东特提斯多弧-盆系统演化模式

潘桂棠 陈智操 李兴振 徐强 江新胜

(地质矿产部成都地质矿产研究所)

[内容提要] 自 70 年代以来,以板块构造观点分析特提斯演化已有三种模式,即"剪刀张"、"传送带"和"手风琴运动与开合"模式。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(古太平洋)中一个海湾的假设为前提,或以冈瓦纳大陆裂离、亚洲大陆增生为基点。随着对东特提斯(以青藏高原地区为主体)地质构造演化的认识深化,特提斯演化、造山作用的解释由两陆(劳亚和冈瓦纳)一洋(特提斯)模式转变为三陆群(劳亚、冈瓦纳、泛华夏)二洋(特提斯和古亚洲)的特提斯多弧-盆系统洋陆转换演化模式,即多岛弧造山模式。

这一多岛弧造山模式源自大陆地质,尤其是在中国西部造山带-盆地长期的地质考察研究 实践。运用多岛弧造山模式,反思青藏高原及邻区山盆系统的地质事实,深刻认识到在东特提斯 发现的许多由消减洋壳和消减杂岩所组成的蛇绿混杂岩带中,"三位一体"的蛇绿岩多数是"小 洋盆"、弧后盆地、岛弧边缘海型,既存在早古生代岛弧、陆缘弧和晚古生代的火山弧,又有中生 代的陆缘弧、岛弧。多岛弧-盆系统的存在意味着大洋岩石圈的存在、消减和转换。特提斯大洋岩 石圈至少从古生代到中生代历经发生、发展到萎缩、消亡的长期连续的复杂的演化过程。古特提 斯是原特提斯的继承和发展,中生代东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。

早古生代时,在泛华夏大陆群西侧已经出现昆仑前锋弧和康滇海岸山陆缘弧。昆仑北侧奥 陶纪时的多岛弧-盆系统的形成,受原特提斯洋和古亚洲洋双重制约,类似于东南亚多岛弧-盆 系受控于印度洋和太平洋双向俯冲。

从昆仑前锋弧和康滇陆缘弧裂离出的唐古拉-他念他翁残余弧构成泛华夏大陆西南缘的晚 古生代前锋弧,羌塘-三江的晚古生代到中生代是弧后扩张、多岛弧-盆系统发育、弧-弧碰撞、弧-陆碰撞的演化史。

特提斯洋南侧的冈瓦纳大陆北缘,已有证据表明存在从石炭纪开始转化为活动大陆边缘的 信息。中生代是西藏群岛的弧-盆演化史。

根据东特提斯时空结构单元的岩石组合和弧-盆系统共生规律,提出东特提斯演化多岛弧 造山模式的假说,是阐明大洋岩石圈向大陆岩石圈构造体制转化的关键。我们相信多岛弧造山 ·模式具有潜在的生命力。

●本文是国家计委专项补助第三十届国际地质大会科研项目研究成果之一。参与共同研究讨论的还有颜仰基、罗建宁、 许效松、吴应林、王增、王义昭、王剑、朱同兴、彰勇民等。 关键词 特提斯 多弧-盆系统 构造演化 多岛弧造山模式

1 大洋演化的活动边缘特点

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西南太平洋扩张并存期。大洋活动边缘某些演化给予我们下列启 示:

1.1 洋盆演化具有扩(张)、停(停止扩张)、并(归并到其他洋盆)、转(洋盆转化为边缘海)的 演化趋势

沿着欧亚大陆和冈瓦纳大陆之间发育的中生代特提斯(黄汲清、陈炳蔚,1987)称中特提 斯, J. Stocklin(1974)和 Sengor(1984)叫作新特提斯的南支迄今也未完全闭合^[2,38]。除印度 陆块与欧亚大陆拼接地段于中生代末、新生代初闭合外,印度陆块西部阿拉伯海中有其潜没 的俯冲带;在阿曼湾、阿拉伯陆块与欧亚陆块之间仍有残留洋存在(Boulin, J. 1991),因此阿 拉伯海和阿曼湾都属于中特提斯的一部分。且在阿拉伯海由于扩张脊已俯冲消亡,洋盆已停 止扩张,现今残留的阿拉伯板块的洋壳部分显然已被印度洋归并。印度陆块东部,沿安达曼 群岛---尼科巴---苏门答腊---爪哇---帝汶岛--线,印度洋洋壳和澳大利亚板块向欧亚板块的 俯冲,实际上是特提斯洋洋壳俯冲的继续。加里曼丹岛、苏门答腊岛中生代特提斯消亡带的 存在,以及班达海是在较年青的弧之间被捕获的洋壳(J.A. Katili, 1975),表明这里也可能 存在中特提斯洋被印度洋的归并。大洋盆地因洋内俯冲作用,部分地域被洋内火山弧圈闭而 转入边缘海,如菲律宾弧后洋盆。最近据台湾省陈中华博士在成都面告(1995.8),在吕宋岛 发现有早期洋内初始岛弧,认为中国南海当初与菲律宾海相连,同属于太平洋的一部分,只 是后来吕宋岛向北移动而将南海与菲律宾海隔离开来。展布在小高加索一带的中生代特提 斯,不仅是古特提斯的延续,而且向西也是新特提斯洋的一部分。早古生代末没有闭合的古 大西洋南段,在晚古生代很可能也归并到中古特提斯洋中,闭合后在美国东部形成近东西向 海西褶皱带,这可作为洋盆归并、转化的古代实例。

1.2 大洋板块的扩张俯冲、仰冲、走滑转换并存

大洋扩张、洋底更新过程突出表现为洋底沉积层时代远离洋中脊时代变老,所以当大陆 汇聚碰撞时,保存在结合带的洋底沉积往往是时代最后期的沉积。在东西太平洋两侧除了板 块的俯冲外,还存在许多小板块的斜向俯冲或"地体"的走滑位移拼贴,如美国西部许多的 "地体"的拼贴,及上述所提及的吕宋岛的向北滑移等。因此,在一个造山带中,其板块结合带 (或蛇绿岩带)往往出现时断时续的不连贯性。蛇绿混杂岩中断的部位,常被大型走滑韧性剪 切带所替代。人们熟知的印度板块向欧亚大陆之下俯冲,在雅鲁藏布江形成规模很大的蛇绿 混杂带,同时沿该带多处可见蛇绿岩片仰冲在弧前盆地的日喀则群复理石沉积之上^(2.5,23)。 向东弧弯被近南北向的实皆(Sagaing)右旋走滑断层截切代替,南端与印度洋俯冲带的苏门 答腊-爪哇海沟相连。受印度与欧亚大陆陆-陆碰撞的制约,三江横断山在新生代期间已从晚 三叠纪弧-弧碰撞、弧-陆碰撞复合造山带转化为典型的走滑转换造山带⁽¹¹⁻³²⁾。

 1.3 大洋岩石圈向大陆岩石圈之下俯冲形成三种类型的活动边缘:陆缘火山岩浆弧边缘、 岛弧边缘及残余弧后盆地充填消亡 南美洲西部安第斯型活动边缘,即陆缘火山岩浆弧边缘,在弧的外侧是深海沟,海沟的 内壁有一个增生楔,有些地方为弧前盆地沉积,并发育在一些由引张构造所分裂的陆块上。 当岩浆弧之后的大陆局部变为岛陆、浅海组成列岛和弧后盆时,安第斯边缘就转化为岛弧边 缘。

高级发展阶段的岛弧边缘典型例子是印度尼西亚列岛。爪哇海沟标志着印度洋板块长 期俯冲于华夏板块之下的位置,俯冲作用始于晚中生代。在海沟边缘之后(之北)200km的 苏门答腊和爪哇岛发育了巨大白垩一第三纪熔结凝灰岩和酸性及中性的岩浆岩。在印度尼 西亚弧形列岛的后面,拥有数十个弧后盆地(许靖华面告,1995.9),以及无数的浅滩和数百 个岛礁,有的弧后盆地出现扩张洋脊、洋壳、海山,有的只是边缘海性质。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,南 海盆地北侧为被动边缘,西侧为走滑剪切,南部的南沙群岛位于与巴拉望海槽隔开的残留弧 上,以浅海碳酸盐沉积为主。巴拉望海槽是老第三纪(E2-E3)的弧后盆地⁽³⁶⁾,同时苏拉威西 南部弧后盆地萎缩,在苏拉威和加里曼丹之间的交界处形成了 Lupar 谷混杂带(许靖华, 1995.9)。看来,一个弧后盆地的扩张与另一个弧后盆地的萎缩消亡具同步的现象。雅鲁藏 布江日喀则弧后盆地扩张与东巧-安多弧后盆地消亡同步也表现出同时性的特点⁽¹⁰⁾。

更高级的阶段则表现为弧后盆地陷入大陆内部并被源自大陆的沉积物充填消亡。中国 西北的准噶尔、柴达木等盆地有可能是以弧后盆地海底扩张形成的破损型结构的洋壳为基 底(Hsu,1986),其上充填了厚达10km以上的沉积物。

1.4 前锋弧之后的弧后盆地从外缘向内有形成时间逐个变新,也有逐个变老

马里亚纳前锋弧之后(之西)的弧后盆地的形成时间是向内逐渐变老的实例。西菲律宾 洋盆形成于早第三纪海底扩张,Parece-Vela 盆地形成于中新世,马里亚纳海盆年代形成于 早更新世。这些弧后盆地群间被残遗弧或新生海岭间隔,其东部为马里亚纳岛链和海沟为 界,现代弧火山作用主要在马里亚纳群岛前弧。可以预测太平洋西南弧-沟-盆系统将来还要 向东不断的推进。太平洋最终消亡不是大陆碰撞,而应是弧-弧或弧-陆碰撞消亡。

Sunda-Banda 前锋弧之后的弧后盆地群,则是前锋弧向内逐渐变新的实例(许靖华, 1995),当然由于东南亚群岛受欧亚-印度-澳洲(含印度洋)和太平洋板块相互作用,以及早期的弧后盆地反向消减,也会出现双岛弧-海沟-盆地系统。必须视具体演化特征,作出恰当 的判断。

1.5 大洋从发生扩展到萎缩、消亡是一个很长的演化过程,生命期至少需 300—500Ma 的时间尺度。其最终萎缩、消亡表现为一系列弧后盆地萎缩和弧-弧碰撞或弧-陆碰撞造山

许靖华教授通过对世界上诸多造山带的观察研究,已注意到造山带内这一造山作用的 特性,提出了弧后盆地碰撞造山作用(1994)及弧-弧碰撞造山的认识^[35]。这对于具有双向俯 冲的大洋闭合后两侧大陆间一系列岛弧造山带具普遍意义;对于单向俯冲的洋盆,其闭合后 的造山,则是活动边缘一侧的弧后造山或弧-弧碰撞造山与被动边缘造山形成的弧-弧及弧-陆碰撞的复合造山带,这两种造山作用方式是青藏高原特提斯演化中主导性造山模式。对于 没有洋壳形成和俯冲的陆间深海槽,则纯粹是挤压的陆内造山,如柴达木北缘的宗务隆山, 在其中央断裂带北侧可见到早古生代褶皱基底之上为二叠系不整合覆盖,而南侧为晚古生 代的陆间深海槽(可能为弧后盆地)沉积岩系一并卷入这一中生代初形成的褶皱山系中。因 此,大陆造山带大体可以分为三种类型:①洋盆的洋壳双向俯冲闭合形成两侧活动边缘的弧 -弧碰撞和弧后盆地造山形成的岛弧造山带,当然靠近陆缘的弧后盆地闭合,也会出现弧-陆 碰撞造山带;②洋盆的洋壳单向俯冲闭合形成的活动边缘与被动边缘的弧-陆碰撞复合造山 带;③陆间海槽挤压闭合后的非弧与陆碰撞的陆间挤压造山带。许靖华(1994)提出的弧后造 山作用是其中最主要一种造山类型。

大陆内部造山带的复杂性,除取决于自身内部物质和结构的复杂性外,主要导源于洋盆. 演化的复杂性。鉴于洋盆闭合后的造山作用多表现为弧-弧碰撞造山和弧-陆碰撞造山,加之 小板块的俯冲、微陆块或岛弧地体的走滑拼贴、大洋岩石圈的冷却固化,密度增大而多被俯 冲消减,难以残留。因而在象青藏高原多岛弧复合造山系中,长期演化的特提斯大洋盆地最 终消亡闭合的主缝合线,实际上表现为两大陆的对接带:班公湖-碧土-昌宁-孟连结合带(其 闭合的时间可能早于一些弧后盆地),表现出不只一条缝合线,而是几条缝合线组成的一个 复杂构造带。其间局部地段既会出现古消减杂岩和岛弧体的残块,也可能存在被沉积物充填 的残余盆地,或者被后继的边缘前陆盆地沉积掩埋。

2 泛华夏大陆的前锋弧和早古生代弧-盆系统

近几年来东特提斯地质研究中,我国地质学家在青藏高原的昆仑岛弧造山带和三江残 余岛弧、微陆块及其间弧后盆地洋壳消减带组成的复杂构造域内,取得了重大进 展^(7,8,11-16,19),不仅肯定了古特提斯洋构造-岩石组合遗迹,而且发现了震旦(?)一早古生代 洋壳消减及相应的活动边缘构造-岩石组合残余,被称为原特提斯洋(刘增乾、李兴振等, 1991;潘裕生,1991;钟大赉、丁林,1993;潘桂棠,1994)⁽²⁶⁻²⁸⁾。这一原特提斯洋的北侧昆仑火 山-岩浆岛弧造山带即是泛华夏大陆的古生代前锋弧(图 1)。

库地蛇绿岩早在 80 年代初即被发现,据潘裕生(1991,1992)研究,其中枕状熔岩为洋脊 拉斑玄武岩,模式年龄为 600—900Ma,侵入于枕状熔岩和火山岩之中的酸性岩浆岩中的锆 石年龄 U-Pb、Rb-Sr 及 Ar⁴⁰/Ar³⁹数据为 458—517Ma,蛇绿混杂带南侧为前寒武纪变质杂 岩基底及不同时代的中酸性侵入岩,主要为一些年龄值为 540—400Ma、260—200Ma 的花 岗闪长岩、闪长岩、花岗类岩石⁽²⁷⁾。该岛弧岩浆带向东延至东昆仑。在格尔木以南的青藏公 路剖面,北昆仑岛弧岩浆带东西延伸1000余公里仍然完整,而昆中断裂以南的纳赤台群,前 人研究中有的称为下古生代优地槽型沉积,有的将其列为奥陶一志留系浊积岩(尹集祥, 1990) (19), 有的因为在万宝沟口的大理岩中发现叠层石, 而单独从纳赤台群中解体出来命名 为万宝沟群,但在论述该群时,认为其实质是含有蛇绿岩的晚元古混杂岩带(姜春发等, 1992)(31),张以茀(1993年)不同意另命名为"万宝沟群",因为该群中的大理岩最长的是 5km,宽达几百米,而多数是大小不等的绿片岩系中的透镜体岩块⁽²¹⁾,且与纳赤台群一样,也 是以含枕状熔岩、火山岩、蛇绿岩岩块的绿片岩系岩石为主体。据我们1994年反复观察,含 奥陶--志留纪化石的沉积岩实质也只是混杂岩的块子。因在小南川一带含 C-P 化石,所建 的小南川群(青海地矿局,1993)也是从纳赤台群中解体出来的。1994 年我们在东、西大滩汇 合向北的公路边,认定是典型的远源浊积岩露头。1995年的研究表明该处是强烈构造剪切 的糜棱岩。看来昆仑岩浆弧的南侧,所谓万宝沟群、纳赤台群、小南川群除某些特定岩片 (块)保持层序律外都不是史密斯地层单位,而是原特提斯洋到古特提斯洋(可能自奥陶纪以 来)连续向北俯冲消减的非史密斯的消减杂岩带。该消减带与前锋弧向东延伸并在苦海一带 强烈向北弧形弯曲。布尔汗布达-鄂拉山三叠纪火山弧和弧前消减带记录了古特斯洋的消亡



	1
	-
	4
च्च	1
571	ŝ
頩	2
17	Ī
*	÷
퀵	1
ж	5
M	ì
Ħ	1
~	2
R	1
原	1
hF	<
74만	Π
摤	1
11	
тņш	•
	•
-	ħ
_	J,

zoic-Mesozoic arc-basin region and split block on Gondwana land 15=Volcanic-magmatic arcs 16=Palaeozoic subduction complex zone 17=Mesozoic ront arc and arc-basin region on Pan-Cathaysian land; 1,=Kunlun front arc; 1,=Palaeozoic subduction complex zone on the southern margin of the =Pan-Cathaysian Palaeozoic arc-basin region; 2 = Late Palaeozoic – Mesozoic arc-basin region and split block, and Early Palaeozoic metamorphic pasement of Pan-Cathaysian palaeocontinent, 3=Late Palaeozoic split front arc along the margins of Pan-Cathaysian palaeocontinent, 4=Late Palacosubduction complex zone; 8 = suture zone of two continent collision; 9 = intracontinental subduction fault zone; 10 = ophiolite. I = Early Palaeozoic Kunlun front arc, I, = Burhan Budai-Ngola Late Palaeozoic-Triassic volcanic-magmatic arc and fore-arc accretionary wedge, I, = northern Qaidam Late Palaeozoic back-arc residual basin, I 5= northern Qaidam Ordovician subduction zone, I 6= Mid-Qilian-Datongshan Palaeozoic residual island basin. I = Late Palaeozoic – Mesozoic arc-basin region; I 1 = Late Palaeozoic island-chain front arc (Late Proterozoic – Early Palaeozoic accretionary wedge metamorphic basement), $\mathbf{I}_{1}^{\dagger} = Lumajangdong deformational and metamorphic unit (P₁ volcanic island chain), <math>\mathbf{I}_{1}^{\dagger} = Mid-Qiangtang island$ chain, I i=Tanggula deformational and metamorphic unit, I i=Riwoqe island arc (Gyitang Group and Youxi Group), I i=Lincang island arc (western Lancang Group accretionary wedge); I, = northern Qiangtang Late Triassic back-arc basin; I, = southern Qiangtang foreland basin (J); I = Simao Late Palaeozoic – Triassic back-arc basin; I 3=southern Lancangjiang Late Palaeozoic – Triassic volcanic-magmatic arc, I 4=Mojiang-Luchun Permian – Triassic volcanic-magmatic arc, I i = Jomda-Deqen Permian – Triassic volcanic-magmatic arc, I , = Zhongza Late Palaeozoic platform (western Jinshajiang suture zone), I 🕯 = Yidun Late Triassic island arc, I 🕯 = Samarsu'gya Late Triassic volcanic arc and northern Hoh Xil subduction complex zone, I 3=Garze-Litang suture zone, I 3=Yajiang Late Triassic residual basin, I 3=Xianshuihe melange zone, I 10=western Yangtze Early Palaeozoic coastal mountainp-chain marginal marine basin, I 20 = Bayan Har Late Palaeozoic – Middle Triassic back-arc basin (foreland basin during Γ[†]s and T₃), I₃₁=Xiqingshan Late Palaeozoic platform, I₃₂=Gonghe Triassic residual basin, I⁴₂=Majixueshan melange zone, I₃₂=Majiang Early Palaeozoic accretionary wedge, 1 1, = Ailaoshan suture zone, 1 1, = Indosinian microlandmass. I = northern Gondwana Late Palaeozoic – Mesozoic arcbasin region: I,=Yunnan-Burma-Thailand-Malasia microlandmass (eastern Changning-Menglian suture zone); I,=Gaoligongshan Late Palaeozoic front arc; It = Lhasa-Bomi-Zayu Mesozoic – Cenozoic volcanic-magmatic arc; It = Jiayuqiao Late Palaeozoic deformational and metamorphic unit (eastern Jiayuqiao-Chagyoi-Bisi suture zone, I, = Nagqu Jurassic back-arc basin, I, = Nyainrong Palaeozoic metamorphic unit (northern Amdo-Dengqen suture zone), I, =Xainza Palaeozoic platform (northern Gomang melange zone, and southeastern Nam melange zone), I, =Coqen-Nyainqentangha Early Permian-Mesozoic island chain, I, = Gangdise Cretaceous - Paleogene volcanic-magmatic arc, I, = Kongbogangri Cretaceous -ertiary volcanic-magmatic arc, I 11 = Nganglong Kangri Jurassic-Cretaceous magmatic arc (northern Bangong-Dongqiao suture zone, and southern Shiquanhe melange zone), I 13=Ayila Ri' gyu Late Palaeozoic platform (southern Burang melange zone, and northern Zhongba melange zone), I 13= Chagoi Kangri metamorphic complex zone, I, =epicontinental accretionary wedge (northern Yarlung Zangbo suture zone), I, 1, =Higher Himalayan arc; I + = northern Qilian back-arc oceanic basin subduction zone; I = corridor island-chain zone; I = Tarim Late Palaeozoic back-arc residual Permian-Triassic compound back-arc basin (western Kaixingling-Zadoi island arc), I ?=Qamdo back-arc foreland basin (J-K); I }=Lanqing-Fig. 1 Geotectonic map of the Qinghai-Xizang Plateau and its adjacent area

thrust zone I 1, = Lesser Himalayan thrust zone, I 1, = Burma central lowland volcanic arc, I 1, = Majia-Alagan fore-arc accretionary wedge

过程。

昆仑古生代前锋弧的北侧、塔里木、柴达木、祁漫塔格、阿尔金、祁连山等地早古生代的 地质历史是弧后海底扩张和弧后盆地萎缩、弧-弧碰撞、弧-陆碰撞的历史。该区的大部分地 区在泥盆纪已转化为陆地⁽¹³⁾,成了泛华夏大陆群中华北陆块西南边缘一部分,仅在宗务隆 山一带残存有石炭纪的残留弧后盆地。塔里木和柴达木是两个最大的弧后盆地,有关依据许 靖华等(1993,1994)已作了详细论述⁽³⁶⁾,我们赞成这一观点。而对阿尔金一祁连山一带早古 生代的海相火山岩、蛇绿岩的形成环境和构造性质一直存在分歧。肖序常、王荃等(1976, 1978)对祁连山地区洋脊玄武岩作过明确论证⁽²²⁾,但对俯冲消减向北还是向南是存在不同 看法。夏林圻等(1991)认为,北祁连是一个典型的活动大陆边缘沟-弧-盆体系⁽²⁴⁾。最近赖绍 聪(1994)采用地质地球化学方法识别出祁连山地区(包括柴北缘)存在有洋脊、洋岛(海山) 及岛弧等不同构造背景的火山岩组合,并认为主要有三条洋脊(洋岛)型火山岩带,以及配套 的弧火山。它们被元古代结晶基底所分隔,构成奥陶纪北祁连三个相对独立的古洋盆,其中 玉石沟-大克岔洋盆扩张作用在早奥陶世(O₁);而肃南-水登洋盆和张掖-景泰洋盆扩张作用 主要是中、晚奥陶世(O₂—O₃)。推算三个洋盆的宽度分别为 2403km、600km 和 640km。

与北祁连几乎同期形成的柴北缘锡铁山一绿梁山一赛什腾山晚奥陶世海相火山岩带中 基性火山岩中高 TiO₂ 低 K₂O 的岩石组合,具有类似洋脊的特点,而中酸性岩部分则主要显 示了岛弧钙碱系列火山岩的演化趋势。据赖绍聪研究,柴北缘洋盆扩张的宽度为 1000km。

众所周知,发育于西南太平洋的弧盆系中,菲律宾弧后盆地现今宽达 2400km,南海弧 后盆地宽达 1300km,长度均是宽度的一倍;弧后盆地中有扩张脊、海山、残留陆块上的碳酸 盐礁。同时弧后盆地发育时限一般只有几十百万年。从比较大地构造观点出发,结合实际的 地质依据,祁连山地区的三条典型洋底扩张海盆和柴北缘洋盆都应是昆仑前锋弧之后的一 系列弧后盆地。下古生代时的构造古地理格局与印度尼西亚岛弧及其北的多岛格局是完全 可以相比。他们的形成受原特提斯洋和古亚洲洋的双重制约,类似于东南亚多岛弧盆系受控 于印度洋和太平洋的双向俯冲。中祁连托莱南山-大通山微陆块类似于东南亚的加里曼丹岛 陆。最近格尔木一额济纳旗地学断面的地质地球物理测量资料揭示出柴达木盆地基底不是 完整的前寒武稳定地块,而具地壳轻而破碎、幔盖薄的特点(高锐,1995 面告),以及厚达 10 余公里的沉积物充填,也表明很有可能是以晚古生代早期的残留弧后盆地。祁连山地区不同 大地构造背景、不同地球化学特征的火山岩在空间上的紧密相伴,成熟度差异很大的弧火山 岩在同一构造带中产出,并明显的以弧盆地俯冲杂岩和蛇绿岩构造岩片组成的混杂岩带为 构造接触边界,正是识别祁连山弧-弧碰撞的主要标志。

.3 泛华夏大陆晚古生代一中生代弧-盆系统

泛华夏大陆晚古生代到中生代的多岛弧格局集中表现在三江地区。从三江及邻区已有资料表明,昆仑岛弧和龙门山-康滇"地轴"一带是泛华夏大陆西南侧早古生代的海岸山脉。这一山带有两种类型的基底:陆侧为前震旦纪结晶硬基底,外侧主要表现为中晚元古一早古生代大陆边缘增生楔的变质软基底。软基底与上覆的晚古生代盖层呈伸展不整合或角度不整合的构造-地层柱结构⁽⁹⁾。在扬子地台西缘,奥陶一志留系是一套以碎屑岩为主的浊积岩,木里等地可见下奥陶统中有枕状玄武岩,向南在点苍山一哀牢山一带奥陶一志留系仍为大陆边缘浊积岩。再沿扬子地块东南缘,震旦一奥陶系也是大陆斜坡带的硅灰泥浊积岩(刘宝珺、

许效松等,1990)。很有意义的是在金沙江带两侧,即西侧昌都微陆块海通一青尼铜一带也是 中泥盆系与下伏奥陶系复理石浊积岩呈不整合接触;在其东侧的中咱残余岛弧的义敦一白 玉一带,台型的晚古生代盖层与下伏夹变基性玄武质火山角砾岩、安山岩、粗面岩及中酸性 火山岩的早古生代地层也显示了变形变质不同的特点。昌都陆块东侧下古生界(可能包括前 寒武)波罗群中发育一套钙碱性岛弧火山岩,及I型英云闪长岩,其 Rb-Sr 等时线年龄为 462Ma。在越南马江(印支地块北东侧)蛇绿混杂带,早古生代由凝灰质绿片岩组成(其中蓝 闪石片岩的 K-Ar 年龄为 455Ma)^[28]。其上被泥盆系地层不整合覆盖。而昌都陆块北西延伸 方向上的开心岭一乌丽虽然仅出露早二叠世海山-岛弧的岩石组合,但也是以陆壳为基底的 岛弧系。

特别需要提出的是,思茅一兰坪一昌都一开心岭之西,还出露一套下古生界的澜沧群、 崇山群和前寒武吉塘群及下古生界酉西群变质岩系。晚元古一早古生代(?)澜沧群变质基性 火山岩中的蓝片岩经张儒媛等(1990)测得 Ar"/Ar³⁹的年龄值为 410Ma,澜沧群东侧的临沧 岩基中找到有 433Ma 的粗粒黑云母花岗岩和 422Ma 的花岗岩(张玉泉资料)⁽²⁶⁾,吉塘群原 为中酸性火山岩夹碎屑岩、灰岩,酉西群低绿片岩相的变砂砾岩、砂泥岩和火山岩,表现为绿 泥石纳长片岩、二母长英片、绿泥石石英片岩(Rb-Sr 等时线年龄为 371±50Ma)。雍永源等 (1990)对酉西群原岩已恢复为玄武岩类及英安岩类及英安岩类火山岩进行地球化学研究, 获得了是活动大陆边缘的岛弧环境的证据,且认为是羌塘-三江陆块的一部分。藏北羌塘地 区的变形变质基底称阿木岗群,下部片麻岩段层位相当于吉塘群,中上部绿片岩段,云母石 英片岩、硅质岩、火山岩段可以与酉西群相对比,它们上覆的盖层也都是晚古生代的稳定型 盖层。其生物面貌以暖水型生物为主。

上述资料可以说明:①羌塘一开心岭一昌都一兰坪一思茅,这一曾被我们称为条带状微 陆块群,其稳定型盖层为泥盆系一石炭系,其下伏均为增生楔型的绿片岩相变质杂岩;②这 一套变质杂岩,如羌塘的阿木岗群、昌都西侧酉西群、兰坪西侧的崇山群、思茅西侧的澜沧 群,都是前寒武至下古生界的岩石单元,大都为特提斯大洋向北东(现今方位)俯冲形成的岛 弧火山岩浆弧及其岛弧之下的增生楔残余。现今在青尼洞至海通所见的早奥陶世至中奥陶 世被动边缘复理石,则是早古生代弧后盆地扩张的残留物;③这一陆壳条带可能是泥盆纪初 开始从泛华夏大陆的早古生代前锋弧——昆仑和"康滇地轴"裂离;④沿着这一俯冲"裂离" 的思路,就比较容易理解昆仑南侧和扬子西缘到藏北一三江的晚古生代到三叠纪时期主要 是弧后海底扩张、弧-弧碰撞、弧-陆碰撞多岛弧造山作用的历史,而不是我们过去那种原特 提斯洋俯冲消亡、古特提斯又打开成洋的几经"开-合"演化史观;⑤羌塘残余弧-吉塘群残余 弧-崇山残余弧-澜沧残余弧,这一条带我们称为他念他翁前锋弧,它是晚古生代泛华夏大陆

近几年来,中国地质学家对古特提斯的研究可以说是比国外地质学家深刻和深入,不仅 指明了它的存在,而且确定了它的时空结构,认识上取得重大突破^(11,23,26-28),提出晚古生代 古特提斯是原特提斯洋封闭的弧后盆地扩张基础上发展而成(潘裕生,1991);古特提斯是俯 冲板块后渊(即被动陆缘一侧)拖曳伸展形成的新生洋盆,是多岛洋格局,它由亲扬子地块和 亲冈瓦纳地块群和其间的洋盆组成(钟大赉,1993);古特提斯金沙江-哀牢山洋可能是原特 提斯闭合的残留海或前陆坳陷基础上拉伸裂离而成(李兴振,1991,1993)。李兴振等曾经认 为古特提斯的澜沧江洋是原特提斯洋俯冲形成的昌宁-孟连弧后盆地基础上扩张而成。我们 根据多年考察资料,认为晚古生代古特提斯是"原特提斯"大洋的继承和发展,或可看作残余 大洋。晚古生代一三叠纪的岛弧、弧后盆地、陆缘岩浆弧、弧间盆地等的存在,则标志着"原" 特提斯大洋岩石圈在泥盆纪时转向萎缩、消亡的开端。

位于亲扬子的印支-昌都地块和亲冈瓦纳的滇缅泰马-保山地块之间的滇西昌宁-孟连、 藏东碧土-扎玉一带的蛇绿混杂岩带是古特斯洋的遗迹,这里残存了中泥盆世—二叠纪的洋 壳碎块,洋底沉积的硅泥质远源浊积岩和放射虫硅质岩一直持续到二叠纪。晚古生代向东的 俯冲在南段形成了临沧-孟海岩浆弧、南澜沧江弧间盆地与澜沧江东侧晚古生代一三叠纪火 山-岩浆弧,思茅晚古生代一三叠纪弧后盆地(晚三叠世—白垩纪转化为弧后前陆盆地),墨 江-绿春二叠—三叠纪火山岩浆弧及哀牢山弧后扩张洋盆^(11,28)。值得提出的是哀牢山蛇绿混 杂带中,除了见有扩张脊拉斑玄武岩外,也出现少量碱度高的安山玄武岩,并且还存在早古 生代古俯冲带(超镁铁岩 Rb-Sr 年龄值为 418Ma)及古岛弧的残余岩块(王义昭面告, 1995)。晚古生代特提斯洋向东的俯冲在中段形成了开心岭-杂多二叠纪火山弧,昌都-芒康 二叠—三叠纪弧后盆地(你罗—白垩纪转化为弧后前陆盆地),江达-维西晚二叠世—早、中 三叠世火山-岩浆弧^(19,20,33),金沙江弧后扩张洋盆,白玉-中甸残余岛弧地块晚三叠世火山 弧,柯鹿洞-乡城晚三叠世弧间盆地,雀儿山晚三叠世岩浆弧,甘孜-理塘晚二叠—早中三叠 世俯冲边缘裂陷洋盆,雅江残余盆地。

在藏北羌塘地区,虽然研究程度不高,根据双湖一带早二叠世枕状玄武岩的大片出露以 及擦蒙一展金一带的砂板岩夹多层中基性熔岩和凝灰岩,其间还有前泥盆纪阿木岗群所在 岛链状陆块分隔,可代表古特提斯洋中存在以残余弧为基底的多岛-弧盆系统。

三叠纪时期是东特提斯泛华夏大陆弧-弧碰撞、弧-陆汇聚的主要时期。扬子陆块向西的 斜向楔入,首先是以亲冈瓦纳的滇缅泰马(含保山块)与扬子地块裂离的前锋弧、印支、昌都、 中咱等岛陆及其邻的岛弧发生弧-弧碰撞、弧-陆碰撞。其间扩张洋盆的弧后盆地的萎缩消 减、俯冲极性与古特提斯洋的俯冲消减极性大都反向。金沙江带经历了正向(向西)俯冲碰撞 (P₁²-P₂)→左行斜向俯冲碰撞(T₁₋₂)和"蛇吞蛙"式的后继碰撞(李兴振等,1992)⁽²⁸⁾。这一过 程还表现为扬子陆块西缘先在哀牢山弧后洋盆于中三叠世末消减,向北在川西藏东发育的 弧盆系统于晚三叠世消亡。相应地在扬子陆块北缘,从西秦岭向西昆仑、可可西里,表现为从 中三叠世→晚三叠世→晚三叠世末的斜向连续的碰撞过程。巴颜喀拉晚古生代弧后盆地东 部边缘在拉丁期(T²₂)一晚三叠世的西康群表现为前陆盆地的特点(颜仰基、吴应林,1995), 证明了扬子大陆西向、斜向、双向俯冲,最终关闭了古特提斯巴颜喀拉洋盆。

4 冈瓦纳大陆前锋弧和中生代弧-盆系统

班公湖-怒江蛇绿岩混杂带作为冈瓦纳与劳亚-华夏的结合带,这是刘增乾、潘桂棠等早 在1983年即已提出。同年他们对该结合带有过"初论",且指出洋壳向南俯冲、消减¹⁰⁰,但当 时只强调了该带洋盆上沉积的放射虫硅质岩的时代,而认为洋盆形成时代为晚三叠世到早 侏罗世。同时发表的张勤文等(1983)关于"三江"多重沟-弧-盆体系的一文中,特别强调班公 湖-怒江带在三江-青藏高原形成演化中的主导性意义,认为该带是中晚泥盆世分裂、扩张。 近10多年来,许多学者相继以不同学科对该带进行研究,尤其对怒江结合带中夹持的嘉玉 桥"变质杂岩"及其南延地段的工作有较多的进展。彭兴阶等(1991)通过1/200000 区域地质 填图,得出其南延"碧土结合带"经梅里雪山西坡并与昌宁-孟连结合带相通。 而嘉玉桥变质杂岩体的主体部分,富公勤、潘桂棠等(1982)⁽⁰⁾认为是冈瓦纳的东北陆缘 弧。近年来在变质地体的东侧一部分被认为是石炭二叠纪的蛇绿混杂岩(嘉玉桥头一怒西拉 卡 几公里宽的混杂岩剖面),其中绿片岩的钾质白云母 b。=9.032Å(20个样平均),在 MgO-RM 图解中均投影在高压 I 区内(张旗,1981)。1995年,潘桂棠与许靖华、Cheris Powell 等国际考察团在青藏考察过程中,不仅赞成将班公湖-怒江带作为冈瓦纳大陆的北界,而 且提出伯舒拉岭-高黎贡山应该是冈瓦纳大陆晚古生代一中生代前锋弧,"聂荣隆起"、"嘉玉 桥变质地体"是前锋弧的残块。在此前锋弧的后面即是晚古生代一中生代的西藏群岛(图 1)。

长期以来,冈底斯-拉萨被赋以微大陆、地体或单一岛弧、陆缘弧等名称^(4,5,7,12,14,18,23,25), 而很少去提及早已发现并标绘在青藏高原地质图(1:500000)上面的狮泉河蛇绿混杂带、申 扎古生代碳酸盐台地两侧的果芒错、纳木湖蛇绿混杂带,正是这几个弧-弧碰撞带的识别,表 明了冈底斯-念青唐古拉不是简单的一个地体,而是存在西藏群岛及其之间的弧后盆地。

在冈底斯山脉与喜马拉雅山脉之间的蛇绿混杂带常归属为雅鲁藏布江一条缝合带,但 这一缝合带在萨噶西部分叉;泥盆纪一中三叠世阿依拉日居浅海台地沉积被夹持于两个分 叉蛇绿混杂岩带之间。这一现象曾被甘塞尔(1974)解释为南边普兰蛇绿岩带是印度板块向 北俯冲过程中,由台地北侧仲巴蛇绿岩越过台地向南推覆压盖于蛇绿岩之上;也有人认为这 一古生代地层是巨型推覆体的残余。因为都要跨越缝合线的一个分支,所以这些解释一样没 有证据。在我们用多岛弧模式来认识这种古地理格局后,阿依拉日居晚古生代台地即是分隔 普兰和仲巴两个弧后盆地的裂离块体。普兰和仲巴蛇绿混杂岩也是侏罗纪时的弧后盆地萎 缩消减、弧-弧或弧-陆碰撞的产物。而晚侏罗世一早白垩世(主要是白垩纪)的雅鲁藏布江蛇 绿岩虽然是目前青藏高原以至整个中国大陆内保存最好、最完整的蛇绿岩"三位一体"组合, 但与西特提斯造山带中的蛇绿岩和一些主要大洋盆地的蛇绿岩相比,其厚度较小且具肖序 常(1980)所称的小洋盆的地质地球化学特点,因而很有可能代表了特提斯洋向南俯冲诱导 出的一系列藕断丝连的弧后扩张盆地。

特提斯洋壳早期俯冲的信息,除了上述我们解体了的冈底斯岛弧系中的以外,西藏地矿 局拉萨幅1:100000区调报告中提到的桑日群钙碱性火山岩的时代下限为中侏罗世,上三 叠统的也巴组一套浅变质的钙碱性火山岩及火山碎屑岩⁽¹⁴⁾有可能说明特提斯洋向南俯冲 的时间就更早。前述的普兰蛇绿岩有可能是晚三叠世弧后扩张盆地的产物⁽²⁸⁾。冈底斯-念青 唐古拉山链主体缺失三叠纪沉积记录,可否作为特提斯洋南侧的安第斯型活动大陆边缘,这 种可能性值得考虑。值得提出的是,1982年我们在阿里地区措勤县西南的得不着恶马山一 带发现浅海含砾砂岩、泥质板岩中夹有大量的安山质熔岩和碎屑岩,暗示着在早二叠世冈底 斯存在火山弧。

1987年,当我们在八宿到然乌、波密进行地质构造-盆地分析研究时,在然乌村北沿国 道 318线 802—806km 公路碑一带,发现斜坡相的细碎屑浊积岩、火山质混积岩及碳酸盐浊 积岩。罗建宁等(1987,1990)在波密松宗、来姑、日东一带还发现早石炭世重力流滑塌角砾灰 岩、火山源细屑浊积岩和中基性安山玄武岩及火山碎屑岩⁽²⁰⁾。联系到石炭系旁多群中也有 大量中酸性火山岩,这套火山-沉积岩系在冈底斯-念青唐古拉陆块东北部的出现,有可能提 供了冈瓦纳大陆北部在早石炭世已开始转化为活动大陆边缘的信息。

5 结语

虽然我们在青藏高原研究已有 20 多年,但以东特提斯构造演化命题,并从全球大洋岩 石圈与大陆岩石圈相互作用和转换的角度来研究,应该说还刚刚起步。迄今为止,特提斯大 洋究竟起始于何时?是那一大陆或那两个大陆之间的裂变?还是个难题。但我们已经对晚 元古代到古生代大洋俯冲消减的前峰弧初步厘定,也有了所谓秦祁昆洋即是早古生代昆仑 前锋弧后面(北东侧)的群岛型弧-盆系统。现有资料揭示的柴北缘、北祁连的小洋盆地宽度, 只是相当中国南海盆地的规模。晚古生代初始,羌塘一昌都一兰坪等岛陆从泛华夏陆块群西 南陆缘以日本群岛型的运动学、动力学机制裂离。所以,我们认为古特提斯是原特提斯的继 承和发展,晚古生代是特提斯洋三江-羌塘多弧-盆系统的演化史。

我们重新认识了曾经认为是晚三叠世一侏罗纪洋盆的班公湖-怒江结合带的大地构造 属性,这是因为云南地矿局彭兴阶高级工程师等许多地质学家在关键地区作出重大贡献,他 们发现了扎玉-碧土石炭一二叠纪结合带,并南连昌宁-孟连,北经嘉玉桥与丁青混杂带相 接。这一结合带向西到班公湖残留的洋壳时代是白垩纪。表面上看,怎么能将两个不同时代 的结合带连在一起,这种奇特构造形象似乎难以理解。这实质上都是大洋演化的萎缩阶段斜 向关、停、并、转的重要特点。因为大洋洋底不断更新,早期关闭的结合带时代老,最后关闭的 部位理应是时代最新的洋壳残片。这一结合带用王鸿祯教授提出的"对接带"来命名最确切。 泛华夏大陆与冈瓦纳大陆的碰撞具自东向西的斜向汇聚渐进发展过程,东南段在泛华夏大 陆一侧晚三叠纪的边缘前陆盆地的出现,到西北段在藏北以雁石坪群为代表的北浅南深、南 厚北薄的前陆盆地由浊积岩(J₁)、浅海红层夹碳酸盐(J₂₋₃)以及磨拉石(K)的沉积序列为标 志,以及其他岩石组合、构造变形的特点,同时又具有冈瓦纳大陆北缘的相对仰冲和超叠,泛 华夏大陆部分俯冲作用的特点。

冈瓦纳大陆北缘冈底斯一伯舒拉岭一高黎贡山有迹象表明在石炭二叠纪时已表现了活动边缘的构造信息,中生代时期也是特提斯洋南侧的西藏岛弧演化史。雅鲁藏布江弧后盆地的消亡与班公湖带弧-陆碰撞对接同步。从这个意义上讲,我们才会真正理解始新世残余海盆的海相沉积不仅在喜马拉雅、雅鲁藏布,而且在班公湖以北日土多玛都存在,并且是同时于始新世末消失。

青藏高原的物质组成的主体不是冈瓦纳大陆的裂离地体经五次漂移拼贴,而是显生宙 不同时期特提斯大洋萎缩俯冲形成的弧-盆系统,就地分期弧-弧碰撞、多弧-盆系统组合汇 聚成一体的组构。这也许是在全球构造上能形成独一无二的高原的内在的本质的原因。研 究青藏高原多层次的内部物质结构、物质间的相互作用和转换,以及在相互作用和转换中产 生的运动形态和运动规律,将始终是我们研究青藏高原形成演化无止境的前沿。

本文是 1993 年参加中国大陆构造讨论会时,以"全球洋陆转换中的特提斯演化"为题的 大会发言,并发表在 1994 年《特提斯地质》专刊上之后的继续。1995 年 7-8 月间我们有机 会能与美国科学院、第三世界科学院院士许靖华教授,澳大利亚 C. M. Powell 教授和李正祥 博士,美国 E. L. Winterer 教授及台湾的李太枫、卢佳遇教授等一行 8 人,共同考察了青藏 高原。考察过程中热烈的讨论,有时甚至是争论的问题,不仅只是青藏高原,而涉及全球构 造、大陆地质、地球动力学等很多领域。当然也给了我们很多启发。C. M. Powell 教授在临分 别时写信给我们,希望我们将关于青藏高原特提斯演化的最新观点赶紧发表。许靖华教授邀

(2)

约我们共同发表文章,他认为大陆地质中的岛弧造山模式比地体假说更有生命力。写完本文 初稿,在修改过程中于 1995 年 10 月底收到了许靖华起草,以许靖华、潘桂棠、辛格(A. M. C. Sengor)三者为主,20 位地质学家共同合作的题为《青藏高原构造演化:列岛造山模式的 一个工作假说》的长篇论文,在《国际地质论评》发表。在认识、观点上可以说是不谋而合。但 深感很多问题尚需今后深入探讨。

主要参考文献

- 1 王鸿祯、刘本培、李思田.中国及邻区大地构造划分和构造发展阶段,《中国及邻区构造古地理和生物古地理》,武汉, 中国地质大学出版社,1990.3-35
- 2 黄汲清、陈炳蔚.中国及邻区特提斯海的演化.北京:地质出版社,1987
- 3 李春昱、王荃、刘雪亚、汤耀庆.亚洲大地构造图及说明书.北京,地图出版社,1982
- 4 李廷栋、李光岑、常承法、袁学诚等.喜马拉雅岩石圈构造演化.北京:地质出版社,1988
- 5 郭铁鹰、梁定益等。西藏阿里地质。武汉:中国地质大学出版社,1991
- 6 富公勤、潘桂棠、试论西藏东部怒江变质地体的地质特征和变质作用、成都地质学院学报,1982,第3期。
- 7 刘增乾等.地质新资料试论冈瓦纳北界及青藏高原地区特提斯演变.青藏高原地质文集(12).地质出版社,1983
- 8 李兴振、潘桂棠、罗建宁.论三江地区冈瓦纳和劳亚大陆的分界.青藏高原地质文集.(20)地质出版社,1990
- 9 刘宝珺、许效松等、中国南方大陆沉积地壳演化与成矿、北京:科学出版社,1993
- 10 潘桂棠.初论班公湖-怒江结合带.育藏高原地质文集(12).北京:地质出版社,1983
- 11 李兴振、刘增乾、潘桂棠等.西南三江地区大地构造单元划分及地史演化.中国地质科学院成都所所刊,第13号.北 京,地质出版社,1991,11-19
- 12 中国地质科学院成都地质矿产研究所:青藏高原及邻区地质图(1:150万).北京,地质出版社,1988
- 13 青海地矿局. 青海省区域地质志,地质专报,24 号. 北京:地质出版社,1991
- 14 西藏自治区地矿局.西藏自治区区域地质志,地质专报,31号.北京;地质出版社,1993
- 15 中英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化. 北京:科学出版社, 1990
- 16 云南地矿局.云南省区域地质志,地质专报,21号.北京:地质出版社,1990
- 17 四川省地矿局.四川省区域地质志,地质专报23号,北京,地质出版社,1991
- 18 程裕淇主编,中国区域地质概论,北京,地质出版社,1994
- 19 莫宣学、路风香等、三江特提斯火山作用与成矿.北京:地质出版社,1993
- 20 罗建宁等,三江特提斯沉积地质与成矿,地质专报、北京;地质出版社,1993
- 21 张以茀、郑健康,青海可可西里及邻区地质概论.北京;地震出版社,1994
- 22 肖序常、陈国铭、朱志直.祁连山蛇绿岩带的地质构造意义.地质学报,1978,第4期,281--295
- 23 周详、曹佑功、朱明玉、夏代祥、钱定宇. 西蒙板块构造-建造图(1:50万). 北京:地质出版社,1988
- 24 夏林圻、夏祖春等. 祁连秦岭山系海相火山岩. 武汉:中国地质大学出版社, 1991
- 25 路风香、赵崇贺. 西藏阿里地区火山岩的岩石系列及特征. 地球科学,1987,12(3),293-300
- 26 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,《国际地质对比计划 IGG321 项》论 文集.北京,地震出版社,1993
- 27 潘裕生,喀喇昆仑山--昆仑山综合科学考察导论,北京:气象出版社,1992
- 28 潘桂棠.全球洋-陆转换中的特提斯演化.特提斯地质,1994,第18集.地质出版社
- 29 陈智梁. 特提斯地质一百年. 特提斯地质, 第18 集, 北京: 地质出版社, 1994
- 30 张旗、肖序常.中国蛇绿岩研究概述.岩石学报,1995,第11卷增刊:1-9
- 31 姜春发等,昆仑开合构造,地质专报,1992,第12号,北京,地质出版社
- 32 刘增乾、徐宪、潘桂棠等. 育藏高原大地构造与形成演化. 北京:地质出版社
- 33 王增等.戴东花岗岩类及其成矿作用.成都:西南交通大学出版社,1995
- 34 Hsu, K. J. Tectonic evolution of the Mediterranean Basin. In: The Ocean Basin and Margins. (Ed. by Narin, A. E. M.

et al.)1977, Vol. 4, pp. 29-75

- 35 Hsu, K.J. 弧后碰撞造山作用及其大地构造相. 南京大学学报(地球科学),1994,第6卷,第1期
- 36 Hsu, K. J. 残留弧后盆地及其识辩准则和实例. 石油学报, 1993, 第14卷, 第1期
- 37 Hsu, K. J. The concept of tectonic facies. Bull. Tech. Univ. Istambul, 1991, 44(1-2), 25-42.
- 38 Sengor, A. M. C. The Tethyside orogenic system, an introduction. In tectonic evolution of the Tethyan region, 1989

MODELS FOR THE EVOLUTION OF THE POLYARC-BASIN SYSTEMS IN EASTERN TETHYS

Pan Guitang Chen Zhiliang Li Xingzhen Xu Qiang Jiang Xinsheng

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences

ABSTRACT

Three models for the Tethyan evolution, i. e., "scissors spreading", "belt transforming" and "accordion opening and closing" have been proposed according to the plate tectonic analysis since the 1970s. All these models rest on the basis of the assumption that the Tethyan Ocean is a gulf of the Palaeo-Pacific Ocean, or on the basis of the formation of Pangea, breakup of Gondwana land and accretion of the Asian continent. Our conclusions represent a refinement of the interpretation of geological and tectonic evolution of eastern Tethys (dominated by the Qinghai-Xizang Plateau). The Tethyan evolution and orogenesis are interpreted from the "two continents" (Laurassia and Gondwana) and "one ocean" (Tethyan Ocean) model to "three landmass groups" (Laurassia, Gondwana and Pan-Cathaysian) and "two oceans" (Tethyan and Palaeo-Asian) model for the ocean-continent transformation, i. e., the polyarc orogenesis model of the Tethyan polyarc-basin system.

This polyarc orogenesis model is deduced from the continental geology, especially the geology of the orogenic zones and basins in western China. In the ophiolitic melange zones consisting of subducting oceanic crust and subduction complexes in eastern Tethys, the "three in one" ophiolites are composed substantially of "small oceanic basins", back-arc basins and island-arc marginal sea type, implying that there are both Early Palaeozoic island arcs, epicontinental arcs and Late Palaeozoic volcanic arcs, and Mesozoic epicontinental arcs and island arcs in the study area. The presence of the polyarc-basin systems means the existence, subduction and transformation of the oceanic crust. The Tethyan oceanic crust at least underwent, from Palaeozoic to Mesozoic times, initiation, development, clousre and termination. The Palaeo-Tethys represents the succession and development of

the Proto-Tethys; however the Mesozoic eastern Tethys didn't result from the reopening of the closed Palaeo-Tethyan Ocean; Much of the Tethyan oceanic crust might have been incorparated into the subsequent Indian Ocean.

The Kunlun front arc and Kang-Dian continental-margin arc occurred on the western side of the Pan-Cathaysian landmass group during Palaeozoic time. The formation of the polyarc-basin systems in northern Kunlun during the Ordovican was constrained by the Palaeo-Tethyan and Palaeo-Asian Oceans, similar to the Southeast Asia polyarc-basin systems which were controlled by the bidirectional subduction of the Indian Ocean and Pacific Ocean.

The Tanggula-Taniantaweng remnant arc split from the Kunlun front arc and Kang-Dian continental-margin arc constituted the Late Palaeozoic front arc installed on the southwestern margin of the Pan-Cathaysian continent. The Late Palaeozoic to Mesozoic represent the evolutionary stages of back-arc spreading, polyarc basin system development, arc-arc collision and arc-continent collision in the Qiangtang-"Three Rivers" area.

It is shown that the northern margin of Gondwana land on the southern side of the Tethyan Ocean began to develop into an active continental margin from the Carboniferous onwards. The Mesozoic also represents the periods of the arc-basin evolution on the Xizang Islands.

On the basis of the coexistence of the rock associations and the polyarc-basin systems in the eastern Tethyan temporal and spatial units, the present paper has put forward a polyarc orogenesis model, which is believed to be the key for the interpretation of the transformation of the oceanic crust into the continental crust. We are sure that the model will has great vitality for the further research of the Qinghai — Xizang Plateau and global palaeogeographical reconstruction.

Key words: Tethys, polyarc-basin system, tectonic evolution, polyarc orogensis model