西藏高原地热活动,温泉分布与 地球物理场特征

魏斯禹 腾吉文 杨秉平 胡忠义 (中国科学院地球物理研究所)

摘 要

本文根据西藏高原地热活动与温泉分布和各种地球物理场的特征,进行了综合分析与研究,给出了地壳深部要素的统一解释。说明了西藏高原水热分布及其活动原因是由于地壳介质中温度很高,地壳中存在着物质的熔融或部分熔融所致。水热显示是受深部地壳构造与物质运移所制约,其热能是由印度板块与欧亚板块碰撞过程中所产生的热量和岩浆上涌所提供的。

一、西藏高原水热分布特征

西藏高原内部存在着强烈的水热活动。其水热活动类型具有典型的火山活动区特征,但这里却未发现近代火山活动。中国科学院综合科学考察队,经过几年来的实地考察,共发现水热活动区有600余处(实地考察354处,群防落实点300余处)。但百分之七十水热活动区是分布在冈底斯一念青唐古拉山脉以南的喜马拉雅地热带(见图1)〔1〕。到目前为止,已调查过的地热显示类型有:水热爆炸,间歇喷泉,喷气孔,冒汽穴,冒汽地面,硫质汽孔,喷泉,沸泉,热泉,温泉,硫酸泉,盐泉,热水湖,热水塘,热水河,热水沼泽,各类泉华等,不下20余种。几乎包括世界上所有的水热显示类型。其中以玛宗错热田与羊八井热田的显示类型最为丰富,流体温度达到或超过当地水温的水热区有40余处,三处拥有较大规模的间歇喷泉,另外还发现十几处水热爆炸区。其规模多为中小型,但活动频度高〔1〕。如1975年11月12日晚在曲普曾发生过一次猛烈爆炸,1977年12月4日下午羊八井也发生了一次水热爆炸。至今共发现42个沸泉区。羊八井热田区几个小于100米的浅孔实测温度已达160℃,地热梯度为2.9—3.3℃米~1,是地壳平均地热梯度的100倍。喜马拉雅地热带水热活动显示的天然热流量总计为5.2×105大卡•秒~1,占西藏全境总热流量的76.5%。

目前所知,除我国西藏地区以外,世界上高温水热现象几乎都出现在近代或 现 代 火 山区。西藏高原高温水热活动多集中在藏南,其火山活动终止于渐新世。而具有近代或现代火山活动的藏北地区则水热活动显著减弱,温度也偏低。综合上述结果再通过地热流体化学成

份特点(高B, Li, Rb, Cs及F)可以认为,高原地区地壳内存在尚未冷凝的火成岩体。

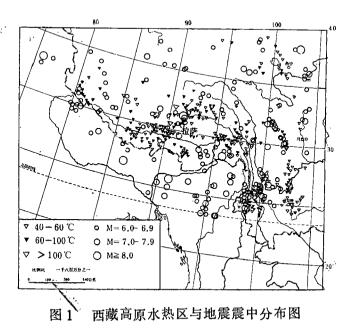
二、热水活动与断裂构造特征

西藏高原的地质构造格局是中生代晚期以来地壳运动的结果。该区地质构造发育,岩浆活动强烈。并伴有变质作用和强烈的地壳形变与皱缩。在断裂带附近均有大面积的岩浆岩存在,并在断裂带存有变质现象。在西藏南部,大致沿雅鲁藏布江流域出现一条双变质带,一个是冈底斯变质带,另一个是雅鲁藏布江变质带。岩性横向是不均匀的,由南向北呈基性→中性→酸性或中性→酸性变化的规律(4),并在雅鲁藏布江断裂带上分布有蛇绿岩带。这些构造上的特征和岩性的差异亦与雅鲁藏布江地带的水热活动区相吻合。事实证明,热水区的分布与断裂构造相关。全球地质构造的特点亦可证实在地质历史上水热活动与岩浆上涌都与断裂有直接关系。例如环太平洋地热带,地中海一喜马拉雅地热带。特别是在不同板块的会聚地带则更为明显。因为它不仅活动强度高,且呈狭窄的带状展布。西藏高原的这条地热活动带也正好处于这种部位。

三、西藏高原地热分布与地球物理场特征

1. 地震分布与地震活动特征 七级以上的地震分布勾绘出西藏高原的轮廓⁽¹⁸⁾。西藏 高原内的地震绝大多数为70公里以内的浅源地震,且多为成群分布的小震。据不完全统计西藏

境内的地震活动频度仅次干我 国的台湾省。而大于6级的地。 震就有70次左右,震中又多密 集于雅鲁藏布江流域[5]。这 与上述水热活动带的位置亦基 本重合(图1)。这种在地表 现象上的吻合特点, 可以说明 是与深部地壳构造相关。除此 而外,在喜马拉雅山系南北两 侧也还有少量的中源地震。其 深度变化在喜马拉雅山系的南 部要比北部浅些。从恒河平原 向北至喜马拉雅地带小震呈弧 形展布。在喜马拉雅弧形山系 的东西弧顶, 兴都库什与缅甸 两处分布着大量的中源地震。



高原地区的南缘浅源小地震特别密集,它的震中分布特征与日本岛弧地震带很相似。在克什米尔、柏林山口、加德满都以及印度的高哈附近,其震源深度为70~76公里。主边界大断层一带浅源地震震源面向北倾斜,而西藏高原的当雄地带以及在印度河和雅鲁藏布江地带震源面

却向南倾斜。从西藏高原地震的分布与地震的活动性等特点都可说明是和这一带的近代岩浆岩的分布和水热活动有着直接关系的,与该区的深部构造和地幔物质运移有着内在的联系。

2. 西藏高原地区地震传播的特征 为了研究与对比不同地区Lg波的特征,我们选用了乌鲁木齐、兰州、拉萨、广州、佘山五个台站记录图(见图2),并进行了分析。穿过高原

内部的 Lg 波 与穿过我国东部地区 (未穿过西藏地区)的 Lg 波 其特征不同,因为 Lg波的穿透路径 (或被吸收)特点与该区地壳和上地幔介质结构与物理状态关系密切。所以它是用来探讨区壳-幔物质 热 状态的一个重要途径。

表1中编号为1,2,3,4 的,表示穿过西藏高原的地震 波,而在拉萨台和乌鲁木齐台所接 收到的地震参数。根据对图3a地 震图的(为不同地方的地震,在拉 萨、乌鲁木齐台接收的地震图)分 析可知,穿过西藏高原的Lg波的

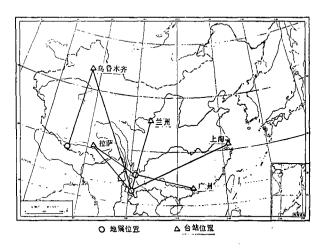


图 2 地震与地震台分布图

特点是: (1)Lg波高频成分不发育,周期长。(2)Lg波的能量很弱,乃至消失。

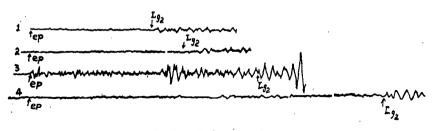


图 3 a 穿过西藏高原Lg波的记录图

在表 1 中编号为 5、 6、 7 的表示不穿过西藏高原的地震波在广州台, 兰州台及佘山台 所接收到的地震参数。从图 3 b中的Lg波地震图分析可知, 我国东部Lg波的特点 正 好与穿过西藏高原Lg波的特点相反。表现出穿过东部的Lg波的能量很强, 高频成分发育 及 周期小的特征。

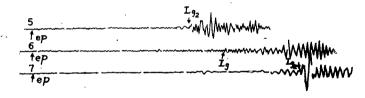


图 3 b 穿过我国东部地区的Lg波记录图

表 1

编	号	庭 中 位 置	发震时间	接收台	庭 级	地段仪类型	分	向
通过西藏地区 的地程图	1	云南南华附近 25.3°N 101.1°E	1968. 3.16 20-26-35	拉萨	5.1	基、氏	南	北
	2	云南景洪东 22.0°N 101.4°E	1969. 2. 9 23—34—45	拉萨	5.4	基氏	南	北
	3	中尼边境 27.9°N 86.2°E	1974. 3.24 22—16—01	乌鲁木齐	6.1	基氏	南	北
	4	云南景洪东 22.0°N 101.4E°	1969, 2 , 9 23-34-45	乌鲁木齐	5.4	基氏	南	北
不通过西嶽地区的地震图	5	云南南华附近 25.3°N 101.1E°	1968. 3.16 20-26-35	广州	5.1	基氏	南	北
	6	云南景洪东 22.0°N 101.4°E	1969.2.9 23—34—45	兰 州	5.4	基氏	南	∄b
	7	云南景洪东 22.0°N 101.4°E	1969.2.9 23-34-45	佘 山	5.4	基氏	南	北

图 4 A中 1 — 9 地震波记录图是在我国北部苏联境内地震台站所接收到的未穿过西藏高原的地震记录图,显然表现出Lg清晰可靠、高频成分发育、能量较强等特征。而图 4 B中的 10—19地震波记录图则是通过西藏高原的Lg波,它的特征是能量减弱乃至消失。由此 可见西藏高原Lg地震波的传播是存在着强烈的分区性的,例如西伯利亚同一地震台站所 接收 到的各个地区的地震有着强烈的分区特征。在高原以北地区Lg地震波震相清晰,且能量强。西藏高原、印度的阿萨姆地区以及喜马拉雅弧形山系的西部弧顶向西南方向延伸的地带,都表现出Lg震相能量很弱,以至于消失。雅鲁藏布江两岸直到恒河平原北 缘 恰 位 于 这 一 地 区。

上述Lg波在西藏高原的传播及分区特征表明,它与我国东部、北部的地震波传播 特征均不相同。西藏高原之内的深部物质组成与东部和北部亦有所不同。西藏高原对Lg波 具有强烈的吸收性能,再加上喜马拉雅地带花岗岩具有高的87、/86、比值等^[7]。也说明了在西藏高原地壳内存在着物质熔融或部分熔融。

3.西藏高原地壳与上地幔介质中的吸收性能 根据西藏高原内所作的Q值可知,无论是用面波或S波,还是用小地震P波[8-11](长周期或短周期)所作出的Q值都比其他地区小得多。Q。只有25,小地震的Q。为35,而利用面波(长周期)作出的Q值为30~40。在我国海城,石棉地区利用小地震波所得Q。值为220~1047与620和560。这说明了西藏高原地区壳-幔介质的吸收性能要比我国其他地区大得多。我们再从跨过西藏高原,在国内地区所接收到

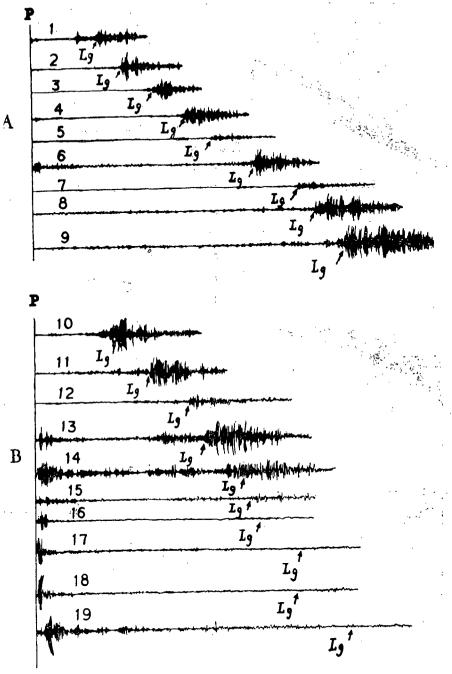


图 4 Lg地震波 A---穿过西藏高原 B---没有穿过西藏高原

的穿过西藏高原的瑞雷面波的衰减情况[2],也同样发现西藏高原Q值很低。根据 1973 年 7 月14日西藏的6.9级的地震用瑞雷波和勒夫波所求得的Q值为21~1162和 22~1110^[13],Q值变化范围如此之宽也说明是穿过西藏高原时地壳介质对地震波的衰减所引起的。欧亚大陆核爆炸的基谐瑞雷波所求得的吸收系数如图 5 所示,欧亚大陆的吸收系数与北美大陆相似。在

构造活动区,如喜马拉雅一阿尔卑斯地带,其吸收系数很大,r(长周期)可 高 达 3×10^{-4} 公里 $^{-1}$ (长周期10-50秒)c14 $^{-1}$ 。

为了探讨Q值所反映的地下介质状态,通过对比发现我国西藏高原所得的Q值(或r值)与汤加岛弧很相似^[15]。汤加岛弧的热流数据(图 6)表明在汤加岛弧内的壳-幔介质中存在着热物质或物质的熔融。根据西藏高原的低Q值与地表水热显示可知,高原内部只有存在着热物质或物质的熔融才会对地震波产生较大的吸收以及影响Lg波的传播特征。

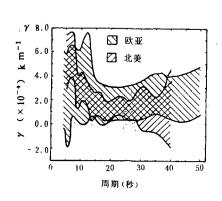


图 5 欧亚、北美大陆的吸收系数图

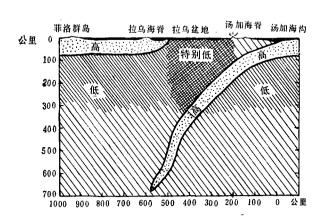


图 6 汤加岛弧的Q值分布图

4.水热分布与重力场特征 西藏高原处于我国重力布伽异常值最低的地区。四周为重力高梯度变化带所包围。根据多年来对西藏高原地区进行的实地观测资料,通过反演所获得的西藏高原地壳构造轮廓表明,整个高原地区地壳构造是不均一的。除高原中部平坦外,在雅鲁藏布江以南地区地壳强烈变化,并向南翘起。在雅鲁藏布江以北到唐古拉山口一带地壳厚度达70~73公里,雅鲁藏布江地区则为65—68公里左右,再向南逐渐减薄,到喜马拉雅山系地带为45公里左右^[16]。喜马拉雅地带重力也是不均衡的,珠穆朗玛峰地区的均衡异常值为+120毫伽,雅鲁藏布江流域的水热活动带,如羊八井重力布伽异常值就为-550毫伽以下,比高原内部地区还低50毫伽左右。西藏高原内的这种重力异常分布特征与日本列岛的弧形构造是十分相似的。

综上述可知,在地热区内存在着很低的重力布伽异常值。这种负重力异常值的存在说明 西藏高原内的地壳介质中存在着密度较小的物质。又据水热活动的分布与重力异常的相关 性,并从西藏高原内的布伽负重力异常值可以推断,高原内部壳-幔介质中存在着物质的熔 融或岩浆的侵入致使壳-幔物质密度变小。

5.水热分布与航空磁异常的特征 由于印度板块向北挤压,导致北部地壳上层物质向南推覆构成了近代地壳运动极为强烈的地区,致使断裂带内被超基性岩所填充,形成了巨大的长达数千公里的侵入体,这不仅反应出为航空磁测的强烈磁异常带(150—450),而且也反映出磁异常地带与水热活动分布的相关性。

从航磁异常资料的分析和研究发现,磁性体的上界埋深为18公里,而等温居里面的埋深为18—30公里左右^[17]。这里并非是磁性体埋深的下界,只是说明在居里面以下的物质变为非磁性的了。

等温居里面在雅鲁藏布江西部深达30公里。雅鲁藏布江东部等温居里面埋深浅(大约为15—20公里)。说明岩浆上升和近地表发生了广泛的岩浆侵入活动以及地壳物质在横向的不均匀性。

西藏高原地壳结构的研究结果证实,在地壳中44—55公里(雅鲁藏布江以北)和45—29公里(雅鲁藏布江以南)左右深处存在着低速层,其厚度约为10公里^[16]。

四、讨论

上述地球物理场特征及各种地球物理方法所获得的参数证明,高原地壳中存在着高吸收、低密度的熔融层或半熔融层以及局部岩浆源等。所以说西藏高原地区的地震活动和构造运动与壳-幔介质中的岩浆运移相关。

由于印度板块与欧亚板块的碰撞与挤压,促使地壳皱缩增厚和放射性物质的积聚。从而导致地壳中热流和温度场的急剧变化。又因两大板块不断作用,又加剧了这里上地幔与地壳内部物质的运移与重熔。

藏南与藏北的水热活动存在的差异,是由于两大板块碰撞挤压与欧亚大陆的强烈阻**融**,因而使得板块的消减带南移到恒河平原北缘的缘故。

板块学说和世界上地热活动的分布特征表明,板块边缘的地热分布特征是受板块消减带及其两侧块体运动所制约的。我国西藏高原冈底斯山以南雅鲁藏布江一带强烈的地热活动带恰处于印度板块与欧亚板块碰撞挤压带的边界上。因此,它必然处于印度板块向北 俯 冲的一侧。所以地热带的这些活动特征仍是印度板块向北运移和不断挤压的结果。同时,造成了印度板块和欧亚板块挤压过渡带内的强烈现代构造运动、形变特征、水热强烈的活动和浅源小震成群等特异的地球物理场特征。

(1981年5月15日收到)

参 考 文 献

- [1]佟伟等,西藏的地热,科学出版社,1981.
- 〔2〕腾吉文等,青藏高原及其邻近地区的地球物理场特征与大陆板块构造,地球物理学报,vol.23,№.3,1980.
- [3] 佟伟、章铭陶等, 西藏的地热活动特征及其对高原构造模式的控制意义, 北京大学学报(自然科学版), №4, 1980.
- [4]金成伟、周云生,喜马拉雅和冈底斯弧形山系中的岩浆岩带及其成因 模式,地质 科学,№4,1978.
- [5]山东哲夫, ヒマラセ连峰周辺の地震活动, 科学, vol.41, №4, 1971.
- [6] Ruzaikin A, I, et al, Propagation of Lg and lateral variations in crustal structure in Asia, J.G.R, vol. 82, No. 2, 1977.
- (7) Hamelt J.et al, R-Sr Sysmematias in granite from Central Nepal (Manasla) singnificance of the Orogaceneage and high 87sr/86sr ratio in Himalayan, Orogeny geology, vol. 4, 1976.
- 〔8〕张立敏等,西藏高原拉萨附近介质的品质因数,地球物理学报,vol,22, №,3,

1979.

- [9]陈运泰等,巧家、石棉的小地震震源参数的测定及其地震危险性的估计,地球物理学报,vol.19,№ 3,1976.
- [10]朱传镇等,海城地震前后微震震源参数与介质的品质因数,地球物理学报,vol.20, № 3,1977
- 〔11〕冯锐等, 西藏高原东部地区的Q值, 地球物理学报, vol.23, № 3, 1980.
- [12] Bird and M.N Toksoz, Strong Attenuation of Rayleigh wave in Tibet Nature, 266, 161-163, 1977.
- (13) Singh D.D and Harsh R.Gupta, Source Mechanism and Surface-Wave Attenuation Studies for Tibet Earthquake of July 14, 1973, B.S.S.A, vol. 69, No. 3, P737-750, 1979
- (14) Yacoua N.K. and B.J. Mitchell, Attenuation of Rayleigh—Wave Amplitudes Across Eurasia, B.S.S.A. vol.67, No. 3, P751—760, 1977.
- (15) Sclater J.G. and H.W Mnard, Topography and heat flow of the Fiji Plateau, Nature, 216, 991, 1967.
- [16]腾吉文等,西藏高原当雄一亚东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究, 地球物理学报,vol 24, No. 2, 1981
- [17]潘作枢等,中国西藏南部地区航空磁测异常特征及地壳构造,青藏高原科学讨论会论文(摘要),1980
- [18] 罗灼礼,印度洋板块向北顶撞作用与我国西部及其邻区现代构造应力场和地震活动特征的探讨,西北地震学报,vol.1,№4,1979.

CHARACTERISTICS OF GEOTHERMAL DISTRIBUTION AND GEOPHYSICAL FIELD OF XIZANG PLATEAU:

Wei Si-ya Teng Ji-wen
Yang Bing-ping Hu Zhong-yi
(Institute of Geophysics, Academia Sinica)

Abstract

The Xizang Plateau is the most intense area for geothermal activities in our country the crustal structure is very complex and earthquake activities are extremely frequent

Based on geothermal data and various features of geophysical field distinction research and analyses has been made in this paper. A unified interpretion of the nature in the deep part of the crust is given. It indicates that the cause of geothermal distribution and its activity in Xizang Plateau is due to the high temperature in the crustal medium and the existence of melting or partial melting matter in the crust. The geothermal display is affected by the deep crustal structure and material migration and the geothermal energy is provided by the quantity of heat produced by the collision process of the Indian plate against the Eurasian plate and the magmatic intrusion.