

昌马——古浪活断层 深部构造特征和地震活动的关系

陈爱玲 邵世勤 王新林 孙贵珍

摘要

昌马—古浪断裂带位于青藏高原北缘的多种地球物理场的同步变异带上。如布格重力异常梯级带,莫霍面陡变带、高磁异常梯级带和居里面陡坡带上。在磁场上表现为一条北西西向,断续分布的串珠状异常带。经化极上延 20 公里后,断裂带仍有显示,而且相对位置没有发生变化,说明该断裂产状很陡,切割很深。沿断裂带有基性、超基性岩体分布,昌马—古浪断裂带是一条超壳断裂带。

断裂带被深部的北东向断裂切割成四段,北东向断裂是一组张扭性断层,可视为昌马—古浪断裂带上的障碍体,它控制了强震破裂带的传播和地震活动性。昌马—古浪断裂的活动是受深部构造控制的。

一、前言

活断层的研究是当今地震地质工作中的前沿课题。昌马—古浪活断层因其特殊的构造部位和强烈的地震活动性而被列为全国重点研究的活断层之一。前人已对该断层进行过许多研究,(时振梁,1974年;白启圣,1981年;侯珍清,1986年等)但大都限于对断裂带的地表结构的研究,对其深部断层结构的研究甚少,本文企图利用一些地球物理资料,探讨断裂带的深部构造特征,根据深部特征对断层进行分段研究,讨论深部构造与地震活动的关系。

二、断裂带附近区域地球物理场特征

1. 重力场特征:

断裂带位于高原北缘的布格重力异常梯级带中。从阿克塞向北东东向延伸,过玉门后转为近东西向,继续向东延伸到古浪。在古浪附近分为南北两支。

梯级带总体呈向北突出的弧形。宽达 100 公里左右。异常值从北向南逐渐降低,从-225 毫伽降到-400 毫伽,水平梯度达 1.1~1.4 毫伽/公里。最大水平梯度可达 3.2 毫伽/公里。

与上述布格重力异常带相应的是一条地壳厚度陡变带,地壳厚度由北往南由 51 公里陡增至 61 公里。众所周知,地壳厚度的变化,将引起水平应力的产生,它的大小可根据公式 $\sigma = \rho g \xi$ (1984 年李安然)计算。其中:

- ρ : 地壳平均密度;
- g : 地球重力加速度;
- ξ : 地壳厚度差;
- σ : 水平应力

根据上式计算结果,上述地壳厚度陡变带所产生的水平应力达 10^9 达因/厘米²,它与引起强震的应力数量级相当。

事实证明,该地壳厚度陡变带上已发生过多次七级以上强震。

2. 区域磁场特征

青藏高原北缘,分布着一系列北西西向相互平行的高磁异常梯级带,使高原北缘突出于周围磁场之中。几条巨大的磁异常特征线,把高原北缘地区的磁场划分为几个分区,昌马——古浪断裂带位于祁连山正、负变化磁异常区内。区内以北西西向正、负相嵌的条带状异常为特征,西部被阿尔金北东东向磁异常带所截。昌马——古浪断裂带位于其中。

3. 断裂带位于居里面的梯级带上

居里面是一个温度界面。随着地下温度的增高,岩石的磁化率越来越大,当温度达到 575℃ 附近,磁化率突然降低到零,岩石失去磁性,这个温度点即为居里点。

本文用该区 1/100 万航磁图反演得到居里面的深度图。由图可见,该区居里面呈北西西向条带状分布。河西走廊拗陷带居里面埋深最浅,在 20~22 公里左右,分布在玉门、酒泉、高台、祁连一带,形成一条居里面相对隆起带。

走廊南侧,有一条明显的居里面梯度带,其深度为 20~34 公里,梯度带宽约 100 公里左右,是一条地温梯度带。由于地温梯度带的存在,高温区和低温区之间将产生水平热应力,其大小按下式(Sokolova, L, S 1967)计算:

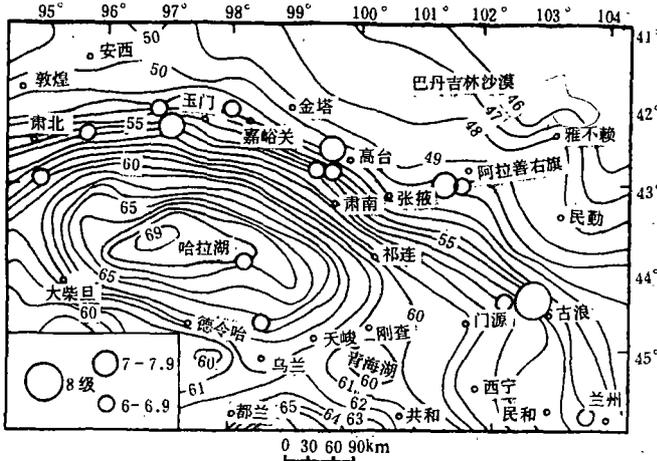


图 1 昌马——古浪断裂带附近地壳厚度图

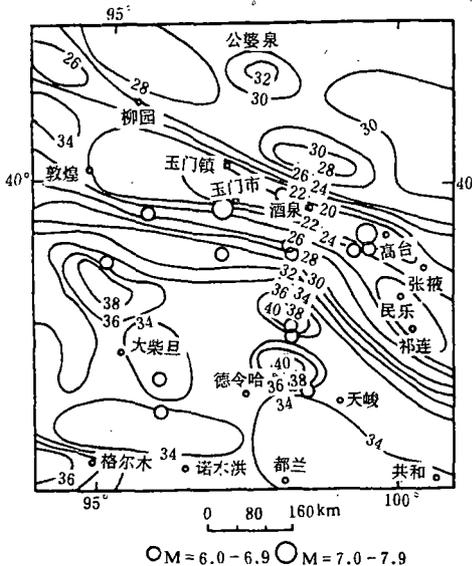


图 2 昌马——古浪断裂带附近居里面深度图

$$\sigma_T = 0.1\alpha \cdot E \cdot \Delta T \quad \text{其中:}$$

σ_T : 温差引起的水平热应力;

α : 岩石的热膨胀系数, 取 $3.0 \times 10^{-5}/^\circ\text{C}$;

E : 岩石的弹性模量, 取 3.0×10^{12} 达因/厘米²

梯级带最小埋深为 20 公里, 最大埋深为 34 公里, 计算结果, 梯级带两侧温差可达 230°C, $\sigma_T = 2.07 \times 10^7$ 达因/厘米², 这个应力叠加在区域构造应力场上, 将促使大震的发生。

综上所述, 昌马—古浪断裂带处于多种地球物理场的同步变异带上。其综合剖面图见图 3:

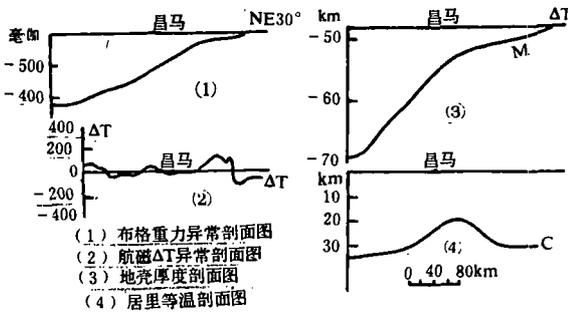


图 3 昌马—古浪断裂带附近各种地球物理综合剖面图

上述的变异带反映了地壳深部的一个横向不连续面, 是应力容易集中的地带, 该带发育着多条平行排列的深、大、活的断裂, 变异带给断裂的活动提供了不同方式的应变能。地震是由于应变能不断积累, 使断裂失稳引起突然错动的结果, 所以与深部构造环境有密切关系,

昌马—古浪断裂就是该变异带上活动强度和频度最高的一条活断裂。

三、昌马—古浪断裂带上磁场特征

断裂带在磁场上反映明显, 表现为一条北西西走向的升高磁异常带。异常带多处被北东向负异常带所切割。反映北东向断裂的存在。图 4。



图 4 昌马—古浪断裂带 ΔT 原平面异常图

经化极上延 20 公里 45° 水平导数图上, 昌马—古浪断裂带显示为一条北西西向线性异常带。其位置与原平面异常图上的相同, 说明昌马—古浪断裂带是一条产状很陡, 向下切割很深的断裂。沿断裂带有基性和超基性岩分布, 它是一条超壳断裂。图 5。

四、断裂带的分段特征

活断层的活动在时间和空间上都是不均匀的, 因为活断层无论在几何方面或是介质性质等方面都是非均质性的。对活断层进行分段研究有利于潜在震源区的判定、地震灾害的防御等, 它是活断层研究中的重要内容之一。

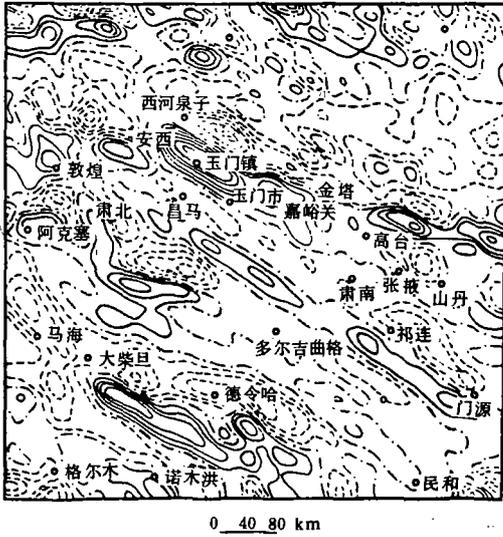


图5 断裂带附近 ΔT 化板上延20公里45°方向水平导数图

露,只有大震才能造成地表破裂带,其大小均在几十公里范围。分段的尺度应与之相当。

随着活断层填图比例尺的增大,非均质结构越来越明显,分段尺度过小,一次破裂事件就可能穿透很多段落,这样的分段对潜在震源区的划分似乎意义不大,(当然对于其它研究是有意义的)所以分段尺度应与强震震源体大小相当。

②要考虑断裂的深部情况。尤其要考虑能够阻止破裂继续传播的深部的障碍物。它们可以是断裂带上的横向张性构造,低密度体,介质强度特别低的地区等。这样的障碍物位置是相对稳定不变的。可以以此作为分段的标志。

③地震活动性:时间尺度较长的地震活动性,而不是短期的。

根据以上几点把昌马—古浪断裂带划分为四段,每段具有不同的特征:

1. 分段的磁场特征:图4从西往东为:

①昌马—镜铁山段:长约130公里。该段在磁场上表现为梯级带,断裂北侧以负异常为主,异常走向为北西西,异常值在-50~-100nT左右。断裂南侧,以正异常为主,异常值为50~150nT。该断裂带的东端,为北东向负异常带所截。

②镜铁山—肃南区段:长约160公里,磁场上为串珠状异常带。断裂北侧为团块状正异常,异常值达100nT。南侧为负背景场中分布局部升高异常,负异常是下古生界无磁性沉积层的反映,局部升高异常为基性,超基性岩体引起的。断裂段的东端为北东向负异常带所切。野牛台附近,异常轴向变为北东向。

③肃南—门源区段:长约180公里,该断以负异常为背景,呈紧密排列的线性异常带。该段的东端,磁异常轴向转为北东向。

④门源—古浪段:门源以东,出现大面积正磁异常,根据该区附近磁场特征与基底岩相的对应关系,正磁异常一般对应古老的变质岩系和基性、超基性岩体。而古浪地区地表出露的为下古生代地层,推测正异常反映深部可能存在古老地块,这种地块具有变质深,结晶程度高,磁性强,刚性大的介质特征,古浪地震的发生与这种高强度介质的破裂有关。

目前的分段研究中,由于分段的目的和标志的差异,导致了不同的结果。C. Allen 根据圣安德列斯断裂上地震活动的强弱,将长达1100公里的断裂划分成四段。邓起东等将海原断裂带(长230公里)划分为11段。Aki (1974, 1984)提出了断裂带上存在障碍物凸凹面的概念,以此对断裂进行分段研究。丁国瑜先生主张把地震地质和地球物理两方面结合起来进行分段研究。本文在分段中考虑了如下因素:

①在分段中,分段尺度的大小应与震源体大小相联系。因地壳破裂带是震源体在地表的显

上述的分段性,在化极上延 20 公里的磁异常图上也显示的很明显。图 6。

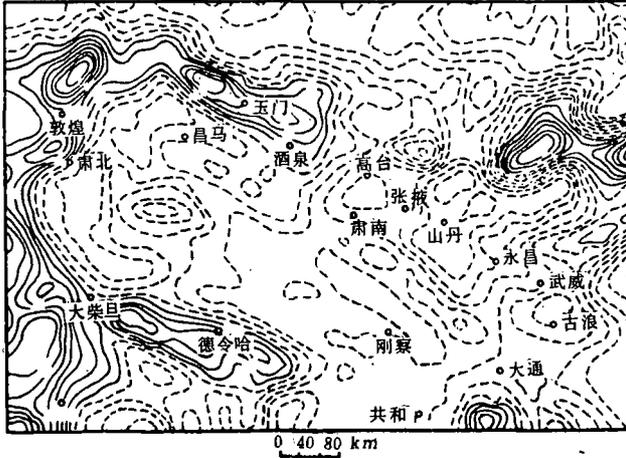


图 6 昌马—古浪断裂带附近化极上延 20 公里 ΔT 异常图

图上显示出两条明显的北东向磁异常梯级带。一条位于高台—肃南—德令哈一带;另一条位于武威—大通—共和一带;说明北东向断裂是一组向下延伸很深的断裂。

北东向断裂地表显示较微弱,但是在卫星影像图上,北东向断裂带显示为线性亮色带和暗色带^①,一般表现为短直线状分布的沟谷,分布范围较广,无论基岩区或复盖区都出现,呈断续分布状穿越不同构造单元。

祁连山北缘,有一系列北东向水系展布,如白杨河、北大河、黎园河、黑河、马营河等,反映了北东向断裂的存在。

北东向断裂形成于晚燕山期,是一组张扭性断裂,结构比较松散,据杨斌转告:水文资料表明,在门源—共和一线,有些小河流经该断裂带即消失不见了,说明是张性断裂。

这些横切昌马—古浪断裂带的张性断裂,构成了断裂带上的障碍体。文献(郭增建等,1983年)讨论了传播的脆性剪切破裂遇到静止的横向断裂时,应力衰减的情况。这里存在类似的情况,即沿北西西向传播的剪切破裂遇到了北东向横向张性断裂时,破裂尖端的应力迅速衰减,使破裂不能继续传播而停止了。汤泉等(1983年)实验结果,也证明了以上论述。实验结果指出:传播的剪切破裂遇到强度低的介质时,破裂即停止了。北东向张性断裂起了阻碍破裂继续前进的障碍体的作用。以下事实佐证了上述推断:

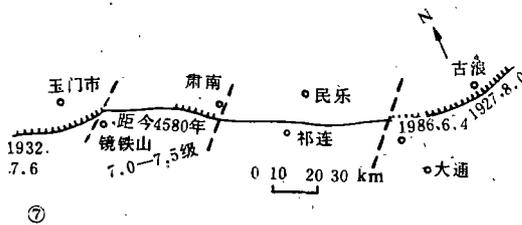


图 7 昌马—古浪断裂带上历史地震破裂带和北东向构造的关系

a. 昌马—古浪断裂带上,三次破坏性地震,地表破裂带都终止在北东向断裂带附近。如图 7 所示。

b. 古浪附近的地震活动,限于武威—门源—共和断裂带以东。如图 8 所示。

1986 年门源 6.4 级地震和 1990 年共和 6.9 级地震,其破裂带也都分布在武威—共和断裂以东,可见该北东向断裂是控制地震活动的一条重要屏障。

① 邹谨敏,1985,甘肃西部线性构造特征与潜在强震震源区。

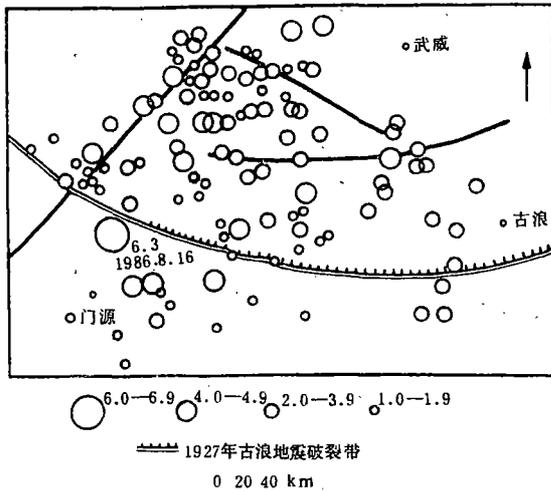


图8 古浪附近地区构造和震中分布图(1958—1987)

破裂带东端在此终止。

3. 地震活动性:

由于断裂活动在时空分布上的不均一性,反映在地震活动上也具有分段性。昌马—古浪断裂带上地震活动的分段性与上述根据重磁资料划分的段落具有一致性。其强震活动主要分布在①、④两段。即昌马—镜铁山段和门源—古浪段。前者如1832年昌马 $6\frac{1}{2}$ 级地震和1932年昌马7.6级地震。后者如1927年古浪8.0级地震和1986年门源6.4级地震。

综上所述,昌马—古浪断裂带的分段性是有其深部构造标志的,其它断裂带也应有其特征的。

五、小结

1. 昌马—古浪断裂带位于青藏高原北缘的多种地球物理场的同步变异带上。这种特殊的深部构造环境给地震的孕育和发生提供了不同方式的应变能,使变异带成为强震活动带。

2. 断裂带在磁场上表现为断续分布的磁力高异常带,经化极上延20公里后,仍有明显的显示。而且上延后的断裂位置没有什么变化,说明断裂产状陡,下切深。沿断裂带有基性,超基性岩体分布,该断裂是一条超壳断裂。

3. 根据断裂带上的重磁场特征,断裂可分为四段。北东向断裂可视为断裂带上的障碍物,它控制了地表破裂带的分布和地震活动性。

随着活断层研究的逐步深入,开展对活断层深部结构的研究是在所必行的。遗憾的是以往在这方面的工作还很不够,而探明这个问题对潜在震源区的预测,地震预报和地震灾害防御等都是很有意义的,呼吁同行们开展这方面的工作。

参考文献

1. 时振梁:1974年,1932年昌马地震破裂带及其形成原因的初步探讨。地球物理学报 Vol. 17. No4.

2. 白启圣:1981年,关于1932年昌马地震破裂带的初步研究。西北地震学报 Vol. 3,

No4.

3. 侯珍清、王华林:1986年,昌马断裂东段断层崖年龄的确定和大震复发周期的估计。西北地震学报 Vol,8,No1.

4. 李安然:1984年,中国东部重力梯级带的地震地质分析。地震地质 Vol,6,No2.

5. Sokolova, L, S, 1976, Temperatures heat flow and Kamchatka Geoelectric and Geothermal studies, K, A, P, G geophysical monograph academical Kcado, Budepaet 463~472.

6. Aki, K, Asperities on an earth quake fault, J, G, R, 89, 5867~5872, 1984.

7. 郭增建等:1983年;传播的剪切破裂与另一静态断层的交遇。西北地震学报 Vol. 5, No3.

8. 汤泉等:1983年;破裂终止的实验研究及地震断裂终止的讨论。西北地震学报 Vol. 5, No3.