

中国地质科学院

成都地质矿产研究所刊

第 13 号



地质出版社

丁
251.61
206

中国地质科学院

成都地质矿产研究所所刊

第13号

地质出版社

中国地质科学院
成都地质矿产研究所所刊

第13号

责任编辑：赵 叶

地质出版社出版

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092¹/₃₂ 印张：8.375 铜版页：1页 字数：200,000

1991年1月北京第一版1991年1月北京第一次印刷

印数：1—1240册 国内定价：5.60元

ISBN 7-116-00787-3/P·671

《成都地质矿产研究所所刊》编辑委员会

Editorial Committee of Bulletin of the Chengdu
Institute of Geology and Mineral Resources

名誉主编 Honorary Editor in Chief 路兆洽 *Lu Zhaoqia*

主 编 Editor in Chief 刘宝珩 *Liu Baojun*

副主编 Deputy Editor in Chief

余光明 *Yu Guangming* 颜仰基 *Yan Yangji*

曾绪伟 (常务) *Zeng Xuwei*

编 委 (以姓氏笔划为序) Members of Editorial Committee

刘宝珩 *Liu Baojun* 刘朝基 *Liu Chaoji*

余光明 *Yu Guangming* 杨瑞尧 *Yang Ruiyao*

李光岑 *Li Guangcen* 李德惠 *Li Dehui*

李玉文 *Li Yumen* 何世沅 *He Shiyuan*

何立贤 *He Lixian* 丘东洲 *Qiu Dongzhou*

陈福忠 *Chen Fuzhong* 陈智梁 *Chen Zhiliang*

陈远德 *Chen Yuande* 陈国豪 *Chen Guohao*

金淳泰 *Jin Chuntai* 罗君烈 *Luo Junlie*

罗建宁 *Luo Jianning* 郝子文 *Hao Ziwen*

赵 叶 *Zhao Ye* 徐永生 *Xu Yongsheng*

曹佑功 *Cao Yougong* 曾绪伟 *Zeng Xuwei*

路兆洽 *Lu Zhaoqia* 阙梅英 *Que Meiyang*

潘桂棠 *Pan Guitang* 颜仰基 *Yan Yangji*

编辑部主任 Director of Editorial Staff

赵 叶 *Zhao Ye*

目 录

西南三江地区大地构造单元划分及地史演化

.....李兴振 刘增乾 潘桂棠 罗建宁 王 增 郑来林 (1)

西南三江地区金属矿产成矿带划分与找矿远景

.....刘增乾 沈敦富 李兴振 贾保江 (21)

西藏班公湖-丁青断裂带侏罗纪沉积盆地的特征余光明 王成善 张哨楠 (33)

藏东花岗岩类及其成矿作用.....刘朝基 陈福忠 (45)

西藏曲水-安多岩石学研究.....贺节明 刘朝基 刘振声 谭富文 (63)

四川乡城池中玄武质科马提岩的发现及其地质意义.....郑来林 罗建宁 陈 明 (79)

东秦岭山柞旬泥盆纪沉积盆地沉积层序和演化.....徐 强 刘宝瑞 许致松 (91)

扬子板块晚元古代至早古生代沉积层序和海平面变化.....许致松 (105)

西南地区晚二叠世海绵礁岩的成岩作用与油气关系.....朱同兴 惠 兰 (125)

BULLETIN OF THE CHENGDU INSTITUTE OF GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES, CHINESE ACADEMY OF GEOLOGICAL SCIENCES

NO.13

CONTENTS

The Dividing and Evolution of Tectonic Unit of Sanjiang, South-west, China	<i>Li Xingzhen et al.</i> (20)
The Division of Metallogenetic zones and Mineral Potential of the Sanjiang Region, Southwest China.....	<i>Liu Zengqian et al.</i> (31)
The Characteristic of Jurassic Sedimentary Basin of Bangong Co-Dêngqên Fault Belt in Xizang.....	<i>Yu Guangming et al.</i> (43)
Granitoids and Mineralization in the Eastern Xizang	<i>Liu Chaoji Chen Fuzhong</i> (60)
Petrological studies from Qûxû to Amdo, Xizang.....	<i>He Jieming et al.</i> (64)
The Discovery of Basaltic Komatiite from Chizhong, Xiangcheng, Shichuan and Its Geological Significance.....	<i>Zheng Lailin et al.</i> (88)
The stratigraphic Sequences and Evolution of the Shan-Zha-Xun Devonian Sedimentary Basin in the Eastern Qinling Region of southern Shanxi, China.....	<i>Xu Qiang et al.</i> (103)
The Late proterozoic to Early Paleozoic Sedimentary Sequences and Sea Level Changes in the Yangtze Plate.....	<i>Xu Xiaosong</i> (123)
Diagenesis of the Late Permian Sponge Reef Rocks and their Relationship to Oil/Gas Pools in Southwestern China	<i>Zhu Tongxing Hui Lan</i> (132)

Geological Publishing House
Address: Hepingli, Beijing, China

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources
Address: No. Xin 82 Yihuanlu
Beisanduan, Chengdu, China

西南三江地区大地构造单元划分及地史演化

THE DIVIDING AND EVOLUTION OF TECTONIC UNIT OF SANJIANG, SOUTHWEST CHINA

李兴振 刘增乾 潘桂棠
罗建宁 王 增 郑来林

内容提要 本文论述了三江地区大陆和大洋两大构造体制相互转化及其地质构造发展史,从大陆岩石圈向大洋岩石圈构造体制的转化,是一种不同于三叉裂谷模式的拉伸机制,演化历程分为四个阶段;着重从板块俯冲消减运动机制论述了澜沧江洋等大洋岩石圈向大陆岩石圈构造体制的转化和山脉形成问题;探讨了大陆岩石圈通过拉伸构造机制完成向大洋岩石圈转化和山脉老化、解体问题。

前 言

三江地区地处阿尔卑斯-印支特提斯构造域东段弧形转弯处,是由南部大陆(包括狭义和广义的冈瓦纳大陆^①)和北部劳亚大陆^②南北缘不断破碎、裂离、又互相拼接镶嵌的复杂地区。

自1945年以来,先后有许多学者从不同的角度论述了本区地质特征及其地史演化。特别是近几年来随着青藏高原地质调查工作的开展,对本区大地构造单元有较系统的划分和详尽的论述,对地质构造特点的认识不断得到深化,为本区的大地构造单元划分奠定了良好的基础。自板块构造学说问世以来,目前尚未形成自己的构造单元划分准则和命名体系。板块构造学说的威尔逊旋回只着重论述了大陆岩石圈解体后大洋岩石圈构造体制的演化模式;大陆岩石圈构造体制的演化则显得更为复杂、而不能完全用板块构造的运动规律来说明,这是板块构造学说从大洋转向应用于大陆后碰到的最大难题之一。本文试图从大洋岩石圈和大陆岩石圈两种构造体制的演化及其相互转化的角度出发、划分本区的大地构造单元,并阐明其发展史。

① 狭义的冈瓦纳大陆指D—P₁澜沧江洋南侧的大陆,广义的是指古生代及其他时期的南部冈瓦纳大陆,它的北界是随时间变化的。

② 劳亚大陆实际上自早古生代至三叠纪不存在统一的大陆,这里为方便而借用传统叫法。

一、大地构造单元划分及各构造单元主要地质特征

(一) 划分原则

从地球表面出现洋、陆分化或岩石圈进入板块构造演化阶段之后,全球岩石圈构造演化大体可分为两大构造体制,即大洋和大陆岩石圈构造体制(以下简称大洋和大陆构造体制)。这两种构造体制演化中的构造、岩浆、沉积、变质和成矿等作用及其运动学和动力学机制都有自身的特点和规律。大洋和大陆构造体制既有同步平行演化、相互影响、互有联系的一面,又有大陆岩石圈通过三叉裂谷和拉伸作用(三叉裂谷作用中也伴有拉伸作用,在广义上也可看作是拉伸作用机制的一种形式)裂离解体形成大洋,大洋岩石圈通过板块俯冲消减机制、洋盆闭合转化为大陆拼合,向大陆岩石圈构造体制演化发展的一面。地球表面的巨大山系的形成也不只是限于板块俯冲和稍后的陆-陆碰撞一种机制。喜马拉雅山北坡拉伸垮塌所反映出的地壳或岩石圈范围内的分层析离、滑脱,直接影响或加剧了青藏高原内部及其周边,特别是北缘和东缘山系的形成。即是说,一地的拉伸垮塌、山脉老化,会导致另一些地区冲断、推叠、新生山脉的形成。因此,大规模拉伸构造的形成也是引起大陆内部薄皮板块构造运动和一些山脉形成的一个重要动因和机制。因而地球表面山系同任何生命体有生有灭一样,既有通过板块俯冲、陆-陆碰撞和甲地拉伸垮塌,在乙地冲断堆叠造山获得新生的一面,也有通过拉伸垮塌、剥蚀的联合作用(前者更为重要)进入老化、解体的一面。

因此,本文构造单元的划分包含由这两种构造机制完成大洋和大陆岩石圈构造体制互相转化中形成的构造单元体。其基本原则和作法是以大洋岩石圈板块俯冲消减的构造运动机制在两种体制中形成的构造单元作为本区大地构造单元划分的基础,再叠加上大陆构造体在碰撞阶段和拉伸垮塌作用造成山脉解体过程中形成的一些构造单元和变位体,如前陆和后陆盆地、走滑拉分盆地、拉伸盆地、滑移体、推覆带等。有些构造单元具有两种体制的过渡性特征,如近陆岛弧、弧后盆地等,但它们主要形成于具有陆壳的基底上,故归入大陆构造体制中。板块结合带是位于两个板块之间的一个构造或蛇绿混杂岩带,其中包含有属于大洋岩石圈的蛇绿岩套残片、大洋岛残块及海沟和沟坡沉积物,它是代表古洋盆消失的地带。在大洋构造体制演化中形成的一些构造单元由于洋盆的闭合多半已消失,只少部分呈残块夹持在结合带中,因此,这里把板块结合带归入大洋构造体制中。

这样,在大洋构造体制中本文划分出板块结合带、洋内岛弧带和有关地体(如大洋岛)等级别不同的构造单元。在大陆构造体制中划出地块、被动边缘褶冲带、陆缘山弧、近陆岛弧、弧后盆地、前陆和后陆拗陷带及一些走滑拉分和拉伸盆地、变位体等。

(二) 划分方案及各构造单元主要地质特征

构造单元划分方案及各构造单元主要地质特征见图1和表1。下面仅就各构造单元内部详细划分及相互之间的关系等有关地质问题作简要论述。

1. 甘孜-理塘结合带(Ⅱ)和金沙江结合带(Ⅳ)于三江地区北部西邓柯以西并继续向西延伸到郭扎错一带,在南部二者于乔后附近相接。其间夹持的德格-中甸微板块(Ⅲ)是在晚二叠世从东边的扬子陆块上分裂出来的。恰斯断隆(Ⅲ₄)上的前震旦系恰斯群与

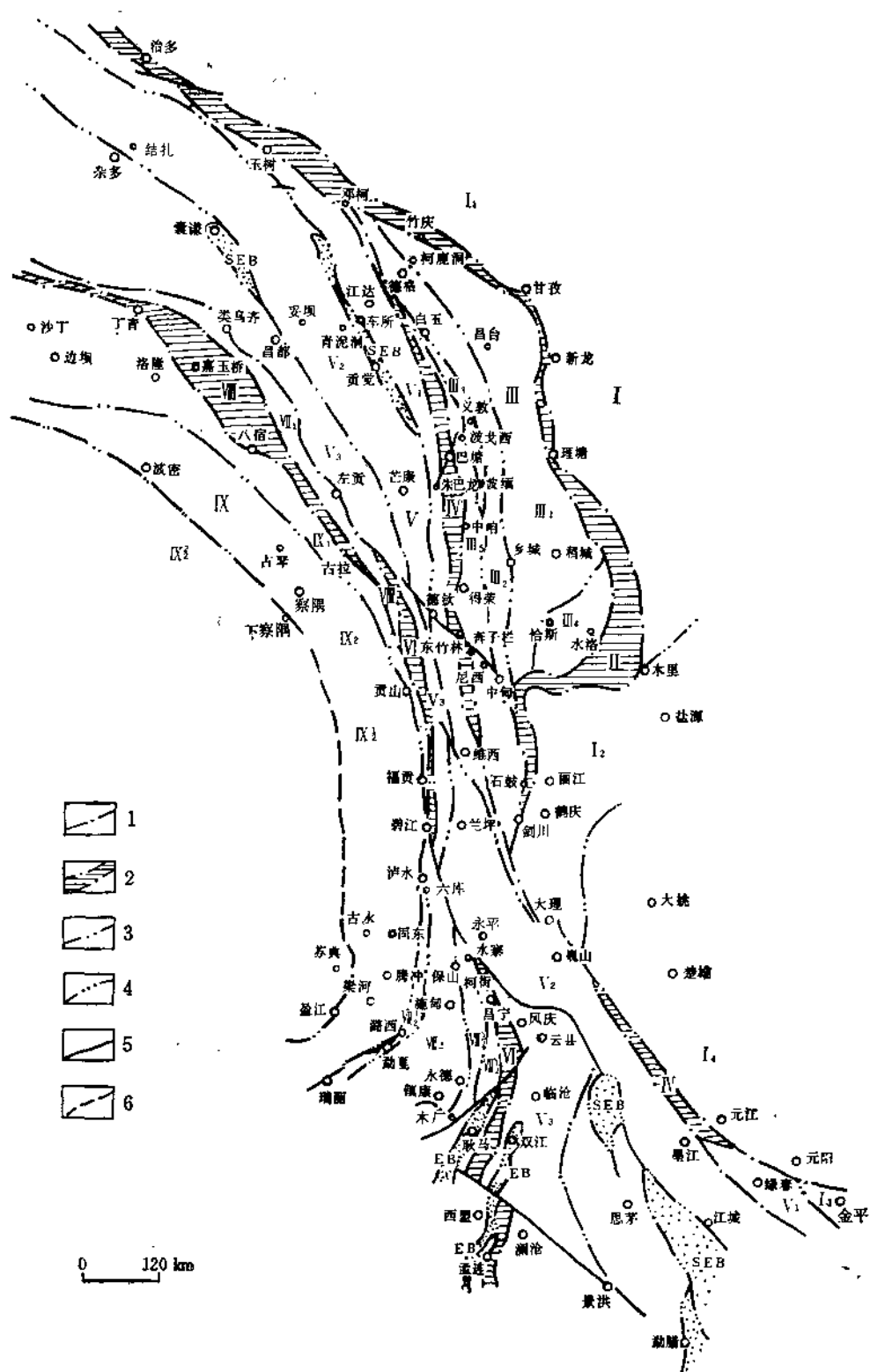
扬子陆块上的河口群相当,其上具有统一的地台型震旦系观音崖组和灯影组沉积盖层,表明恰斯断隆曾是扬子陆块西部边缘的一部分。在它西侧中咱地块(Ⅲ₂)上的震旦系茶马山群为一套相对较活动型的碎屑岩、火山岩及碳酸盐岩沉积与观音崖组和灯影组稳定型沉积迥然不同,可能属于扬子地块边缘拗陷带沉积。昌台-乡城岛弧带(Ⅲ₁)属于近陆岛弧(Серебев, 1976)或微大陆岛弧(R.A.F.Cas和J.V.Wright, 1987),是由甘孜-理塘洋向西消减俯冲产生,其西侧的晚三叠世义敦弧后盆地(Ⅲ₂)西缘定曲河断裂东侧上三叠统曲嘎寺组中发育有含外来块体的滑塌角砾岩,类似洋中脊的玄武岩、放射虫硅质岩及超基性岩,似乎表明该弧后盆地至少在局部地段有洋壳出现。

2. 金沙江结合带与哀牢山结合带(Ⅳ)是否相连,前人多有争议,根据下列依据,我们认为是相连的(并简称为金沙江结合带):(1)洋盆发育的时间大致相同,为石炭一中三叠世;(2)该两结合带西侧昌都-思茅中生代拗陷中晚三叠世沉积特征、层序相似,表明它们当时是连在一起的海域,这个中生代拗陷的形成与金沙江-哀牢山洋盆闭合后的弧后反冲和前陆盆地构造位置反向(见下)有关。

3. 芒康-江城微板块(V)东侧的江达-维西火山弧(V₁)由两个不同时期、不同性质的火山弧和弧后盆地相互拼接、相互叠置而成。它们是金沙江洋向西俯冲的产物。表1中的V₁为西渠河洋内(岛)弧和西渠河-东竹林弧后盆地,二者沉积建造相同,只是前者火山岩具岛弧特征,后者火山岩具弧后扩张特征,并在东竹林一带保存有较完整的蛇绿岩套。从江达-戈波古半岛上有海西期I型花岗岩类分布来看,西渠河洋内弧北端与半岛相连。半岛上的基底由前寒武系和下部古生界构成,属于加里东期的古岛弧带,发育有岛弧型钙碱性火山岩和英云闪长岩(Rb-Sr全岩等时线年龄为462Ma)。三叠纪时它又构成陆缘山弧的一部分。西渠河-羊拉断裂以西的江达-维西火山弧的主体部分(表1, V₁)是三叠纪的陆缘山弧和车所乡-白芒雪山“弧后盆地”所在。这个陆缘山弧带向北西经结隆延出本区。南部墨江-绿春一带中晚三叠世同样发育有一套中酸性火山岩,但成因机制不详,它有可能属于江达-维西火山弧的南端出露部分,只是在乔后-墨江一带由于点苍山-哀牢山的冲断推覆而断失。

4. 昌都-思茅中生代拗陷带(V₂)是在晚古生代形成的稳定地块基础上发展起来,在澜沧江洋和金沙江洋相继闭合后的陆内汇聚阶段,由于东西两侧的江达-维西火山弧和杂多-景洪岛弧带(V₃)(由澜沧江洋于C—P向东俯冲产生)的相向弧后反冲形成的具后陆盆地性质的压性拗陷带。在该拗陷带于喜马拉雅期由于右行走滑拉伸作用,形成一系列走滑拉分盆地,沉积了一套红色碎屑岩夹中酸性火山岩、煤线和膏盐。如北部昌都地区的囊谦盆地、贡觉盆地;南部思茅地区的江城盆地和勐腊盆地,其中江城盆地中赋存有钾盐矿床。

5. 澜沧江结合带(Ⅵ)在南段位于昌宁-孟连一带,向南延出国境、接泰国—马来西亚的难河带和文冬—劳勿带。南段向北延伸,有的将其与怒江带相连(李春昱等, 1982; 肖序常等, 1986),有的将它与金沙江带相接(黄汲清、陈炳蔚, 1987)。经我们综合各方面资料后发现:(1)在洋盆发育时间上澜沧江洋早于金沙江和怒江洋(见下);(2)金沙江带由巴塘、得荣南下至鲁甸,再向南东经点苍山西侧与哀牢山结合带相连;(3)在鲁甸—霁若一带中石炭统一二叠系的基性火山岩具有类似洋底玄武岩特征,为一个板内扩张洋盆,属金沙江带。西侧的南佐、捕村一带二叠系火山岩为岛弧型,且由西向东钾质增高,



表明南佐、捕村岛弧带西侧有一个向东俯冲的洋盆——澜沧江洋的存在^①；(4)怒江结合带在察瓦龙以南表现为冲断带、向南经路西三台山、瑞丽延出国境，接曼德勒—仰光一线的结合带(李兴振等, 1989)；(5)在梅里雪山—扎玉一带石炭系中发育有洋脊玄武岩和超基性岩，表明澜沧江结合带自南部昌宁已向北延伸至南佐—德钦西侧的梅里雪山—扎玉一带，与金沙江和怒江结合带是分道扬镳的。它向北西经左贡，大致沿吉塘群和西西群南侧延至雅安多以西，然后接双湖—冈玛错带(李才, 1987)。

6. 左贡—施甸微板块(VII)的保山地块可进一步划分为三个次级构造单元：东部水寨—木厂前陆拗陷(VII₁)形成于中三叠世。从中三叠统一侏罗统岩相变化由东向西，由陆相到海相，上三叠统向东超覆不整合在下伏不同时代地层之上，它是澜沧江洋向东俯冲闭合后，在西侧类乌齐—耿马被动边缘褶皱冲带(VII₁)前缘保山地块上形成的前陆拗陷。西部六库—勐戛拗陷带(VII₂)是在中侏罗世怒江洋闭合，高黎贡山带向东推覆于其前缘形成的前陆拗陷带。其中间的保山—镇康一带(VII₃)在中生代则处于相对隆起状态。

7. 尽管班公湖—怒江结合带在本区察瓦龙以南主要表现为冲断推覆，不具有结合带特征；但其西侧的地质体显然属于另一个板块系统，故仍作为I级构造单元的分界。位于丁

图1 金沙江、澜沧江、怒江地区大地构造图

1—I级构造单元分区界线；2—板块结合带；3—II级构造单元分区界线；4—III级构造单元分区界线；5—断层；6—推刺线。I—扬子板块；I₁—巴颜喀拉被动边缘褶皱冲带，I₂—盐源—丽江拗陷带，I₃—金平滑移体，I₄—扬子地块；II—甘孜—理塘板块结合带；III—德格—中甸微板块或弧地体；III₁—昌台—乡城岛弧带，III₂—义敦弧后盆地，III₃—波戈西地块边缘褶皱冲带，III₄—恰斯断隆，III₅—中咱地块；IV—金沙江—哀牢山板块结合带；V—芒康—江城微板块；V₁—江达—维西火山弧，V₂—昌都—思茅中生代拗陷带，V₃—杂多—囊谦岛弧带，VI—澜沧江板块结合带；VII—左贡—施甸微板块；VII₁—类乌齐—耿马被动边缘褶皱冲带，VII₂—保山地块，VII₃—水寨—木厂前陆拗陷带，VII₄—保山—镇康隆起带，VII₅—六库—勐戛前陆拗陷带；VIII—丁青—八宿板块结合带；IX—察隅—梁河微板块；IX₁—沙丁弧前拗陷带，IX₂—伯舒拉—高黎贡山推覆带，IX₃—波密—腾冲褶皱冲带，IX₄—下察隅—苏典变质—岩浆杂岩带。SEB—新生代走滑拉分盆地；EB—拉伸盆地

Fig. 1 Tectonic map of Jinsha, Lancang and Nujiang, Sanjiang area

I—Yangtze plate

I₁—Bayankhar passivemargin fold and thrust belt; I₂—Yanyuan-Lijiang depression belt; I₃—Jinping slipping terrane; I₄—Yangtze block;

II—Garze-Litang plate convergent belt

III—Dege-Zhongdian microplate or arc terrane

III₁—Chomta-Xiangcheng island arc belt; III₂—Yidun back-arc basin; III₃—Bogexi block margin fold and thrust belt; III₄—Qaisi fault block uplift; III₅—Zongza block;

IV—Jinsha Jiang-Ailaoshan plate convergent belt

V—Markam-Jiangcheng microplate

V₁—Jomda-Weixi volcanic arc; V₂—Qamdo-Simao Mesozoic depression belt; V₃—Zhaduojinghong island arc belt;

VI—Lancang Jiang plate convergent belt

VII—Zogong-Shidian microplate

VII₁—Riwogê-Gengma passive margin fold and thrust belt; VII₂—Baoshan block;

VII₃—Shuizhai-Muchang foredeep belt; VII₄—Baoshan-Zhenkang uplift belt;

VII₅—Luku-Mengjia foredeep belt;

VIII—Dengqen-Baxoi plate convergent belt

IX—Zayü-Lianghe microplate

IX₁—Shading forearc depression belt; IX₂—Baishula-Gaoligongshan nappe belt;

IX₃—Bomê-Tengchong fold and thrust belt; IX₄—Xiazayü-Sudian metamorphic and magmatic complex belt

① 据莫宣学等, 1989年资料。

表 1 金沙江、澜沧江、怒江地
Tab. 1 The basic Characters of

构造单元名称代号		岩 性 沉 积 类 型
II		包含蛇绿岩套在内的O—T不同沉积岩、火山岩块的构造混杂岩带, 基质为P—T复理石碎屑岩和基性火山岩
III	III ₁	T ₁₋₂ 为碎屑岩、硅质岩、碳酸盐岩; T ₃ 为复理石碎屑岩、岛弧火山岩, 上部为含煤碎屑岩。E为磨拉石堆积。三叠系内为整合接触, T与E不整合
	III ₂	T主要为碎屑岩、碳酸盐岩、上部为含煤碎屑岩。N为磨拉石堆积。T与N不整合接触
	III ₃	P ₂ —T为一套复理石碎屑岩、硅质岩、基性火山岩、浊积岩、滑塌角砾状灰岩。P与T整合接触
	III ₄	AnSn为一套变质中基性火山岩夹碳酸盐岩。Sn—P ₂ 为浅海相碎屑岩、碳酸盐岩夹中基性火山岩, 其中O ₁ 为复理石碎屑岩; P ₂ —T为滨-浅海相碎屑岩、碳酸盐岩、基性、中性火山岩。AnSn与Sn ₂ 之间为不整合接触, Sn—P各系之间皆为假整合
	III ₅	Sn—P ₂ 为一套碎屑岩、碳酸盐岩夹中基性、中酸性火山岩; P ₂ 为滨-浅海相碎屑岩、碳酸盐岩、少量火山岩。P ₂ 与P ₂ 之间的接触关系在北部为假整合, 南部可能为不整合
IV		由D—T不同沉积岩、超基性岩、基性火山岩块体构成构造混杂岩, 基质为P—T ₁ 复理石碎屑岩、硅质岩、基性火山岩; T ₃ 为磨拉石堆积, 不整合于混杂岩带之上
V	V ₁	V ₁ ¹ P ₁ 为复理石碎屑岩夹硅质岩, 基性、中性火山岩(东为岛弧型、西为弧后扩张型)。T ₃ 为磨拉石碎屑岩、中酸性火山岩。P ₁ 与T ₃ 不整合接触
		V ₁ ² AnD为片麻岩、片岩、变中基性火山岩。P ₂ 为碎屑岩、碳酸盐岩夹中基性火山岩。T ₁₋₂ 为碎屑岩、碳酸盐岩、中酸性火山岩。T ₃ 为磨拉石碎屑岩、碳酸盐岩、中基、中酸性火山岩, 上部为含煤碎屑岩。T ₃ 与T ₁₋₂ , T ₁₋₂ 与P ₂ 之间均为不整合接触
	V ₂	AnO ₁ 为复理石碎屑岩夹碳酸盐岩(褶皱基底)。D—P为稳定型浅海碳酸盐岩、碎屑岩、少量火山岩; T—K为拗陷盆地型碎屑岩、碳酸盐岩和中酸性、酸性火山岩。N为红色碎屑岩、中酸性火山岩。N与T—K, T—K—与D—P, D—T与O ₁ 之间均为不整合接触
	V ₃	AnC—P ₂ 为片麻岩、片岩局部混合岩化, 夹变质中基性岛弧型火山岩。C—P为复理石碎屑岩、硅质岩夹岛弧型中基性、中酸性火山岩、含煤碎屑岩; T ₂₋₃ 为碎屑岩、碰撞型中酸性火山岩。T ₂₋₃ 不整合在下伏地层之上
VI		包含蛇绿岩套在内的从D—P的不同沉积岩块体、洋岛玄武岩块体, 基质为P—C碎屑岩、基性火山岩
VII	VII ₁	AnS为浅变质碎屑岩夹碳酸盐岩、变质基性火山岩; D—P为半深海-深海相碎屑岩、硅质岩夹火山岩、碳酸盐岩; 上部为含煤碎屑岩。T—K为海-陆相碳酸盐岩、碎屑岩及磨拉石堆积。N为陆相含煤碎屑岩。T ₁ 与P ₁ 假整合接触
	VII ₂	VII ₂ ¹ T ₂ —J ₂ 为碎屑岩、碳酸盐岩夹中基性、中酸性火山岩, 顶部为红色磨拉石
		VII ₂ ² AnO为过渡型—稳定型碎屑岩、碳酸盐岩; S—P为稳定型碎屑岩、碳酸盐岩, 其中C ₂ 有冰海砾岩。S与O为假整合接触
VII	VII ₂	VII ₂ ³ T ₂ 为碎屑岩、碳酸盐岩; J ₂ 为陆相磨拉石—海相碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩
	VII	含有蛇绿岩套在内的各种岩石块体构成的构造混杂岩, 基质为晚三叠世—早侏罗世深海复理石碎屑岩

区大地构造单元基本特征表

tectonic units in Sanjiang area

中酸性岩浆侵入活动	变质作用	构造变形
印支—喜马拉雅期小侵入体	低绿片岩相	强烈挤压、破碎
主要为印支期I型和燕山期S型花岗岩类, 常构成复式岩体	绿片岩相	强烈褶皱、冲断、剪切
主要为喜马拉雅期S型花岗岩类	绿片岩相	强烈褶皱、冲断、剪切
	绿片岩相	强烈褶皱、冲断
	绿片岩相	AnSn变形强, 之后变形较弱
仅见少量燕山—喜马拉雅期花岗岩类	轻微变质	变形弱
	绿片岩相, 有蓝闪石片岩	强烈挤压破碎、剪切、褶皱、冲断
海西期I型花岗岩类	绿片岩相	强烈褶皱、冲断
海西—印支期I型花岗岩类为主, 少量燕山—喜马拉雅期小侵入体	AnD达角闪岩相, 余为绿片岩相	AnD、Pz ₂ 较强, T较弱
少量燕山期S型花岗岩类, 喜马拉雅期斑岩、碱性岩	变质轻微	具前陆拗陷特征
海西—印支—燕山期S型花岗岩类	An ₆ —Pz ₁ 绿片岩相角闪岩相, 余为绿片岩相	AnP较强, T ₃ 较弱
局部见燕山、喜马拉雅期花岗岩类	绿片岩相, 有蓝闪片岩	强烈挤压、破碎
少量印支—燕山期S型花岗岩类、喜马拉雅期小侵入体	绿片岩相	强烈褶皱、冲断
局部有燕山晚期碱性岩侵入	变质较弱	具前陆拗陷特征
有少量加里东和燕山期花岗岩类	变质轻微	褶皱宽缓
	变质轻微	具前陆拗陷型冲断、褶皱
局部有燕山期花岗岩侵入	绿片岩相	强烈挤压、褶皱、冲断

构造单元名称代号		岩 性 沉 积 类 型
K	K ₁	T ₂ 为复理石碎屑岩、硅质岩；J ₂ 为下红上黑、下粗上细的碎屑岩夹灰岩、基性火山岩；K—E为含煤碎屑岩、中酸性及少量碱性火山岩。缺失J ₁ ；K与J ₂ 不整合、E与K不整合接触
	K ₂ ¹	AnO ₁ 为片岩、片麻岩、混合岩、大理岩。O ₁ 为碳酸盐岩；D—P为碎屑岩、碳酸岩、基性火山岩夹深水浊积岩，上部为冰海沉积砾岩；O ₁ 与AnO ₁ 接触关系不明，缺O ₂₋₃ 、S ₁ ；D与O ₁ 为假整合接触，下部为陆相。N为含煤碎屑岩，南部腾冲新生代有强烈的火山活动
	K ₂ ²	为强烈糜棱岩化的变质-岩浆杂岩带，时代可能为AnC—Pz

注：①构造单元代号名称见图1；②构造单元I因超出本区范围从略。

青一八宿一带的嘉玉桥群像是一个变质地体呈透镜状夹持在怒江结合带之中，但若把丁青一类乌齐南边一带的蛇绿混杂岩带再左行复位的话，这个变质地体便位于怒江结合带北侧而不是夹于其间。再从整个班公湖-怒江结合带南北两侧花岗岩类的形成时代来看， γ_2^1 全部展布在北侧，嘉玉桥群中 γ_2^1 的产出似乎也表明它应位于结合带北侧，现今表现出来的夹持假象，可能是在怒江洋闭合过程中或之后不断发生右行滑移造成的。

8. 察隅-梁河微板块（IX）的沙丁拗陷带，其三叠系自南而北由滨海—浅海相碎屑岩（如洛隆—边坝一带）变为半深海—深海相浊积岩和硅质岩（比如沙丁一带。饶荣标，1987），表明南边有一个古陆。本拗陷带代表怒江洋盆形成时的南侧被动边缘环境，J₂—K₁明显展布于边坝—洛隆一线以南，为一套近陆缘的浅海或海陆过渡相（甚或包含有陆相）沉积，它是西部奇林湖—那曲弧前拗陷带（刘增乾，1980）的东部延伸。

伯舒拉-高黎贡山推覆带（IX₂）位于沙丁拗陷南侧，即在嘉黎—德隆—冲沙—怒江弧形断裂带南西，可进一步划分为二个次级构造单元：即波密—腾冲褶皱带和下察隅—苏典变质-岩浆杂岩带。波密—腾冲褶皱带主要由下部古生界—前寒武系褶皱基底和上部古生界断陷槽沉积构成，形成一系列褶皱和冲断。下察隅—苏典变质-岩浆杂岩带主要由一套混合岩化的深变质岩系（角闪岩相，局部达麻粒岩相，时代可能包括一部分前寒系）和喜马拉雅期花岗岩类组成，其中发育了一系列韧性剪切带。这两个构造单元在构造上与班公湖—怒江带不相配套，它们是由上述弧形断裂向北东作了大规模逆掩推覆而出露于现今位置。在贡山—瑞丽一带不仅掩覆了西部东延的冈底斯带（包括沙丁拗陷），而且也掩覆了班公湖—怒江结合带，甚至澜沧江结合带（中段）。出露于潞西三台山一带的含超基性岩块体的构造混杂岩只不过是推刮来的上述结合带中构造混杂岩的一点残片而已。

察隅-梁河微板块上的中酸性侵入岩很发育，在察隅地区从北到南，按时代新老可划分出四个岩浆岩带：（1）伯舒拉花岗闪长岩带（110—128Ma），主要分布在IX₁构造单元内；（2）德姆拉黑云母花岗岩带（100Ma左右）；（3）波密黑云母花岗岩带（72—87Ma），（2）、（3）两带位于IX₂构造单元内；（4）下察隅花岗岩（二云母和斜长花岗岩）带（20—44Ma）。南部腾冲地区中酸性侵入岩自东向西也有类似的由老到新的分带现象。东亚带的时代为125—137Ma，中亚带为63—77Ma，西亚带为古新世到始新世，分别相当于北部察隅地区的（2）、（3）、（4）带，表明北部察隅和南部腾冲地区可以进行统一的构造单元划分。

续表

中酸性岩浆侵入活动	变质作用	构造变形
有大量燕山晚期S型花岗岩类侵入	变质轻微	较强的褶皱、冲断
大量燕山晚期(K ₁ —K ₂)和少量喜马拉雅期花岗岩类侵入	AnO ₁ 达绿片岩-角闪岩相, 其余变质轻微	AnO ₂ 有糜棱岩化带, 强烈褶皱、冲断、推覆
大量燕山期花岗岩类侵入	角闪岩相	强烈糜棱岩化、褶皱、冲断、推覆

二、大洋向大陆岩石圈构造体制转化及山脉形成问题

大洋向大陆构造体制的转化主要通过大洋岩石圈俯冲消减、洋盆闭合, 陆弧或陆-陆碰撞来实现。由于俯冲方向有正向和斜向之别, 相应形成俯冲山系和走滑-俯冲山系, 陆-陆碰撞阶段则形成碰撞山系, 若洋盆消失后留下残留海盆, 碰撞山系则形成较晚。三江地区自古生代以来有六次大小洋盆的闭合和相应的不同成因类型的山系形成。

(一) 原特提斯洋的闭合及加里东运动和造山作用

早古生代是泛非事件后冈瓦纳和劳亚联合古陆第一次分裂解体阶段, 在北美-格陵兰与瑞典-挪威的纳维亚-波罗的海之间裂开形成古大西洋, 中朝和扬子地块之间裂开 (An₀—Pz₁) 形成秦祁昆大洋。本区有迹象表明在元古代末至早古生代初曾有过洋盆 (原特提斯洋) 存在 (它有可能是元古代末期的残留洋或者是于早古生代裂开)。其证据是沿澜沧江带展布的澜沧群上部和吉塘一带的吉塘群^①的火山岩属岛弧型, 这两群可能代表震旦纪一早古生代的火山弧, 其南延部分的泰国—马来西亚一带相当于澜沧江结合带东侧, 同样存在一个早古生代岛弧带, 并认为晚古生代的澜沧江洋是由其弧后盆地演化而成。岛弧的存在即意味着有大洋岩石圈的俯冲, 其俯冲方向可能与泰—马一带相同, 即由东向西。刘增池 (1985) 也认为是向西俯冲的。在澜沧群—吉塘群构成的岛弧带东侧则可能存在一个原特提斯洋闭合而现今没有见其残留痕迹或尚未被识别出来的消减杂岩带。其俯冲、碰撞导致南西侧岛弧山链及其弧后盆地的形成、保山地块加里东期平和与志本山花岗岩体的侵入及古琴一带陆块的抬升, 造成中上奥陶统和志留系的缺失。

在金沙江带西侧江达地区下古生界 (可能包括部分前寒武系) 波罗群中发育一套钙碱性岛弧火山岩及I型英云闪长岩, 在江达冬拉、德钦凸卡、景洪曼丙寨的南北带上泥盆系中发育有海相和陆相中基性、中酸性火山岩。根据本区晚古生代至中生代澜沧江和金沙江洋闭合碰撞后, 在岛弧 (陆缘山弧) 带上或其后侧的晚期地层 (磨拉石建造中) 均发育有碰撞型、或带有火山弧型的中基性—酸性火山岩来看, 江达冬拉—景洪曼丙寨一线泥盆系的火山岩可能具有类似的形成机制, 加之波罗群中有岛弧型火山岩和英云闪长岩的侵入, 推测金沙江带中可能潜伏着一个加里东期的俯冲带。这个俯冲带所代表的洋盆向南与上述原

① 据雍永源, 1989年资料。

特提斯洋相连形成统一的原特提斯洋,向北去向不明,至少西部东昆仑及其以南一带未发现加里东结合带。金沙江带原特提斯洋的俯冲(可能向西)形成江达—戈波—带岛弧山系,西侧青尼洞和玉树县巴塘乡桑知阿考地区下奥陶统褶皱成山,其上缺失中上奥陶统和志留系、泥盆系不整合其上。东侧为残留海盆,这个残留海盆可能经龙门山西侧与南秦岭一带的残留海相连。

以上所述便是本区加里东运动和造山作用的运动学和动力学机制。加里东运动之后全区进入大陆岩石圈构造体制演化阶段。

(二) 澜沧江洋的闭合及海西—印支运动和造山作用

澜沧江洋是在加里东期古澜沧江洋闭合后的弧后盆地基础上发展起来的。洋盆打开的时间在南部昌宁—孟连及泰国—马来西亚一带可能为泥盆纪至早石炭世,发育了晚泥盆世—石炭纪深水复理石碎屑岩、放射虫硅质岩、洋岛玄武岩。在西部羌塘地区的双湖以北于维宪期拉开,两侧生物发生分异(范影年,1985)。其间的梅里雪山打开于石炭纪早期,中石炭世初发育有洋中脊玄武岩和放射虫硅质岩。俯冲时间为晚石炭至早二叠世,在其东侧形成火山弧。闭合于早二叠世末至晚二叠世。晚二叠世在其东西或南北两侧及其结合带上形成海陆交互相含煤碎屑沉积。在北侧开心岭及东侧云龙县一带出现了冈瓦纳大陆的舌羊齿(*Glossopteris*)及该植物群的一些分子,如*Schizoneura*, *Rhipidopsis*, *Otofolium*与华夏型大羽羊齿植物混生^①。根据对已有碰撞成因花岗岩的Sr同位素测定,在滇西昌宁一带碰撞发生于275Ma、泰国为240—210Ma,马来西亚为220—200Ma(刘昌实、朱金初,1989)。这个结果也印证了根据地质记录反映的澜沧江洋的闭合时间。

上述资料表明澜沧江洋是自南而北逐渐打开,闭合则刚好相反,自北而南推进。在晚二叠世形成昌宁—孟连残留海、进入陆—弧碰撞的大陆构造体制演化阶段,其西侧勐省一带局部发育有下三叠统含凝灰质火山碎屑岩,假整合在下二叠统之上,说明残留海在向西迁移,澜沧江洋闭合所表现出的构造运动主要开始于海西末期,印支期进一步加强。海西—印支期在东侧形成俯冲加碰撞型的岛弧山系及昌都—思茅弧后拗陷,其东侧正在发育的金沙江洋盆此时则可能带有弧后扩张性质;在西侧形成类乌齐—耿马被动边缘褶皱冲断山系及其西侧的水寨—木厂中生代前陆拗陷。随着澜沧江洋的闭合,保山地块全面上升为陆,缺失晚二叠世沉积,保山—镇康一带在中生代仍处于古陆隆起状态。在其西侧六库—勐戛一带中晚三叠世也形成一个拗陷带,构成黔西三台山混杂岩基质的一套深水沉积物,可能是晚三叠世至早侏罗世的,这个拗陷带由于西侧高黎贡山冲断推覆带的破坏而残缺不全,它向北可能与洛隆—边坎一带的三叠纪的拗陷带相连,形成统一的海盆,分别位于海盆的东西两侧边缘地带,后来由于怒江洋的打开和闭合被分置于怒江带的东西两侧。东侧部分在中侏罗世则转化为前陆拗陷。

(三) 金沙江洋的闭合及海西—印支运动和造山作用

金沙江洋打开和闭合的时间目前尚有争议。根据下列资料,我们认为金沙江洋打开于中石炭世—二叠纪,闭合于晚三叠世。(1)在白芒雪山岛弧型安山玄武岩中包含有含石炭纪珊瑚化石(*Corwenia* sp.)的灰岩块,表明其喷溢晚于珊瑚化石年代;(2)在金沙江西侧查日顶于戛金雪山群的灰岩块体中产有珊瑚*Lophophyllidium* sp., *Pseudofavosites* sp.,

① 1:20万永平幅区测报告。

Duplophyllum sp., *Amplexocarinia* sp. (早二叠世), 在得荣雪堆之北中心绒群灰岩块体中含珊瑚 *Wentzelella* (二叠纪?)。说明混杂作用发生在二叠纪或以后。从这个意义上说把夏金雪山群和中心绒群定为 $P-T_1-2$ 是合适的; (3) 在中心绒群中发育有洋中脊拉斑玄武岩; (4) 在金沙江带两侧海通—四道班 (西侧) 和中咱地块 (东侧) 西缘二叠系中有斜坡相沉积, (3)、(4) 两点表明二叠纪仍处于扩张环境; (5) 南部鲁甸—霞若一带 C_1 为浅海地台相碳酸盐沉积, C_2 剧烈拉张沉陷、海底火山活动增强^①; 并发育有象征裂谷或初始洋盆形成阶段的玄武岩^②。上述资料表明金沙江洋打开时间应为中石炭世—二叠纪, 洋壳俯冲开始于茅口期, 因在西渠河组与岛弧型石英拉斑玄武岩、玄武安山岩伴生的硅质岩中产有茅口期的放射虫^③。但其西侧仍有扩张脊性质的玄武岩喷溢和基性岩墙群的侵入, 在南延的白芒雪山垭口东侧至东竹林一带有超基性岩和蛇绿岩套出露, 带有弧后扩张性质。因此西渠河组东侧的洋内弧与现今的马里亚纳弧有点相像, 这次俯冲, 带有大洋板内破裂俯冲特征。洋盆、包括西渠河—东竹林一带的弧后盆, 闭合于晚三叠世前, 晚三叠世北部金沙江段甲丕拉组南部哀牢山段一碗水组磨拉石沉积不整合在结合带之上。

由于西部芒康—江城微板块东缘边界的不规整, 在北部金沙江段有江达—戈波和西渠河—东竹林边缘海盆, 在金沙江洋全面向西俯冲时, 在突出的海岬或半岛处形成早中三叠世陆缘山弧。金沙江洋的俯冲在后期显然带有左行斜向俯冲特征, 它不仅使江达—戈波半岛撕裂成近东西向的断陷; 在断陷槽中沉积了早中三叠世陆缘火山碎屑和深海—半深海浊积岩; 同时在马拉松多—热勇一带形成一个北西向的插入大陆板块内部的断陷盆地, 在其中发育了一套以酸性火山岩为主的火山—碎屑沉积。在结合带内部及西渠河洋内弧及西渠河—东竹林弧后盆地带上晚三叠世以前的岩系中于褶皱的 S_1 面上 (S_0 已被 S_1 置换) 发育了一系列标志左行走滑的拉伸线理。在海通东侧四道班一带, 二叠系中形成北东向构造对南北向构造的叠加。在金沙江洋和西渠河—东竹林弧后盆地闭合后于火山弧后缘车所乡—白芒雪山一带形成晚三叠世弧后盆地, 发育了近于火山弧特征又带有裂谷扩张性质 (近于大陆拉斑玄武岩与洋底玄武岩) 的海相枕状玄武岩^④ (王培生, 1986)。

中三叠世末金沙江闭合, 德格—中甸微板块与芒康—江城微板块拼合为一体, 在其间形成俯冲型的岛弧山系, 并进入大陆构造体制演化阶段。在碰撞阶段, 可能由于中咱地块或德格—中甸微板块的下地壳或壳幔之间发生析离, 析离面以下部分继续向西俯冲 (已转为 A 型俯冲), 以上部分的陆壳向西逆冲, 形成“蛇吞蛙”的机制, 使原来与俯冲面倾斜方向一致的褶皱冲断系的构造面产状发生倒向, 形成现今一系列倒向西的褶皱和冲断, 进而导致前陆盆地构造位置的反向, 它不是形成于原先俯冲板块 (德格—中甸微板块) 的陆缘一侧 (这是德格—中甸微板块上没有相应前陆盆地发育的根缘所在), 而是形成于原先上叠的芒康—江城微板块一侧的后陆盆位置上, 在其中堆积了甲丕拉组下部磨拉石。前面提到的车所乡—白芒雪山弧后盆地, 其实质应是这种后陆盆地。晚三叠世江达地区的火山岩仍具有火山弧特征, 一方面与俯冲结束后岩浆活动的滞后作用有关, 另一方面可能与上述析离面之下的岩石圈地幔部分及一部分下地壳仍继续向西俯冲有关。这种析离加上甘孜—理塘洋

① 云南地矿局区调队, 1984, 1:20万维西幅区调报告。②③ 据莫宣学等, 1989。

④ 据彭兴学口述。