的碱性火山岩喷发,中咱 - 中甸地块的德钦 - 中甸逆时针剪切带等。

受共轭走滑断裂围限的几个侧向缩短的地块的古近纪及新近纪运动学形式说明除了近垂向的拉伸之外,还有顺走向转换的调节作用。在横断山西邻的印缅山地,实皆断裂以西的那加山向西逆冲,实皆断裂以东的高黎贡山向东逆冲叠覆,也表明实皆顺时针走滑存在顺走向的转换调节作用。

走滑时间大体认识统一。Wang et al. (2008) 认为高黎贡剪切带顺时针走滑起始于 32 Ma,主要 活动在 29~27 Ma、18~17 Ma 和 14 Ma 三个阶段。 李兴振等(2002)、许志琴等(2016)更认为高黎贡顺 时针走滑剪切带和西侧的拉邦顺时针走滑剪切带的高温变质年龄为 52~46 Ma,并且走滑更早。哀牢山-红河走滑断裂带在 32~17 Ma 之间发生了逆时针走滑运动,而在 17~5 Ma 之间进入非活跃期,之后自 5 Ma 开始进一步转变为顺时针走滑运动(Wang and Burchfiel, 1997)。可以判定,走滑作用可能自西向东逐渐推进,起始时间可能在 50 Ma 左右,也代表了印度 - 欧亚在印度东构造犄角外侧的斜向碰撞的初始时间可能也在 50 Ma 左右。

南北走滑或向南"逃逸"的距离一直存疑,Tapponnier et al. (1986)、钟大赉等(1989,1996)、Leloup et al. (1995)等认为以红河、高黎贡等大型走滑断裂为边界的印支地块发生了数百千米的挤出。缅甸实皆断裂在13 Ma 的顺时针剪切导致安达曼海拉开435 km;高黎贡断裂在12.7 Ma 发生100 km 左右的顺时针位移;嘉黎 – 排龙顺时针走滑断裂中新世(20 Ma)滑移距离为200 km 以上,第四纪走滑速度为10~2 mm/a。李兴振等(1999)认为晚白垩世以来,兰坪 – 思茅陆块开始被向南挤离,达200~300多千米,而 Yang et al. (2014)对呵叻盆地的古地磁研究认为印支板块在晚白垩世中期以来,相对于华南沿红河断裂发生了1500±800 km 的向SE 位移(钟大赉和丁林,1996)。

4.3 对冲构造作用

西南三江地区的对冲构造体系的形成得到了大家的公认;一是先期的大规模挤压构造是印度与欧亚板块碰撞过程最直接的表现;二是后期的侧向碰撞与走滑,渐新世地层一起卷入了收缩变形,形成不同规模的逆冲断层和推覆构造组合。由于碰撞造山作用的远距离效应,晚燕山期一喜马拉雅期的碰撞造山作用波及整个西南三江地区,这主要是印度陆块与扬子克拉通之间相汇聚的钳夹作用所致,并导致西南三江地区锋腰的形成,即横断山构造结的最终定型。

印度陆块和扬子克拉通的汇聚的动力源主要来自印度洋的扩张和太平洋向西俯冲的推挤力。印度洋的扩张导致印度陆块向北推进和雅鲁藏布江洋的闭合及喜马拉雅带陆陆碰撞山系的形成,这是显而易见的。太平洋的向西俯冲导致扬子克拉通向西推进,对印度陆块向北推挤从侧面形成阻抗,主要表现为扬子克拉通南缘哀牢山断裂在新近纪的逆时针走滑,北缘秦岭—大别一带的顺时针走滑,昌都-思茅盆地东侧的大规模向西逆冲推覆,

乃至四川盆地西侧龙门山和东侧湘鄂西部向盆地内部的逆冲推覆(李兴振等,2002)。

5 结论

西南三江造山带构造体系从二维和三维的几何学形态看,实皆、昔马 - 铜壁关、高黎贡山、澜沧江、金沙江 - 哀牢山(红河)、甘孜 - 理塘等 6 条近南北向剪切走滑断裂带及其所夹持的腾冲、保山、昌都 - 思茅陆块在平面上表现为中部收腰、南北两段撒开的反"S"型,剖面结构上表现为澜沧江和金沙江两个反冲式扇形构造系及两者之间的昌都 - 思茅地块组成走滑对冲式的扇形构造系,即以昌都 - 思茅陆块为中轴的不对称走滑对冲构造(李兴振等,2002;潘桂棠等,2003)。而还有与近南北向主走滑断裂带相伴的伸展滑脱构造、拉分盆地,块体内部近北东、北西"X"型剪切走滑断裂。

自晚白垩纪开始,印度板块与欧亚大陆初始碰 撞及二者间持续的近南北向挤压作用,导致青藏高 原东南缘首先经历了强烈的近南北向地壳缩短和 垂向增厚,西南三江造山带对冲体构造体系初始形 成。自渐新世开始,印度板块持续向北楔入欧亚大 陆,特提斯大洋缝合带与欧亚大陆东南边缘就相对 向南移动,并围绕印度板块东端的构造结顺时针旋 转(或涡旋)。扬子克拉通作为欧亚大陆东南缘唯 一体积较大的刚性块体就与印度板块构成了力偶, 两者相向、相对运动,而对特提斯大洋缝合带及两 大陆边缘弧盆系进行挤压与剪切,构造方向也由近 东西转为近南北向。西南三江造山带对冲构造体 系进一步发展,近南北向剪切走滑构造体系形成。 在这两大构造体系的共同耦合作用下,西部就形成 为向东突出的近南北向的弧形推覆构造,东部恰好 相反,为向东突出的近南北向的弧形推覆构造,这 样西南三江造山带就呈现了现在的"中部收腰、南 北两段撒开的反"S"型"构造样式。

印度板块东部的实皆断裂、扬子克拉通红河断裂分别作为西南三江造山带的西、东边界断裂,且以昌都-思茅地块作为中轴,西边为昔马-铜壁关、高黎贡山、澜沧江等顺时针剪切走滑、东边为金沙江-哀牢山(红河)逆时针走滑。同时,与主剪切走滑断裂带低角度相交囊谦、贡觉、剑川等走滑拉分盆地、走滑伸展滑脱构造体系、碱性火山岩、深熔的碱性花岗岩在不同的部位相伴形成。由于东西剪切走滑方向上的差异,涡旋从中心到外围旋转速

率也有差异,带动块体旋转,旋转角度可 90°。块体内部就形成了与主剪切走滑断裂相交、性质相反的北东向南汀河、北西向维西 - 乔后等剪切走滑断裂。同时,它们也调节了昌都 - 兰坪块体挤压收缩并分别向北、向南挤出的应变分量。

三江造山带主体构造是受印度板块向北漂移, 并与扬子克拉通相向运动构成力偶所形成,但上新 世以来,由于太平洋板块向西俯冲、弧后盆地扩张, 造成华南板块,包括扬子克拉通向北运动,红河断 裂由逆时针变为顺时针,西南三江造山带应力方向 与方式有所改变,局部地区剥蚀并抬升,如东构造 结、西盟变质核杂岩、点苍山变质核杂岩老基底剥 露于地表。三江造山带,经历了多阶段构造事件, 最终形成现今的地貌、地质特征。

本人于2000年被导师潘桂棠先生带入青藏高原开展区域地质调查研究。忆当年,先生带领近20名成都地质矿研究所青年才俊,开展青藏高原地质大考察,指点特提斯与高原形成演化。为青藏高原 空白区地质调查研究、找矿突破形成了强大的团队,培养出青藏高原地质调查研究第二梯队。现今,为川藏铁路建设、青藏高原地质发展,先生还年年战斗在青藏高原。先生淡泊名利、严谨工作,作风朴实、无怨无悔,其精神潜移默化地影响着我。多年来,先生始终对我严爱有加,适逢先生80大寿,特撰文祝贺,衷心祝愿潘先生童心永驻,健康长寿!

参考文献 (References):

- Akciz S, Burchfiel B C, Crowley J L, et al., 2008. Geometry, kinematics, and regional significance of the Chong Shan shear zone, Eastern Himalayan Syntaxis, Yunnan, China [J]. Geosphere, 4 (1): 292-314.
- Allen C R, Gillespie A R, Yuan H, et al., 1984. Red River and associated faults, Yunnan province, China; quaternary geology, slip rates, and Seismic hazard[J]. GSA Bulletin, 95(6): 686-700.
- Avouac J P, Tapponnier P, 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia[J]. Geophysical Research Letters, 20(10): 895 898
- Cao S Y, Liu J L, Leiss B, et al., 2011a. Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan-Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China[J]. Gondwana Research, 19(4): 975-993.
- Cao S Y, Neubauer F, Liu J L, et al., 2011b. Exhumation of the Diancang Shan metamorphic complex along the Ailao Shan-Red

- River belt, southwestern Yunnan, China: Evidence from $^{40}\,\mathrm{Ar}/^{39}\,\mathrm{Ar}$ thermochronology[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 42(3): 525 550.
- Deng J, Wang Q F, Li G J, et al., 2014. Cenozoic tectono-magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang Region, southwestern China[J]. Earth-Science Reviews, 138: 268 299.
- England P, Houseman G, 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia Collision Zone[J]. Journal of Geophysical Research, 91(B3): 3664 3676.
- England P, Molnar P, 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Nature, 344 (6262): 140-142.
- King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al., 1997. Geodetic measurement of crustal motion inSouthwest China [J]. Geology, 25 (2): 179 -182.
- Kornfeld D, Eckert S, Appel E, et al., 2014. Cenozoic clockwise rotation of the Tengchong block, southeastern Tibetan Plateau; a paleomagnetic and geochronologic study [J]. Tectonophysics, 628: 105-122.
- Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, et al., 2001. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia [J]. Journal of Geophysical Research, 106(B4): 6683-6732.
- Leloup P H, Kienast J R, 1993. High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, People's Republic of China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 118(1-4): 213-234, doi: 10.1016/0012-821X(93)90169-A.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al., 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indochina[J]. Tectonophysics, 251(1-4): 3-10, 13-84.
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C M et al., 2007. The age of the potassic alkaline igneous rocks along the Ailao Shan-Red River shear zone: implications for the onset age of left-lateral shearing[J]. The Journal of Geology, 115(2): 231-242.
- Lin T H, Lo C H, Chung S L, et al., 2009. ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar dating of the Jiali and Gaoligong shear zones: implications for crustal deformation around the Eastern Himalayan Syntaxis [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 34(5): 674 685.
- Liu J L, Chen X Y, Wu W B, et al., 2015. New tectono geochronological constraints on timing of shearing along the Ailao Shan -Red River shear zone; implications for genesis of Ailao Shan gold mineralization [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 103: 70 – 86.
- Lu Y J, Kerrich R, Cawood P A, et al., 2012. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture[J]. Gondwana Research, 22(2): 737 747.
- Morley C K, Woganan N, Sankumarn N, et al., 2001. Late Oligocene-Recent stress evolution in rift basins of northern and central Thailand: implications for escape tectonics [J]. Tectonophysics,

- 334(2): 115 150.
- NamT N, Toriumi M, Sano Y, et al., 2003. 2.9, 2.36, and 1.96 Ga zircons in orthogneiss South of the Red River shear zone in Viet Nam; evidence from SHRIMP U Pb dating and tectonothermal implications [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 21 (7): 743 -753.
- Peltzer G, Tapponnier P, 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach [J]. Journal of Geophysical Research, 93 (B12): 15085-15117.
- Rangin C, Klein M, Roques D, et al., 1995. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam [J]. Tectonophysics, 243 (3-4): 209-222.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al., 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet [J]. Science, 276(5313); 788-790.
- Schärer U, Zhang L S, Tapponnier P, 1994. Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 126(4): 379 - 397.
- Searle M P, 2006. Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia[J]. Journal of the Geological Society, 163(6): 1025 1036.
- Socquet A, Pubellier M, 2005. Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border) [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 24 (4): 495-515.
- Song S G, Niu Y L, Wei C J, et al., 2010. Metamorphism, anatexis, zircon ages and tectonic evolution of the Gongshan block in the northern Indochina continent- An eastern extension of the Lhasa Block [J]. Lithos, 120(3-4): 327-346.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Francoise R, et al., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. Science, 294:1671 1677.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R, 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia [J]. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 113-157.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine [J]. Geology, 10(12): 611-616.
- Wang E, Burchfiel B C, 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis [J]. International Geology Review, 39(3): 191-219.
- Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al., 1998. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali Fault Systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China[M]. Geological Society of America. 108.
- Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H, et al., 2006. Kinematics and ⁴⁰ Ar/³⁹
 Ar geochronology of the Gaoligong and Chongshan shear systems, western Yunnan, China; implications for early oligocene tectonic extrusion of SE Asia[J]. Tectonophysics, 418(3-4); 235-254.
- Wang G, Wan J L, Wang E, et al., 2008. Late Cenozoic to recent transtensional deformation across the southern part of the Gaoligong

- shear zone between the Indian plate and SE margin of the Tibetan Plateau and its tectonic origin [J]. Tectonophysics, 460(1-4):1-20.
- Yang T N, Liang M J, Fan J W, et al., 2014. Paleogene sedimentation, volcanism, and deformation in eastern Tibet: evidence from structures, geochemistry, and zircon U-Pb dating in the Jianchuan basin, SW China[J]. Gondwana Research, 26(2): 521-535.
- Zhang B, Zhang J J, Zhong D L, 2010. Structure, kinematics and ages of transpression during strain-partitioning in the Chongshan shear zone, western Yunnan, China [J]. Journal of Structural Geology, 32(4): 445-463.
- Zhang B, Zhang J J, Zhong D L, et al., 2012. Polystage deformation of the Gaoligong metamorphic zone: Structures, ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar mica ages, and tectonic implications [J]. Journal of Structural Geology, 37: 1–18.
- Zhao S W, Lai S C, Qin J F, et al., 2016. Tectono-magmatic evolution of the Gaoligong belt, southeastern margin of the Tibetan Plateau; constraints from granitic gneisses and granitoid intrusions [J]. Gondwana Research, 35; 238 256.
- 陈智梁,刘宇平,张选阳,等,1998. 全球定位系统测量与青藏高原东部流变构造[J]. 第四纪研究(3):262-270.
- 陈海泓, 孙枢, 李继亮, 等, 1992. 华南板块的旋转运动[J]. 科学通报, 37(8): 724-726.
- 陈智梁, 张选阳, 沈凤, 等, 1999. 中国西南地区地壳运动的 GPS 监测[J]. 科学通报, 44(8): 851-854.
- 丛峰,林仕良,谢韬,等,2010. 滇西腾冲—梁河地区花岗岩锆石稀土元素组成和 U-Pb 同位素年龄[J]. 吉林大学学报(地球科学版),40(3):573-580.
- 丁林, 钟大赉, 2013. 印度与欧亚板块碰撞以来东喜马拉雅构造结的演化[J]. 地质科学, 48(2): 317-333.
- 范承钧,1983. 三江褶皱系的印支期构造运动——澜沧运动[J]. 青藏高原地质文集(4):1-10.
- 龚俊峰,季建清,陈建军,等,2008. 东喜马拉雅构造结岩体冷却的 40 Ar/ 39 Ar 年代学研究[J]. 岩石学报,24(10):2255-2272.
- 环文林, 张晓东, 宋昭仪, 1995. 中国大陆内部走滑型发震构造的构造变形场特征[J]. 地震学报, 17(2): 139-147.
- 黄汲清,任纪舜,1980. 中国大地构造及其演化1:400 万中国大地构造图简要说明[M]. 北京:科学出版社.
- 季建清, 钟大赉, 桑海清, 等, 2000. 滇西南那邦变质基性岩两期变质作用的⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 年代学研究[J]. 岩石学报, 16(2): 227 232.
- 雷永良, 钟大赉, 贾承造, 等, 2008. 青藏高原东南缘察隅地区晚新生代岩体差异抬升 剥露和高原扩展的裂变径迹证据[J]. 岩石学报, 24(2): 384 394.
- 李四光, 1973. 地质力学概论[M]. 北京: 科学出版社.
- 李忠雄, 陈智梁, Studnicke-Gizber C, 等, 2006. 青藏高原东部贡觉 盆地新生代火山岩特征及其构造意义[J]. 地球学报, 27(4): 297 302.
- 李兴振, 江新胜, 孙志明, 等, 2002. 西南三江地区碰撞造山过程 [M]. 北京: 地质出版社. 213.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等, 1999. 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. 276.
- 李再会,王立全,林仕良,等,2012. 滇西高黎贡剪切带内花岗质糜 楼岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地质通报,31(8):1287-1295.
- 刘俊来,曹淑云,翟云峰,等,2007. 用陆块旋转解释藏东南渐新世 中新世伸展作用——来自点苍山及邻区变质核杂岩的证据 [J]. 地学前缘,14(4);40-48.
- 刘宇平,陈智梁,唐文清,等,2003. 青藏高原东部及周边现时地壳运动[J]. 沉积与特提斯地质,23(4):1-8.
- 刘俊来,宋志杰,曹淑云,等,2006. 印度-欧亚侧向碰撞带构造—岩浆演化的动力学背景与过程——以藏东三江地区构造演化为例[J]. 岩石学报,22(4):775-786.
- 刘俊来,王安建,曹淑云,等,2008. 滇西点苍山杂岩中混合岩的地质年代学分析及其区域构造内涵[J]. 岩石学报,24(3):413-420.
- 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等,1997. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京: 地质出版社. 218.
- 潘桂棠,徐强,侯增谦,等,2003. 西南"三江"多岛弧造山过程成矿系统与资源评价[M]. 北京: 地质出版社. 1-420.
- 裴军令,全亚博,蒲宗文,等,2019. 青藏高原东南缘新生代地壳运动的转换[J]. 地球学报,40(1):106-116.
- 沙绍礼, 敖德恩, 2001. 大理 剑川地区新生代火山岩岩石学特征 及火山喷发期研究[J]. 云南地质, 20(4); 361 368.
- 覃琼,徐亚东,张克信,等,2018. 滇西剑川盆地剑川组火山事件的 定年和古环境研究[J]. 地质学报,92(10):2096-2105.
- 施小斌, 丘学林, 刘海龄, 等, 2006. 滇西临沧花岗岩基冷却的热年代学分析[J]. 岩石学报, 22(2): 465-479.
- 唐渊, 刘俊来, 2010. 川滇西部上新世以来构造地貌: 断裂控制的 盆地发育及对于远程陆内构造过程的约束[J]. 岩石学报, 26 (6): 1925-1937.
- 唐渊, 王冬兵, 廖世勇, 等, 2016. 滇西高黎贡变质岩带南段淡色花 岗岩脉年代学特征及构造意义[J]. 岩石学报, 32(8): 2347
- 陶晓风, 朱利东, 刘登忠, 等, 2002. 滇西兰坪盆地的形成及演化 [J]. 成都理工学院学报, 29(5): 521-525.
- 王晋南,王洋龙,安晓文,等,2006. 南汀河西支断裂北东段最新活动性分析[J]. 地震研究,29(3):264-268.
- 王根厚,周祥,普布次仁,等,1996. 西藏他念他翁山链构造变形及 其演化[M]. 北京: 地质出版社. 84.
- 吴中海,龙长兴,范桃园,等,2015. 青藏高原东南缘弧形旋扭活动构造体系及其动力学特征与机制[J]. 地质通报,34(1):1-31.
- 向宏发, 张秉良, 张晚霞, 等, 2009. 剑川盆地第三纪以来地壳变形的地质分析与 FT 测年[J]. 地质学报, 83(2): 230-238.
- 熊家镛,1984. 三江褶皱系西南部的华力西运动[J]. 中国区域地质 (2):9-16.
- 熊家镛, 张志斌, 蔡麟荪, 等, 1998. 陆内造山带 1:50000 区域地质填图方法研究 以哀牢山造山带为例[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 199.
- 许志琴,杨经绥,侯增谦,等,2016.青藏高原大陆动力学研究若干进展[J].中国地质,43(1):1-42.

- 许志琴, 杨经绥, 姜枚, 等, 1999. 大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起[J]. 地学前缘, 6(3): 139-151.
- 薛春纪,陈毓川,杨建民,等,2002. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿 背景分析[J]. 矿床地质,21(1):36-44.
- 杨振德, 1996. 云南临沧花岗岩的冲断叠瓦构造与推覆构造[J]. 地质科学, 31(2): 130-139.
- 杨振宇, 孙知明, 马醒华, 等, 2001. 红河断裂两侧早第三纪古地磁研究及其地质意义[J]. 地质学报, 75(1): 35-44.
- 臧绍先, 1987. 缅甸山弧地区 Benioff 带的形态及其应力状态[J]. 地球物理学报, 30(2): 144-158.
- 张世涛, 冯庆来, 王义昭, 2000. 甘孜—理塘构造带泥盆系的深水沉积[J]. 地质科技情报, 19(3): 17-20.
- 张进江,季建清,钟大赉,等,2003. 东喜马拉雅南迦巴瓦构造结的构造格局及形成过程探讨[J]. 中国科学(D辑),33(4):373

- -383
- 张波, 张进江, 钟大赉, 等, 2009. 滇西澜沧江构造带及邻区几何学、运动学和构造年代学分析[J]. 地质科学, 44(3): 889-909.
- 钟大赉,1998. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版 社 231
- 钟大赉, 丁林, 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D辑), 26(4): 289-295.
- 钟大赉, Tapponnier P, 吴海威, 等, 1989. 大型走滑断层—碰撞后 陆内变形的重要形式[J]. 科学通报, 34(7): 526-529.
- 邹波,王国芝,邓江红,2014. 青藏高原东南缘中甸地区上新世快速隆升的磷灰石裂变径迹证据[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),41(2);227-236.

Genesis and evolution of the structural systems during the cenozoic in the Sanjiang orogenic belt, Southwest China

YIN Fuguang, PAN Guitang, SUN Zhiming

(Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract: The southwest Sanjiang structural systems in the Sanjiang orogenic bett, Southwest China is characterized by asymmetric strike-slip thrust with the Changdu Lanping Simao block as the central axis, the extensional detachment structure and the strike-slip-pull-apart basin system accompanied by strike slip faults, and the near NEand NW-trending strike slip fault systems within the blocks. The evolution of the tectonic system of the orogenic belt in Southwest China can be divided into compression and contraction deformation stage, strike slipping, deep melting and thermal uplift stage, strike slip shear extension stage and strike slip denudation uplift stage. In the Late Cretaceous, the collision between the Indian plate and the Eurasian plate resulted in the initial formation of the thrust system in the southwest Sanjiang orogenic belt. Since the Oligocene, the Indian plate has been continuing to wedge into the Eurasian continent northward. The Indian plate and the Yangtze craton have formed a couple of forces. They moved in opposite and relative directions. They compressed and sheared the Tethys oceanic suture zone and the arc basin system of the two continental margins. While the southwest Sanjiang orogenic belt developed further, the nearly north-south shear strike slip system was formed, and the tectonic direction also changed from near east-west to near north-south. The extensional detachment structures and pull apart basins, which are accompanied by nearly N-S strike slip fault zone, are formed by shear strike slip faults which of near NE and NW directions. In this way, a large-scale structural system of thrust faults, strike slip faults, rotations and their associated extensional and pull apart basins has formed in the southwest Sanjiang orogenic belt.

Key words: Tectonic system, evolution, genesis, the three rivers in Southwest China