

松潘—甘孜造山带 东缘穹隆状变质地质体

侯立玮 付小方等 著

四川大学出版社

ISBN 7-5614-2122-2



9 787561 421222 >

ISBN7-5614-2122-2/P·4

定价：28.00 元

松潘—甘孜造山带 东缘穹隆状变质地质体

侯立玮 付小方等 著

四川大学出版社

责任编辑:周兴泰
封面设计:张洪刚
责任印制:李 平

图书在版编目(CIP)数据

松潘-甘孜造山带东缘穹隆状变质地质体/侯立玮等
著. —成都:四川大学出版社,2002.8
ISBN 7-5614-2122-2
I. 松... II. 侯... III. 褶皱带-穹丘-变质地质
学-研究-四川省 IV. P542
中国版本图书馆 CIP 数据核字(2002)第 048201 号

书名 松潘-甘孜造山带东缘穹隆状变质地质体

作者 侯立玮 付小方 等著
出版 四川大学出版社
地址 成都市一环路南一段 24 号 (610065)
印刷 郫县犀浦印刷厂
发行 新华书店经销
开本 787mm×1 092mm 1/16
印张 10.5
字数 250 千字
版次 2002 年 9 月第 1 版
印次 2002 年 9 月第 1 次印刷
印数 001~300 册
定价 28.00 元

◆读者邮购本书,请与本社发行科
联系。电 话:85408408/85401670/
85408023 邮政编码:610065
◆本社图书如有印装质量问题,请
寄回印刷厂调换。

版权所有◆侵权必究

内 容 提 要

本书是作者近十余年来通过对松潘—甘孜造山带及散布于造山带东缘一系列穹隆状变质地质体调查实践,并结合地学领域多学科研究的成果总结。

本书全面阐述了国内外对穹隆状变质地质体的研究现状、松潘—甘孜造山带东缘的建造特征、形成演化过程和不同类型穹隆状变质地质体的结构及其对成矿的控制作用。书中在对不同地史时期古构造环境、区域构造变形与变质作用特征、构造单元划分、不同穹隆状变质地质体的成因机制与类型划分、典型穹隆状变质地质体形成演化的 $P-T-t-D$ 轨迹及其控矿作用,以及不同类型穹隆状变质地质体时空分布的区域构造—成矿模式等研究方面,根据新的研究成果和思路,并结合以往研究资料,提出了许多新的见解,这对深化该地区区域成矿地质构造背景,特别是对穹隆状变质地质体的研究,具有十分重大的意义。

本书可供从事区域地质调查、矿产勘查人员,大专院校师生及研究人员参考。

目 录

绪 论	(1)
第一章 区域构造背景	(10)
第一节 大地构造背景	(10)
第二节 构造单元划分	(11)
第三节 区域地质基本特征及构造(岩石)地层系统	(13)
第二章 前震旦纪基底岩石建造及古环境	(15)
第一节 对前震旦纪基底建造及古环境的不同认识	(15)
第二节 近期研究的新成果	(16)
第三节 总结与讨论	(22)
第三章 震旦纪以来建造特征及构造演化	(27)
第一节 震旦纪—泥盆纪的建造特征	(27)
第二节 石炭纪—二叠纪建造特征	(33)
第三节 三叠纪及中生代建造特征	(37)
第四节 中—新生代造山过程中的岩浆作用	(38)
第四章 区域变质作用类型与特征	(45)
第一节 丹巴变质体	(45)
第二节 后龙门山汶川—茂汶变质体	(58)
第三节 雅江穹状变质体群	(63)
第四节 石棉大水沟及草科穹隆状变质体	(71)
第五章 穹隆状变质地质体的成因分类及典型实例	(75)
第一节 不同类型穹隆状变质体的基本特征与成因	(75)
第二节 典型实例	(79)
第六章 与穹隆状变质体有关的成矿作用	(114)
第一节 与变质核杂岩有关的成矿作用	(114)
第二节 与花岗岩浆底辟穹隆有关的成矿作用	(130)
第三节 与片麻岩穹隆有关的成矿作用	(135)

第四节	与构造穹隆有关的成矿作用.....	(137)
第七章	穹隆状变质地质体区域构造 - 成矿模式	(148)
第一节	不同类型穹隆体的时空分布及控矿特征.....	(148)
第二节	各类穹隆状变质地质体与北美科迪勒拉变质核杂岩的对比.....	(149)
第三节	穹隆状变质地质体区域构造 - 成矿模式.....	(151)
第四节	不同类型穹隆状变质地质体的找矿意义与找矿方向.....	(153)
参考文献		(155)
图版说明与图版		(158)
(10)	景谷县内的大 穹一深	
(11)	景谷县内的大 穹二深	
(12)	景谷县内的大 穹三深	
(13)	景谷县内的大 穹二深	
(14)	景谷县内的大 穹一深	
(15)	景谷县内的大 穹二深	
(16)	景谷县内的大 穹二深	
(17)	景谷县内的大 穹三深	
(18)	景谷县内的大 穹一深	
(19)	景谷县内的大 穹二深	
(20)	景谷县内的大 穹三深	
(21)	景谷县内的大 穹一深	
(22)	景谷县内的大 穹二深	
(23)	景谷县内的大 穹三深	
(24)	景谷县内的大 穹一深	
(25)	景谷县内的大 穹二深	
(26)	景谷县内的大 穹三深	
(27)	景谷县内的大 穹一深	
(28)	景谷县内的大 穹二深	
(29)	景谷县内的大 穹三深	
(30)	景谷县内的大 穹一深	
(31)	景谷县内的大 穹二深	
(32)	景谷县内的大 穹三深	
(33)	景谷县内的大 穹一深	
(34)	景谷县内的大 穹二深	
(35)	景谷县内的大 穹三深	
(36)	景谷县内的大 穹一深	
(37)	景谷县内的大 穹二深	
(38)	景谷县内的大 穹三深	
(39)	景谷县内的大 穹一深	
(40)	景谷县内的大 穹二深	
(41)	景谷县内的大 穹三深	
(42)	景谷县内的大 穹一深	
(43)	景谷县内的大 穹二深	
(44)	景谷县内的大 穹三深	
(45)	景谷县内的大 穹一深	
(46)	景谷县内的大 穹二深	
(47)	景谷县内的大 穹三深	
(48)	景谷县内的大 穹一深	
(49)	景谷县内的大 穹二深	
(50)	景谷县内的大 穹三深	
(51)	景谷县内的大 穹一深	
(52)	景谷县内的大 穹二深	
(53)	景谷县内的大 穹三深	
(54)	景谷县内的大 穹一深	
(55)	景谷县内的大 穹二深	
(56)	景谷县内的大 穹三深	
(57)	景谷县内的大 穹一深	
(58)	景谷县内的大 穹二深	
(59)	景谷县内的大 穹三深	
(60)	景谷县内的大 穹一深	
(61)	景谷县内的大 穹二深	
(62)	景谷县内的大 穹三深	
(63)	景谷县内的大 穹一深	
(64)	景谷县内的大 穹二深	
(65)	景谷县内的大 穹三深	
(66)	景谷县内的大 穹一深	
(67)	景谷县内的大 穹二深	
(68)	景谷县内的大 穹三深	
(69)	景谷县内的大 穹一深	
(70)	景谷县内的大 穹二深	
(71)	景谷县内的大 穹三深	
(72)	景谷县内的大 穹一深	
(73)	景谷县内的大 穹二深	
(74)	景谷县内的大 穹三深	
(75)	景谷县内的大 穹一深	
(76)	景谷县内的大 穹二深	
(77)	景谷县内的大 穹三深	
(78)	景谷县内的大 穹一深	
(79)	景谷县内的大 穹二深	
(80)	景谷县内的大 穹三深	
(81)	景谷县内的大 穹一深	
(82)	景谷县内的大 穹二深	
(83)	景谷县内的大 穹三深	
(84)	景谷县内的大 穹一深	
(85)	景谷县内的大 穹二深	
(86)	景谷县内的大 穹三深	
(87)	景谷县内的大 穹一深	
(88)	景谷县内的大 穹二深	
(89)	景谷县内的大 穹三深	
(90)	景谷县内的大 穹一深	
(91)	景谷县内的大 穹二深	
(92)	景谷县内的大 穹三深	
(93)	景谷县内的大 穹一深	
(94)	景谷县内的大 穹二深	
(95)	景谷县内的大 穹三深	
(96)	景谷县内的大 穹一深	
(97)	景谷县内的大 穹二深	
(98)	景谷县内的大 穹三深	
(99)	景谷县内的大 穹一深	
(100)	景谷县内的大 穹二深	

绪 论

位于中国西南部青藏高原东侧的松潘-甘孜造山带，为特提斯-喜马拉雅造山系中的一个重要的组成部分，在其形成演化过程中，曾经历古特提斯和新特提斯两大连续造山事件，以及华北陆块、羌塘-昌都陆块和扬子陆块三大板块会聚作用的影响，总体呈倒三角形。其几何形态特殊，构造复杂，山势雄伟，并蕴藏有极为丰富的各类矿产资源，是中国乃至全球造山带中一个奇特的造山带(图 1)。

在松潘-甘孜造山带东缘，与扬子陆块接合部的龙门后山、丹巴、石棉、九龙、冕宁、西昌、木里及其西侧的道孚、雅江等地，通过长期区域地质调查发现，分布有 20 余个大小不等、呈孤立分散状产出的穹隆状变质地质体(图 2)，其中部分穹隆体中产有具工业价值的稀有金属、贵金属、有色金属及白云母等矿产。因此，了解上述穹隆状地质体的结构、性质和成因及其控岩、控矿特点，对于深入认识大陆造山带的构造与演化，以及有关矿产的区域分布规律，乃至建立指导找矿的地质概念模型和找矿模型，都具有十分重要的意义。

1 国内外对穹隆状变质地质体研究现状

造山带中所出现的一些圆形或椭圆形、呈分散孤立产出的穹隆状变质地质体，对其研究开始于美国西部科迪勒拉盆岭构造区。通过 R.L.Armstrohg (1972)、G.H.Davis (1980)、Crittenden(1980)和 G.S.Liter(1989)等人研究后，发现和提出了“变质核杂岩”的概念和相应的构造模式。他们认为：变质核杂岩是在伸展机制下，使得原处于地下深层次，并位于主拆离断层下盘的古老变质岩和深成岩，因隆升剥蚀被拖拉到地表浅层次出露，且与拆离断层上盘发育脆性多米诺断层系统的未变质或弱变质岩石，以低角度正断层相接触的孤立隆起。由于这一认识不仅较为合理地概括和解释了一些零星出露的穹隆状变质地质体的基本结构和形成机制，而且首先揭示了伸展作用在区域构造，乃至全球构造及其发展演化中的重要意义，从而引起了人们的广泛关注，并于 20 世纪 80 年代形成研究高潮。至今它仍然是构造研究中的热门课题。

在上述学术思潮的影响下，我国地质学者于 80 年代中晚期也相继在中、下扬子，五台-太行山，阿尔泰及秦岭等地区，开展了此项研究，并在理论上和对成矿作用的控制方面，取得了新的进展。

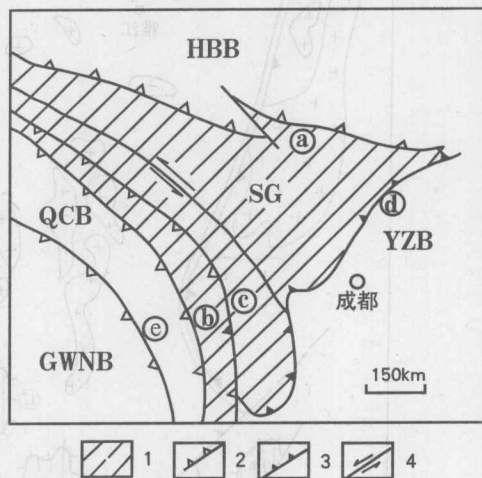


图 1 松潘-甘孜造山带古板块体系
1—松潘-甘孜造山带；2—蛇绿混杂岩带；3—逆冲带；4—平移断层；GWNB—冈瓦纳大陆北缘；QCB—羌塘-昌都微大陆；YZB—扬子板块；SG—松潘-甘孜造山带；HBB—华北板块；①阿尼马卿缝合带；②金沙江缝合带；③甘孜-理塘缝合带；④澜沧江缝合带；⑤龙门山-盐源前陆逆冲带

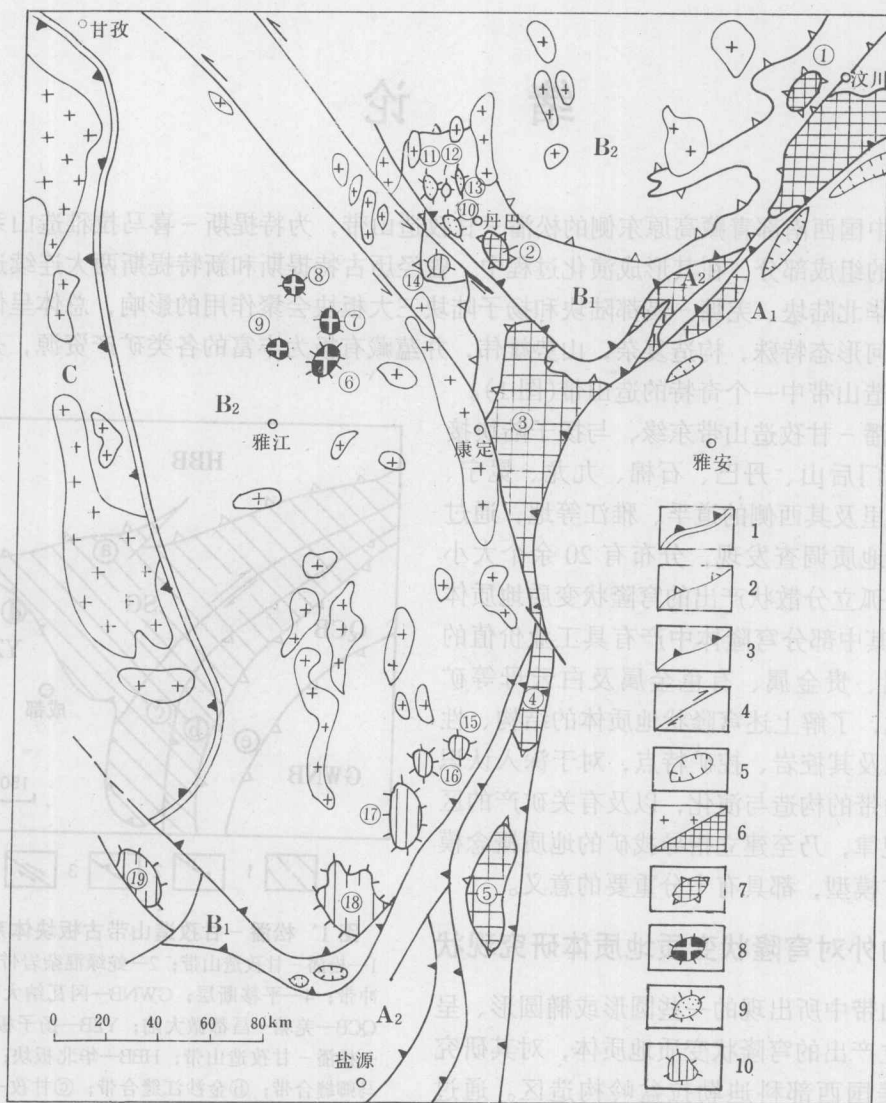


图2 松潘—甘孜造山带东缘构造略图

1—甘孜—理塘碰撞结合带；2—滑脱带；3—逆冲推覆带；4—平移断层；5—飞来峰；6—中—新生代花岗岩及前震旦纪变质杂岩；7—变质核杂岩（①雪隆包，②格宗，③康定，④擦罗，⑤笔架山）；8—岩浆核杂岩（⑥甲基卡，⑦容须卡，⑧长征，⑨瓦多）；9—片麻岩穹隆（⑩青杠林，⑪妥皮，⑫春牛坪、巴旺）；10—构造穹隆（⑬铜炉房，⑭三垭，⑮踏卡，⑯江浪，⑰长枪，⑱恰斯）；A₁—四川前陆盆地；A₂—龙门山—盐源前陆逆冲楔；B₁—龙门后山—锦屏山腹陆滑脱—推覆叠置岩片；B₂—松潘—甘孜造山带主体；C—义敦岛孤带。（A₂+B₁=龙门山—锦屏山陆内造山带）

为了能合理解释此类穹隆状构造的成因，国内外的一些研究者先后提出了不同的构造模式。其中具代表性的主要有以下几种。

1.1 以 Lister, Davis (1989) 为代表的多世代滑脱断层作用模式

Lister 等人系统地研究了美国盆岭区第三纪伸展构造后认为，变质核杂岩形成于地壳深部，由非共轴拉张形成低角度活动的韧性剪切带；随着剪切作用岩石经历了不同的变形

变质环境，形成了高绿片岩相—低角闪岩相的一套岩石；当其隆升超过脆韧性转换带以后，在上地壳形成脆性拆离断层(图3)。

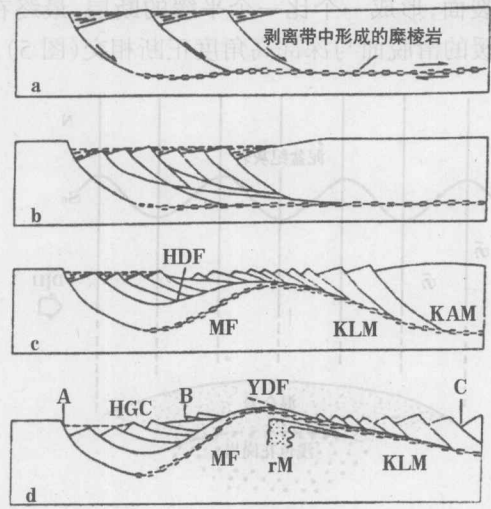


图3 低角度正断层，即多期剥离断层的形成、演化，从而形成变质核杂岩构造模式 (Lister, Dayig, 1998)

a—剥离作用开始，沿剥离带形成糜棱岩；b—剥离断层引发低角度正断层；c—下盘向上拱弯；d—下盘高处变质核杂岩构造形成；YDF—最年轻剥离断层；MF—糜棱岩前峰；rM—糜棱岩化花岗岩；KAM—运动学上活动的糜棱岩；KLM—运动学上不活动的糜棱岩；HGC—半地堑组合；HDF—多期剥离断层

期间的深层次活动所引起。韧性变形脉冲在由侵入的深成岩体、岩床或岩墙的热导入所引起的短期事件期间已经发生，而这种侵入作用可能是变质核杂岩构造剥蚀期间下盘差异抬升的根本原因。据视年龄推断，快速冷却，在岩浆到达期后已经发生，而并非快速侵蚀或构造剥蚀结果。如岩浆脉冲作用仅限于一个带上，则抬升作用集中形成单一穹隆；如岩浆作用是分散的，则可形成多个穹隆(图4)。

1.2 以 Bartley(1990)为代表的滚动铰链模式

Bartey 等人在研究南部加利福尼亚莫哈韦变质杂岩后，提出了与上述完全不同的认识。他们认为伸展构造最初是相对高角度活动，在后来的变形过程中才逐渐形成了低角度滑脱面。Bartey

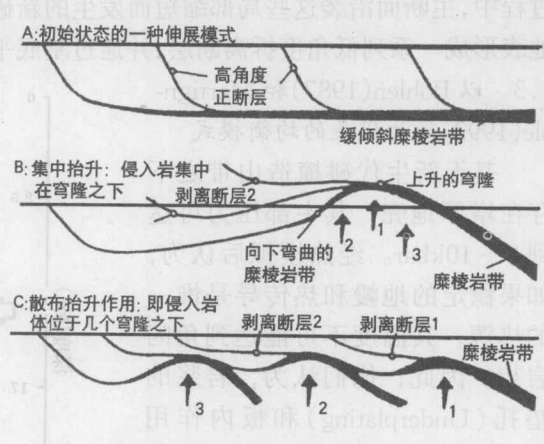


图4 A:初始状态,包括在陡倾斜正断层之下的缓倾斜切,深成岩体侵入作用导致差异性抬升(受助于上盘的差异伸展);B:集中侵入作用,导致集中抬升作用;C:散布的侵入作用,导致散布式抬升

对于变质核杂岩的隆升，A.Scchaltfjarrp 和 Listfr 分别于1983、1986年推测花岗岩在非共轴状态下流动可能是造成核杂岩上升的直接原因。近年来Lister(1989、1993)对罗门海、爱琴海和盆岭地区的变质核杂岩进行研究后提出,变质核杂岩的形成是由大陆伸展

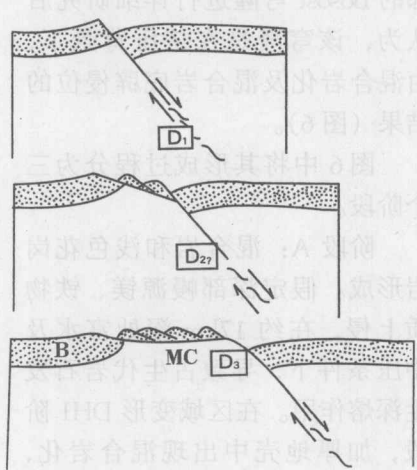


图5 向上翻转的分离带(B)变形和变质核杂岩(MC)的铰链滚动模式示意图

在论证这种观点时认为,伸展过程中,由于在构造剥蚀作用下盘均衡抬升,下盘岩石在接近地表时,发生弹性弯曲;弯曲凸面遭受拉伸作用,而凹面遭受挤压发生破裂;在断层不断抬升过程中,主断面沿袭这些局部缩短而发生的新破裂面,形成一个比一个平缓的断层,最终在地表形成一系列低角度拆离断层,并通过基底平缓的滑脱面与深部高角度正断相交(图5)。

1.3 以 Bohlen(1987)和 Martignole(1992)等为代表的均衡模式

基于新生代碰撞造山带之下存在增厚地壳,其中部压力可达到8~10kbar。经热模拟后认为,如果稳定的地幔和热传导是惟一的热源,其温度不可能达到角闪岩相。因此,他们认为,岩浆的垫托(Underplating)和板内作用(Intraplating)所表现的深成作用,可作为高级变质体形成地壳增厚的热源,从而可形成高级变质岩在单造山期出露,并在无挤压或伸展作用期间被动均衡上升引起剥蚀。其主要特征是等压冷却,在地质体中无高压变质岩残留体。

1.4 以 P.Pouget(1991)为代表的岩浆底辟挤压模式

Pouget 在对比利牛斯山脉中部的 Bosost 穹隆进行详细研究后认为,该穹隆是在挤压背景下,由混合岩化及混合岩底辟侵位的结果(图6)。

图6中将其形成过程分为三个阶段。

阶段 A: 混合岩和浅色花岗岩形成。假定深部幔源镁、铁物质上侵,在约17km深处富水及中压条件下,导致古生代岩石发生深熔作用。在区域变形 DH1 阶段,加厚地壳中出现混合岩化,形成直立的 A1 褶皱及上部地壳中的轴面劈理 S_1 。

阶段 B: 混合岩和浅色花岗

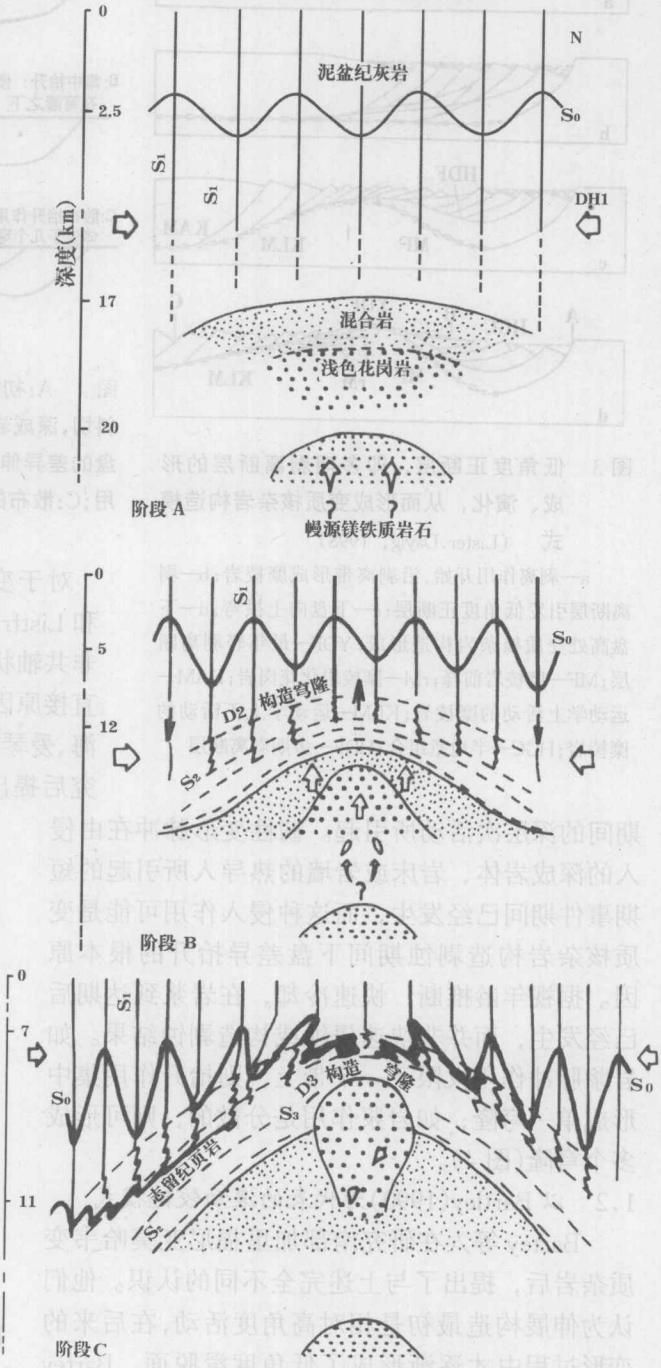


图6 Bosost 穹隆混合岩形成及底辟侵位示意图

岩侵位。区域变形 DH1 仍继续活动，并伴随混合岩与浅色花岗岩上升，幔源镁铁质小岩体从混合岩丘之下假定的大岩体中逸出，且由于与底辟作用有关的“吸入”效应，而被包于浅色花岗岩体中。由于 DH1 活动， A_1 褶皱紧闭，导致古生代沉积岩石加厚；岩丘上升引起局部 D_2 变形，产生 D_2 构造穹隆，在岩丘之上，地体隆升，所以横向上它们卷入环边向斜。

阶段 C：岩丘侵位结构。近 DH1 晚期阶段，混合岩丘仍继续上升，中压变质作用逐渐演变为低压变质作用，浅色花岗岩穿透花岗岩顶部，在其周围产生 D_3 构造穹隆，并发生 S_3 变形。 A_1 褶皱在 D_2 变形阶段发生重褶，并形成 S_2 轴面劈理，在 D_2 构造穹隆顶部的褶皱变得不对称，最终变为平卧褶皱。其轴面平行 S_2 ， S_1 、 S_2 的对称性在穹隆的每一侧都不同，深部 $C-O-S$ 岩石中和 D_2 构造穹隆的 SN 边缘， A_2 褶皱发生渐进再定向，直至其轴面平行于 A_2 褶皱轴面(如阶段 C 图左侧)，向 D_2 构造穹隆中心， A_2 褶皱愈来愈不对称，而渐变为等斜褶皱。

1.5 以单文琅、宋鸿林、付昭仁等(1992)为代表的多层次变质核杂岩模式和多期伸展与收缩变形变质核杂岩模式

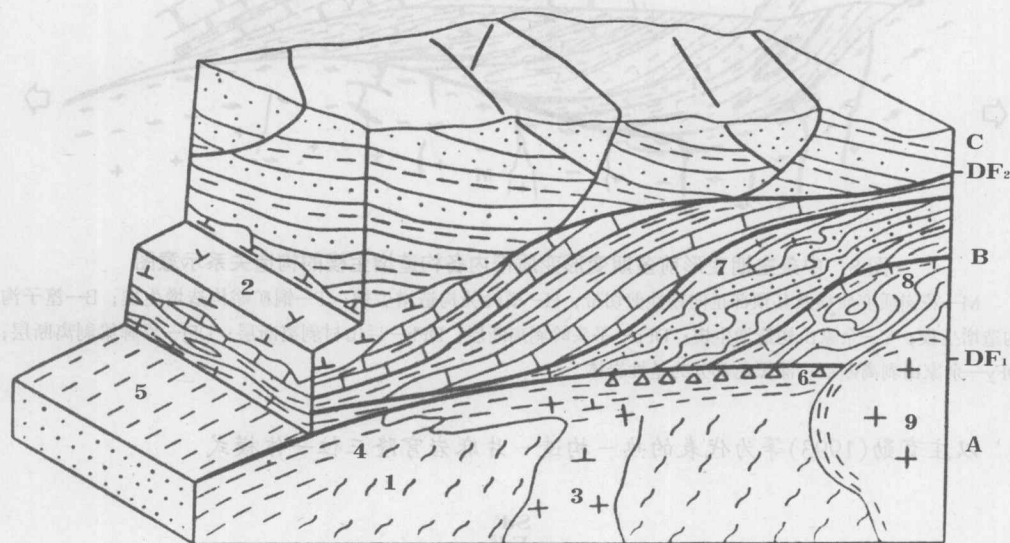


图 7 多层次变质核杂岩体立体模型

A—变质杂岩核；B—褶皱层；C—不变质盖层；DF₁—基底剥离断层；DF₂—顶板剥离断层；1—古老深变质杂岩；2—晚期被动顺 DF₂ 侵位岩体；3—同构造侵入体；4—糜棱面理；5—糜棱线理；6—绿泥石角砾岩；7—石英糜棱岩；8—碳酸盐糜棱岩；9—晚期热气球膨胀式侵位花岗岩

1) 多层次变质核杂岩模式(图 7)：单文琅等研究者对我国北京房山及安徽洪镇变质核杂岩体进行研究后提出，此类构造的基本特点是在古老变质核基底之上，叠置有两套完全不同样式的盖层。上部盖层是板内造山期后伸展发育起来的盆地堆积，多为不变质或弱变质无劈理岩系，而下部盖层则是为一系列顺层韧性剪切带所分割的、由古大陆边缘沉积变质岩组成的褶皱叠层。这套有序的韧性壳层构造，早期以大规模水平正向韧性剪切流变

为特征，断层倾角平缓，其顶底均为剥离断层围限。而次级剥离断层或顺层韧性剪切带呈低角度组成褶皱层内双重构造系统，并在其下盘岩石内发生糜棱岩化和构造片理化。由于这种类型的盖层在其构造地层形成后一般只经历中、浅层次的构造变形，故仅表现为无劈理的面理弯曲。

2) 多期伸展与收缩模式(图8): 主要以我国中条山多期复合变质岩体为代表，基本特点是变质核由多种变质地质体拼贴组成，一般内核由深变质和重熔的沉积岩、火山岩和侵入岩组成，其中有晚期侵入体和岩墙群；边缘则为多期复合构造增生楔，为深埋的沉积盖层在一个大的伸缩交替变形旋回内，先经地壳伸展，发生固态流变，形成褶皱层，然后在挤压作用下发生面理褶皱，继而推覆并拼贴在古老变质核上，形成楔形的变形变质体，并组成多期变形变质体带。其变质程度一般低于内核杂岩，主要为低角闪岩相或高绿片岩。每一个构造增生楔多经历过一次大规模水平剪切流变和强烈的褶皱-推覆，各增生楔间一般由不同时期形成的韧性剥离断层所分割，其上为晚期的沉积盖层。

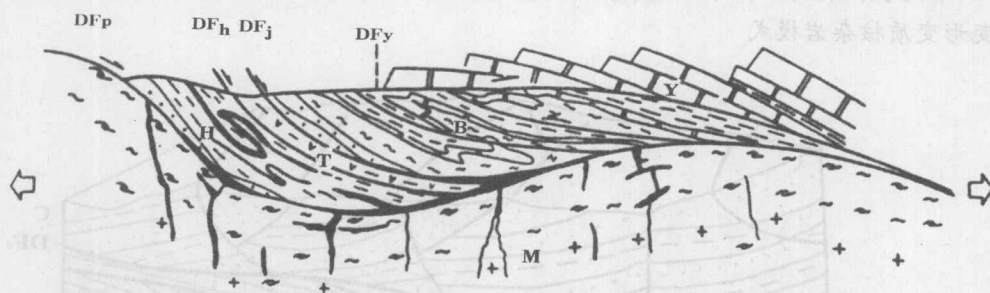


图8 中条主期变形前多期变形变质带内各构造增生楔的构造关系示意图

M—花岗质变质核及其顶部正向韧性剪切带；H—横岭关构造增生楔；T—铜矿峪构造增生楔；B—篦子沟构造增生楔；Y—余家山构造增生楔；DFp—平头岭剥离断层；DFh—后山村剥离断层；DFj—界牌梁剥离断层；DFy—余家山剥离断层；涂黑色部分为基性岩体

1.6 以庄育勋(1993)等为代表的热-构造-片麻岩穹隆三位一体模式

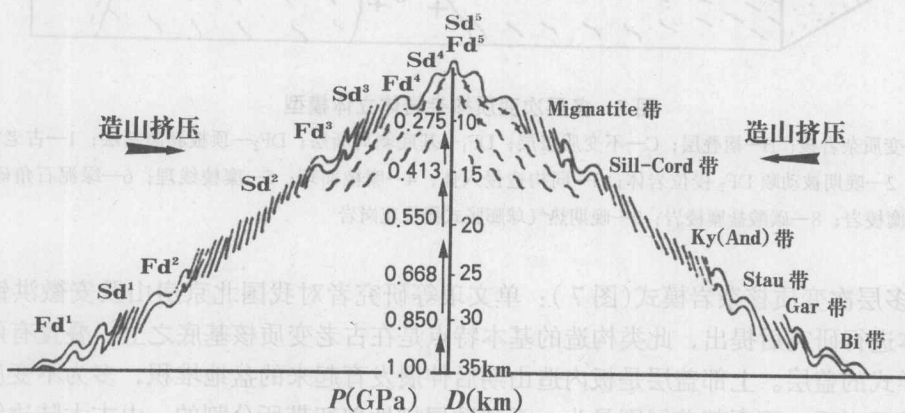


图9 中国阿尔泰造山带热-构造-片麻岩(TSG)穹隆示意图

庄育勋等通过对我国阿尔泰造山带的研究发现,沿各区域热动力异常中心,发育有被递进变质带和递进变形带所包绕的片麻岩穹隆。穹隆中心主要由泥质变质岩、酸性火山岩经混合岩化和花岗岩化改造而成的混合花岗片麻岩所组成(图9)。由外向穹隆中心,地质产状、变形变质作用及岩石地球化学等方面均现出连续性和继承性的变化特点。据此认为,它们是在造山挤压缩短过程中,沿区域动力异常,由深部热流上涌和发生差异性塑性底辟隆起,以及剥蚀作用而形成。随着混合岩化、花岗岩化作用的进一步演化,在混合花岗片麻岩穹隆周围,又依次形成整合混合花岗岩体和不整合混合花岗岩体。该模式与前述各模式的不同点,在于它们是挤压收缩作用的产物,且混合花岗片麻岩与递进变质作用、递进变形作用是一个统一的热动力作用过程。

1.7 以杨振升等(1995)为代表的隆-滑构造模式

杨振升等将大陆造山带的一些局部隆起,称之为“隆-滑构造系”(全称“局部隆起-分层滑脱构造系”),其几何形态和构造,与变质核杂岩相近似,但它们又确实具有十分明显的差异。这类构造的形成演化过程,可概括为如下的过程(图10)。

1) 在岩石圈总体伸展作用下,于沉降堆积盆地内,因下部隆升,引起盆地局部开始隆起。这种隆起可能是地幔隆起或板底岩浆上涌引起。

2) 盆地局部隆起的出现,引起盆内堆积物的重力失稳,首先是外壳与内核间的滑脱及外壳分层顺层剪切作用的发生。

3) 内核与外壳中间滑脱面及外壳分层滑脱带的出现,为底板垫托岩浆提供了有利的侵入空间,使之出现规模不等的酸性岩席,由此而引起热流作用,导致并强化了变质作用,形成了纵向变质分带。

4) 在转入收缩造山时期,上述已形成的隆-滑构造,往往对应为复背斜,而整体隆起挤压强烈则形成大陆地壳中褶皱推覆带或构造岩堆砌带。

此类构造的主要特点是:它们形成于前造山期,在平面上多表现为叠加穹隆构造形式,并常在复背斜构造部位出现;初始局部隆起导致盆地收缩,使沉积环境发生变化;主滑脱面上盘发育顺层韧变带和流褶层及未变形层所构成的总体有序、局部无序的构造岩石地层;主滑脱面可以是构造岩的分界面,又可以是受后期构造改造的拆离断层面或逆冲-推覆断袭面;以主滑脱面为界,形成内核退变质与外壳进变质的双向变质作用,外壳进变质作用形成纵向变质分带,常出现前造山期中高温低压变质与造

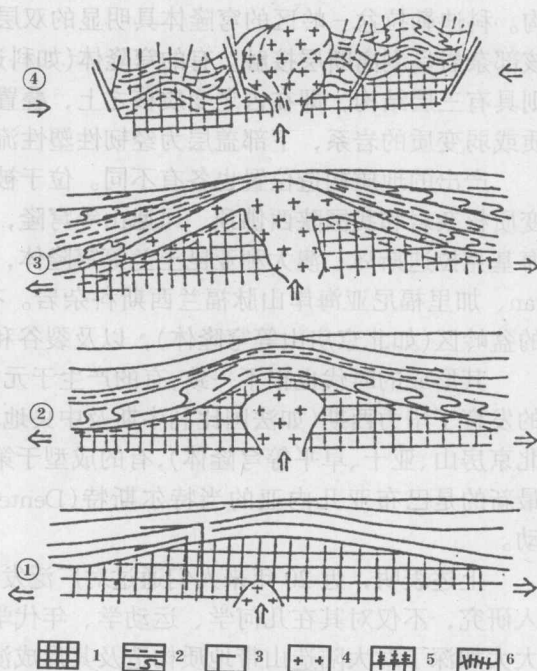


图10 大陆造山带中前山期局部隆起
分层滑脱构造演化示意图

①—③伸展作用下的隆-滑构造形成;④造山收缩变形形成的叠加隆-滑构造(造山期的复背斜、复向斜)。

1—基底;2—顺层滑脱构造系;3—基性岩;4—花岗质岩石;5—基底中的退变构造带;6—造山期形成的面理扇

山期中温中压变质作用叠加;在地史上此类构造在造山带中时有发现,愈古老保存愈不完善;常是造山带中一些层控矿床(如Pb-Zn、Au、Fe及部分非金属矿床)初次富集并形成次生矿源层的重要因素。

2 对穹隆状变质地质体成因模式的评述

通过近几年的研究,人们对于穹隆状变质地质体的研究和认识已进入一个新的阶段。尽管目前已发现的穹隆状变质地质体,其中大多数可引用美国西部盆-岭区变质核杂岩构造模式加以解释,但由于全球范围造山带的复杂性和多样性,也相继发现一些与伸展作用无关的穹隆状变质地质体。其中,有的主要是挤压收缩体制下的产物,如比利牛斯山脉中的Bosost穹隆(P. Peugeot, 1991),阿尔泰造山带中的片麻岩穹隆(庄育勋, 1992)等;有的则是单纯的构造变形作用的产物。即使是经典的科迪勒拉造山带中的变质核杂岩,通过近年研究,对其成因仍有不同的认识。有不少人认为,其形成机制也不是单一的伸展作用,区域伸展是继区域挤压之后发生的,并曾经历多次伸展和挤压作用。

目前看来,与科迪勒拉变质核杂岩相类似的穹隆状变质地质体,可具有不同的组成结构。科迪勒拉盆-岭区的穹隆体具明显的双层结构,主要表现为不变质的上部盖层与下部核部杂岩呈剥离断层接触。有的穹隆体(如科迪勒拉造山带拉夫特里及北京房山等穹隆体)则具有三层结构,即在古老变质核之上,叠置有两套不同样式的盖层,上部盖层多为不变质或弱变质的岩系,下部盖层为经韧性塑性流变的变质岩系。

产出的地质构造位置也各有不同。位于被动陆缘大陆斜坡褶皱带的有著名的科迪勒拉变质核杂岩和我国陕西佛顶、凤凰山等穹隆,形成于主动大陆边缘弧后扩张环境的有爱琴海基克拉迪斯岛、澳大利亚昆士兰等穹隆体,形成于前陆逆冲带后缘的有喜马拉雅 Koshistan、加利福尼亚海岸山脉福兰西斯科杂岩。有的则位于远离板块边界的不稳定地台内部的盆岭区(如北京房山等穹隆体),以及裂谷和裂陷槽环境。

其形成的时代也很不一致,有的产生于元古宙(如山西中条山、河南登封等穹隆体),有的发育于华力西期(如法国比利牛斯及中央地块周缘穹隆体),有的成型于印支-燕山期(如北京房山、亚干、阜平等穹隆体),有的成型于第三纪(如科迪勒拉、爱琴海基克拉迪斯岛等)。最新的是巴布亚几内亚的当特尔斯特(Dentrecasteaux)群岛的变质核杂岩,现今仍在活动。

上述表明,近20年来人们通过对广泛发育于大陆造山带中的穹隆状变质地质体的深入研究,不仅对其在几何学、运动学、年代学及成因机制等方面的认识取得了重要进展,大大加深了对大陆造山带地质构造及其形成演化规律的认识,而且还揭示了该类构造在控岩、控矿方面所起的重要作用。

综观现有的研究成果,尽管已发现有许多穹隆变质地质体可与经典的美国西部科迪勒拉地区变质核杂岩对比,并肯定为大陆伸展构造的重要形式之一,但也出现许多几何形态和结构与变质核杂岩相近似,而成因机制却明显不同的穹隆体,在一些文献中有将其笼统划属“变质核杂岩”的倾向,这显然是难以客观地反映大陆造山带复杂多样的组成结构和形成演化特征。

3 工作基础及研究任务

散布于松潘-甘孜造山带东缘的穹隆状变质体,由于几何形态特殊,其中部分与成矿

作用关系密切,故早在20世纪60~70年代,就已引起人们的关注。对于位于鲜水河断裂带西南侧雅江褶皱带内的呷基卡、容须卡等穹隆状变质体,通过一些地质单位的学者对其研究后,分别提出了不同的认识。其内容主要有区域变质叠加接触变质成因说(吴利仁,1973),动热变质成因说(韩同林,1983),区域动热变质叠加区域动力变质作用说(师常庆,1985)。对于扬子陆块以西汶川—丹巴弧形滑脱—推覆带西侧的丹巴穹隆状变质体,认为主要是由于区域动力热流变质所致(董申保、胡金成,1987)。

其后,四川地矿局通过沉积岩相与建造研究后认为,该区域大部分穹隆体可能是一个长期隆起的构造单元(《四川省地质志》,1991);许志琴、侯立玮等(1992)在对松潘—甘孜造山带进行研究后认为,穹隆状变质体的形成,主要与深层次滑脱作用后期剪切热引起地壳局部熔融、同构造花岗岩侵位及地壳软化上隆有关。颜丹平等(1997)将扬子地台西缘的摩天岭、轿子顶、雪隆包、雅斯德、格宗、公差、踏卡、江浪、长枪、恰斯、田湾、三垭、瓦厂、唐央等穹隆变质体,均划属“变质核杂岩”。

为了进一步深入研究松潘—甘孜造山带东缘各穹隆状变质地质体的成因机制、形成演化过程及其与成矿作用的关系,在原地矿部“八五”重点科技攻关“扬子西缘有色贵金属成矿地质条件及远景预测”项目中,设置了“丹巴、雅江穹隆状变质体形成演化与成矿”研究课题。通过本书作者等人的专门研究,于1994年提交了课题研究报告,其主要成果在《扬子地台西南缘陆内造山带地质与矿产论文集》(四川科学技术出版社,1996),以及《龙门山—锦屏山陆内造山带》(四川科学技术出版社,1998)两书中摘要发表。为了能在有关穹隆状变质体的分类、成因机制及其与成矿作用的关系等方面取得更多的令人信服的证据,于1998~1999年,在四川地勘局资助下,又对松潘—甘孜造山带东缘及其与扬子陆块结合地带的各代表性穹隆体和有关矿床、矿点进行了补充研究。

研究工作以原地矿部“八五”重点科技攻关项目“扬子西缘有色贵金属成矿地质条件及远景预测”所设置的“丹巴、雅江穹状变质体形成演化与成矿”课题研究成果报告为基础。

补充研究的主要任务是:在以往研究的基础上,进一步探索解决不同类型穹隆状变质地质体产出的地质背景、组成结构特征、成因机制、演化过程及其对有关贵、稀、有色金属和非金属矿产富集成矿的控制作用,借以深化对松潘—甘孜造山带东缘地质结构、演化历史及成矿条件的认识。

补充调查研究工作,主要针对汶川雪隆包,丹巴格宗、杨柳坪、铜炉房,康定,冕宁笔架山,石棉大水沟、草科,九龙李伍,木里恰斯、长枪等穹隆状变质地质体及与之有关的以金矿为代表的代表性矿床、矿点开展。在工作过程中,着重对新近开展完成的1:5万区调、相关矿产勘查资料和专题研究成果进行搜集研究。

参加本项目研究的前期工作人员,主要有侯立玮、付小方、黄明华、徐世进等;后续作主要由侯立玮、付小方完成。此外,杨学俊、刘开榜、杨杰东、沈渭洲、钟宏等曾先后参与了前期部分年度的野外考察和资料综合研究。本书由侯立玮、付小方执笔撰写,黄明华提供了有关丹巴、雅江变质地质学研究成果的初稿。全书由侯立玮统纂定稿。

在项目研究中,曾得到骆耀南、郝子文、陈茂勋、曾立新、俞若龙等专家和周新民、徐世进等教授的大力支持,有关测试工作主要由南京大学现代测试中心完成。澳大利亚维多利亚墨尔本拉措布大学地球科学伊·布克(Ian Samnel Buick)博士于1998年来华,曾与作者等共同对丹巴地区的变质岩进行了野外考察和有益的交流,在此一并表示感谢。

第一章 区域构造背景

第一节 大地构造背景

自中生代以来,由三个不同方位的板块相互作用而形成的松潘-甘孜造山带,北部以阿尼玛卿缝合带与华北板块南缘的秦岭造山带相接,西以金沙江缝合带与羌塘-昌都微板块拼贴,南东部以龙门山-锦屏山前陆冲断带为界与扬子板块相连。

根据殷鸿福等(1999)研究,在晚加里东阶段,扬子板块以北的秦岭微板块及其北侧两列岛弧,首先与华北板块发生弧-陆、陆-陆碰撞,并在秦岭微板块以南发育新的张裂,局部形成小洋盆;晚泥盆世至中三叠世早期进一步扩张,使之成为东连古太平洋,向西呈喇叭状开连古特提斯洋的北支深海盆,后由东向西剪式拼合,至拉丁期后海盆全面消失,于印支期分早、晚两期造山。

特提斯多洋岛体系微板块群中的羌塘-昌都微板块,其岩石共生组合特点显示,前寒武系至下古生界的岩石单元,形成环境大多为岛弧及其傍侧增生楔,上古生界为含扬子暖水生物的稳定型沉积。从泥盆纪初开始,随着金沙江裂陷槽的进一步扩展和晚石炭-早二叠世特提斯南支金沙江洋盆的形成,使之从扬子板块裂离。早二叠世晚期-晚二叠世时,金沙江洋盆向西俯冲消减,在羌塘-昌都微板块东缘,形成了“安第斯山型”江达-德钦(维西)华力西-印支期陆缘火山岩浆弧和早-中三叠世弧前增生楔盆地。其后,海沟向东倒退并继续俯冲,形成了晚三叠世义敦火山岛弧带。随着古特提斯南支洋盆消减关闭,义敦岛弧成为连结扬子板块和羌塘-昌都微板块的拼贴增生体,致使古洋壳残片-蛇绿混杂岩于金沙江带及甘孜-理塘带断续出现。三叠纪之后,受新特提斯构造事件影响,陆-陆碰撞和陆内会聚作用持续发展,使该区全面进入陆内造山新阶段。

扬子板块在中元古代以前可能已有古陆核或陆核群形成。最古老的中-晚太古代陆核出露于板内黄陵背斜核部。有人认为,在川中和攀枝花、康定、龙门山、米仓山也零星存有晚太古-早元古代的陆块,后经小官河运动(1700Ma,相当于华北的中条运动)和晋宁运动(约1000~800Ma)的大陆增生而形成统一扬子基底。扬子陆块主体为稳定的克拉通,震旦纪-三叠纪时期总体表现为稳定型沉积。但在边缘地区,活动性较强,在不同地史阶段,均发生过不同程度裂解和再拼合。在晚元古代环扬子造山带基础上,随着古特提斯洋盆的开启,扬子西缘由张裂大陆边缘演化为被动陆缘盆地,促进了东部“地台”和西部“地槽”的强烈分化。晚三叠世后期及期后,扬子西缘广大地区与晚三叠世形成的义敦岛弧、马尔康-雅江及巴颜喀拉复理石增生楔,以及从扬子陆块分裂出来的松潘地块、中咱地块等一起褶皱成山,卷入松潘-甘孜造山带。