

攀西古裂谷构造带“复苏”的地球物理判据

滕吉文

(中国科学院地球物理研究所,北京)

摘 要

本文根据在康滇构造带中段——攀西地区的地球物理探测:重力场、磁力场(包括古地磁和航磁测量)、地热场、大地电磁测深、天然地震、古地磁与块体运动、地壳与上地幔的爆炸地震深部探测等资料,从整体上研究了攀西地区的深部结构、性质与综合地球物理场特征。

结果表明,攀西构造带并不是一个已完全消亡的“古裂谷”带,也不是中、新生代以来所形成的正在盛期的现代裂谷系。而是这条“古裂谷”带由于受到临近地区岩浆活动和构造运动的多期作用与改造所形成的活动构造带——“复苏”的“古裂谷”带。

攀西构造带受到其四周各块体构造运动的影响和制约。由于这一狭长构造带不仅是地壳结构的变异地带,同时又具有特异的地球物理场特征,故使与这一构造带的各交汇部位应力集中、形变复杂、新构造运动活动强烈、地震频频发生,且为我国钒、钛磁铁矿,铅、锌、铜、镍以及黄金等矿藏的重要产地与远景地区。

地质与构造研究表明,最古老的喷出岩系可追溯到元古代时期,并沿构造带轴部展布。显然,不论构造运动、岩浆活动与现今的构造格局说明,该区曾在各个地质史期经历了一系列的拉张、挤压、隆起、沉降、成穹和构造叠加与改造。晚二迭纪时峨眉玄武岩的喷发和邻近地区晚古生代地堑的形成给出了拉张作用的判据。

自晚二迭纪裂谷形成以后,由于印度板块与欧亚板块和太平洋板块的运动、物质的运移与延展,迫使青藏高原和华南板块之间的过渡地带经受了相当强烈的剪切和压性应力的作用。

关于攀西构造带的属性问题众说纷云,有人认为是“康滇地轴”,而不是裂谷^[1],也有人认为是“古裂谷”,但已消亡^[2]等等。

基于对现有地球物理资料的综合研究,提出了与上述结论完全不同的论据和论点;攀西构造带是受到临近地区岩浆活动、构造运动的多期作用与改造的、活动的大陆古裂谷带。所以,正确的说,是一条“复苏”的古裂谷带。

为证明它是一条古裂谷带,并且是正在“复苏”的古裂谷带,现有地球物理判据八条分述于下。

一、攀西地区上地幔顶部隆起和上地幔顶部的低速度值 特征是大陆裂谷深部形态和活动的典型标志

通过地壳与上地幔爆炸地震探测和区域重力测量得出,整个川、滇区域内的地壳厚度横向是不均匀的,地壳厚度为 55 km 左右(图 1),但在构造带轴部地区却减少为 50—52 km 左右^[3].

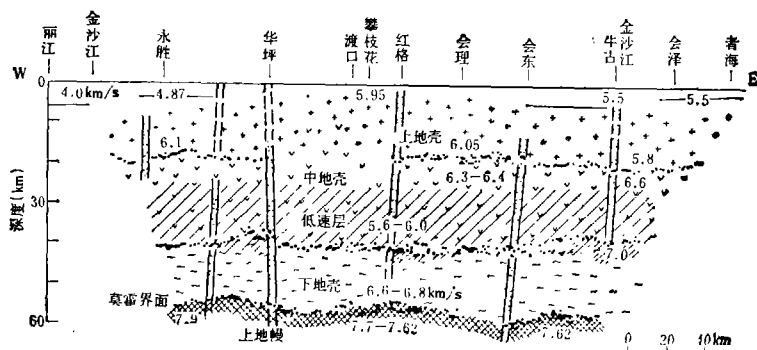


图 1 攀西构造带东西向地壳剖面结构图

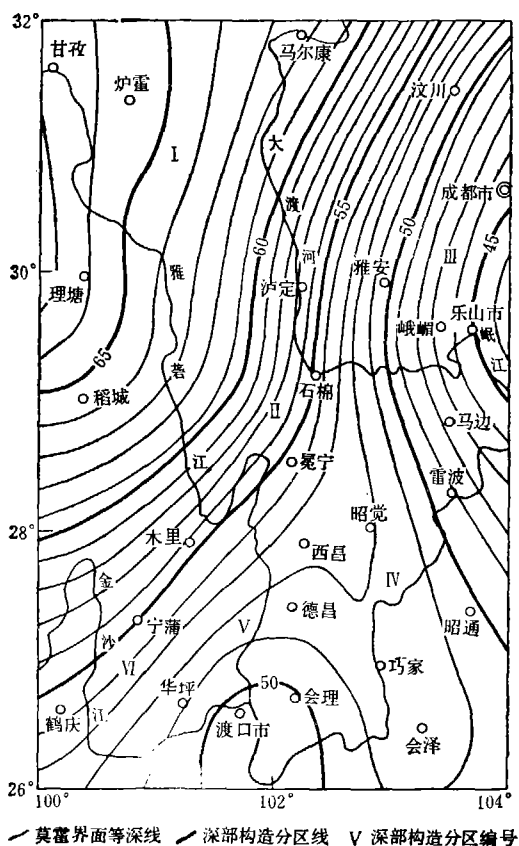


图 2 康滇构造带及其临近地区莫霍界面深度及深部构造分区

重力测量计算的结果具有明显的分区性^[4](图 2), V 区是上地幔顶部上隆区。

上地幔顶部的 P 波速度为 7.62—7.8 km/s, 由东向西逐渐增大。攀西构造带轴部地区上地幔顶部速度值小于一般正常大陆地区值, 也比青藏高原^[5]、华南与华北^[6]、甘肃^[7]等地小, 但却与世界各著名裂谷系的上地幔顶部速度相近(图 3)。上地幔顶部上隆与波速低的特征标志着深部热物质上涌的作用。

这种深部过程的地表地质、岩石与构造的证据是: 加里东晚期, 康滇构造带上有会理、力马河, 元谋等较为著名的小型超基性岩体群的底辟穿刺^[8], 特别是滇西早期攀枝花式层状基性-超基性岩侵入体的大规模侵位, 显示了上地幔物质的上涌活动以及区域性的地幔异常现象。

此外, 地壳中低速层的速度为

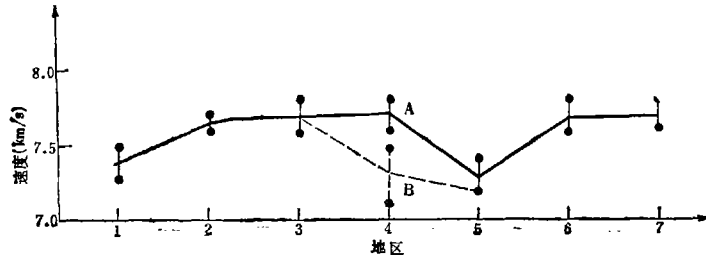


图 3 世界裂谷系上地幔顶部 P 波速度分布的比较

5.6—6.0 km/s, 厚度为 9—14 km, 这一特征与莱茵地堑有一定的相似之处^[9]。从地壳厚度来讲攀西地区却又比莱茵地堑地区厚得多, 但却未见明显的壳-幔过渡带。

二、负布格重力异常背景上的局部正异常叠加是构造带轴部 高密度物质上涌与残存的产物

在全国布格异常图上, 攀西地区处于东、西部重力场变化的过渡带内, 西昌—渡口地区布格异常值为 -100—-150 mGal, 云南地区为 -200—-150 mGal, 即川、滇地区均为负异常区。然而在区域布格异常的背景上却叠加了正重力异常值(图 4), 即华坪、红格、渡口一带为相对高值区, 在负异常背景上叠加量为 40 mGal。在这宽约 150 km 地段上的短波异常可能原因是: 即地壳隆起, 或地壳中存在高密度物质与金属矿床。这一现象又与肯尼亚裂谷相似(图 4(b))^[10]。反映出前者为岩石圈介质被拉张, 后者为来自壳-幔深处基性-超基性物质上涌侵位。著名的攀枝花式钒钛磁铁矿就是这样形成的。区域布格异常图上, 特别是渡口—永仁一带呈现出的不规则椭圆形重力高区^[10], 表明其地壳较周围要薄。那么可不可能是古裂谷形成时期, 古地幔隆起对现今地壳厚度变化尚有强烈影响的特异地区呢!

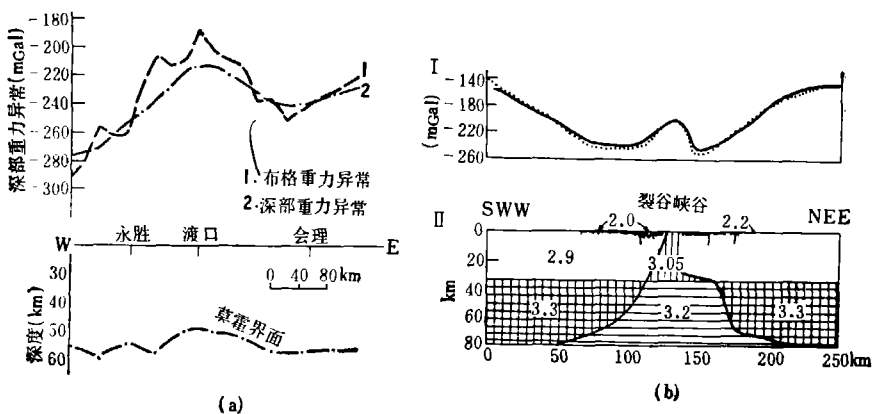


图 4 丽江—渡口—红格局部地区布格异常背景上的叠加效应

((a) 攀西古裂谷剖面, (b) 肯尼亚裂谷中部剖面)

从康滇构造带布格重力异常可知, 沿轴部为重力异常高值区, 而两侧相对要低的事实来推断, 攀西构造带轴部夹持一条由基性杂岩和岩浆岩组成的地垒式构造。米易以南异常有不

明显的线性展布,但在负背景上呈现出多中心正异常点,其原因可能与后期沿断裂频繁侵位的岩浆活动和其伴生的构造作用有关,这也是安宁河、昔格达断裂带上一系列串珠状展布的布格重力异常的深部背景。

三、负磁异常背景上的局部正磁异常值证实了构造带轴部 曾有过张裂与深部磁性物质在地表的聚集

该区具有特异的磁场背景,金沙江—红河一线为界带,雅龙江及其邻近地区为低磁异常区,四川盆地及滇中地区磁场变化较大,这主要是基底构造和基性、超基性岩体造成的。西昌—昆明为一条明显的南北向磁异常条带^[11,12]。攀西及其邻近地带为几条深大断裂所包围, ΔT 航磁异常似乎呈一“准环形”展布,其边界均为深切地壳介质的断裂构造^[11,12]。所以边界上梯度大、强度高,说明张裂时期该区有整体上升之势。可见,航磁异常明显地反映出本区各类火成岩,尤其是大片喷溢的峨眉山玄武岩的分布及攀西构造带轴部以结晶基岩为主的岩浆杂岩带的存在。金沙江断裂以明显的北北西向串珠状高值磁异常带出现。龙门山断裂以西的正磁异常又具有地台型结晶基底的磁场特征。因此松藩—金川断裂与金河断裂和哀牢山断裂一起构成了华南扬子地台块体的西界。

地磁测量结果清晰地表明,该区在较大面积负异常背景上叠加了正异常,渡口—红格地带达 $(180-250) \times 10^{-9} \text{ T}$ 。从西到东构成了一个负—正—负的“准条带”状分布特征;西区—中区—东区,表明喷出岩来自轴部深处。由于康滇地区构造总体格架似呈南北向展布的菱形块体,攀西构造带轴部是由安宁河断裂、昔格达断裂和攀枝花断裂所夹持的南北向正磁异常区、磁场形态为北东走向,这一点似乎与浅部磁性体的走向并不相同。

结晶基底以太古代为核心的岩浆杂岩带^[13],在其隆起内部及边缘发育了一系列海西—印支期基性、超基性岩及大、中型钒钛磁铁矿(磁场强度可达 $400 \times 10^{-9} \text{ T}$ 以上),如太和、白马、渡口、力马河等地,延长达 500 余公里,说明这里是一条深大断裂带——录汁江—双柏断裂。

从南北向条带磁场分布特征及其平缓降低磁异常所反映的中、新生代充填陷特点可知,西昌断裂带是一条自泥盆纪开始、并在古生代末期伴随着峨眉山玄武岩活动的构造带。白垩纪以后,在海西—印支运动、燕山运动、喜马拉雅运动等历次构造活动改造下,显然康滇构造带南部已明显地被北东向断裂扭错而变得复杂化。

纵观全区,特别是构造带轴部线性异常的特征,的确与世界各地古、新裂谷相近。

四、频繁众多的沿断裂体系分布的温泉和比较高的热流值 说明深部热物质尚在运移,地质构造尚继续活动

该带温泉众多,温度一般保持在 $30-40^{\circ}\text{C}$ 左右,但在深大断裂区,断裂交汇区、地震集中活动区的康定、西昌、渡口和红格一带温泉水温较高,有的地方可达 $50-60^{\circ}\text{C}$ 或更高。构造带轴部较其周围邻近地区平均温度略高 5°C 左右,这说明地下深处有热源存在以使水加热^[14]。

通过对攀西构造带轴部地区深井温度梯度的测量及导热率的测定,求得了该区的热流值为 $1.2-1.8 \text{ HFU}$,平均值为 1.5 HFU ,轴部为 1.6 HFU 。这一热流值比中、新生代以来所形成的现代尚在强烈活动的裂谷带的热流值要小(如:贝加尔裂谷,东非裂谷,莱茵地堑,盆地—山

脉省等), 但又比古老的已消亡的古裂谷要高(如: 奥斯陆裂谷的热流值小于 1.1 HFU)^[15]. 这表明, 该区的热流值分布介于已消亡的古裂谷和新形成的现代强烈活动的裂谷之间(表 1). 这一方面反映出各自的特点, 同时又说明攀西古裂谷如今尚有活动的事实.

表 1 世界不同裂谷区的热流值比较^[15-19]

裂谷名称	东 非	贝加尔	奥斯陆	莱 茵	盆地-山脉省	里奥格朗德	攀西
热流值 (HFU)	1.5—4.4	2.0—2.5	1.1	1.6—4.0	1.8—3.5	2.6	1.3—1.8

该区不仅火成岩活动强烈, 而且峨眉玄武岩在构造带轴部成对称状广为分布, 反映出该区曾经历过一个深部张裂阶段^[20], 造成地幔物资上涌. 西部岩带以橄榄拉班玄武岩为主, 东部岩带则以石英拉班玄武岩占优势, 说明前者可能来自 35 km 以上深处的地幔原岩的部分熔融, 而后者则较浅, 即为经过橄榄石结晶分异作用的产物. 但重要的是, 地下热物质尚在运移; 热泉的分布、热流值等均沿断裂展布的事实, 这正是主干断裂现今还在活动标志.

五、地壳低阻层与地幔低阻层的分布特征, 表明构造带轴部地区热物质在运移和地幔顶部在隆起

在丽江—渡口—巧家的剖面上存着三个低阻层^[21]: 即地表沉积层的低阻层, 埋深 $3—5 \text{ km}$ 处的电阻率, $\rho_K = 2.5—3.0 \Omega \cdot \text{m}$. 在地壳中 33 km 处有一厚 $5—12 \text{ km}$ 的低阻层, $\rho_K = 13—80 \Omega \cdot \text{m}$. 仅在渡口附近取得了埋深为 $82—90 \text{ km}$ 深处的地幔低阻层^[21, 22], $\rho_K = 40—50 \Omega \cdot \text{m}$ ^[21]. 但在构造带轴部东西两侧低阻层可达 120 km 左右. 上述三个低阻层中除沉积岩层外, 前者与地壳低速层相吻合, 而后者则可能为地幔软流圈的顶部. 若将电性结构剖面进行横向区划, 则可分为华坪及以西地带的西区, 会理以东的东区和东、西区之间的过渡区. 三个区域的电性层埋深相近, 但各层的电阻率差异较大. 华坪—会理之间壳-幔介质中的电阻率较高, 故穿透深度也最大(图 5).

横穿西昌地区的剖面^[22]表明, 壳内低阻层埋深为 $12—29 \text{ km}$, 厚 $6—11 \text{ km}$, $\rho_K =$ 几十欧姆·米. 而在西昌地区埋深仅 8 km 左右, 在宁蒗、昭觉地带埋深加大, 并有伸向地幔顶部的断裂. 上地幔低阻层埋深为 $80—123 \text{ km}$, $\rho_K = 10$ 到几十欧姆·米. 在裂谷带轴部的西昌、四开地带埋深最浅的仅 80 km 左右, 且明显上拱. 这可能是由于后期构造运动而驱使裂谷“活化”的结果.

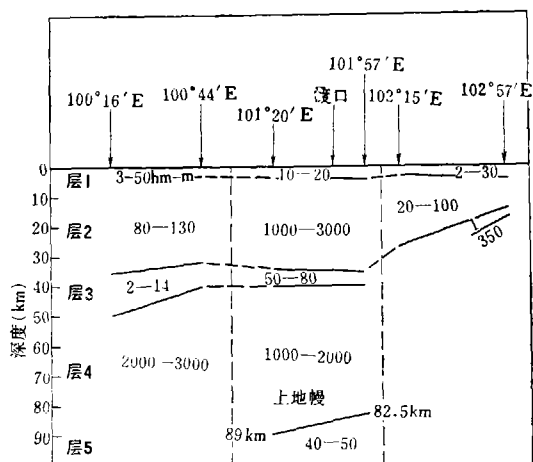


图 5 攀西构造带轴部及邻近地区地壳-上地幔的电性结构

六、攀西构造带的地震频度高、能量强

在裂谷带东边小江断裂,西部洱海-丽江断裂之间的轴部地区震源深度浅(6km 左右),一般均在低速层以上的脆性介质中发生。而地震的频度表明,震源多发生在等温居里面以上的介质中。从断裂两侧震源深度相对较深(可达 40 km 左右),以及断层水平的移动,证实了在现代应力场作用下有现代构造运动发生。

攀西地区不论在历史上和现今地震活动上均相当频繁,中强度的地震不断发生,其发生的部位却有着一定的规律性(图 6);基本上沿着菱形地块的边界断层孕育、发生与发展^[23]。其边界断层为:小江断裂、红河断裂、鲜水河断裂、通海断裂和安宁河断裂等。这些地震的发生,显然是与深部作用过程和各断层的相对运动有关。该区地震活动频繁、强度也大,历史上发生 6 级以上地震多次;如永善、松藩、甘孜、西昌、鱼鲊、巴塘、理塘、马边、下关、东川、通海、昭通、龙陵、嵩明、大理、宁蒗-盐源等地,它们的分布不仅与地质构造有关,而且大部分地震位于第三纪以来强烈活动的断裂带上。构造带轴部地震少,且浅,较大地震更是如此。

攀西及其邻近地区地震应变释放曲线的特征表明,各阶段的应变释放率是不相同的^[20],但从本世纪初以来明显加速。由于在大区域中长期的同一地震带活动周期中,必然包含着不同区域、不同地震带上地震活动的盛衰交替。若以本世纪初 $M \geq 6$ 级的地震活动为例(图 7),则大体上可以细划为 6 个周期阶段,每一周期阶段历时约 11—12 a,其中活跃期历时约 6—8 a,间歇期约为 3 a,可见地震频度很高^[23]。但应指出,缅甸中源地震的发生与发展具有明显的相关性,一般云南西部地震的发生落后于前者 1—3 年^[24]。

从以上地震活动与周期性,构造带轴部地区地震震源浅和等温居里面特征来看,表明攀西构造带不仅是一个古裂谷带,而且近期活动频繁,是一个正在“复苏”的古裂谷带。

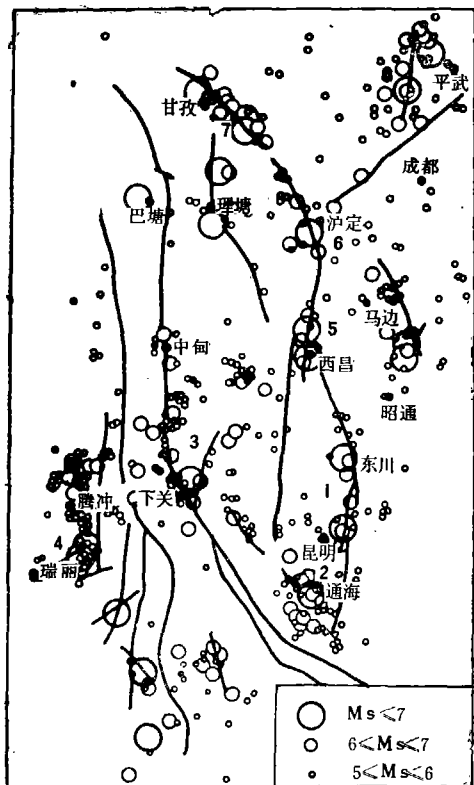
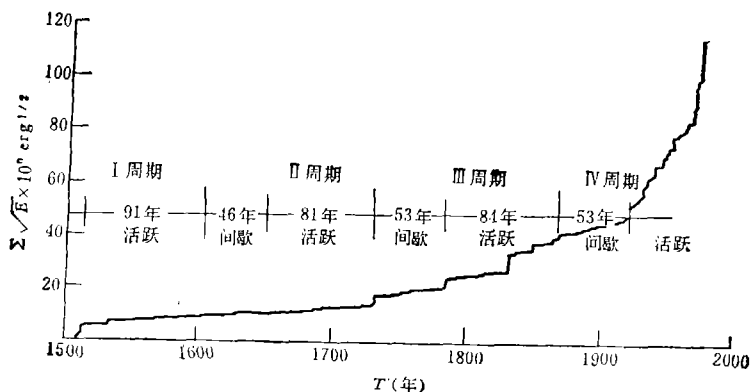
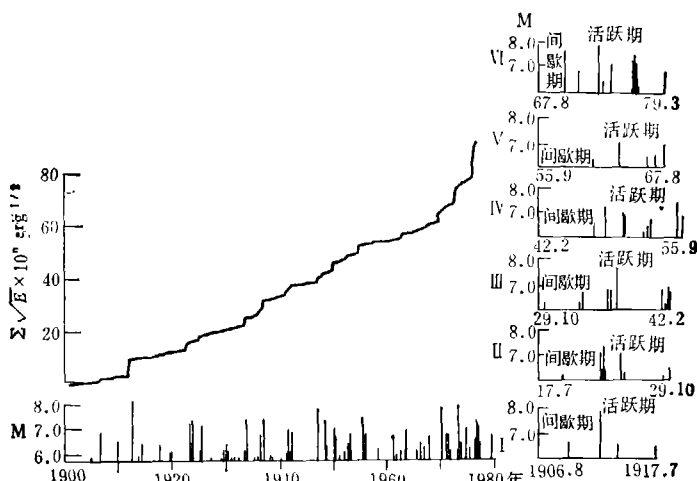


图 6 攀西构造带及其邻近地区 $M \geq 5$ 级地震震中与断裂构造分布图



(a)



(b)

图 7 川、滇地区地震应变释放曲线
((a) 1500—1979 年, (b) 1900—1979 年)

七、攀西构造带地震综合效应表明了活动构造带的基本特征与深部物质运移

基于上述重力、地磁、电性、热场、地壳-上地幔结构的特异、复杂、 P 波走时异常的变化,和这里又为 S_n 波和 L_g 波的强烈衰减区及低 Q 值区,攀西地区成了具有特异地球物理场特征的地带。以 Q 值为例可分为三个区域^[25]: 西区——中甸、宁蒗、华坪一带 (C) 平均 Q 值为 398; 中区——木里、渡口、会理、昆明一带 (A) Q 值为 279; 东区——昭通、巧家、东川 (B) Q 值为 520, 即攀西地带 Q 值最低。这里相应的地壳结构也有着明显的分区和阶状展布的形态(图8)。由于壳、幔低速层与低阻层明显,特别是构造带轴部地幔低阻层清晰、等温居里面凸起等,表明了深部存在着热物质。这种深部熔融与半熔融物质有可能沿“裂隙”溢出,而局部温度场的变化不仅会影响地壳介质的温度梯度,且必然影响其他一系列相关的物理参量。这些物理量却

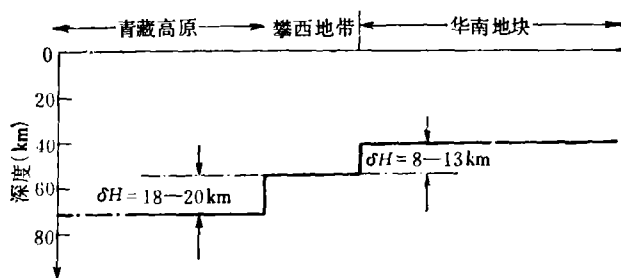


图 8 华南地块—攀西构造带—青藏高原地壳厚度呈阶状展布形态示意图

都是一个构造活动带的基本标志。

八、攀西地带高山峡谷, 河流切割深陡, 一系列近代断裂构造与盆地展布及显著的地形起伏, 形成了突出的地貌景观^[26], 表明了新构造运动强烈, 垂直差异运动显著, 第三纪、第四纪的断陷盆地和断层的形成以及阶地的展示 便是有力的证据

从地震断层面可以看出, 攀西裂谷带为直立走滑型, 攀西裂谷带及其周围的主要断裂的滑动率为: 安宁河断裂为 0.19 cm/a, 小江断裂为 0.13 cm/a, 鲜水河断裂为 0.68 cm/a, 金沙江断裂为 0.10 cm/a^[26]。

这种新构造运动与菱形块体边界断层的相对运动, 滑动速率远比奥斯陆裂谷以及一般裂谷为高, 且活动构造与第四纪断陷盆地关切, 第四纪形变强烈地带与现今活动的断裂带以及强震的发生有着密切的关系, 这都表明了攀西构造带是活动的。

应当指出, 攀西地区现代构造运动主要表现为老的深大断裂的“活化”, 并涉及到整个的原有构造体系。另一种则是, 当其他构造体系活动时, 原有的构造体系受到抑制、利用和改造, 并增添了新的活动内容。

基于以上攀西构造带“复苏”的八条判据, 可将攀西裂谷带与世界不同类型裂谷系的各种地球物理、地质构造和岩石学特征比较以后, 可见攀西构造带的确具有古裂谷的遗迹, 并以叠加在康滇构造上为特征。但它又不具有奥斯陆型的古裂谷的典型条件, 可是它又未完全达到现代裂谷系的强烈活动的程度。但攀西构造带的活动又未停止过; 因为冈瓦纳古陆破裂以后, 印度板块分小块向北运移^[27], 在渐新世—始新世时, 印度板块与欧亚板块全面碰撞缝合, 造成现今的构造格局, 就是青藏高原东侧, 红河断裂以南的这部分块体则系自南部漂移而来。在这样强大的应力场作用下, 壳-幔物质重新调整、重力分异, 逐使壳-幔物质在喜马拉雅弧形山系的东部弧顶向东南方向“流展”,^[28] 且构成了一个菱形块体嵌入到康滇构造带之中, 并为其东西两侧构造运动的交汇部位, 构成了这一地带特殊的构造背景。

由于该区在多期岩浆与构造运动作用下, 特别是印度板块与欧亚板块的碰撞驱使该区形变累聚叠加, 并不断地影响着裂谷带的深层过程和物质运移, 不断地改造着攀西古裂谷的原始

形态和构造格架,构成了如此复杂的地球物理场特征。从基性和超基性辉长岩、正母岩和玄武岩沿构造带轴部展布与物质组分可见,喷出岩是软流圈中部分熔融物质上涌的结果。古地磁结果也表明了该区东、西块体的相对移动,速率为 $2.0-2.3 \text{ cm/a}^{[29]}$ 。

综上所述可见,攀西古裂谷并未消亡,而是在相邻地区构造运动作用与影响下,古裂谷“复苏”(或称“活化”)。同时这里又是一个现代构造活动带。显然,印度板块与欧亚板块运动、碰撞与壳-幔物质“流展”和菱形块体的嵌入及运动,是本区构造活动的重要动力源^[28]。印度板块至今尚以 $3-5 \text{ cm/a}$ 的速率向北迁移,大地测量也提供了攀西裂谷轴部两侧地区仍在向南移动的事实也证明了这一点。

参 考 文 献

- [1] 刘风仁,大自然探索, **3**(1984), 1: 57-63.
- [2] 骆耀南,同上, **3**(1984), 4: 149-159.
- [3] 熊绍柏等,地球物理学报, **29**(1986), 3: 235-245.
- [4] 四川省地质矿产局物探大队,中国攀西裂谷文集(3),地质出版社,1987.
- [5] Teng Jiwen et al., *Physics of the Earth and planetary Interiors.*, **31**(1983), 293-302.
- [6] 滕吉文等,地球物理学报, **17**(1974), 4: 255-272.
- [7] 滕吉文等,同上, **22**(1979), 4: 346-351.
- [8] Милановский, Е. Е., *Рифтовые зоны континентов*, Москва, «Недра», 1976.
- [9] Meissner, R. and Vetter, U., in *Approaches to Tophrogenesis* (Eds. Illies, J. H. and Fuchs, K.), **236-243**, Inter-Union Commission on Geodynamics Sci Rep. No. 8, Scheijerbart, 1974.
- [10] 高明修,国外地质, 1974, 9.
- [11] 杨华,地球物理学报(增刊), **28**(1985), 2: 185-196.
- [12] 申宁华等,地球物理学报, **29**(1986), 5: 496-507.
- [13] 骆耀南,中国攀西裂谷文集(1),地质出版社,1985, 1-26.
- [14] 魏斯禹等,中国攀西裂谷文集(3),地质出版社,1987.
- [15] Ramberg, I. B., *Norger geologiske undersøkelser*, 1976, 1-194; 325.
- [16] Farhead, J. D. et al., *Continental and Oceanic riffs ed. Palmason of Geodynamle series* 13, 1982, 189-192.
- [17] Morgan, P. *Geodyn. Series* 8 (loc. cit), 1982, 107-123.
- [18] Logatchev, N. A. et al., *Tectonophys.* **45** (1978), 1-13.
- [19] Mueller, S. et al., In *Approches to Topprogenis* (Eds. Illies J. E. and Fuchs, K.), 1974, 379-388.
- [20] Zheng Jianzhang et al., *Tectonophys.* **133**, 3/4, 1987, 235-241.
- [21] 孔祥儒等,地球物理学报, **30**(1987), 2: 136-143.
- [22] 李立等,中国攀西裂谷文集(3),地质出版社,1987.
- [23] 刘正荣等,地震研究, **6**(1983), 1 期.
- [24] 罗平等,地震研究, **6**(1983), 1: 87-94.
- [25] 姚虹等,中国攀西裂谷文集(3),地质出版社,1987.
- [26] 闻学泽,地震研究, **6**(1983), 1: 41-51.
- [27] 朱志文等,中法喜马拉雅考察成果(1980),地质出版社,1984, 17-23.
- [28] 滕吉文等,地球物理学报, **23**(1980), 2: 254-269.
- [29] 朱志文等,中国攀西裂谷文集(3),地质出版社,1987.