文章编号:1009-3850(2012)03-0001-20

多岛弧盆系构造模式:认识大陆地质的关键

潘桂棠¹,王立全¹,李荣社²,尹福光¹,朱弟成³

(1. 成都地质矿产研究所,四川 成都 610081; 2. 西安地质矿产研究所,陕西 西安
 710054; 3. 中国地质大学,北京 100083)

摘要:本文在对以青藏高原为主体的东特提斯 30 多年来的地质调查和研究实践基础上,通过与现今西南太平洋区域 弧盆构造体系的对比研究,提出了适合于板块构造登陆的现实主义替代模型 – 多岛弧盆系构造模式。大洋岩石圈 与大陆岩石圈之间的多岛弧盆系构造模式是板块构造登陆的入门向导,是认识大陆地质演化的关键。基于该模式 研究认为,特提斯大洋最初开始于 Rodinia 超大陆解体的晚前寒武纪晚期,比太平洋体系更老。青藏高原形成受控 于不同时期大陆边缘多岛弧盆系构造演化,一系列弧后或弧间盆地消亡、弧-弧或弧-陆碰撞的岛弧造山作用实现大陆边缘增生。该现实主义模式即可成功地解释青藏高原的形成演化过程,亦可为现在和将来特提斯构造域与亚洲 大陆的地质工作所检验。多岛弧盆系构造的识别与深入研究不仅在造山带具有强大的生命力,能够全面解剖造山 带的物质组成、结构构造与演化历史,而且对于分析前寒武纪大陆克拉通基底的形成也具有重要启示。

关键 词:洋陆转换;多岛弧盆系构造;大陆地质;特提斯;青藏高原

中图分类号: P542.4 文献标识码: A

1 引言

20世纪60年代板块构造学说的兴起,导致长 期遭到冷遇的大陆漂移说的复活,使地球科学思想 发生从固定论向活动论的戏剧性转换。40年来板 块构造学说在全球范围的广泛实践,已证明是一个 高度成功的理论。它有着涉及面广、符合科学规律 的简单性原理,又具有很大的兼容力、解释力和预 见力。板块构造的魅力在于:在地球观层次上,从 原来相信大陆位置亘古不变的固定论地球科学,转 换到地球表面洋陆大规模漂变和转换的活动论地 球科学;在地学观层次上,从原来各自偏向均变论 或突变论、幕次论以及垂直运动或水平运动、旋转 运动论,转换到从空间到深部、从海洋到大陆进行 全方位多学科相互渗透融合的整体论、系统论和过 程论地质学;在方法论层次上,既要重观察、事实的 归纳法,更要重演绎、重假说的因果论。大多数地 质学家从大陆到海洋、从将今论古到将古论今、从 全球构造的视角,将各类地质事件群及其过程,置 于板块构造演化模式的总体框架中加以阐释,实现 了地球科学观念的根本性转换。大陆上无疑保留 了大洋地质演化过程的遗迹,即大陆上能够找到和 重塑板块构造模式中大洋岩石圈演化、发展、消亡 和转换为大陆造山带的地质记录。板块构造登陆 并不宣告该学说的终结,而是预示着新的征途的 开始。

大陆和大洋在岩石圈的结构组成、厚度、成因 和年龄上有明显差异,在地学研究中,不时可听到 诸如"源于海洋地质的板块构造,用来认识、解释、 理解大陆地质及动力学过程是否合理"的观点。但 是,研究实践表明,由于大陆保留了地球演化最完 整的地质记录,保留了至少从元古宙以来的海洋沉

收稿日期: 2012-09-30

资助项目:本文得到国家 973 项目"三江特提斯复合造山与成矿作用"(编号: 2009CB421000)下属课题"特提斯演化过程中的 VMS型 Cu-Pb-Zn 成矿作用"(编号: 2009CB421003)、中国地质调查局"青藏高原重大关键地质问题研究"计划项目(编号: 1212011121200)联合资助

积记录,保留了洋陆相互作用和转换的地质事件群 记录,不仅使板块构造成功登陆,而且也使一批大 陆地质学家在参加了地中海、大西洋、太平洋、印度 洋海底沉积物等的地质、地球物理调查后,与坚守 大陆地质的科学家一道,又重新在全球各大陆和造 山带展开了全球岩石圈对比计划、大陆动力学计划 等等。地球科学实践表明,经典的板块构造理论在 某些局限性得到修正后,仍然显示出了巨大的科学 魁力,得到了地学界的青睐。板块构造的诞生开创 了岛弧、弧后盆地研究的热潮,从板块构造角度对 岛弧、弧后盆地进行研究,改变了传统槽台结构的 大地构造模式,使整个地球科学系统发生了革命性 变化。因此,大陆边缘地质构造演化和大陆岩石圈 形成与发展,既是当代地质学研究的基本问题和大 地构造学研究的前缘课题,也是板块构造登陆的入 门向导。

本文是在板块构造理论的指导下,探讨并提出 一种适合于板块构造登陆的替代模型 - 多岛弧盆 系构造模式,并通过近几年对青藏高原系统深入的 地质调查和综合研究,进一步阐述多岛弧盆系构造 的定义、基本特征以及在青藏高原多岛弧盆系的研 究实践,进而探讨与特提斯洋演化有关的全球构造 问题。

2 多岛弧盆系构造的提出

海底扩张、板块构造学说的创立,以及板块构造的登陆,使特提斯地质尤其是青藏高原地质和大陆地质研究迎来了黄金时代。近30年来有关青藏高原地质演化的一系列论著均一致性地将青藏高原地质演化纳入特提斯洋演化的总框架,而具体演化模式则是众说纷纭。概括起来,主要有"剪刀张"、"传送带"和"手风琴运动与开合"模式^[14],所有这些模式都是以一个联合古陆的形成和特提斯是泛大洋中的一个海湾为前提,以冈瓦纳大陆裂离和亚洲大陆增生为基点。多数地质学家认为青藏高原地区只有雅鲁藏布江、班公湖-怒江、金沙江、昆仑和祁连山等5条缝合带及其间的由冈瓦纳大陆裂离出来的5个增生"地体",认为这些缝合带都是相继消亡的大洋盆地,并且均以指向大陆和向北倾斜的俯冲消亡。

80年代中晚期,我们在研究青藏高原和西南 "三江"(金沙江、澜沧江、怒江)地区的地质与大地 构造演化时,发现由金沙江、甘孜-理塘蛇绿混杂岩 带等所复原的洋盆均只有1000km 左右的宽度,邻 接的岛弧、陆弧指示洋壳向西、向南俯冲^[5]。班公 湖-怒江结合带主体也是向南、向西俯冲的^[6],构造 古地理研究曾将其与东南亚弧盆系类比,指出古生 代-中生代特提斯具有岛海相间的古地理格局。部 分学者提出了西南"三江"古特提斯为多岛洋或多 岛海的认识^[79]。许靖华(1994)^[1041]通过对世界上 各大造山带的观察研究和构造演化分析,发现世界 上90%的造山带均为弧后盆地消减、弧-陆碰撞形 成的造山带,这一发现无疑对大陆地质和大陆造山 带研究具有重要的指向意义。通过对青藏高原各 大造山带的大地构造相详细解剖,正式提出了多岛 弧构造模式假说^[12]。

作者曾对 Suess(1893)^[13] 最初提出的特提斯含 义及其演变、特提斯的时空结构以及劳亚、冈瓦纳、 泛华夏3大陆块群的时空格架及演化关系进行了讨 论,并对以青藏高原为主体的东特提斯多条蛇绿混 杂岩带及其各种类型岛弧、盆地系统进行了系统研 究,发现早期所谓的"剪刀张"、"传送带"和"手风琴 运动与开合"模式均不能对青藏高原多条蛇绿混杂 岩带及其各种类型岛弧、盆地系统的空间配置给予 相对合理的解释^[6,14]。通过对东南亚和太平洋西岸 弧盆系的空间配置研究表明,西南太平洋是以弧后 盆地消减、岛弧造山增生复合体完成大陆增生的, 而不是以裂离自冈瓦纳的地体向北漂移的形式进 行大陆增生,进一步对比分析东南亚和太平洋西岸 弧盆系与青藏高原 20 多条蛇绿混杂岩带及其相关 岛弧、盆地等实际材料,笔者提出多岛弧盆系构造 模式来解释特提斯和亚洲大陆各大造山带的形成 和演化。

多岛弧盆系构造是指在古大陆边缘,受大洋岩 石圈俯冲制约形成的前锋弧及前锋弧之后的一系 列岛弧、火山弧、地块和相应的弧后洋盆、弧间盆地 或边缘海盆地构造的组合体,整体表现为大陆岩石 圈与大洋岩石圈之间的时空域中特定的组成、结 构、功能、空间展布和时间演化特征的构造系 统^[15-48]。我们将大洋岩石圈俯冲形成的邻接大陆 岩石圈俯冲带的岛弧称为前锋弧,大洋岩石圈向大 陆岩石圈转换(即洋陆转换)的标志就是前锋弧及 其多岛弧盆系构造的发育。大陆边缘多岛弧盆系 构造中古老的弧后或弧间小洋盆及其岛弧边缘盆 地萎缩消减,不是"碰撞不造山",而是以弧后或弧 间洋盆、岛弧边缘海盆地的消减为动力,通过一系 列弧-弧、弧-陆碰撞的多岛弧造山作用实现大陆边 缘增生。弧后前陆盆地和大陆边缘盆地转化为周 缘前陆盆地,乃是盆山转换的地质记录和重要标志。东南亚是新生代多岛弧盆系构造发育最典型的地区。

3 多岛弧盆系构造的基本特点

从比较地质学的类比分析,现今所见洋陆转换 过程中的大陆及其大陆边缘的多岛弧盆系构造,则 是西太平洋的大陆边缘集中了世界75%以上的边 缘海盆地,其形成与西太平洋(超级)俯冲带-当今 全球构造上最壮观的俯冲带活动密切相关。其中 东南亚多岛弧盆系构造的形成,还受印度洋板块向 北俯冲作用的制约,它在全球构造上占有重要的地 位。在对比研究大陆的地质历史,特别是大陆边缘 造山带形成演化过程中,起着非常重要的作 用^[6,14,18]。从东南亚多岛弧盆系的物质组成、结构 和构造特点以及演化历史分析,结合青藏高原及邻 区地质构造的基本特征,多岛弧盆系构造具有以下 基本特征。

3.1 具有特定的时空结构和物质组成

许靖华(1994,1995)^[1142]研究认为,亚洲大陆 边缘由受控于印度洋向北俯冲形成的印度尼西亚 岛弧及其之后的一系列弧盆系统组成,爪哇海沟标 志着印度洋板块俯冲的位置,印度尼西亚岛弧即是 东南亚多岛弧盆系构造的前锋弧。在印度尼西亚 前锋弧的后面(即北侧)拥有十多个弧后盆地、微陆 块、岛弧,以及无数的浅滩和数百个岛礁。一些弧 后盆地扩张出现有洋脊、洋壳、洋岛、海山,一些弧 后盆地只具有边缘海性质。中国南海盆地是其中 最大的弧后盆地,南北长 2600km、东西宽约 1300km,其边缘带具有不同的构造属性。该盆地北 侧为被动边缘,西侧为走滑剪切边缘,东侧则为活 动陆缘。南部的南沙群岛位于与巴拉望海槽隔开 的残留弧上,以浅海碳酸盐岩沉积为主。伊豆-小笠 原-马里亚纳洋内弧,是与西太平洋板块俯冲作用相 关的前锋弧,其西也有一系列相应的弧后盆地、海 岭和岛弧系统。

除东南亚多岛弧盆系构造之外,南美洲西部安 第斯型活动边缘即是陆缘火山-岩浆弧。弧的外侧 是深海沟,海沟的内壁发育一个增生楔,一些地方 为弧前盆地沉积,且发育在由引张断裂构造所分裂 的陆块上。当火山-岩浆弧之后的大陆边缘局部变 为岛陆、浅海组成列岛和弧后盆地时,安第斯型活 动边缘就转化为岛弧边缘,开始发育多岛弧盆系 构造。

3.2 岛弧或前锋弧的基底性质

在多岛弧盆系构造中的岛弧或前锋弧,不同区段的基底性质可能不同,其物质组成也有明显差异。总体看来,岛弧或前锋弧至少有3种不同类型的基底:

(1) 在印度尼西亚前锋弧,西段的苏门答腊火 山弧、西爪哇火山弧及其弧后盆地,形成于陆壳基 底之上;

(2)中段在中爪哇和东爪哇火山弧,形成于中 生代增生楔杂岩之上;

(3) 东段在松巴岛和弗勒斯岛,形成于洋内火山弧及其新第三纪的弧后洋壳之上。

3.3 弧后盆地的类型

弧后盆地是指岛弧靠大陆一侧的边缘海盆地, 在世界许多大洋边缘均有分布,以西太平洋边缘发 育最为典型。从亚洲、东南亚的研究成果来看,根 据发育时限、构造部位和演化特征不同,至少可划 分出裂谷盆地、边缘海盆地和弧间盆地3种类型:

(1) 弧后裂谷盆地:位于火山弧的后缘,基底为 拉伸变薄的陆壳,厚度一般小于 30km。具低的负重 力布格异常,主要为浅海或海陆交互相沉积,亦可 出现较深水的类复理石沉积,以发育"双峰式"火山 岩为特征,有较高的热流值,如南苏门达腊盆地。

(2)边缘海盆地:位于活动陆缘与边缘弧之间, 其下是扩张洋壳和边缘洋壳或过渡型地壳,地壳厚约20km。出现中源和深源地震,热流值高,如南海 盆地。

(3) 弧间(裂谷) 盆地:常位于残留弧与前锋弧 之间,其下是扩张洋壳和边缘洋壳或过渡型地壳, 厚度约 10km。上地幔上拱和弧后区扩张作用明显, 弧间盆地扩张到一定程度则形成弧间裂谷盆地,有 较高的正重力布格异常,热流值特高,如菲律宾 海盆。

通常用弧后裂谷作用、海底扩张等模式来解释 弧后盆地的成因,弧后扩张作用过程无疑与大洋岩 石圈的俯冲作用有关。

3.4 弧后盆地的生命期比较短暂

相比于主大洋而言,大陆边缘多岛弧系构造内 一个边缘海盆地、弧后盆地或弧后洋盆的生命期是 短暂的,通常只有几十百万年。当弧后盆地扩张停 止,弧后盆地即转化为残余弧后盆地。残余弧后盆 地与弧后盆地具有相似的基底,通常是由海底扩张 的新生洋壳,也可能是薄陆壳所组成。里海和黑海 被认为是残余弧后盆地,中国的准噶尔、柴达木盆 地分别是与古亚洲洋和古特提斯有关的残余弧后 盆地^[10]。

3.5 具有3种不同类型的时空演化过程

(1) 从前锋弧向内的弧后盆地或弧后洋盆形成 时间逐个变老。如伊豆-小笠原-马里亚纳前锋弧, 主要发育有始新世 - 中新世的火山岩,其上有上新 世生物礁灰岩。前锋弧向内(自东向西):马尼亚纳 海槽是一个正在扩张的弧后盆地,扩张时间推测为 上新世(3Ma)^[19]。其西相邻的西马里亚纳海脊形 成于 11Ma 以来,有典型的大洋玄武岩。之西的帕 里西维拉弧后盆地是弧内扩张作用形成,裂谷盆地 中已发现有枕状溶岩、辉绿岩、辉长岩和橄榄 岩^[20-21],海底扩张时代为渐新世 - 中新世。其西九 洲-帛琉海脊是渐新世残余火山弧,更往西即为西菲 律宾盆地,形成时代为始新世^[22]。

由此可以预见,西太平洋岩石圈板块的后退式 俯冲,将会导致弧盆系在将来还要向东不断推进, 弧的分裂使新生的弧间裂谷-弧后洋盆被残余弧或 新生海岭、海脊分隔。太平洋最终消亡不是大陆碰 撞,而应是弧-弧或弧-陆碰撞。

(2)前锋弧向内的弧后盆地形成时间逐个变新。如印度尼西亚-帝汶前锋弧之后(向北)的盆地 群依次变新,班达海东西向延伸700km,估计海底年 龄约60Ma^[23];向北的苏拉威西海盆,形成于中始新 世(50~43.5Ma),苏绿海底扩张时代为晚始新世--渐新世;更北的南海盆地的第一次海底扩张是在渐 新世 - 早中新世(32~21Ma),第二次扩张为中新世 早 - 中期(火山岩年龄15~10Ma)。

(3)与前锋弧平行的边缘海盆地形成时间大体 同步。如苏门答腊盆地、西北爪哇盆地、东北爪哇 盆地等都形成于 50Ma 左右,而日本海、东海、南海 等盆地均形成于渐新世 – 中新世。

3.6 具有3种不同类型的碰撞造山作用

印度尼西亚前锋弧及其北东侧的东南亚多岛 弧盆系构造,现今的地质地貌特征是由新第三纪菲 律宾海板块(NNW 向运动,10cm/a)、亚洲板块(SE 向运动,约0.4cm/a)和印度洋板块(NNE 向运动, 7cm/a)3大岩石圈板块相互作用的结果^[2429]。在 东南亚多岛弧盆系形成过程中发生的一系列地质 事件及其作用过程,如俯冲作用、增生作用、火山弧 建造、弧后逆冲、走滑断层作用、弧后扩张、微陆块 分离和形成,弧-弧碰撞、弧-陆碰撞、陆-弧碰撞作 用,以及前陆褶皱逆冲带的形成、仰冲作用和山链 带隆升等,特别突出表现为受3类不同动力学机制 制约的造山作用过程^[30]:

(1)受大洋岩石圈俯冲制约的岛弧造山作用: 由于俯冲汇聚方向的不同,可能表现出不同的岛弧 造山样式。如受印度洋板块斜向俯冲制约的苏门 答腊(火山弧)造山作用和受印度洋板块正向俯冲 所制约的爪哇(火山弧)造山作用,俯冲系统包括增 生杂岩和弧前盆地。火山弧位于前第三纪陆壳基 底之上,发育巴里桑右旋走滑断裂带,火山弧之北 发育第三纪弧后盆地。

(2) 受弧后洋盆消减制约的碰撞造山作用: 表现为弧-弧碰撞或弧-陆碰撞等不同造山样式, 马鲁古弧-弧碰撞造山作用是现今全球构造上弧-弧碰撞造山的唯一实例。马鲁古弧后洋盆向西侧桑义赫火山弧和向东侧的哈马黑拉火山弧俯冲, 两者弧前带已相互碰撞, 极性相反的两弧之间均为俯冲消减杂岩, 并形成塔劳海岭, 两者的弧前区均向后逆冲于各自依附的弧体之上。

苏拉威西弧-陆碰撞造山作用,是从澳大利亚大 陆板块分裂出来的布通-图康伯西和邦盖-苏拉两个 微陆块,与苏拉威西火山-岩浆弧东部的碰撞作用形 成。碰撞作用导致蛇绿岩仰冲于微陆块之上,中苏 拉威西变质带向西逆冲于火山-岩浆弧上,导致第三 系形成前陆逆冲褶皱带。

(3)受大陆克拉通俯冲制约的碰撞造山作用: 如班达陆-弧碰撞造山作用,就是澳大利亚北部被动 边缘俯冲于班达火山弧及其前渊帝汶海槽杂岩之 下。在澳大利亚的帝汶岛南部变形带中,二叠纪-上新世地层发生了褶皱和叠瓦作用,帝汶海槽的增 生杂岩和蛇绿岩仰冲于前陆之上。帝汶弧前区宽 达100km,向西到松巴岛东弧前区宽达400km,碰撞 作用近期才开始。向东在帝汶岛东北,弧前区宽度 只有40km,再向北火山弧及几近消失的弧前区向北 逆掩于班达海的海底洋壳上,班达海底向南俯冲进 入澳大利亚陆缘之下。

新几内亚地区的美拉尼西亚陆-弧碰撞造山作 用,起因于澳大利亚大陆俯冲于早第三纪火山弧之 下,并与被认为是新几内亚的大洋岛弧碰撞,蛇绿 混杂岩带仰冲隆升成中央山脉带,澳大利亚北缘形 成前陆褶皱-逆冲带,火山岛弧向北逆冲于加罗林洋 壳之上。新几内亚北部的横断走滑剪切带,是加罗 林板块相对于澳大利亚板块以 12.5 cm/a 速率西移 引起。

研究东南亚多岛弧盆系构造及其演化的特点, 对于我们研究大陆地质、尤其是研究复杂造山带的 青藏高原形成演化有重要的启迪作用。

4 青藏高原多岛弧盆系构造研究实践

青藏高原是环球纬向特提斯构造域的东部主体,是一个由泛华夏陆块群西南缘和南部冈瓦纳大陆北缘不断弧后扩张、裂离,又经小洋盆萎缩消减、弧-弧、弧-陆碰撞的复杂构造域。经历了漫长的构造变动历史,特别是古生代 - 中生代多岛弧盆系演化、新生代陆内汇聚造山,并由 20 多条规模不等的弧-弧、弧-陆碰撞结合带和其间的岛弧或陆块拼贴 而成,呈明显的条块镶嵌结构。由于后期印度板块向北强烈顶撞,在它左右犄角处分别形成帕米尔和南迦巴瓦构造结及其相应的弧形弯折,在东西两端改变了原来东西向展布的构造面貌。加之华北和扬子刚性陆块的阻抗和陆内俯冲对原有构造、特别是深部地幔构造的改造,造成了青藏高原独特的地质、地貌景观,形成优越的成矿地质背景和控矿地质条件,蕴藏着丰富的金属、非金属及能源等矿产资源。

4.1 青藏高原构造构造单元划分

全球岩石圈构造演化分为大陆岩石圈和大洋 岩石圈两种构造演化体制,这两种构造演化体制既 有平行发展、相互影响、互有联系的一面,又能通过 大陆岩石圈拉伸裂离和大洋岩石圈俯冲消减两种 机制实现互相转换的一面。大洋从超大陆裂解、扩 展到俯冲消亡的演化过程,其生命期至少需要600 ~800Ma的时间尺度。大洋岩石圈双向俯冲形成陆 缘弧和多岛弧盆系,多岛弧盆系的形成演化是大洋 岩石圈构造体制向大陆岩石圈构造体制转换的标 志。这两种构造体制在演化过程中都形成一些地 球动力学上互相联系的构造单元。大洋岩石圈构 造体制演化中形成的一些构造单元消失,但记录在 多岛弧盆系和碰撞结合带中,追踪、识别不同时期 形成的蛇绿混杂岩带或俯冲增生杂岩(对接带、结 合带、碰撞带或蛇绿混杂岩带等)是理解大陆地壳 演化的关键,是构建区域大地构造格架的核心。而 大陆岩石圈构造体制演化,形成保留了地球演化最 完整的地质记录,保留了新太古代以来的海洋沉积 记录。这些保存较好的地质记录中反映出来的地 质构造环境信息,正是大地构造相的物质表现,又 是我们划分大地构造单元的基础^[31]。

青藏高原大陆地壳组成和结构的最基本特征, 是由一系列不同时期多岛弧盆系转化形成的造山 系,周围被华北、扬子、塔里木、印度4大陆块所围 限。据此,将青藏高原周边4大陆块划分为相应的 4 个一级构造单元(即陆块区),并进一步细化出 4 个二级、11 个三级构造单元。青藏高原内部以其北 部的康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁对接带和中部的班 公湖--双湖--怒江--昌宁对接带为界,划分为 3 大造山 系(即一级构造单元):泛华夏大陆西南边缘早古生 代秦-祁--昆造山系,泛华夏大陆西南边缘晚古生代 羌塘--三江造山系,冈瓦纳大陆北部边缘中生代冈底 斯--喜马拉雅造山系。根据结合带、弧盆系及夹持于 其间的地块作为次一级构造单元,划分出 33 个二级 构造单元,构成本区大地构造的基本骨架。再次一 级构造单元划分考虑到构造带中区域地质发展过 程中的总体地质特征和面貌,尤其是关键地质事件 的性质、特点、时代和空间分布特征,依次划分出 70 个三级构造单元(图 1)^[16,32]。

上述青藏高原及邻区的构造单元从演化阶段 角度划分为原(南华纪 - 志留纪)、古(泥盆纪 - 中 三叠世)和新(晚三叠世 - 始新世)特提斯3个构造 过程,其构造演化有从北向南依次变新。但这种构 体制的新老交替不是表现为由北向南地体逐渐拼 贴的传送带模式,也不是相对固定的手风琴式或开 合模式。青藏高原的原、古、新特提斯构造系统自 北向南迁移是一种接力式,康西瓦-南昆仑-玛多-玛 沁对接带和中部的班公湖-双湖-怒江-昌宁对接带 是相邻不同时期大洋岩石圈构造体制向大陆岩石 圈构造体制转换叠接的复杂构造带 - 对接带。

4.2 青藏高原大地构造格架及基本特征

1. 青藏高原大地构造格架

青藏高原地处冈瓦纳大陆与欧亚大陆交汇部 位,是巨型环球纬向特提斯构造域的东部主体,涵 盖了东特提斯构造域和冈瓦纳大陆与欧亚大陆碰 撞拼合的关键地带(图2)。青藏高原特提斯大洋岩 石圈消亡、洋陆转换,弧-弧和弧-陆碰撞的漫长地质 历史,既记录了深部作用、层圈相互作用和物质、能 量交换作用的信息,又表现出与周边大陆岩石圈 (冈瓦纳大陆、劳亚大陆、泛华夏陆块群)相互作用 的耦合关系。

青藏高原北部的秦-祁-昆造山系,西延至塔吉 克斯坦-高加索、东接大别-苏鲁,北邻塔里木与华北 陆块区,南东隅为扬子陆块区。晚前寒武纪 - 早古 生代时期地质构造演化,受控于北侧古亚洲洋与南 侧原特提斯洋的双向俯冲制约,类似于当今东南亚 多岛弧盆系受控于太平洋与印度洋双向俯冲制约 的动力学体系。青藏高原中东部的羌塘-三江造山 系,向南连接印支半岛-东南亚,是全球特提斯洋晚



图1 青藏高原及邻区构造单元划分图



I 一华北陆块区

I₁一阿拉善陆块(Pt₁\Pt₂-T)

Ⅱ一塔里木陆块区

Ⅱ₁₄一敦煌基底隆起带(Ar₃-Pt₁); Ⅱ₁₂一阿尔金北陆核(Ar₂₃-Pt₁); Ⅱ₂₄一塔里木盆地(Mz-Q); Ⅱ₂₂一塔里木西南缘前陆逆冲带(Mz-N) Ⅲ一秦-祁-昆造山系

$$\begin{split} & \prod_{14} - \pm \bar{\mu} m_{16} \pm \bar{\mu} m_{12} - \bar{\mu} m_{14} -$$

Ⅳ—康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁对接带

N₁一康西瓦-苏巴什结合带(Pz-T); N₂一木孜塔格-布喀达坂结合带(Pz-T); N₃一布尔汗布达结合带(Pz-T); N₄一布青山-玛多-玛沁结合带(Pz-T); N₅一勉县-略阳结合带(P-T)

V一羌塘-三江造山系

 V_{14} 一摩天岭地块(Pt₂\Pt₃-T₂); V_{12} 一喀拉塔格前陆盆地(T₃); V_{13} 一可可西里-松潘前陆盆地(T₃); V_{14} 一炉霍-道孚裂谷盆地(P-T 碰撞带); V_{15} 一雅江残余盆地(T₃); V_{24} 一甘孜-理塘蛇绿混杂岩带(P-T₃); V_{22} 一义敦-沙鲁里岛弧带(T₃); V_{23} 一勉戈-青达柔弧后盆地(T₃); V_{3} 一中咱-中甸地块(Pt₂\Pt₃-T₂); V_4 一西金乌兰湖-金沙江-哀牢山结合带(D-T₂); V_{54} 一治多-江达-维西陆缘弧带(P₁-T₃); V_{52} 一景东-绿春陆缘弧带(P₁-T₃); V_{53} 一昌都-兰坪中生代双向弧后前陆盆地(T-K); V_{54} 一开心岭-杂多-竹卡陆缘弧带(P₁-T₃); V_{55} 一云县-景洪陆缘弧带(P₁-T₃); V_{64} 一乌兰乌拉湖蛇绿混杂岩带(D-T₂); V_{62} 一北澜沧江蛇绿混杂岩带(D-T₂); V_{74} 一塔什库尔干-甜水海地块(Pt₂\Pt₃-K₂); V_{72} 一北羌塘地块(T₃-J 弧后前陆盆地); V_{74} 一那底岗日-各拉丹冬陆缘弧带(T₃-J₁); V_{84} 一碧罗雪山-崇山变质地块(Pt\C,T₃ 岩浆

2012年(3)

弧); V₈₋₂一临沧-澜沧地块(Pt₂₋₃, P-T 岩浆弧)

Ⅶ—班公湖-双湖-怒江-昌宁对接带

 N_{14} 一龙木错-双湖蛇绿混杂岩带(Pz-T₂); N_{12} 一托和平错-查多岗日洋岛增生杂岩带(C-T₂); N_{24} 一多玛(增生)地块(Pz); N_{22} 一南羌 塘残余盆地(Pz 增生楔); N_{23} 一扎普-多不杂岩浆弧带(J₃-K₁); N_3 一左贡地块(Pt\C,T₃-J前陆盆地); N_{44} 一班公湖-怒江蛇绿混杂岩(D-K₁); N_{42} 一聂荣残余弧地块(Pt₂₃\Pz₂-K₁); N_{43} 一嘉玉桥残余弧地块(Pt₂₄\Pz₂-J); N_5 —昌宁-孟连结合带(Pz-T₂)

₩一冈底斯-喜马拉雅造山系

$$\begin{split} & \Pi_{14} - 那曲-洛隆弧前盆地(T_2-K); \Pi_{12} - 昂龙岗日-班戈-腾冲岩浆弧带(C-K); \Pi_{13} - 狮泉河-申扎-嘉黎蛇绿混杂岩带(T_3-K); \Pi_{14} - 措$$
 $勤-申扎岩浆弧带(J-K); \Pi_{15} - 隆格尔-工布江达复合岛弧带(C-K); \Pi_{16} - 拉达克-冈底斯-下察隅岩浆弧带(J-E); Π_{17} - 日喀则弧前盆地$ $(K); <math>\Pi_2$ - 保山地块(Pt₂₃ \Pz-T); Π_{34} - 雅鲁藏布蛇绿混杂岩带(T-K); Π_{32} - 朗杰学增生楔(T_3); Π_{33} - 仲巴地块(Pz-J); Π_{44} - 拉岗轨日 被动陆缘盆地(Pt₂₃ \Pz-E); Π_{42} - 北喜马拉雅碳酸盐台地(Pz-E); Π_{43} - 高喜马拉雅基底杂岩带(Pt₂₃); Π_{44} - 低喜马拉雅被动陆缘盆地 (Pt₂₃ \Pz-E); Π_{54} - 那加-阿拉干弧前增生楔(E); Π_{52} - 萨亚玛迪山蛇绿混杂岩带(K-E); Π_{53} - 缅甸中央低地火山弧带(K-E); Π_{54} - 密支 那蛇绿混杂岩带(K-E)

Ⅷ一扬子陆块区

Ⅷ₁₄一扬子西缘被动边缘盆地(Pt₁₋₂ \Pt₃ -Pz); Ⅷ₁₋₂一盐源-丽江边缘拗陷带(Pz-Mz); Ⅷ₁₋₃一楚雄中生代前陆盆地(Mz); Ⅷ₁₋₄一康滇基底 杂岩带(Pt₁₋₂ \Pt₃); Ⅷ₁₋₅一滇东碳酸盐岩台地(Pz); Ⅷ₁₋₆一川西前陆盆地(T-K)

IX-印度陆块区



图 2 特提斯构造域区域构造格架略图(据资料^[3342]综合汇编修改) Fig.2 Tectonic framework of the Tethyan tectonic domain^[3342]

原-古特提斯缝合带:a一北土耳其,b一卡拉卡亚,c一小高加索,d—Talesh-Mashhad,e—Kopet Dagh,f—Water(Farah-Rud),g—北帕米尔,h—South Chissar,bq—北祁连,cb—柴北缘,kx—康西瓦-苏巴什,kl—南昆仑-玛多-略阳,js—金沙江,al—哀牢山,gz—甘孜-理塘,bl—北澜沧江,ls— 龙木错-双湖,bn—班公湖-怒江-昌宁,nl—南澜沧江,o—Inthanon,q—Nan-Uttaradit,r—Srakaeo,s—Raub-Bentong;t—Woyla;新特提斯缝合带: A—塞浦路斯,B—比特利斯,C—伊兹密尔,D—扎格罗斯,E—环伊朗中部,F—阿曼,G—Bela,H—Waxiristan,I—Quetta,J—ChamanK-科西斯坦, L—Ladakh,Sn—狮泉河-纳木错-嘉黎,M—Shan Boundary,Yl—雅鲁藏布江,N—缅甸 古生代地质构造演化的重要地质记录。青藏高原 南部喜马拉雅-冈底斯造山系,向西邻接巴基斯坦-伊朗新特提斯造山系,向东南延伸与缅甸弧盆系相 通,既记录了泛非事件之后古生代被动边缘演化 史,又有晚古生代晚期到中生代活动边缘的地质遗 迹。青藏高原在65Ma前后印度与亚洲大陆碰撞及 随后的高原隆升,是地球近千万年来发生的最重大 地质事件之一,至今仍然是固体地球表层构造活动 异常活跃的地区。因此,青藏高原地区日益成为国 际地学界研究的重点和热点,又是国际地缘政治的 制高点,也是我国矿产资源的接替基地。

青藏高原大地构造格局以康西瓦-南昆仑-玛 多-玛沁对接带和班公湖--双湖--怒江--昌宁对接带为 界,自北向南划为3大造山系(图1)。班公湖-双湖-怒江-昌宁结合带为特提斯大洋盆地最终闭合消亡 的场所,实际上表现为冈瓦纳与泛华夏大陆的对接 带。塔里木与扬子陆块在新元古代地质历史具有 极大的相似性^[4,8],突出表现为均经过晋宁期克拉 通化(终结时间为810Ma),其变质基底和南华-震 旦系盖层沉积层序、冰碛岩层位及时代(700Ma)的 一致性。同时南华纪裂解型基性岩墙群、"双峰式" 火山岩和"A"型花岗岩等岩浆活动及裂谷盆地的形 成,既是塔里木与扬子陆块于中新元古代相聚成一 体,又是继造山作用后的分裂时期,代表了罗迪尼 亚超大陆的裂解,隐含了原特提斯洋的初始扩张。 因此,也即是说青藏高原内部的任何一条结合带或 蛇绿混杂岩带,甚至最有大地构造区划意义的南昆 仑蛇绿混杂岩带、班公湖-怒江蛇绿混杂岩带等,都 不能复原为原特提斯大洋的扩张带,他们只是代表 洋壳俯冲消减后残存的增生杂岩带。

2. 早古生代秦-祁-昆造山系

位于康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁对接带以北的 秦-祁-昆造山系,是由泛华夏大陆西南边缘早古生 代多岛弧盆系转化形成的造山系,它的形成受原特 提斯洋和古亚洲洋的双重制约,与东南亚多岛弧盆 系受控于印度洋和太平洋双向俯冲相类似。早古 生代泛华夏大陆西南部边缘存在近东西向的昆仑 前锋弧,在它的北侧发育北祁连弧盆系、玉石沟-野 牛沟-清水沟(北祁连)结合带、中祁连-湟源地块、南 祁连弧盆系、赛什腾山-锡铁山(柴北缘)结合带、阿 尔金弧盆系、柴达木地块、东昆仑弧盆系、西昆仑弧 盆系、西秦岭弧盆系等早古生代地质历史,它包括 了多岛弧、弧后海底扩张与弧后盆地萎缩、俯冲消 亡和弧-弧、弧-陆碰撞的演化历史。碰撞之后该区 大部分地区于泥盆纪转化为陆地,成为泛华夏大陆 群华北陆块西南缘的一部分。

区内出露的最老地层为太古宇 - 元古界结晶 基底岩系,主要为一套中深变质的片麻岩、混合岩 和片岩等,含高压、超高压变质岩 - 石榴二辉橄榄 岩、榴辉岩、麻粒岩等。不整合其上的南华系主要 为一套浅变质碳酸盐岩和碎屑岩组合,夹双峰式火 山岩;震旦系中见冰水沉积物。古生界在区内广泛 分布,古生物化石门类多,数量丰富。下古生界主 要为一套海相碳酸盐岩及碎屑岩组合,超基性岩、 基性-中基性火山岩大量分布,特别是在昆仑区、祁 连区中尤为发育,局部地区泥盆纪开始已为陆相沉 积。三叠系区域上广泛不整合在上古生界之上,除 局部地区发育三叠纪以海相、海陆交互相碎屑岩为 主夹碳酸盐岩外,大部地区中新生代地层发育不 全,为内陆盆地红色碎屑岩系,局部含中基性陆相 火山岩。古新近系在内陆盆地中的分布较局限。

3. 晚古生代羌塘-三江造山系

位于北侧康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁与南侧班 公湖--双湖--怒江--昌宁两条对接带之间的羌塘--三江 造山系,主体是由泛华夏大陆西南边缘晚古生代多 岛弧盆系转化形成的造山系。从昆仑前锋弧和康 滇陆缘弧以日本群岛裂离型式裂离出的唐古拉-他 念他翁残余弧,构成泛华夏大陆西南边缘的晚古生 代前锋弧,夹持于该前锋弧与昆仑前锋弧之间的玉 龙塔格-巴颜喀拉前陆盆地、甘孜-理塘弧盆系、中 咱-中甸地块、西金乌兰湖-金沙江-哀牢山结合带、 昌都-兰坪地块、乌兰乌拉湖-北澜沧江结合带、北羌 塘-甜水海地块、崇山-临沧地块等地的广大区域,是 晚古牛代-中牛代多岛弧盆系发育、弧后扩张、弧-弧 或弧-陆碰撞的地质演化历史。三叠纪的印支岛弧 造山作用,最终完成泛华夏大陆的定型,并成为欧 亚大陆的组成部分。碰撞之后该区的大部地区于 晚三叠世转化为陆地,局部地区于中晚三叠世形成 后碰撞地壳伸展背景下的裂陷或裂谷盆地。

该区出露的最老地层为元古代,主要为结晶片 岩、片麻岩、变粒岩、大理岩、绿片岩等。在扬子区 青川-平武地区见震旦系不整合在下伏变质岩系之 上,见冰水相砾岩。下古生界除扬子西部边缘和中 咱-中甸地区发育较完整外,其余地区发育不全,主 要为一套海相稳定-次稳定台地相碳酸盐岩和碎屑 岩组合。晚古生代 - 早中生代的地质记录保留齐 全,其中北羌塘、喀喇昆仑及昌都陆块上保留有早 古生代末期构造作用的遗迹 - 泥盆系与下伏地层 间的角度不整合关系。而该区最主要的地质事件 是经历了从晚泥盆世开始的裂解,石炭纪-早二叠 世裂解达到顶峰,出现了小洋盆与陆块间列的构造 格局。早二叠世晚期开始洋盆转入俯冲消减,中二 叠世-三叠纪多数陆块边缘发育陆缘弧、增生弧 等。因此,三江地区广泛发育石炭纪-三叠纪超基 性-基性-中酸性岩浆岩,区域上三叠统广泛不整合 在下伏地层之上,大部地区于晚三叠世-侏罗纪转 化为陆地,主体为一套陆相-海陆交互相碎屑岩夹碳 酸盐岩组合,局部地区发育中基性-中酸性火山岩。 侏罗系主体分布在羌北-昌都区、兰坪区及羌南-左 贡区内,为一套海相-海陆交互相碳酸盐岩和碎屑岩 组合。白垩系除羌塘地区西部发育海相沉积之外, 大部地区为一套陆相碎屑岩沉积。古 - 新近系主 要在内陆盆地内分布,但羌塘地区新近系较多分 布,西部尚有始新世海陆交互相沉积。

4. 冈底斯-喜马拉雅造山系

位于班公湖--双湖--怒江--昌宁对接带以南的冈 底斯-喜马拉雅造山系,主体是由冈瓦纳大陆北部边 缘中生代多岛弧盆系转化形成的造山系。伯舒拉 岭-高黎贡山属于冈瓦纳大陆北缘的晚古生代 - 中 生代前锋弧,聂荣隆起、嘉玉桥变质地体等是前锋 弧的残块,在前锋弧南侧发育的拉达克-冈底斯-察 隅弧盆系、保山地块、印度河-雅鲁藏布江结合带、喜 马拉雅地块、缅甸弧盆系等晚古生代 - 中生代地质 历史,它包含了晚古生代 - 中生代冈底斯-喜马拉雅 多岛弧盆系发育、弧后扩张、弧-弧碰撞、弧-陆碰撞 的地质演化历史。该区三叠纪 - 白垩纪的狮泉河-申扎-嘉黎蛇绿混杂岩、雅鲁藏布江蛇绿混杂岩等, 是目前青藏高原乃至中国大陆内,保存最好、最完 整的蛇绿岩"三位一体"组合,代表了特提斯洋向南 俯冲诱导出的一系列藕断丝连的中生代弧间及弧 后扩张盆地。

该区出露最老地层为元古宇,分布于冈底斯-腾 冲区和喜马拉雅区中,主体为一套中深变质的片麻 岩、大理岩、石英岩和片岩等,含高压、超高压变质 岩系,其上覆盖层主要为奥陶纪稳定型沉积盖层。 古生界在区内广泛分布,古生物化石门类多、数量 丰富。下古生界主要为一套较稳定的台型海相碳 酸盐岩与碎屑岩沉积。上古生界在喜马拉雅区内 主体为一套稳定-次稳定型的海相碎屑岩和碳酸盐 岩组合,二叠系中发育基性火山岩夹层和冰水杂砾 岩。在冈底斯-腾冲区内,主体为一套次稳定型-活 动型的海相碎屑岩和碳酸盐岩沉积,石炭系 – 二叠

系中发育基性-中性-中酸性火山岩。中生代地层亦 较广泛分布,古生物化石非常丰富。喜马拉雅区内 的中生代地层基本为一连续沉积,主体为一套稳定 型-次稳定型海相碎屑岩和碳酸盐岩组合,夹层有基 性、中基性火山岩。冈底斯-腾冲区内的中生代地层 发育不全,大部地区缺失中、下三叠统和下侏罗统, 表现为上三叠统或中、上侏罗统、尤其是上白垩统 区域广泛不整合在下伏地层之上,主体为一套海相-海陆交互相碎屑岩夹碳酸盐岩组合,发育大量的中 酸性岛弧型火山岩及侵入岩浆活动。班公湖--双湖--怒江-昌宁对接带以南、狮泉河-纳木错-嘉黎结合带 以北的广大区域,上白垩统竟柱山组的区域性不整 合,标志着残留古特提斯大洋及其南侧弧间洋盆的 消亡、弧-陆或弧-弧碰撞造山。南冈底斯岛弧带区 域性林子宗群(E12)的广泛不整合,标志着新特提 斯雅鲁藏布江弧后洋盆的消亡、弧-陆碰撞造山作用 的开始,青藏高原各陆块、地块全面拼合,进入欧亚 大陆汇聚造山过程。古近系下部除在喜马拉雅区 分布有滨浅海相的碎屑岩夹碳酸盐岩外,其余大部 地区为一套内陆盆地陆相碎屑岩系,新生代亦发育 大量的高钾钙碱性火山岩系。

5. 康西瓦-南昆仑--玛多--玛沁及班公湖--双湖--怒 江--昌宁对接带

康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁对接带西起慕士塔 格山,向东经康西瓦、苏巴什、木孜塔格、布喀达坂、 西(东)大滩、阿尼玛卿、洪水川、玛沁至玛曲,继续 东延受若尔盖前陆褶冲带的叠覆而断续分布,于川 西北塔藏地区再次显露,并与勉县-略阳结合带联为 一体,成为泛华夏大陆西南缘早古生代秦-祁-昆造 山系与晚古生代羌塘-三江造山系的重要分 界^[16,31,43]。带内的前寒武系变质岩、基性-超基性岩 和古生代蛇绿岩、蛇绿混杂岩、增生杂岩、高压变质 岩等各类"岩块",以及强烈剪切变形的片岩类、板 岩类等十分发育,岩石组合类型多样,分布广泛,记 录了青藏高原原-古特提斯大洋形成演化的地质 信息。

班公湖--双湖--怒江--昌宁-孟连对接带西起乌孜 别里山口,主体向东经班公湖、双湖、安多至索县, 后转向沿怒江南下经丁青、八宿至碧土,继续南延 受碧罗雪山--崇山变质地块的阻隔及南北向强烈逆 冲带的叠覆而不明,再次显露即与昌宁--孟连结合带 联为一体。带内广泛出露古生代 - 中生代蛇绿岩、 蛇绿混杂岩、增生杂岩,以及元古界基底岩系和大 量古生代 - 中生代"岩块",记录了青藏高原原-古 特提斯大洋形成演化的地质信息,是青藏高原中部 一条重要的古特提斯大洋最终消亡的巨型结合带, 构筑了冈瓦纳大陆与劳亚-泛华夏大陆的分 界线^[6,16,31,4344]。

青藏高原周边的4大古老稳定陆块是塔里木陆 块、华北陆块、扬子陆块和印度陆块,大陆块有高级 变质、强变形的基底和稳定型、有序、未变质(或浅 变质)的沉积盖层,两者之间表现为鲜明的造山角 度不整合。而青藏高原本部不存在统一的前寒武 纪基底,但其岩石圈结构独特,地壳组成复杂,厚度 巨大,地质构造变动历史漫长。

4.3 青藏高原特提斯形成演化过程

新元古代南华纪全球泛大陆开始解体,至早古 生代初期,从南向北依次形成南部冈瓦纳大陆群、 原特提斯大洋、中间泛华夏大陆群、古亚洲洋和北 部劳亚大陆群的中国古大陆-大洋构造古地理格局。 青藏高原及邻区则显示为南部冈瓦纳大陆群、北部 泛华夏大陆群,之间为原特提斯大洋的"一个大洋、 南北两个大陆"的基本构架^[6]。依据青藏高原及邻 区的地球动力学背景差异,可以划分为5大阶段: (1)前寒武纪超大陆裂解原特提斯洋扩张阶段;(2) 早古生代原特提斯洋单向俯冲阶段;(3)晚古生代 -中三叠世古特提斯洋和向俯冲洋陆转换阶段; (4)中生代新特提斯洋消亡阶段;(5)新生代青藏高 原隆升与形成阶段。青藏高原特提斯形成演化模 式见图3。

1. 前寒武纪超大陆裂解原特提斯洋扩张阶段

高原东北邻区华北陆块基底,经太古宙-古元 古代多旋回构造-热事件的作用,固结形成于古元古 代末(1800~1700Ma),是我国最老的地台^[4548],其 上经中元古早期长城纪裂谷事件及其以后叠覆的 稳定型沉积盖层。在与青藏高原直接接壤的华北 陆块区分布有 1786Ma、1719Ma 花岗岩,其上被蓟县 系浅变质墩子沟群不整合覆盖。在高原北缘的阿 尔金山阿克塔什塔格地区,存在中国西部最古老的 地壳(3.5~3.0Ga、3.1~3.0Ga)^[49]。高原东南及 西北邻区基底形成于中 - 新元古代(塔里木、扬子 基底约1000~820Ma),其上被新元古代南华纪裂谷 事件的火山-碎屑岩及冰碛岩不整合覆盖,震旦纪以 来稳定型台地沉积。高原南部邻区(即印度陆块北 缘) 基底是 500~600Ma 构造热事件造就的"泛非 期"变质基底,其上被寒武纪裂谷事件火山-碎屑沉 积覆盖及奥陶纪以来的稳定型沉积。

全球构造的框架下,10~13亿年左右的格林威

尔造山运动形成罗迪尼亚超大陆(Rodinia)。在青 藏高原北部及东部邻区的各陆块区,主要表现为10 亿年左右的晋宁运动形成"变质基底",其上的新元 古代青白口纪表现为含大量藻叠层石和微古植物 化石的碎屑岩-碳酸盐岩建造"填平补齐"。新元古 代南华纪的裂谷事件(约810~820Ma左右)火山-碎屑岩及冰碛岩不整合覆盖,标志着罗迪尼亚超大 陆的解体^[50],意味着原特提斯洋的初始扩张^[18,31], 至新元古代晚期(即震旦纪)已扩张成洋。康西瓦-苏巴什蛇绿混杂岩中的震旦系柳什塔格洋岛玄武 岩组(563 ± 48Ma)、库地纯橄岩-辉橄岩-辉长岩组 合 Sm-Nd 等时线年龄为651 ± 53Ma^[51]、柴北缘蛇绿 混杂岩中 Rb-Sr 等时线年龄为768-780Ma 的蛇绿岩 洋壳^[52],代表了原特提斯大洋中的洋岛玄武岩、古 洋壳残块。

承接于罗迪尼亚超大陆的裂解,原特提斯大洋 经历约280Ma的扩张发展至新元古代末,从北向南 顺次发育形成北部劳亚大陆群→古亚洲洋→中部 的泛华夏大陆群→原特提斯大洋→南部冈瓦纳大 陆群的3个大陆群和两个大洋并存的洋陆分布时空 格局。其中泛华夏大陆群是指古亚洲洋与原特提 斯洋之间的多陆块、多岛弧盆系的联合地质体(包 括现今的塔里木、华北、柴达木、杨子等陆块或地 块),泛华夏大陆群的各陆块之上发育震旦纪以碳 酸盐岩为主的稳定型沉积。青藏高原及邻区则涵 盖北部泛华夏大陆群、南部冈瓦纳大陆群,以及之 间为原特提斯大洋的"一个大洋、南北两个大陆"的 基本构架^[6]。

青藏高原本部不存在统一的前寒武纪基底,已 有的所谓"前寒武纪基底"均是周边陆块群的边缘 延伸或裂离的残块。正是这些不同位置、不同大小 的前寒武纪大陆边缘残存地块,在一定程度上制约 了青藏高原显生宙不同时期、不同地区多岛弧盆系 的发育和构造演化与发展过程,制约了后期印度大 陆和欧亚大陆之间的碰撞过程及构造变形。

 2. 早古生代原特提斯洋单向俯冲阶段:秦-祁-昆多岛弧盆系构造演化

新元古代晚期 – 早古生代时期,受原特提斯大 洋向北俯冲消减作用的制约,在泛华夏大陆群(主 体为华北-塔里木陆块)的南缘发育昆仑前锋弧及其 北侧的早古生代多岛弧盆系。东昆仑岩浆岩带中 新元古代的花岗闪长岩、花岗岩类侵入体,属于钙 碱性-高钾钙碱性系列,花岗岩的锆石 U-Pb — 致曲 线年龄为 703 ±15Ma,可能为昆仑前锋弧的标志。



图 3 青藏高原特提斯形成演化模式图

Fig. 3 Model showing the Tethyan tectonic evolution on the Qinghai-Xizang Plateau and its adjacent areas

附注:早古上代时期,推断扬子陆块及其大陆边缘与华北-塔里木陆块及其大陆边缘还远离;以南北方向视角,编制原特提斯洋南侧为冈瓦 纳被动大陆边缘,北侧为华北陆块南部活动大陆边缘。晚古生代时期,秦-祁-昆多岛弧盆系已转化为造山系,后继陆内构造过程;以北东方向 的视角,编制古特提斯洋两侧(即冈瓦纳陆块北部活动大陆边缘、扬子陆块西部活动大陆边缘)演化过程。晚三叠世至新生代时期,以南北方 向视角,仅表达青藏高原南部(即冈瓦纳陆块北部活动大陆边缘)演化过程。

在昆仑前锋弧北侧从北往南顺次发育的肃南-天祝、玉石沟-野牛沟-清水沟(北祁连)、红柳沟-拉 配泉、阿帕-芒崖、党和南山-拉脊山、赛什腾山-锡铁 山(柴北缘)、祁漫塔格和库地-其漫于特等结合带 或蛇绿混杂岩带,由获得大量同位素年代学数据主 体所恢复的洋盆发育时限多在寒武纪-奥陶纪,且 为规模不大的小洋盆和弧后洋盆。赖绍聪等^[53-54] 采用地质及地球化学方法在祁连山地区(包括柴北 缘)洋脊、洋岛(海山)及岛弧等不同构造背景的火 山岩组合中,识别出祁连山地区玉石沟-大克岔洋盆 扩张时间为早奥陶世、扩张宽度为 2400km; 肃南-永 登洋盆扩张时间为中 - 晚奥陶世、扩张宽度为 600km; 张掖-景泰洋盆扩张时间为中 - 晚奥陶世、 扩张宽度为 640km; 以及柴北缘地区锡铁山-绿梁 山-赛什腾山洋盆扩张时间为晚奥陶世、扩张宽度为 1000km。秦-祁-昆地区寒武纪 - 奥陶纪弧后扩张洋 盆的时空结构,以及与一系列奥陶纪-志留纪火山-岩浆弧的相互关系,揭示了昆仑前锋弧北侧早古生 代地质历史,是多岛弧、弧后海底扩张与弧后盆地 萎缩、消亡和弧-弧、弧-陆碰撞的演化过程。早古生 代末秦-祁-昆多岛弧盆系转化造山系,使得昆中蛇 绿构造混杂岩带以北的广大地区联为一体,并成为 泛华夏大陆群华北陆块西南缘的一部分,盆山转化 的标志表现为泥盆系与下伏地层造山角度不整合。 至此,秦-祁-昆造山系大部地区转化为陆地,仅在宗 务农山、兴海-泽库一带残存有石炭纪 - 二叠纪(弧 后)裂谷盆地, 而柴达木可能是最大的残留弧后 盆地^[10,12]。

相对应于北部泛华夏大陆群南部活动边缘而 言,早古生代特提斯大洋南侧即为冈瓦纳大陆印度 陆块北部被动边缘,寒武系-奥陶系底界面记录了 "泛非造山"及造山后裂谷事件,随后长达5亿年的 浅海陆缘沉积(厚10000m以上)与古生代 - 中生代 特提斯洋的扩张有密切联系。

3.晚古生代-中三叠世古特提斯洋双向俯冲阶段:羌塘-三江及冈底斯-喜马拉雅多岛弧盆系构造 演化

早古生代末秦-祁-昆多岛弧盆系转化为造山 系,使得一度分离的泛华夏大陆群中各陆块(扬子 与华夏、柴达木、塔里木、印支等)拼合形成统一的 泛华夏大陆,位于泛华夏大陆南侧与冈瓦纳大陆北 侧之间,即为广阔的古特提斯大洋(原特提斯洋延 续,可能洋盆宽度 > 6000km)及其演化历史^[6]。陆 松年(2004)^[55]将泛华夏大陆的拼合过程称之为 "泛华夏造山作用",代替"加里东造山作用"一词, 代表古亚洲洋与原特提斯洋之间早古生代多岛弧 盆体系转化为造山系的一次重大造山过程,泛华夏 造山作用奠定了中国古大陆的雏形。

晚古生代-中三叠世时期,受古特提斯大洋向 东俯冲消减作用的制约,在泛华夏大陆群(主体为 华夏-扬子陆块)西南缘发育唐古拉-他念他翁前锋 弧及其东侧的晚古生代多岛弧盆系。吉塘岩群上 部岩组或酉西岩组(Pz₁)绿片岩相变质岩系,原岩 为活动大陆边缘砂泥质岩石、中酸性火山岩夹基性 火山岩,获得全岩 Rb-Sr 法变质年龄值 371. 1Ma^[56],系唐古拉-他念他翁前锋弧的残存地质体遗 迹,相似于千岛-日本-琉球群岛火山弧。前锋弧之 后(东或北东侧)发育的昆南、勉县--略阳、北澜沧 江、南澜沧江、金沙江-哀牢山、甘孜-理塘等结合带 或蛇绿混杂岩带,由获得大量同位素年代学数据主 体所恢复的洋盆发育时限多在石炭纪 - 二叠纪,各 洋盆规模不大,宽仅千余公里^[5]。羌塘-三江地区石 炭纪-二叠纪弧后扩张洋盆的时空结构,以及与一 系列早二叠世晚期 - 中三叠世火山-岩浆弧的相互 关系,揭示了唐古拉-他念他翁前锋弧北东-东侧晚 古生代-中三叠世的地质历史,是多岛弧、弧后海 底扩张与弧后盆地萎缩、消亡和弧-弧、弧-陆碰撞的 演化过程。同时,晚古生代的弧后伸展裂解作用波 及到北部昆仑、塔里木南缘、西秦岭等地区,形成了 石炭纪 - 二叠纪地堑(有的已扩张成裂谷)、地垒相 间的古构造格局。中三叠世末(昆南-)羌塘-三江多 岛弧盆系转化造山系,使得昆中蛇绿构造混杂岩带 以南、龙木错--双湖--碧土--昌宁--孟连蛇绿构造混杂岩 带以北的广大地区联为一体,并成为泛华夏大陆群 西南增生边缘的一部分,盆-山转化的标志表现为上 三叠统与下伏地层的造山角度不整合。至此,(昆 南→羌塘-三江造山系大部地区转化为陆地,泛华夏 大陆群及其大陆边缘造山带基本定型、定位,仅在 甘孜-理塘一带残存有晚三叠世弧后洋盆。位于三 叠纪巴颜喀拉前陆盆地与雅江残余盆地之间的炉 霍-道孚蛇绿混杂岩带,一种认识是原地裂离形成的 有限洋盆,另一种认识是雅江残余盆地沿鲜水河大 型左旋走滑断裂带出露的洋壳基底,有待于进一步 工作。

相对应于东北部泛华夏大陆群西南活动边缘 而言,晚古生代石炭纪开始,由于古特提斯大洋向 南的俯冲消减作用^[6,57-58],使得冈瓦纳大陆北部边 缘由较稳定的被动边缘转化活动大陆边缘盆地沉 积,从北向南顺序表现为石炭纪 - 二叠纪冈底斯岛 弧→雅鲁藏布江弧后裂陷-裂谷盆地→喜马拉雅陆 缘裂陷盆地的弧盆系空间格局。冈底斯带晚古生 代岛弧造山作用发育石炭-二叠纪岛弧钙碱性系列 火山岩及其相应的二叠纪花岗闪长岩侵入体,火山 岩组合系列及其地球化学特征标志着从早到晚岛 弧产生(初始岛弧)→发展(早期岛弧)→成熟(成熟 岛弧)的演变过程。雅鲁藏布江-喜马拉雅地区石炭 纪-二叠纪的弧后伸展形成陆缘裂陷盆地-裂谷盆 地,发育二叠纪钙碱性-亚碱性系列玄武岩^[6,57,594]。 冈瓦纳大陆北部及其活动边缘石炭纪 - 二叠纪发 育以陆缘冰水成因的含砾砂板岩,北侧特提斯大洋 盆地中则发育含冰筏消融坠砾石的硅泥质远源浊 积岩。

 中生代特提斯洋俯冲消亡阶段: 冈底斯-喜马 拉雅多岛弧盆系构造演化

早、中三叠世的区域性构造汇聚事件,使得特 提斯大洋北侧泛华夏大陆西南边缘的康西瓦-南昆 仑古特提斯残余洋盆和绝大多数弧后洋盆消减闭 合、裂谷盆地充填消亡,晚古生代羌塘-三江多岛弧 盆系转化为造山系,并与早古生代秦-祁-昆造山系 最终拼接。至此,泛华夏陆块群及其西南边缘构造 带全面拼合、碰撞造山完成于中、晚三叠世之交的 印支运动,使得中国古大陆绝大部分并入盘古大陆 (Pangea 泛大陆),并随之进入陆内汇聚造山过程。 位于泛华夏大陆群及其大陆边缘造山带与冈瓦纳 大陆北侧之间,即为残余的古特提斯大洋(原特提 斯洋延续,洋盆宽度 > 3000km) 及其演化历史^[6],残 余古特提斯大洋最终消亡的地质体遗迹既是班公 湖-怒江蛇绿构造混杂岩带。换言之,班公湖-双湖-怒江-昌宁-孟连对接带是青藏高原中部一条重要的 古特提斯大洋最终消亡的巨型结合带,构筑了冈瓦 纳大陆与劳亚-泛华夏大陆分界线^[6.16,31-32,43]。

相对应于东北部泛华夏大陆群及其西南部大陆边缘造山带而言,三叠纪-白垩纪时期,是冈瓦纳大陆北缘喜马拉雅-冈底斯多岛弧盆形成与演化的主体。随着北侧古特提斯大洋向南的进一步俯冲消减,早、中三叠世冈底斯岛弧带从冈瓦纳大陆北缘裂离,雅鲁藏布江弧后扩张、初始洋盆形成。 至晚三叠世时期,冈底斯岛弧带中北部沿狮泉河-纳木错-嘉黎一线撕裂,狮泉河-纳木错-嘉黎弧间洋盆 开始形成。至此,奠定了中生代特提斯大洋南侧冈瓦纳大陆北缘喜马拉雅-冈底斯多岛弧盆系的基本格局,从北向南顺序表现为北冈底斯岛弧→狮泉河- 纳木错-嘉黎弧间洋盆→南冈底斯岛弧→雅鲁藏布 江弧后裂洋盆→喜马拉雅陆缘裂陷盆地。班公湖-怒江蛇绿构造混杂岩带及其南侧狮泉河-纳木错-嘉 黎蛇绿构造混杂岩带之上的上白垩统竟柱山组区 域性不整合,标志着残留古特提斯大洋及其南侧弧 间洋盆的消忘、弧-陆或弧-弧碰撞造山。南冈底斯 岛弧带古新统-始新统林子宗群区域性广泛不整合, 标志着雅鲁藏布江带弧后洋盆的消亡、弧-陆碰撞造 山。至此,青藏高原"三大造山系"全面拼合,进入 欧亚大陆汇聚造山过程,残留海于始新世末消失, 中国古大陆形成。随着白垩纪末新特提斯洋的消 亡和古新世-始新世南冈底斯岛弧带的弧-陆碰撞造 山,在北冈底斯岛弧带表现为后陆褶皱-逆冲作用、 班公湖-怒江结合带发育走滑剪切及拉分作用,以及 羌塘-三江造山系横断山走滑转换造山带的再生。

总之,特提斯大洋南侧冈瓦纳大陆北缘各洋盆 发育时限主体为三叠纪 - 早白垩世,且为规模不大 的弧后小洋盆。以班公湖-怒江结合带为代表的残 余古特提斯洋南侧的冈底斯构造带,应该是早石炭 世开始转化为安第斯型活动大陆边缘,其间具蛇绿 岩组合的小洋盆为特提斯大洋向南俯冲诱导出的 一系列藕断丝连的弧后或弧间盆地。

5. 新生代青藏高原隆升与形成阶段: 陆内汇聚 造山

青藏高原新生代构造演化具有明显的三阶段 性,即:古-始新世印度-欧亚大陆碰撞期、渐新世 -中新世高原隆升奠基期和上新世以来强烈隆升期。 印度-欧亚初始碰撞时限为60~65Ma,高原周边盆 地形成;碰撞高峰期发生在55~45Ma,特提斯残留 海消亡、冈底期岩浆弧定型、变质及成矿作用、高原 东缘走滑拉分盆地形成等。渐新世末 - 中新世早 期(27~14Ma)区域地球动力学体制发生明显转换, 青藏高原开始区域整体隆升。喜马拉雅山主造山 期为20~18Ma,冈底斯岩浆弧中区域性斑岩铜矿成 矿事件集中在18~14Ma;高原内部沉积盆地和火山 岩浆活动等,受上地壳的拉张作用和深部热动力作 用的制约。高原周边出现强烈挤压作用,塔里木盆 地、恒河盆地、柴达木盆地等转化为压陷盆地。上 新世-早更新世(5.3~2.6Ma),高原周边地壳向周 边盆地强烈仰冲,周边山前大断裂带断面毫无例外 地向高原区倾斜的结构型式定型,火山活动明显自 南向北、自东向西迁移趋势,且活动时代也愈新,高 原周缘压陷盆地萎缩。

晚新生代陆内汇聚,导致地壳在近南北方向的

巨量缩短、地壳增厚及青藏高原的快速隆升。它的 隆起是地球历史上最重大的地质事件之一,对全球 气候、环境有着重大影响。新生代构造变形可以分 为3类构造体制:高原南部喜马拉雅-冈底斯地区突 出表现为汇聚性挤压构造体制,高原东部三江-巴颜 喀拉地区突出表现为转换性走滑对冲构造体制,高 原北部的秦-祁-昆地区突出表现为旋转性走滑逆冲 构造体制^[18]。

5 全球构造与特提斯演化的有关问题

自 Suess(1893)^[13]提出"特提斯"一词以来,在 当今地球表面上最为醒目壮观的阿尔卑斯-喜马拉 雅-横断山-东南亚特提斯构造域的形成与演化,一 直是推动地质学发展的热门研究课题。这不仅是 因为特提斯地跨欧、亚、非、南美和北美五大洲,其 形成与演化对全球构造有着重要的影响^[6,16,62]。而 且,特提斯构造域内蕴藏着丰富的资源,特别是巨 大的固体矿产资源与油气资源,已引起国内外资源 开发实业家的极大关注。

5.1 三大陆群和三大洋并存的时空格局

全球洋陆演化历史,至少从新元古代晚期以来 就存在3个以上的大陆群和大洋并存的洋陆分布时 空格局。3个大陆群分别是劳亚古大陆群、冈瓦纳 大陆群和泛华夏大陆群,它们各自成体系并具独特 的地质演化过程。3大洋分别是古大西洋、古亚洲 洋(含乌拉尔洋)及特提斯洋。古大西洋则位于北 半球的劳亚古陆块群与南半球冈瓦纳古陆块群之 间,古亚洲洋位于北半球的劳亚古陆块群与东半球 的泛华夏古陆块群之间,特提斯洋位于东半球的泛 华夏古陆块群与南半球冈瓦纳古陆块群之间,青藏 高原特提斯巨型造山系则构成全球特提斯构造域 东段的主体。

泛华夏大陆群系指新元古代初期形成的罗迪 尼亚超大陆,约在 820~700Ma 期间裂解形成的古 亚洲洋与原特提斯洋之间的多陆块、多岛弧盆系的 联合地质体。经过奥陶纪-志留纪的泛华夏造山作 用(540~400Ma),在塔里木、华北、扬子三大克拉通 之间形成了秦-祁-昆造山系,在扬子与华夏陆块之 间形成了南华造山带,奠定了泛华夏大陆群的雏 形。泛华夏大陆的西南边缘在石炭纪 – 二叠纪的 裂解,经三叠纪的印支岛弧造山作用,最终完成了 主体泛华夏大陆的定型、定位,并成为欧亚大陆的 一个组成部分。

冈瓦纳大陆群是指新元古代末至古生代初,由

东冈瓦纳(含印度、澳大利亚、南亚等)和西冈瓦纳 (含南美、非洲等)几个大陆块体,经过莫桑比克洋 的消亡、泛非造山作用(时限为600~550Ma)联合 组成的超大陆。冈瓦那大陆也称"南方大陆",是一 个存在于南半球的古大陆之一。

5.2 特提斯洋演化受控于全球洋陆时空结构转换

特提斯洋起源于罗迪尼亚超大陆的解体,特提 斯洋从开启、扩展、萎缩、消亡到汇聚造山的整个演 化过程,受控于全球洋陆时空结构转换。晚前寒武 纪至早古生代,地质、古生物、古地磁等证据表 明^[6],多数大陆聚集在南半球,呈现"南聚北散"的 时空格局。晚古生代多数大陆聚集在西半球,分 南、北两大陆群,与东半球的泛华夏大陆群呈"三足 鼎立"的时空格局。中生代以来多数大陆漂移到北 半球,表现为"北聚南散"的时空格局,亦即现今的 大洋和各大陆群的时空分布格局。特提斯演化就 是在这一全球洋陆转换背景中发生、发展、消亡,并 奠定了现今特提斯造山带的地壳结构基础。

新元古代至早古生代时期,相当于原特提斯阶段:主要表现为泛华夏大陆群与劳亚大陆群的离散,古亚洲洋的形成;劳亚大陆群与冈瓦纳大陆的分离,古大西洋形成;特提斯洋扩张,泛华夏大陆群与冈瓦纳联而不合。晚古生代至三叠纪时期,相当于古特提斯阶段:主要表现为泛华夏大陆群与劳亚大陆群的汇聚、碰撞,古特提斯洋的萎缩,劳亚大陆群的汇聚、碰撞,古特提斯洋的萎缩,劳亚大陆群与冈瓦纳联而不合。中生代中晚期至始新世时期,冈瓦纳大陆解体、分离出来的陆块(印-澳陆块)与欧亚大陆的汇聚,特提斯洋消亡,特提斯洋大洋岩石圈转化为特提斯造山带,太平洋、印度洋、大西洋的形成与扩张。

地球上的大陆由元古代末的"南聚北散"到现 今的"北聚南散"所反映的大陆顺时针旋转北移,可 能与地球内部核幔物质自晚元古代以来不断向南 运(偏)移、南半球不断膨胀、岩石圈不断破裂、北半 球不断收缩有关。同时,核幔向南运移时,致使软 流层物质向北流变,软流层一方面起着一种"传送 带"作用,使大陆块向北移动;另一方面,在软流层 向北流变中,除具有垂直环流外,还可能存在大小 不等的水平涡旋运动。正是这种巨大的软流层涡 旋运动,导致大陆岩石圈碎块旋转和汇聚。陆块群 在南半球时可能主要表现为右旋,漂移到北半球时 可能主要为左旋。

5.3 大洋演化具有漫长的时间过程

众所周知,大西洋、印度洋和太平洋,分别处于

大洋岩石圈不同的构造演化阶段,具有不同的演化 特点。大西洋总体处于扩张期,印度洋主要表现为 单向俯冲收缩与扩张并存期,太平洋已处于双向俯 冲萎缩与东南太平洋扩张并存期。现今太平洋至 少已有 200Ma 的扩张历史,北太平洋由于洋中脊已 俯冲进入北美大陆之下,并转换成圣安德烈斯走滑 断裂,已不存在洋底扩张;西太平洋表现为东亚及 东南亚多岛弧盆体系的演化。依据 GPS 测量,上海 与旧金山间每年缩短 5cm,按此速率推算,太平洋可 能将在 400Ma 后消亡。因此,一个大洋从发生、扩 展到消亡有一个相当长的演化过程,其生命期至少 有 600Ma 以上。

在青藏高原特提斯构造域中,随着近年来区域 1:25 万区域地质调查与专题研究程度的不断深入, 在藏北羌塘中部龙木错--双湖结合带果干加年山古 生代蛇绿混杂岩中,获得蛇绿岩中堆晶辉长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 461Ma、431.7Ma^[44,63], 结合翟庆国等(2007)^[64]对岩石地球化学特征研究 属于洋脊型(N-MORB)特征,认为龙木错--双湖结合 带中存在早古生代蛇绿岩,果干加年山早古生代堆 晶岩及其晚古生代混杂岩是原-古特提斯洋的残块, 应代表了原-古特提斯洋消亡后的残存地质体遗迹。 综合该带区域上的石炭 - 二叠纪蛇绿岩、蓝片岩的 原岩 Sm-Nd 等时线年龄(272Ma、268Ma、 252Ma)^[65]、辉绿岩 Sm-Nd 等时线年龄(299Ma、 314Ma)^[66]和 U-Pb 谐合年龄(312Ma)、晚泥盆世和 晚二叠世放射虫化石[67],以及三叠纪放射虫硅质 岩^[68],推论龙木错-双湖特提斯洋盆的形成时代至 少可以追索到中奥陶世-早志留世,并一直延续至 中三叠世。龙木错-双湖结合带中含榴辉岩、蓝片岩 的中-高压变质岩系及其蚀变玄武岩的一系列40 Ar/³⁹Ar 同位素数据(235.9Ma、232.5Ma、222.5Ma、 219.7Ma、219.3Ma、217.2Ma)^[69-73],以及该带北侧 晚三叠世岛弧型中酸性火山岩的发育和上三叠统 与下伏地层的不整合^[74-75],标志着原-古特提斯洋盆 在龙木错--双湖带的结束。晚三叠世开始,主体位于 班公-怒江带的特提斯洋盆,在原-古特提斯洋的基 础上继续其新特提斯洋演化历史。

紧邻南羌塘盆地南侧的班公湖-怒江结合带,是 青藏高原中部一条非常重要的蛇绿构造混杂岩带, 近年来的区域1:25 万区域地质调查与专题研究成 果揭示^[76-85],班公湖-怒江缝合带内除广泛发育典型 的洋脊型(N-MORB)蛇绿岩及其蛇陆混杂岩以外, 还识别洋内弧型(SSZ)蛇绿岩及其蛇绿混杂岩,以

及洋岛-海山玄武岩和洋脊型斜长花岗岩;在八宿同 卡地区混杂岩中发现退变榴辉岩^[86]和罗冬群中的 蓝闪石、多硅白云母等中-高压变质岩及矿物,获得 丁青堆晶辉长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 267Ma、 改则舍玛拉沟的辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 221.6Ma、班公湖辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 167.0Ma、东巧堆晶辉长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 187.8Ma、改则舍马拉沟层状辉长岩 Sm-Nd 等时线 年龄 191Ma、丁青辉长岩糜棱岩40 Ar/39 Ar 年龄 193.3Ma、改则拉果错洋脊型斜长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 166.6Ma、安多洋脊型斜长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 175.1Ma,以及碧土-丙中洛 硅质岩中的晚石炭世和三叠纪 - 侏罗纪放射虫化 石等。认为班公湖-怒江特提斯洋盆的形成时代至 少可以追索到石炭纪,且石炭纪-二叠纪时的洋盆 已具有相当规模的大洋。该带东段上三叠统、中段 上侏罗统 - 下白垩统和西段上白垩统的不整合覆 盖,标志着原-古特提斯至新特提斯洋盆在班公湖-怒江带从东向西的渐次消亡过程。

最新在班公湖-怒江结合带南延的昌宁-孟连结 合带的南丁河蛇绿岩中,获得堆晶辉长岩的LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄为439.0Ma、443.6Ma^[87],其 形成时间与龙木错--双湖结合带的果干加年山堆晶 辉长岩一致,进一步说明班公湖--双湖-怒江-昌宁-孟 连对接带是青藏高原中部一条重要的古特提斯大 洋最终消亡的巨型结合带,构筑了冈瓦纳大陆与劳 亚-泛华夏大陆分界线^[6,16,31-32,43]。换言之,特提斯 大洋从发生、发展到消亡(晚前寒武纪到始新世), 其生命期至少有600Ma 以上。而大陆边缘多岛弧 盆系转化造山系过程中残存下来的众多蛇绿构造 混杂岩带,它们所恢复的扩张盆地只经几十至几百 万年的"开与合"时限,最多只是边缘海盆地或弧后 盆地的生命期。

5.4 特提斯大洋规模与现今太平洋相当

从上述全球特提斯洋陆分布时空格局及其演 变过程不难理解,特提斯大洋的开启承接于 Rodinia 超大陆的解体,至少从晚前寒武纪到中生代,经历 了由发生、发展到萎缩、消亡的长期连续的复杂演 化过程。青藏高原古特提斯是原特提斯的继承和 发展,新特提斯也不是古特提斯洋消亡后重新打 开,有部分特提斯洋壳可被随后的印度洋归并。

从大量的地质信息反映出,将包括青藏高原及 其邻区的特提斯造山带的原型恢复为古大洋,而不 是一个广阔的大陆海湾或浅海大陆架。从全球大 洋岩石圈形成演化的角度来考虑,特提斯古大洋是 显生宙全球洋陆转换演化历史链条的一个环节。 在全球特提斯洋存在的时期,还没有太平洋和印度 洋。太平洋和印度洋的张开及形成演化过程,正是 特提斯洋不断闭合、消亡的过程。也就是说中生代 末消亡闭合的特提斯大洋,其原始规模应具现今太 平洋这样大的规模。位于青藏高原中部的班公湖-双湖-怒江-昌宁-孟连对接带,即为特提斯大洋盆地 最终闭合消亡的场所。

冈瓦纳大陆群的研究表明,中生代初印度陆块 属冈瓦纳的一部分,自白垩纪(可能下延至晚侏罗 世晚期)开始分裂向北推进,在约150Ma时期内,现 今印度与南极之间的距离(即印度洋宽度)达到 9000km以上。从相对运动论看,亚洲大陆南移的幅 度只能补偿北冰洋的扩张幅度,不应小于9000km。 一个大洋从发生、扩展到消亡的演化过程,从古太 平洋、古亚洲洋等历经地史时期长达600-800Ma,而 特提斯大洋的存在也在600Ma以上,其规模最小应 相当于现今印度洋的宽度。太平洋的扩张规模是 以泛华夏大陆的陆壳本身的缩短幅度与近南北向 造山带以及北美科迪勒拉造山带的缩短幅度之和 来实现岩石圈水平运动的均衡补偿,现今太平洋已 有200Ma的扩张史,并且现已转化为萎缩期,预测 400Ma后的弧-弧、弧-陆碰撞而消亡。

5.5 大陆边缘多岛弧盆系构造:洋陆转换的标志

在全球洋陆演化历史中,洋陆岩石圈构造体制 的转换主要通过大洋岩石圈俯冲与大陆边缘多岛 弧盆系中一系列弧后盆地消减、弧-弧或弧-陆碰撞 的岛弧造山作用完成。太平洋岩石圈双向俯冲作 用在其东侧形成晚中生代科迪勒拉多岛弧盆系及 碰撞造山带,以及新生代安第斯陆缘弧;古亚洲洋 岩石圈的演化在西伯利亚地盾的西南缘到南东侧 形成哈萨克斯坦-阿尔泰-大兴安岭多岛弧盆系及一 系列弧-弧、弧-陆碰撞造山带,而在天山和华北缘则 以陆缘火山-岩浆弧为主体(含有早期弧后盆地消减 杂岩带)。这种大洋岩石圈的不对称演化特征在特 提斯大洋岩石圈演化也表现出同样的特点。北太 平洋的不对称消亡过程,突出表现为首先是老洋壳 消亡,然后是新洋底,然后是扩张中脊;当大陆越过 并掩埋扩张脊则会出现洋壳反序消亡,即表现为由 新洋壳到老洋壳的依次消亡,这一特点对于理解大 陆造山带内同一结合带中不同时段的蛇绿岩出现 是十分重要的。

介于泛华夏古陆块群与冈瓦纳古陆块群之间

的特提斯造山带是由特提斯洋转化而来,多年以来 已成共识,但特提斯构造域演化研究中的关键是特 提斯洋如何转化为造山带。人们普遍认识到不仅 大陆在漂移、海底也在漂移,海陆变迁主要是大洋 岩石圈与大陆岩石圈板块之间相互裂变、聚变作用 的结果。依据大量区域地质调查与研究成果资料, 大洋岩石圈主体消亡后在大陆上很少保存有标准 的洋中脊残片记录,在青藏高原内部发现的20多条 由消减杂岩所组成的蛇绿混杂岩带中,其"三位一 体"的蛇绿岩特征大多数是一系列弧后及弧间小洋 盆、岛弧边缘海盆地等消亡的产物。从比较地质学 类比分析,消失的特提斯洋规模及演化可与太平洋 相对照,洋陆转换过程中的大陆边缘多岛弧盆系构 造,则与西太平洋超级俯冲带活动密切相关的东南 亚多岛弧盆系格局如此之相似。大陆边缘多岛弧 盆系的发育意味着大洋岩石圈的存在、消减和转 换,是大洋岩石圈发生、发展向萎缩、消减演化的标 志,它在全球构造上占有重要的地位。新元古代至 古生代的古亚洲洋与西伯利亚陆块之间,也同样经 历了多岛弧盆系构造的形成演化过程。多岛弧盆 系内一个弧后或弧间小洋盆、岛弧边缘海盆地的生 命期与特提斯大洋相比是短暂的,通常只有几十至 百万年的时间。

青藏高原大陆地壳主体是由不同时期多岛弧 盆系转化形成的造山系所组成,其大地构造的基本 格局是:以班公湖-双湖-怒江-昌宁对接带(即古特 提斯洋)为界,分为北部的泛华夏大陆南缘、南部的 冈瓦纳大陆北缘两个大陆边缘;以班公湖-双湖-怒 江-昌宁和康西瓦-南昆仑-玛多-玛沁对接带为界,进 一步自北向南划为三大多岛弧盆系构造:泛华夏大 陆南缘早古生代秦-祁-昆多岛弧盆系构造:泛华夏大 陆南缘早古生代秦-祁-昆多岛弧盆系、晚古生代羌 塘-三江多岛弧盆系和冈瓦纳大陆北缘中生代冈底 斯-喜马拉雅多岛弧盆系。青藏高原特提斯巨型造 山系的形成,就是通过多岛弧盆系形成、弧后洋盆 萎缩、弧-弧或弧-陆碰撞,参加了大陆造山作用的全 过程,最终转化成为大陆岩石圈的一部分。

5.6 弧-陆或弧-弧碰撞造山作用:大陆边缘增生

在特提斯洋各个演化阶段的某一大陆边缘区 域所出现的多岛弧盆系,则标志着这一区域的大洋 岩石圈已走向萎缩、消亡的开始,其汇聚、碰撞造山 作用不是原始相邻两个大陆分裂后的简单重新结 合,而是可能为第三者加入的运动学方式。青藏高 原具有复杂多样的地质作用过程和改造的地壳物 质组成及条块镶嵌的结构构造特征,现今表现为不 同时代形成的(主要是古生代以来)一系列规模巨 大、类型不同、不同时期的岛弧造山带的组合体,整 体表现为大小不等的软基底古岛弧及其间的弧后 或弧间小洋盆及其岛弧边缘海地消亡的残迹与碰 撞结合带组成的复杂构造域。正是这一古生代和 中生代多岛弧盆系演化历史,强烈控制了青藏高原 及邻区新生代的变形史和应力状态,制约着青藏高 原在中新世以来的隆升。

青藏高原特提斯大洋的岩石圈板块,自北东向 南西所形成的一系列多岛弧造山带,转化为特提斯 构造域大规模的大陆岩石圈水平构造运动过程中, 大陆边缘多岛弧盆系中古老的弧后或弧间小洋盆 及其岛弧边缘盆地萎缩消减,不是"碰撞不造山", 而是以弧后或弧间洋盆、岛弧边缘海盆地的消减为 动力,通过一系列弧-弧、弧-陆碰撞的岛弧造山作用 完成。从青藏高原特提斯地质特征来看,在特提斯 洋消减过程中产生于泛华夏大陆群南缘、冈瓦纳大 陆群北缘不同时代多岛弧盆系中的一系列弧后或 弧间盆地、边缘海盆地及其沉积物和其它岩石组 合,在古生代以来连续被卷进造山作用中,最终成 为亚洲大陆的一个不断增生的组成部分。弧后前 陆盆地和大陆边缘盆地转化为周缘前陆盆地,乃是 盆山转换的地质记录和重要标志。

5.7 斜向汇聚碰撞作用:最普遍的运动及动力学 方式

大陆斜向汇聚碰撞作用在特提斯构造域中,是 大洋岩石圈向大陆岩石圈体制转换的最普遍一种 运动学和动力作用方式。以泛华夏大陆群的扬子 陆块为例,在增生作用之前,首先是以印支、保山、 昌都及中咱地块与其相邻的岛弧发生弧-弧或弧-陆 碰撞焊接成一复合造山系,然后与自东南向西北斜 向楔入的扬子大陆发生汇聚碰撞,扬子陆块先与东 南侧的哀牢山带开始斜向碰撞造山(T₃),而西北段 的川西地区则发育甘孜-理塘弧盆系(T₃)。同时,扬 子陆块北缘从西秦岭向西在昆南、可可西里则表现 为从中三叠世至晚三叠世的斜向连续碰撞过程。 也就是说,扬子陆块的向西运动,才最终全面关闭 了羌塘-三江多岛弧盆系统。

泛华夏大陆群的向西和劳亚大陆(西伯利亚) 向南移动(?)以及后来印度板块向北运动,其间的 晚古生代多岛弧盆系耦合汇聚,造成了亚洲泛华夏 大陆南部边缘的增生。在大陆碰撞后,陆内汇聚作 用、大陆岩石圈缩短及收缩运动仍然发生强烈构造 变形,大陆边缘内侧和原岛弧造山带外侧形成一系 列推覆构造和陆内走滑离散。

5.8 青藏高原形成演化的3个重要构造过程

青藏高原物质组成的主体不是冈瓦纳大陆裂 离地体的5次漂移拼贴,而是显生宙不同时期特提 斯大洋萎缩、俯冲形成的大陆边缘多岛弧盆系,经 多期、多岛弧碰撞造山作用组合汇聚一体的组构。 青藏高原的固体地球作用过程是一种物理、化学和 生物作用过程,原有的地质体不断蜕变和被改造, 新生地质体不断增生形成的过程。它主要表现为3 个重要的地质构造过程:一是特提斯大洋岩石圈不 断萎缩、消亡,大陆边缘多岛弧盆系形成过程;二是 大陆边缘多岛弧盆系构造演化过程中,一系列弧后 或弧间盆地消亡、弧-弧或弧-陆碰撞岛弧造山作用 过程,亦即是盆山转换、造山带不断形成而发生的 高原不断增生的过程; 三是随陆内汇聚作用和高原 隆升而发生的地壳大幅度缩短和增厚的过程。由 于青藏高原的古构造、古地理环境频繁转换演化, 物质流和能量流的多次转换,重新定位,有利于各 种固体矿产资源、油气能源资源的形成。

6 结语

展望整个地球科学领域,几乎不可能不被板块 构造学说给诸如构造作用、沉积作用、岩浆作用、变 质作用、造山作用、成矿作用、古地理演化、古气候 及古环境变迁、海平面变化、超大陆的形成和裂解、 大陆边缘多岛弧盆系的形成等问题带来的一系列 创新见解留下深刻的烙印。大洋岩石圈与大陆岩 石圈之间的多岛弧盆系构造模式是板块构造登陆 的入门向导,是认识大陆地质的关键。

本文提出了适合于板块构造登陆的现实主义 替代模型,即多岛弧盆系构造模式来解释特提斯和 亚洲大陆的形成和演化,该模式包括了建立在弧--弧、弧-陆、陆-陆碰撞及其与之相关的前陆和后陆盆 地在内的系统框架,提供了运用该模式对青藏高原 及邻区地质构造演化过程的研究实践。认为青藏 高原形成受控于不同时期大陆边缘多岛弧盆系构 造演化,一系列弧后或弧间盆地消亡、弧-弧或弧-陆 碰撞的岛弧造山作用实现大陆边缘增生。班公湖--双湖-怒江-昌宁对接带南侧的中生代喜马拉雅-冈 底斯多岛弧盆系,是特提斯洋向南俯冲导致冈瓦纳 北部边缘在弧后盆地基础上裂开并发育形成的,雅 鲁藏布江结合带代表了一个弧后洋盆的关闭,而不 是普遍认为的大洋闭合。该现实主义模式即可成 功地解释青藏高原的形成演化过程,亦可为现在和 将来特提斯构造域与亚洲大陆的地质工作所检验。

参考文献:

- [1] 常承发,郑锡谰.中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征
 [J].地质科学,1973,2:257-265.
- [2] 黄汲清,陈炳蔚.中国及邻区特提斯海的演化[M].北京:地质 出版社,1987.
- [3] 刘增乾,徐宪,潘桂棠,等.青藏高原大地构造与形成演化
 [M].北京:地质出版社,1990.
- [4] 肖序常,李廷栋主编.青藏高原的构造演化与隆升机制[M]. 广州:广东科技出版社,2000.
- [5] 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.
- [6] 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等.东特提斯构造形成与演化[M]. 北京:地质出版社,1997.
- [7] 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:中国地质大学学报, 1993,18(5):529-539.
- [8] 钟大赉,丁林.从三江及邻区特提斯带演化讨论冈瓦纳大陆离 散与亚洲大陆增生[A].国际地质对比计划 IGCP321 项目论 文集[C].北京:地震出版社,1993.
- [9] 刘本培,冯庆来,Chonglakmani C.,等. 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.
- [10] 许靖华,崔可锐,施央申.一种新型的大地构造相模式和弧后
 碰撞造山[J].南京大学学报(自然科学版),1994,30(3):
 381-389.
- [11] HSU K J. An archipelago model of orogenesis [J]. Geology Today, 1994,12:290 – 293.
- [12] HSU K J, PAN GUITANG, SENGOR A M C et al. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the Archipelago model of orogenesis [J]. International Geology Review, 1995, 37: 473 – 508.
- [13] SUESS E. Are great ocean depths permanent [J]? Natural Science, 1893,2:180-187.
- [14] 潘桂棠.全球洋陆转换中的特提斯演化[J].特提斯地质, 1994,18:23-40.
- [15] 潘桂棠,王立全,李兴振,等. 青藏高原区域构造格局及其多岛弧盆系的空间配置[J]. 沉积与特提斯地质,2001,21(3):1-26.
- [16] 潘桂棠,李兴振,王立全,等.青藏高原及邻区大地构造单元 初步划分[J].地质通报,2002,21(11):701-707.
- [17] 潘桂棠,徐强,候增谦,等.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,2003.
- [18] 潘桂棠,丁俊,姚东生,等.青藏高原及邻区地质图(1:150万, 附说明书)([M].成都:成都地图出版社,2004.
- [19] KARIG D E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific [J]. J. Geophys. Res., 1971, 76: 2542 – 2561.
- [20] TAMAKI K, HONZA. Review of global marginal basin [J]. Episodes, 1991,14(3): 224 – 230.
- [21] CRAWFORD A J, BECCALUVCA L, SERRI G. Tectonomagmatic evolution of the west Philippine-Marian as region and the origin of

boninites [J]. Earth. Sci. Planet. Lett. ,1981,54: 346 - 356.

- [22] FLOWER M F J, RUSSO R M, TAMAKL K et al. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) (high-tide mark: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure [J]. Tectonophysics, 2001, 333: 9 - 34.
- [23] LAWVER L A, GAHAGAN L M. Subduction zones, magmatism and the breakup of Pangea [A]. Stone D B, Runcorn S K. Flow and Creep in the Solar System [C]. Observations Modeling and Theory. Dordrecht: Kluwer Academic. 1993. 225 – 247.
- [24] MCCAFFREY R. Active tectonics of the eastern Sunda and Banda Arca [J]. J. Geophys. Res. ,1988,93: 15163 – 15182.
- [25] RANGIN C, JOLIVET L, PUBELLIER M et al. A simple model for the tectonic evolution of Southeast Asia and Indonesian region for the past 43m. y [J]. Bull. Soc. Geol. ,1990,8:889 – 905.
- [26] FULLER M, HASTON L R, SACHMIDTKE E, ALMASCO J. Tertiary paleomagnetism of regions around the South China Sea [J]. J. SE Asian Earth Sci., 1991, 6: 161 – 184.
- [27] LEE T Q, ANGELIER J. Analysis of magnetic susceptibility anisotropy of the sedimentary sequence in southwestern foothills of Taiwan and its tectonic implications [A]. Proceedings of the international conference and third Sino-French symposium on Active Collision in Taiwan [C]. Abstracts, Taipei, Taiwan, 1995, 213 – 218.
- [28] HALL R, FULLER M, ALI J R et al. The Philippine Sea Plate: magnetism and reconstructions [A]. Taylor B. Natland J. Active Margins and Marginal Basins of the western Pacific [C]. Washington DC: AGU Geophysical Monograph, American Geophysics Union, 1995. 371 – 404.
- [29] MILSOM J,KAYS S,SARDJONO. Extension, collision and curvatures in the eastern Banda arc [A]. Hall., Blundell D. Tectonic Evolution of Southeast Asia [C]. Geol. Soc, Spec. Pub., 1996, 106: 85 – 94.
- [30] SIMANDJUNTAK T O, BARBER A J. Contrasting tectonic styles in the Neogene orogenic belts of Indonesia [A]. Halland R, Blundoll V J, Tectonic Evolution of Southeast Asia [C]. Geol. Soc. Spec. Pub., 1996, 106: 185 - 201.
- [31] 潘桂棠,肖庆辉,陆松年,等.中国大地构造单元划分[J].中 国地质,2009,36(1):1-28.
- [32] PAN G T, WANG L Q, LI R S et al. Tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012,53:3-14.
- [33] SENGOR A M C. The revolution of Paleo-Tethys in the Tibetan segment of the Alpides [A]. Proceeding of Symposium on Qinghai-Xizang Plateau [C]. New York: Science Publishers Inc, 1987.
- [34] SENGOR A M C, NATALIN B A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust [J]. Annu. Rev Earth Planet Sci, 1996, 24: 263 – 337.
- [35] GLENNIE K W. Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: a tale of two oceans [A]. Alsharhan A S, Scott R W. Middle-East models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems
 [J]. SEPM Special Publication, 2000, 69: 9 – 20.
- [36] METCALFE I. Gondwana dispersion and Asian accretion [J].

Geological Society of Malaysia Technical Talk, Abstract, Warta Geology, 1996, 22: 17 - 18.

- [37] METCALFE I. The Palaeo-Tethys in East Asia [A]. Ninth Regional Congress on Geology, Mineral and Energy Resources of Southeast Asia – GEOSEA 98, Abstracts, 1998, 27 – 28.
- [38] METCALFE I, NICOLL R S. Position and correlation of the biostratigraphic Permian-Triassic Boundary at Shangsi, Sichuan, China [A]. 1st International Palaeontological Congress Abstracts
 [C]. Geological Society of Australia Abstracts, 2002, 68: 114 - 115.
- [39] ROBERTSON A H F. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region [J]. Lithos, 2002, 65: 1 – 67.
- [40] 侯增谦,王二七,莫宣学,等.青藏高原碰撞造山与成矿作用 [M].北京:地质出版社,2008.
- [41] 张洪瑞,侯增谦,宋玉财.斑岩铜矿床在东特提斯成矿域中的 时空分布特征[J].地质学报,2009,83(12):1818-1837.
- [42] 张洪瑞,侯增谦,杨志明.特提斯成矿域主要金属矿床类型与成矿过程[J].矿床地质,2010,29(1):113-133.
- [43] 潘桂棠,朱弟成,王立全,等.班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳 大陆北界的地质地球物理证据[J].地学前缘,2004,11(4): 372-382.
- [44] 王立全,潘桂棠,李才,等.藏北羌塘中部果干加年山早古生 代堆晶辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄——兼论原-古特提 斯洋的演化 [J].地质通报,2008,27(12):2045-2056.
- [45] 任纪舜,姜春发,张正坤,等.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,1980.
- [46] 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 从全球看中国大地构造——中 国及邻区大地构造图及简要说明[M]. 北京: 地质出版,1999.
- [47] 陆松年,于海峰,赵风清,等.青藏高原北部前寒武纪地质初 探[M].北京:地质出版社,2002.
- [48] 陆松年,于海峰,李怀坤,等.中国前寒武纪重大地质问题研究——中国西部前寒武纪重大地质事件群及其全球构造意义[M].北京:地质出版社,2006.
- [49] 陆松年,袁桂邦. 阿尔金山克塔什塔格早前寒武纪岩浆活动 的年代学证据[J]. 地质学报,2003,77(1):61-68.
- [50] 王剑. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体 的关系 [M]. 北京: 地质出版社,2000.
- [51] 丁道桂,刘伟新,王道轩,等.东帕米尔及邻区古生界基性火 山岩地球化学特征与构造属性[J].新疆地质,2003,21(1): 96-102.
- [52] 杨经绥,史仁灯,吴才来,等. 柴达木盆地北缘新元古代蛇绿 岩的厘定——罗迪尼亚大陆裂解的证据[J]? 地质通报, 2004,23(9-10):892-898.
- [53] 赖绍聪,邓晋福,赵海玲.柴达木北缘奥陶纪火山作用与构造 机制[J].西安工程学院学报,1996,18(3):8-14.
- [54] 赖绍聪,邓晋福,赵海玲.北祁连奥陶纪洋脊扩张速率及古洋 盆规模的岩石学约束[J].矿物岩石,1997,17(1):35-39.
- [55] 陆松年.初论"泛华夏造山作用"与加里东和泛非造山作用的 对比[J].地质通报,2004,23(9-10):852-958.
- [56] 雍永源,向天秀,王洁民.初论北澜沧江变质岩[A].青藏高

原地质论文集[C].北京:地质出版社,1990.20:57-89.

- [57] 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等.冈底斯造山带的时空结构及演 化[J].岩石学报,2006,22(3):521-533.
- [58] 王立全,潘桂棠,朱弟成,等.西藏冈底斯带石炭纪-二叠纪岛 弧造山作用:火山岩和地球化学证据[J].地质通报,2008,27 (9):1509-1534.
- [59] 朱同兴,潘桂棠,冯兴涛,等.藏南喜马拉雅北坡色龙地区二 叠系基性火山岩的发现及其构造意义[J].地质通报,2002, 21(11):717-722.
- [60] 朱弟成、潘桂棠、莫宣学,等.特提斯喜马拉雅二叠纪玄武质 岩石研究新进展[J].地学前缘,2003,10(3):40.
- [61] 朱弟成,潘桂棠,莫宣学,等.藏南特提斯喜马拉雅带中段二 叠纪-白垩纪的火山活动(I):分布特点及其意义[J].地质 通报,2004,23(7):645-654.
- [62] 罗建宁,彭勇民,潘桂棠,等.东特提斯板块会聚边缘与岛弧 造山作用[J].岩相古地理,1996,16(3):1-15.
- [63] 李才,董永胜,翟庆国,等.青藏高原羌塘早古生代蛇绿 岩——堆晶辉长岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义[J].岩石 学报,2008,24(1):31-36.
- [64] 翟庆国,李才,黄小鹏. 西藏羌塘中部古特提斯洋残片? —— 来自果干加年山变质基性岩地球化学证据[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学,2007,37(7):866-872.
- [65] 李才,李永铁,林源贤,等. 西藏双湖地区蓝闪片岩原岩 Sm-Nd 同位素定年[J]. 中国地质,2002,29(4):355-359.
- [66] 李才,和钟铧,李惠民,等.青藏高原南羌塘基性岩墙群 U-Pb和 Sm-Nd 同位素定年及构造意义 [J].中国地质,2004,31(4):384-389.
- [67] 朱同兴,张启跃,董瀚,等.藏北双湖地区才多茶卡一带构造 混杂岩中发现晚泥盆世和晚二叠世放射虫硅质岩[J].地质 通报,2006,25(12):1414-1418.
- [68] 李曰俊.藏北阿木岗群中发现放射虫硅质岩[J].西藏地质, 1994,1(11):127.
- [69] 王立全,潘桂棠,朱弟成,等. 藏北双湖鄂柔地区变质岩和玄 武岩的⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 年龄及其意义[J]. 地学前缘,2006,13(4): 221-232.
- [70] 李才. 西藏羌塘中部蓝片岩青铝闪石 40Ar/39Ar 定年及其地 质意义[J]. 科学通报,1997,42(4):488.
- [71] 李才,翟庆国,陈文,等.青藏高原羌塘中部榴辉岩 Ar-Ar 定年 [J].岩石学报,2006,22(12):2843-2849.
- [72] 鲍佩声,肖序常,王军,等. 西藏中北部双湖地区蓝片岩带及 其构造涵义[J]. 地质学报,1999,73(4):302-314.
- [73] 孙宪森,和钟铧,杨继龙,等.西藏羌塘中部冈玛错--双湖变质带变质变形作用关系研究[J].矿产与地质,2003,17(97): 302-307.
- [74] 李才,翟庆国,董永胜,等. 青藏高原羌塘中部果干加年山上
 三叠统望湖岭组的建立及意义[J]. 地质通报,2007,26(8):
 1003-1008.
- [75] 王剑,汪正江,陈文西,等.藏北北羌塘盆地那底岗日组时代 归属的新证据[J].地质通报,2007,26(4):404-409.
- [76] 游再平. 西藏丁青蛇绿混杂岩 40Ar-39Ar 年代学 [J]. 西藏地 质,1998,2:24-30.
- [77] 邱瑞照,周肃,邓晋福,等.西藏班公湖-怒江西段舍马拉沟蛇 绿岩中辉长岩年龄测定——兼论班公湖-怒江蛇绿岩带形成

时代[J].中国地质,2004,31(3):262-268.

- [78] 吴根耀.藏东左贡地区碧土蛇绿岩:古特提斯主洋盆的地质记录[J].地质通报,2006,25(6):685-693.
- [79] 史仁灯,杨经绥,许志琴,等.西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩——来自两种不同地幔橄榄岩的证据[J].岩石矿 物学杂志,2005,24(5):397-408.
- [80] 史仁灯,支霞臣,O Alard S O'Reilly,等.大陆岩石圈演化的新视角——大洋玄武岩和蛇绿岩 Re-Os 同位素体系记录的 SCLM 信息[J]. 矿物岩石地球化学通报,2007,26(增刊):24 -25.
- [81] 刘文斌, 钱青, 等. 西藏丁青弧前蛇绿岩的地球化学特征 [J]. 岩石学报, 2002, 18(3): 392-400.
- [82] 王玉净,王建平,刘彦明,等.西藏丁青蛇绿岩特征、时代及其 地质意义[J].微体古生物学报,2002,19(4):417-420.

- [83] 韦振权,夏斌,周国庆,等.西藏丁青宗白蛇绿混杂岩地球化 学特征及其洋中脊叠加洋岛的成因[J].地质论评,2007,53 (2):187-197.
- [84] 夏斌,徐力峰,韦振权,等.西藏东巧蛇绿岩中辉长岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J].地质学报,2008,82(4):528 -531.
- [85] 张玉修,张开均,黎兵,等.西藏改则南拉果错蛇绿岩中斜长 花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其成因研究[J].科学通 报,2007,52(1):100-106.
- [86] 董永胜,谢尧武,李才,等.西藏东部八宿地区发现退变质榴 辉岩[J].地质通报,2007,26(8):1018-1020.
- [87] 王保弟,王立全,潘桂棠,等.昌宁一孟连结合带南汀河蛇绿 岩中辉长岩锆石定年及其地质意义[J].科学通报,2012,出 版中.

Tectonic model of archipelagic arc-basin systems: The key to the continental geology

PAN Gui-tang¹, WANG Li-quan¹, LI Rong-she², YIN Fu-guang¹, ZHU Di-cheng³

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. Xi' an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi' an 710054, Shaanxi, China; 3. China University of Geosciences, Beijing 100083, Beijing, China)

Abstract: Based on the last more than 30 years' field geological survey and research on the Qinghai-Xizang Plateau as the main part of eastern Tethys and the comparative study with the present-day southwestern Pacific regional arcbasin tectonic systems, the authors in the present paper propose a realist alternative model, namely the tectonic model of archipelagic arc-basin systems, which is suitable for explaining the plate tectonic theory landing on the continents. The tectonic model of archipelagic arc-basin systems between the oceanic lithosphere and continental lithosphere is interpreted to be the rudimental guide of plate tectonic theory landing on the continents and the key to understanding the geological evolution of the continents. According to this model, the Tethys Ocean was initiated during the late stage of the Late Precambrian older than the Pacific systems, during which the breakup of the Rodinia supercontinent came into existence. The formation of the Qinghai-Xizang Plateau was controlled by the tectonic evolution of the continental marginal archipelagic arc-basin systems in different periods. The consumption of a series of back-arc or inter-arc basins and island-arc orogenesis triggered by arc-arc or arc-continental collision gave rise to the continental marginal accretion. The realistic model can successfully explain the formation and evolution of the Qinghai-Xizang Plateau, and will be tested by further geological research of the Tethyan tectonic domain and the Asian continents. The recognition and research of archipelagic arc-basin systems not only lead to a better understanding of compositions, textures and structures, and evolutionary history in orogenic belts, but also have important implications for recongnizing the basement formation of the Precambrian continental craton.

Key words: oceanic-continental transition; archipelagic arc-basin system; continental geology; Tethys; Qinghai-Xizang Plateau