

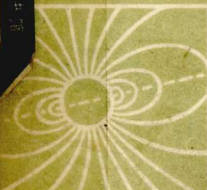
地球物理学报 第28卷 增刊 I

ACTA GEOPHYSICA SINICA Vol.28 Supplement I

青藏高原地球物理研究文集

1985

中国地球物理学会编辑
北京大学出版社出版



地球物理学报

第 28 卷 增刊 I

青藏高原地球物理研究文集

目 录

青藏高原地区地壳与上地幔地球物理研究概论.....	滕吉文 (1)
青藏高原地区的地壳厚度和莫霍界面的起伏.....	熊绍柏 滕吉文 尹周勤 (18)
青藏高原北部地区色林错—莲错—那曲—索县地带地壳结构与速度分布.....	滕吉文 尹周勤 熊绍柏 (22)
由长周期地震面波研究青藏高原地区的地壳和上地幔的速度分布.....	孙克忠 滕吉文 (43)
青藏高原地区的长周期地震面波与Q值的研究.....	孙克忠 滕吉文 (64)
青藏高原重力场特征及其在大地构造上的含义.....	祝恒宾 周文虎 武立高 (69)
热流值的校正和藏南热流测量中的湖底温度波动校正.....	沈显杰 邓肖粤 康文华 李德禄 白嘉启 魏红兵 (70)
藏南湖底热流值的校正与结果.....	沈显杰 邓肖粤 康文华 李德禄 白嘉启 魏红兵 (80)
从藏南高热流的形成机理讨论西藏地壳和上地幔热结构.....	沈显杰 (93)
雅鲁藏布江地带的地热活动、地球物理场特征与地壳-上地幔的热状态.....	魏斯禹 邓肖粤 金志翰 (108)
西藏拉萨—那曲地区地磁差分测量的一种解释.....	赵子言 (123)
西藏岩石圈结构的地震学新证据.....	秦建业 T. V. McEvilly (135)
青藏高原及南北带上地幔P波速度结构.....	宋仲和 安昌强 王椿镛 伍志荣 张丽娟 (148)

用地震面波频散研究喜马拉雅山与青藏高原岩石圈构造的差异.....	陈国英 曹融生(161)
青藏高原的地壳Q结构.....	冯 锐 周海南(174)
青藏高原航磁图展示的地球物理特征及其地质构造意义.....	杨 华(185)
青藏高原大地水准面的研究.....	张赤军 刘燕平(196)
应用大地测量资料初探雅鲁藏布江断裂带的一些移动问题.....	吴宗尧(202)
西藏聂拉木和申扎地区古生代地层的古地磁研究初步结果.....	陈显尧 鲁连仲(211)

研究简报

西藏高原及其邻区显生宙以来的古地磁极移曲线的对比意义.....	朱志文(219)
青藏高原及珠穆朗玛峰地区的地磁场.....	安振昌 任国泰 薛小桢 王居易 徐元芳 王世元(226)

附录 我国已发表的有关青藏高原地球物理研究论文目录(部分)	(234)
-------------------------------------	-------

* “一”为中、法合作部分。

青藏高原地区地壳与上地幔 地球物理研究概论

滕吉文

(中国科学院地球物理研究所)

摘 要

本文概述了我国地球物理工作者在西藏所进行的地壳与上地幔物理研究结果。自1957年在拉萨建立地震台和地磁台以来, 1975—1977年进行了大规模的地球物理考察; 1980—1982年, 中、法合作进行了地球物理探测工作。这为深入认识和探讨高原地区地壳-上地幔深部结构, 巨厚地壳的形成, 地震活动与机制, 高原隆起的原因, 大陆漂移和大陆板块的碰撞机制, 以及西藏高原的开发和利用, 打下了基础。

文中最后提出了西藏高原地壳与上地幔和地球物理场研究的主要成果, 并指出了应当继续深入进行研究的问题。

一、引 言

世界屋脊——青藏高原是地球表面所显示的一个特殊的地质构造单元, 喜马拉雅山脉是第三纪以来最年轻的山脉。解放以前, 这里未曾做过任何的地球物理工作。我国自1957年开始在拉萨建立地震台和地磁台以来, 于1975—1979年对西藏高原地区进行了较大规模的综合地球物理考察, 包括爆炸地震、天然地震(面波与体波)、重力、地热、地磁、古地磁、航磁、大地电磁测深和大陆板块构造等研究, 揭示了高原地区地壳与上地幔物理研究的序幕。在此基础上, 中国与法国于1980—1982年合作进行了地球物理探测工作。

参加西藏高原地壳与上地幔物理研究工作, 并做出成绩与贡献的有关科研单位、生产部门、高等院校以及省、市部门和解放军部队等机构, 自1975年至1982年进藏进行地球物理及有关工作的人员达一千人次。他们在这高原气候和交通及生活极为不方便的条件下做了大量的观测工作, 并为西藏的开发和社会主义建设做出了贡献。

近年来, 我国广大的地球物理工作者发表了有关西藏高原地球物理研究的论文(包括在国际会议上宣读的论文)已百余篇(详见最后附录)。

基于篇幅所限, 本文不可能将西藏高原地区地球物理研究及其成果进行全面而又详尽的阐述, 也不可能涉及到本领域的所有学科。为此, 下面分两部分, 对西藏高原地区

的地球物理工作做一简要的概述。第一部分：西藏高原地球物理工作概况；第二部分：西藏高原综合地球物理研究和主要的成果。

最后，文中将提出在西藏高原地区地球物理应继续深入进行研究的问题。

二、西藏高原地壳与上地幔地球物理研究工作概况

自1975年至今，中国科学院地球物理研究所、国家地震局地球物理研究所、长春地质学院、成都地质学院、地质矿产部地质科学院、西藏地质局、北京大学等单位，相继进行了大量地球物理工作，现按学科作一简单概述。

1. 重力测量

1964—1977年，中国科学院地球物理研究所、西藏地质局在西藏高原进行了大点距重力测量、局部地区的找矿勘探和重力基点网测量。1981—1982年，国家测绘总局等与意大利合作又进行了包括拉萨在内的全国11个标准基点的重力测量。1982年，中国科学院大地测量与地球物理研究所进行了固体潮观测。1975、1976、1979、1982年，中国科学院地球物理研究所、国家地震局物探大队、中、法合作考察队又进行了较详细的路线测量（图1）。这些重力测量奠定了高原地区的重力基点网，中国科学院地球物理研究所周文虎等人据此作出了布格和均衡异常图并反演了地壳结构。

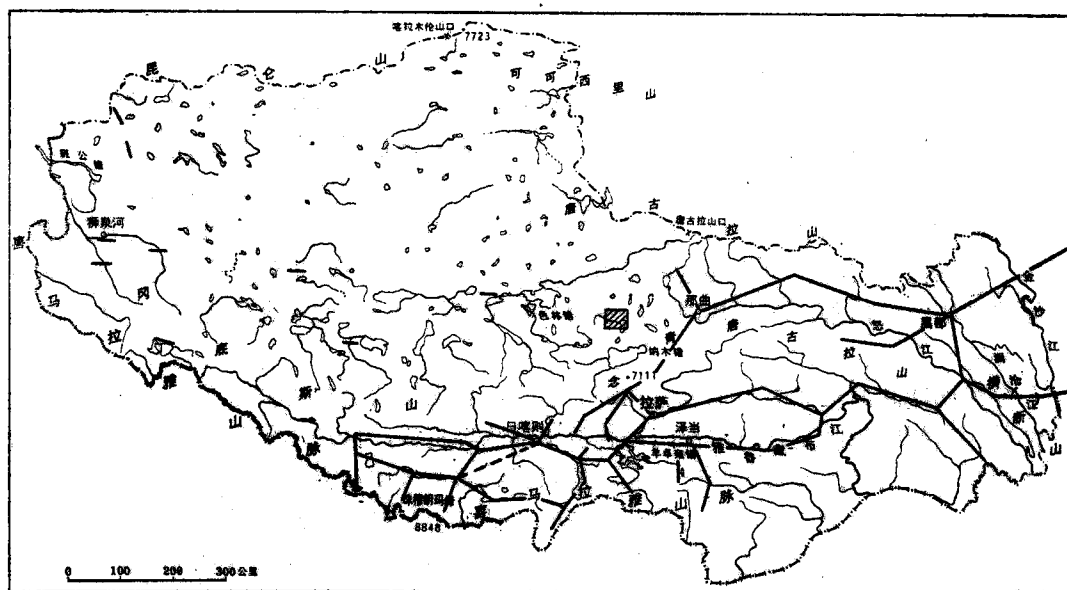


图1 西藏高原重力路线测量剖面分布图

2. 航空磁测

自1969年起，1972、1976、1981年地质矿产部航空磁测大队相继在雅鲁藏布江南、北

进行了大面积的航磁测量,总面积达96.5万平方公里,测量总长度16万6千公里(图2)。

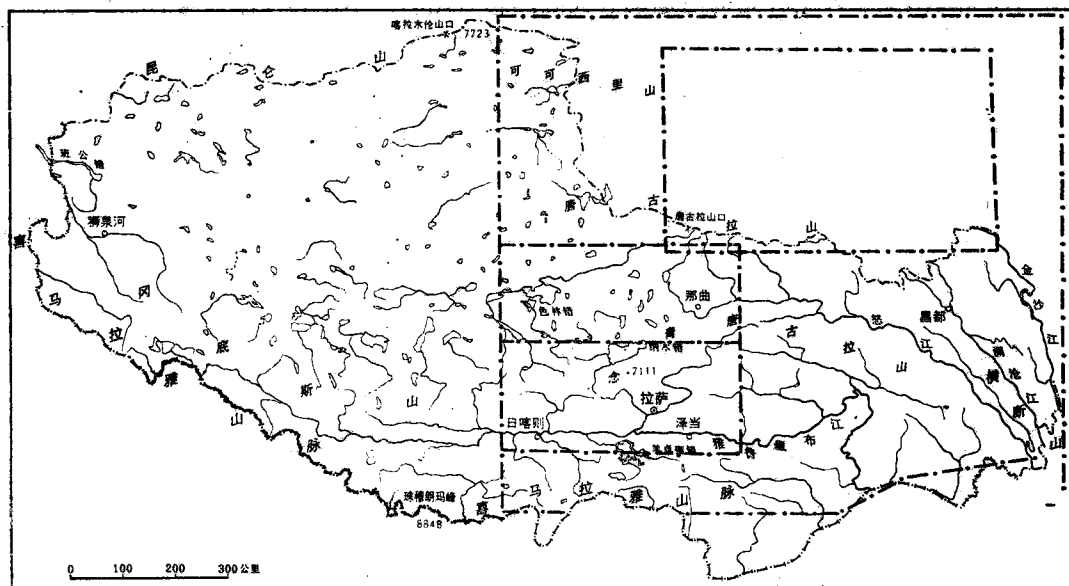


图2 西藏高原航空磁测覆盖面积

3. 地磁测量

中国科学院地球物理研究所自1957年在拉萨建立第一个地磁台后,王居易等人于1964和1966年随国家登山队测得了海拔6000米和6500米处的地磁数据。1977年徐振武、贾士中等人进行了大范围的地磁五要素的系统测量(图3)。

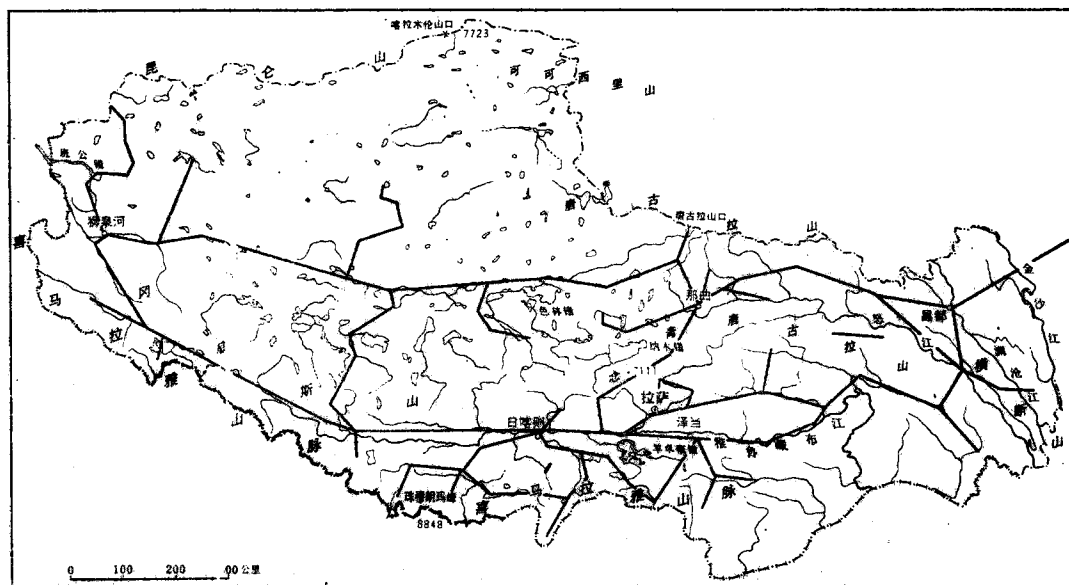


图3 西藏高原地磁测量展布

4. 古地磁标本采集

古地磁主要是为了研究构造运动和大陆漂移(图4)。中国科学院地球物理研究所魏青云、朱志文等人分别于1975、1976、1979年采集了不同时代的古地磁标本,朱志文、朱湘元等测量了这些标本,并进行了极移、旋转与运动和大陆漂移的研究。中、法合作队周姚秀等于1981—1982年又在相应地区采集了标本。所有这些结果对我们深入探讨西藏高原的形成与演化是十分重要的。

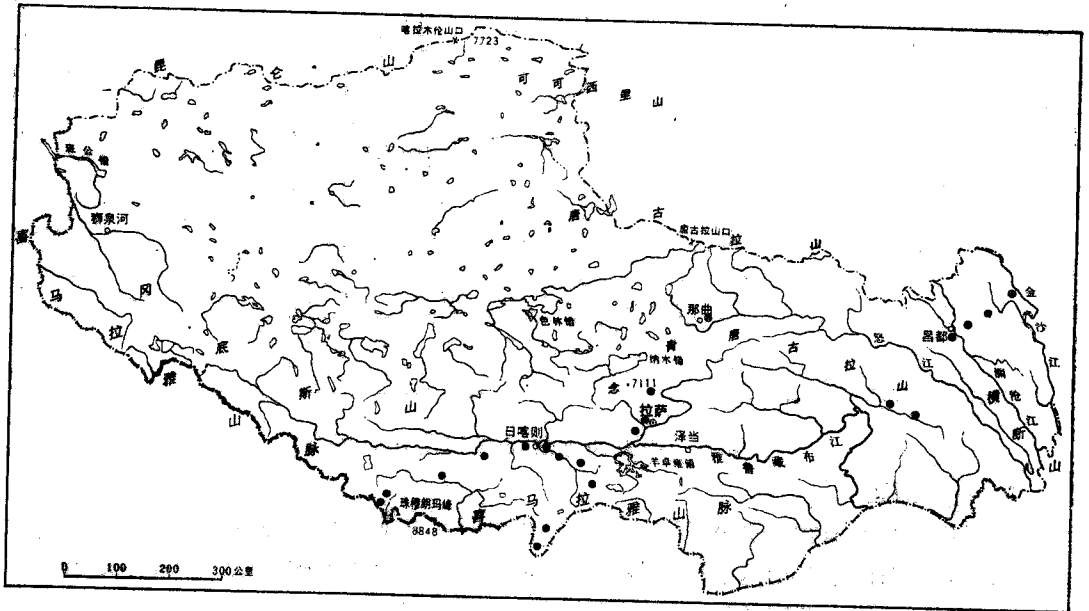


图4 西藏高原1975、1976、1979、1981、1982年古地磁标本采集地点分布图

5. 大地电磁测深布局

1977年中国科学院地球物理研究所陈光明、卢军等人为了研究高原地区的电性结构,在雅鲁藏布江两侧的那曲、聂当、江孜、帕里和亚东五个点进行了观测(图5),中、法合作队袁学诚、李立、周成炳等于1980—1981年又取得了18个点的数据。

6. 地热活动与热泉分布

西藏高原地热活动强烈,自1951年至今,北京大学地质系佟伟、中国科学院综合考察委员会章铭陶等人进行了多次水热活动与地热资源的考察。1975年开始进行了系统考察,分析了一百多万平方公里面积上的水热活动资料,写出了《西藏地热》一书。中国科学院地球物理研究所魏斯禹等结合综合地球物理场特征对西藏高原的地热活动与板块构造进行了探讨。1982年中、法合作队地热分队沈显杰、康文华、邓肖粤等在羊卓雍湖和普莫湖中的热流测定进一步补充了我们对高原地热活动特征的认识。

7. 地震台站与观测

西藏高原地震活动属喜马拉雅地震带,1957年建台至今,多年来积累了极为宝贵的资料(图6)。1975年中国科学院地球物理研究所姚振兴等在亚东、林芝、察隅和比如设

立了四个基准台，杨秉平等于1976年在喜马拉雅山脉东部弧顶地带、1977年又在当雄地带建立了两组短周期区域台网，取得了大量的面波和体波资料。1982年中、法合作队又设立了四个长周期地震台。近年来，西藏自治区科学技术委员会、档案馆编辑出版了西藏自治区历史地震史料。

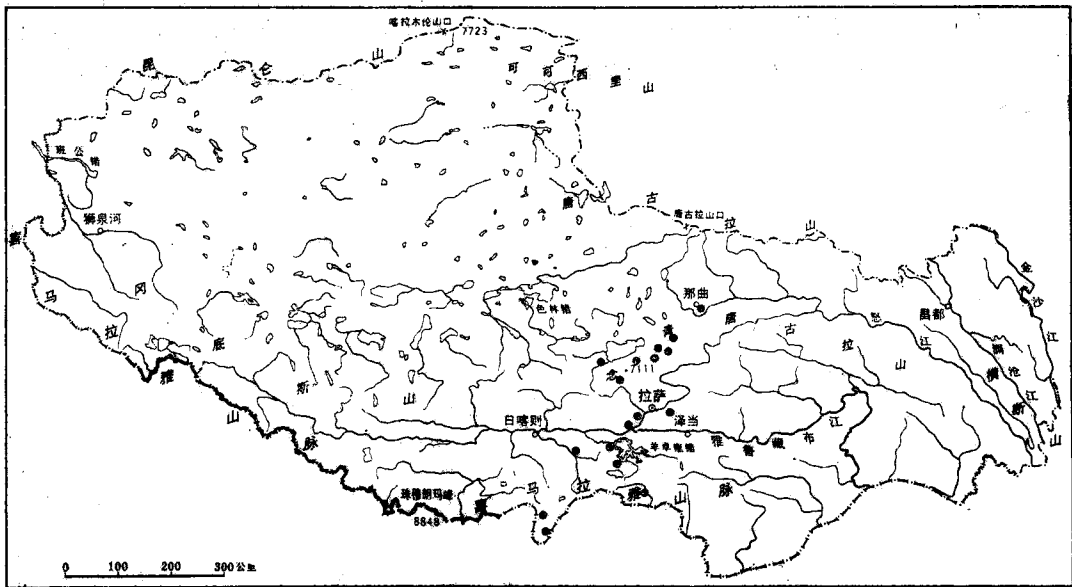


图 5 雅鲁藏布江南北大地电磁测深点分布图

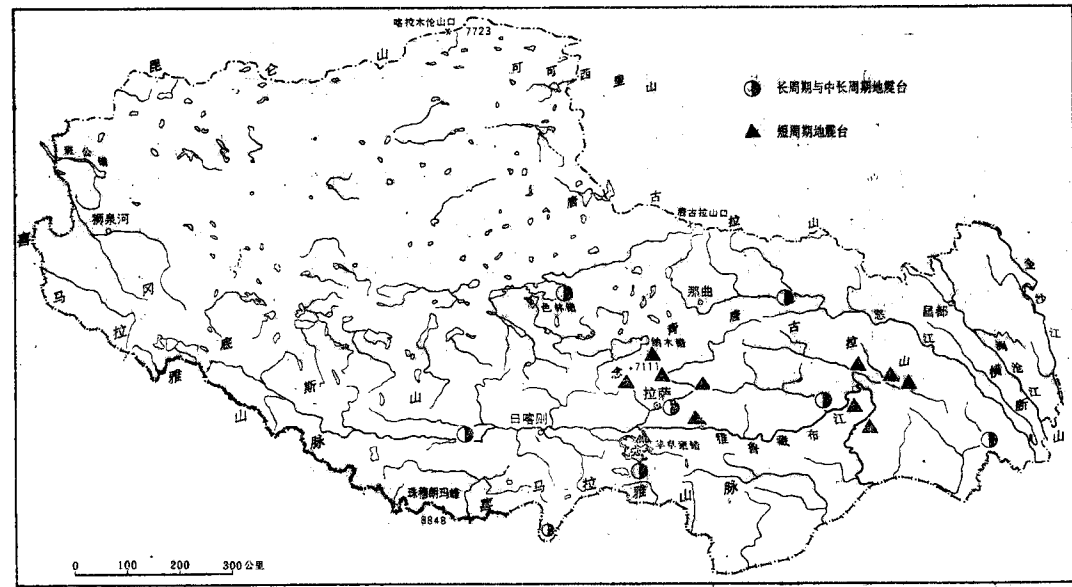


图 6 西藏高原长周期与短周期地震台网布置图

8. 爆炸地震深部探测

从天然地震面波和 SP' 波的概略研究中认识到西藏高原的巨厚地壳, 但对其成因却有着两种完全不同的观点。为了弄清高原地区的地壳结构和速度分布特征, 1976 年中国科学院地球物理研究所在西藏进行了湖中水下爆炸试验, 并写出了施工设计书, 提出了野外观测系统, 赖明惠、林中洋等于 1977 年进行了野外观测。在羊卓雍湖、普莫雍湖和纳木湖中共进行了九次爆炸, 在亚东—仁布—当雄长 460 公里的南北向测线上, 中国科学院地球物理研究所滕吉文等首次利用爆炸地震取得了地壳与上地幔结构及速度分布的资料 (图 7)。

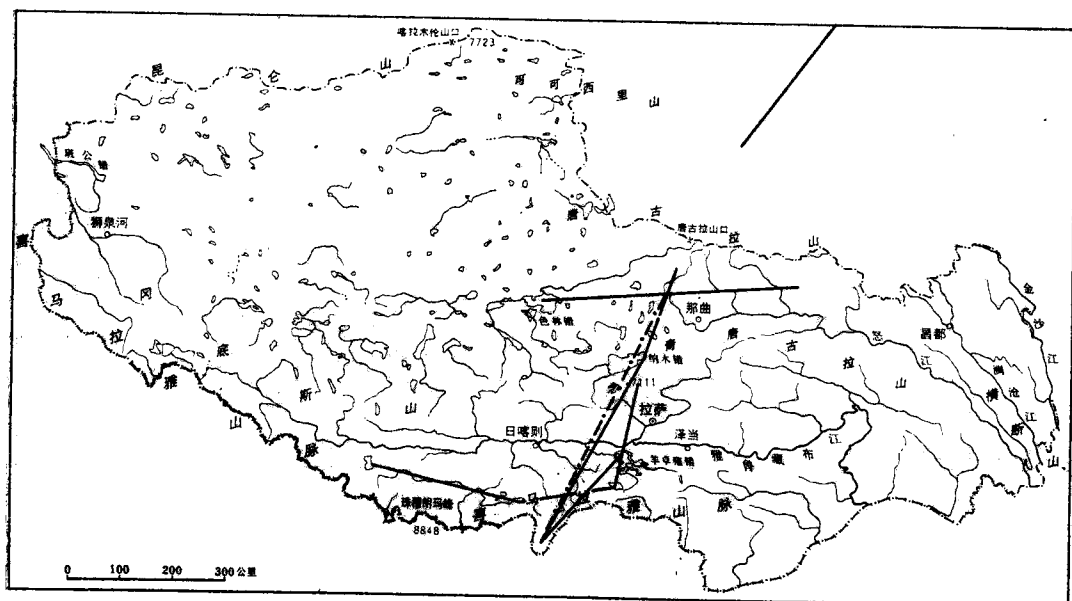


图 7 西藏高原地壳与上地幔爆炸地震探测剖面位置图

1981—1982 年, 中、法合作队根据 1980 年滕吉文、徐中信在巴黎与法方谈判的结果, 在藏南的普莫雍湖一定结—佩古湖布设了一条长 475 公里的测线和一系列 (包括尼泊尔接收在内) 的短测线。1982 年, 又在藏北高原的色林湖—蓬湖—雅安多布置了一条长近 500 公里的测线。并且, 还在一些可安置仪器的扇形排列上接收。1983 年, 地质矿产部地质科学院卢德源等在托托河沿—格尔木地带进行了长达 400 余公里的剖面观测。

此外, 中、法合作队还进行了地磁差分测量, 以及在热田区、矿区进行了地球物理勘探和井下物理参数的测量等。

三、西藏高原地壳与上地幔和地球物理场的综合研究与主要成果

多年来, 我国地球物理工作者在西藏高原进行了大量野外观察, 取得了丰富的地球物理资料, 并进行了较全面的综合研究, 提出了以下的主要结果与论点:

1. 青藏高原是研究板内地震活动最为重要的地区之一, 其地震活动又与其它地震区不同, 特别是在喜马拉雅地带^[1], 并与地热活动有一定的相关性^[2]。该地区重力观测资料结果表明^[3], 在珠穆朗玛峰地带的均衡重力异常要比西藏高原内部约大 90 或 50 毫伽, 这说明喜马拉雅地带并未完全达到均衡。在冈底斯山和喜马拉雅弧形山系之间有正负相间的三条磁异常带^[4], 它们是冈底斯—念青唐古拉—横断山脉负磁异常带, 仲巴以西—藏南低分水岭—雅鲁藏布江大拐弯处的正异常带和喜马拉雅负异常带。雅鲁藏布江是一条强烈的航磁线性异常带^[5]。

印度板块与欧亚板块的衔接并不是一条狭窄的缝合线, 而是一个宽约 300 公里的大陆板块碰撞挤压过渡带^[4] (北界为雅鲁藏布江, 南界为恒河平原的北缘)。该地区有着强烈的构造形变、地震、水热与岩浆活动以及地球物理场的突变。我们提出的碰撞挤压过渡带概念^[4], 很可能是大陆板块的碰撞与接界的特征。

2. 利用高原湖泊中水下爆炸进行地壳与上地幔的深部探测结果表明^[6], 高原地区地壳巨厚。雅鲁藏布江以北 (主要指 EW 和 NE 向两条主剖面) 地壳厚度为 70—75 公里 (图 8 曲线 1); 南部自羊卓雍湖或普莫雍湖到佩古湖一带由于剖面处于两大板块碰撞与向下相向俯冲的地带, 地壳厚度亦达 70 余公里^[7]; 由羊卓雍湖或普莫雍湖到南部的亚东, 即喜马拉雅地带地壳厚度由 70 公里向上抬升到 50 公里左右 (图 8 曲线 3)。在层状地壳介质中地壳里面有一低速层, 厚约 5—10 公里, 速度为 5.8 公里/秒。纵观各条剖面说明, 地壳里面存在两个低速层, 即埋深为 20 公里左右有一低速层, 高原南北均有; 而在下地壳中还有一低速层, 雅鲁藏布江以北深为 40 公里左右, 南部为 30—40 公里, 并向南翘起^[8]。喜马拉雅南北两麓为地壳结构的突变带, 雅鲁藏布江是一条大断裂带, 在该断裂带附近, 莫霍界面抬升约 6 公里^[9] (图 9)。它向下延伸到上地幔顶部, 且断层面倾角很陡, 这里存在着一条宽约 30—50 公里的破碎带。

我们从我国西部北缘以外的贝加尔湖裂谷 (1) (2), 经蒙古人民共和国 (3)、玉门—祁连山 (4)、柴达木盆地 (5)、西藏高原 (6) (7)、西藏高原与喜马拉雅地带 (8) (9)、恒河平原 (10)、印度半岛 (11)、德干高原 (12) 一直进入印度洋 (13) 地区, 拉一条大剖面可见, 地壳厚度很不均匀 (图 10)。显然, 喜马拉雅地带是一个地壳厚度突变地带^[6]。在两

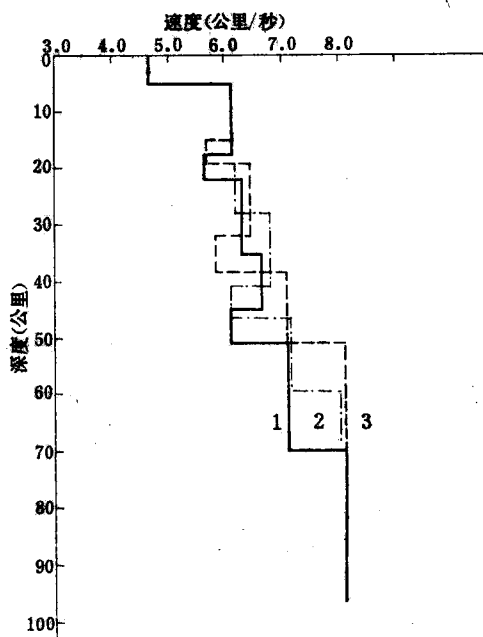


图 8 西藏高原爆炸地震探测地壳与上地幔结构模型

1. 雅鲁藏布江以北地带的地壳模型;
2. 雅鲁藏布江以南地带的地壳模型;
3. 喜马拉雅地区的地壳模型。

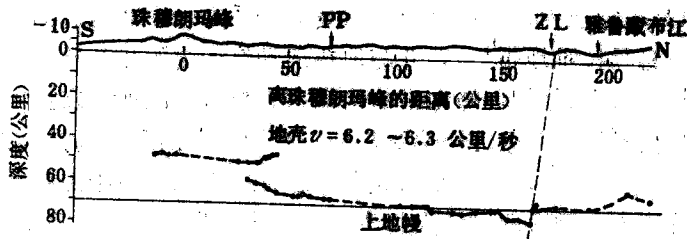


图 9 雅鲁藏布江壳-慢断裂与 MOhO 界面起伏

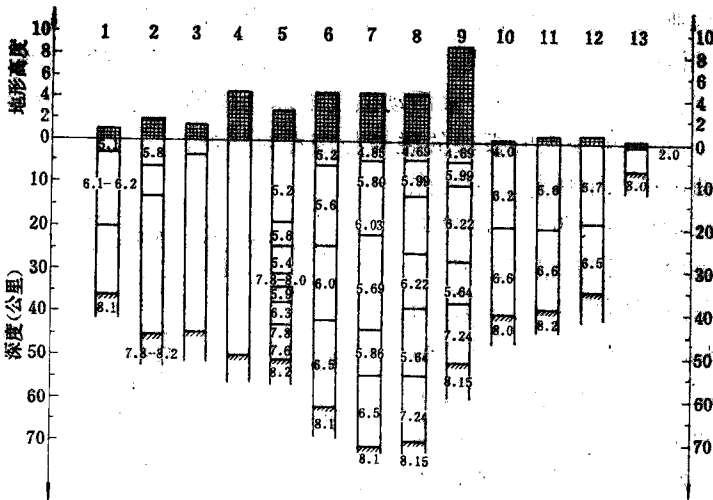


图 10 西藏高原及其邻近地带地壳构造展布与地表起伏

大板块碰撞以后，地壳皱缩与增厚，形成一系列的逆冲断层、褶皱和山系。

3. 大量的古地磁研究指出^[10]，自冈瓦纳古陆解体以后，印度板块分为唐古拉块

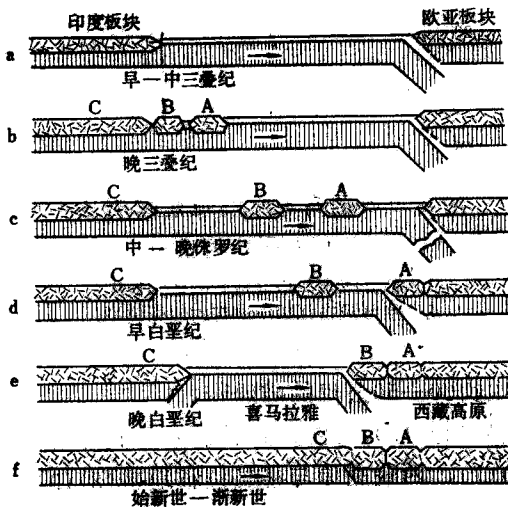


图 11 印度板块向北漂移演化示意图

体 (A)、拉萨块体 (B) 和喜马拉雅块体 (C) 相继向北漂移，在漂移的过程中并存在着旋转运动 (图11)。再向北部我们尚未进行系统研究。就目前结果可见，雅鲁藏布江只不过是始新世一渐新世时形成的一条最后的界线罢了，唐古拉块体是在早白垩纪时与欧亚板块相接，拉萨块体则为晚白垩纪时相碰，所以形成了三条相应的板块碰撞界带，且与地震活动带相吻合。

4. 雅鲁藏布江是有特异地球物理场特征的地带，且存在着上地幔物质上涌。这里的热流值很高，在羊卓雍湖和普莫雍湖所测群点的平均值为4.28和2.08HFU，

比喜马拉雅地带及藏北高原均高^[11]。羊八井热田区几个小于100米的浅孔实测温度已达160℃，地温梯度为2.9—3.3℃·米⁻¹，是地壳平均地温梯度值的100倍。雅鲁藏布江及其以南的喜马拉雅地带水热活动显示的天然热流量总计为 5.2×10^5 大卡·秒⁻¹，占西藏全境总热流量的76.5%。等温居里面埋深为16—30公里^[15]，这说明在上地壳与下地壳中均有热储，且与地震活动关切。这些均为板缘地热活动的特征，属于走向为EW的喜马拉雅地热带，视电阻率在NS与EW两个方向上是各向异性的。基于此，在羊卓雍湖、雅鲁藏布江和羊八井热田这一局部地带很可能是由这一模式构成的（图12），即上地幔顶部断裂构成热物质上升的通道，下地壳中有热源体，上地壳中的部分熔融物质和地壳浅部的局部岩浆囊。根据温度曲线展布可见，在20—50公里深处温度可达800—900℃的峰值^[12]，这里还是低速层和低Q值的层位（图13），图中小点部位为地壳中的部分熔融层。

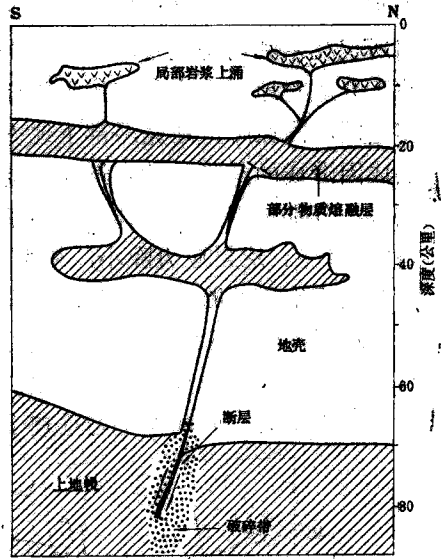


图 12 西藏高原地热结构示意图

尽管在喜马拉雅地带没有见到什么火山活动与遗迹，然而却有水热爆炸、间歇喷泉、喷气孔、冒气穴、沸泉、热水湖等类型的热泉与泉华^[13]，这却是近代火山活动地区的典型特征。这是由于印度板块早期向欧亚大陆之下俯冲，俯冲下去的物质逐渐熔融，而后两大板块又相继碰撞与挤压的结果。此乃过渡带的水热活动特征，而且与全球地热活动带相关。喜马拉雅地热带向西延入克什米尔，再向西经阿富汗、伊朗、土耳其等地与地中海地热带相接；往南，由腾冲地热区经缅甸与印度尼西亚岛弧和环太平洋地热带相接。因此，喜马拉雅地热带是环球性地热带的重要组成部分。

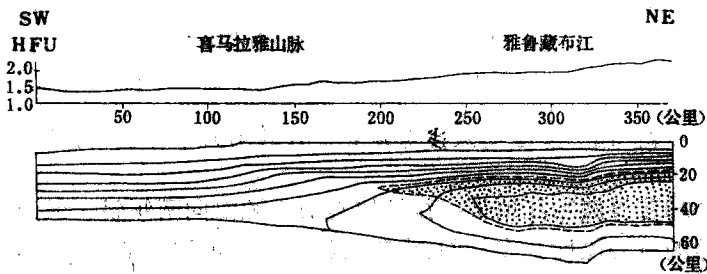


图 13 喜马拉雅地带地表热流与温度分布

图中带点的部分为地壳内部可能熔融区（部分熔融）；
曲线为温度等值线。

5. 天然地震的研究使我们取得了大量的新信息。

区域地震台网所记录的小地震P波资料计算的平均 Q_p 值表明，高原东部地区的四川

省石棉地区为560, 四川巧家地区为620^[14], S波测得结果 Q_s 为25^[15], 面波在周期10—50秒间为150—30^[14], 在40—100秒间为10左右^[17]。根据1973年7月14日西藏6.9级的地震瑞利波和勒夫波所求得的 Q 值分别为21—1162和22—1110。在西藏高原所设区域地震台网所记札木和当雄地区的 Q_p 为150^[18]。分析低 Q 值的原因和特征, 不仅说明西藏高原地下介质对地震波有很高的吸收性能, 而且从面波所得 Q 值变化范围宽也说明当地震波穿过西藏高原时, 地壳深部下地壳乃至上地幔顶部都对地震波有较高吸收性能, 以及其热成因造成的结果。结合爆炸地震所得结果, 根据 Q 值特征表明, 地壳内存在着两个强衰减层, 分别位于上地壳13—33公里 ($Q_R=65-130$) 和45公里以下到上地幔 ($Q_R=18-110$)^[19]。这里应力降小, 札木地区为10—30巴, 而在当雄地区为5—15巴。

西藏高原地震的断层面解所得主应力轴的方向为NS和NE, 主应力轴与水平面的夹角一般均小于40°, 这说明高原地区以水平压应力为主(图14)。喜马拉雅地震带的断层面解结果指出^[20]主要为逆冲断层, 而在德里附近的恒河平原则发生有正断层。高原内部主压应力轴的方向基本上均垂直于弧形构造的走向。

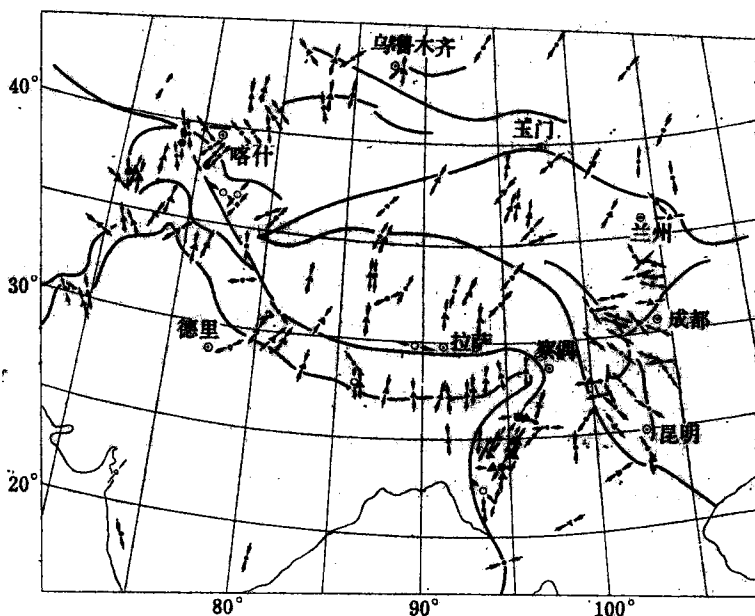


图 14 青藏高原浅源地震主压应力轴水平投影展布

当雄、拉萨和雅鲁藏布江地带, 浅源地震的震源面向南倾斜, 但角度很陡。纵观整个横跨天山山脉的震源深度分布剖面, 由唐古拉山脉到恒河平原地区, 雅鲁藏布江南北两侧震源区分别向南和向北倾斜, 结合中源地震震源深度分布, 在这里也构成了一个“V”字形展布^[4]。恒河平原北缘地带浅源地震的震源面向北倾斜, 该区中源地震要比喜马拉雅山北缘雅鲁藏布江地带要浅。

兴都库什中源地震震源深度为200公里左右, 最大深度为300公里左右。该区震源面向北倾斜, 而帕米尔地区则向南倾斜, 这样, 便形成了“V”字形展布。

在印缅山弧西北地带中源地震最大深度为 200 公里左右，其震源面大约以 40° — 45° 向东倾斜。

在克什米尔、加德满都及印度高哈蒂附近，震源深度在 70—96 公里；在印度河—雅鲁藏布江以北也有中源地震分布，其深度为 80—180 公里不等，但数量很少。由于印度板块与欧亚板块之间的挤压，造成了喜马拉雅地带地壳强烈形变，且形成了一系列的断裂分布，其断层面分别向北和向南倾斜。

根据该区浅、中源地震震源深度分布与震源面分别向南和向北倾斜的事实，说明了地壳介质中存在着相向对冲，这可能是俯冲带的初期发展阶段，能否构成直插地幔内部的本尼奥夫带尚待进一步证实。

6. 青藏高原地壳巨厚，但它却不是两个地壳的叠加，巨厚地壳与高原隆起则是由于两个大陆板块相碰撞与长期挤压的结果。为此造成了高原物质由东部边缘向东南运移。西藏高原地区的地壳介质在横向上是不均匀的（图 15）。

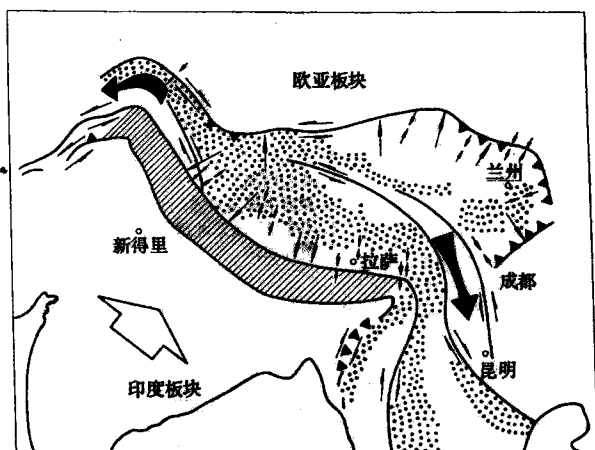


图 15 印度板块与欧亚板块碰撞挤压
过渡带示意图

西藏高原巨厚地壳的形成是由于板块向东北方向运移，并与欧亚板块碰撞，在不断的挤压过程中，地壳内部温度升高，物质熔融与重力分异，形成了高原南部与北部的较大差异。由于高原北缘坚硬块体的阻隔，故在受力边界——喜马拉雅地带形变剧烈和以主边界大断层和主中央大断层为代表的逆冲断层系列的强烈活动。地壳发生大幅度的水平褶皱与增厚，因而构成了高原本体地壳巨厚和高原南北边缘地带相对减薄的格局，喜马拉雅地带不仅形变剧烈构造复杂，而且也是地壳与上地幔埋深和起伏的转折部位。

根据天然地震体波的研究，高原地区及其邻近地带的上地幔结构具有明显的分区特性^[2]，上地幔顶部 P 波速度在高原下面平均为 $V_P = 8.15 \pm 0.03$ 公里/秒，腾冲地区存在地幔低速层的速度较低，为 7.59 ± 0.09 公里/秒，深度在 40—170 公里之间，印度板块东北角为 8.19 ± 0.13 公里/秒。20° 断面（在这里为 19°）的深度为 450—500 公里，这一界面以下的速度为 9.9 公里/秒（图 16）。

高原地区上地幔顶部速度高于喜马拉雅地带，却又低于印度半岛。这证明岩石圈刚性度有差别，刚性小则易形变，这可能是喜马拉雅山脉地区深部运动比高原内部要强烈的原因之一。喜马拉雅地带地壳并未达到均衡，高原仍在升起。

此外，高原地区面波群速度值比世界范围内平均值要低，且这种低群速度值一直延伸到周期长达 120 秒。这表明构造界带很深，且一直进入上地幔。地幔低速层在 90—100 公里深处，其它地震资料也证明这一点。

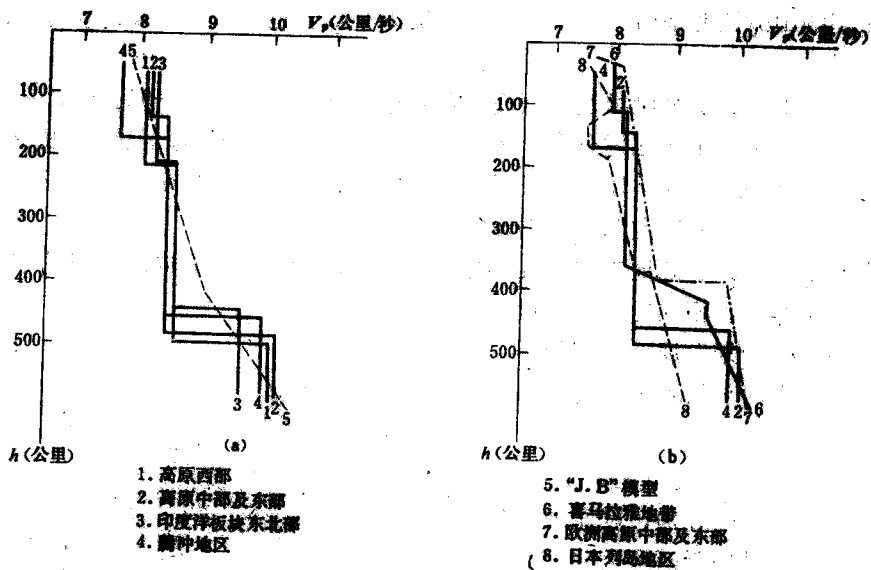


图 16 青藏高原及其邻近地区上地幔构造与速度分布

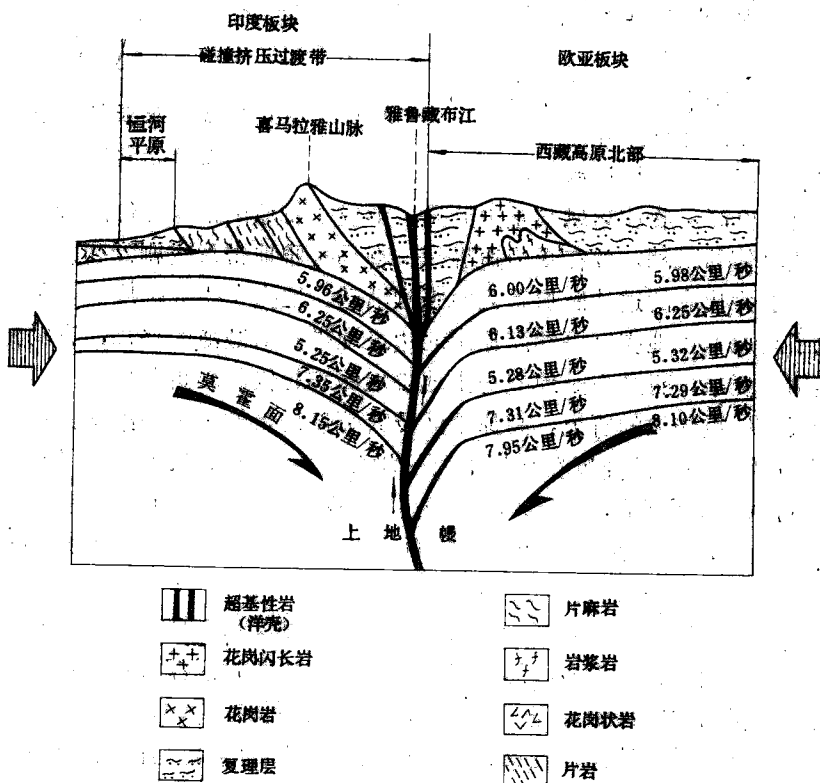


图 17 欧亚板块与印度板块碰撞挤压与地壳模型示意图

众所周知, 岩石圈与软流圈的 Q 值可相差一个数量级, 而且相应的粘滞系数 η 亦由 10^{27} 泊降低到 10^{21} 泊^[19], 因而软流圈中介质的可塑性很大。根据 Q 值反演, 估计在西藏高原 η 值为 10^{21} — 10^{24} 泊的数量级, 故西藏高原是一个粘滞性系数比较低的柔性地块。

由于高原地区下地壳与上地幔顶部均处于温度较高的状态, 剪切模量 μ 变小, 故在印度板块的挤压作用下, 高原的岩石圈相对容易形变。上地壳中的形变以逆断层和褶皱表现出来, 下地壳和上地幔顶部可能以塑性流变形式吸收形变能, 并使得高原地形隆起, 地壳增厚, 甚至岩石圈也增厚 (200公里左右), 而软流层变浅, 使得高原地区不存在地震波传播的“影区”。

所以, 冈瓦纳古陆解体后, 运动加剧, 运动速度加快, 约以 10—15 厘米/年的速度向北运移。由于唐古拉块体、拉萨块体与喜马拉雅块体的形成与分别北进, 又相继与欧亚板块相碰, 于是构成了一幅地壳运动的复杂图象, 形成了两大板块碰撞挤压过渡带内特异地球物理场特征。尤其是在雅鲁藏布江地带, 由于碰撞、挤压、形变、分异、上地幔物质上涌, 形成了一条长达 1500 余公里的蛇绿岩带, 并伴以混杂堆积和局部地区兰闪石片岩的出现, 构成了该带附近的地壳-上地幔构造、空间展布与速度分布的模型 (图 17)。

四、结 束 语

西藏高原的地球物理研究, 关系着地震活动、成矿规律、大陆漂移、板块构造、巨厚地壳的形成、高原隆起的原因、高原隆起后对人文气候的影响及其今后的变迁与演化。

目前, 西藏高原地区的地球物理研究还是初步的, 就现有资料而言, 我们仍然有着许多重大的问题有待进一步深入。同时, 又必须积累更多的资料来丰富我们的认识, 并得出规律性的或本质的结论。这说明在西藏高原的地球物理研究中, 特别是对地壳与上地幔的介质结构、物质组成与性质的深入了解和认识, 高原隆升与巨厚地壳的形成, 构造运动与大陆漂移的细节, 热物质运移的分区特征及热状态, 物理-力学机制与动力学模式的提出, 还要求广大的地球物理工作者付出艰苦的劳动, 在这崎岖的科学道路上勇于探索。

参 考 文 献

- [1] 环文林等, 青藏高原震源分布与板块运动, 地球物理学报, Vol. 23, No. 3, 269—280, 1980.
- [2] 魏斯禹等, Distribution of Geothermal Activity and Characteristics of Geophysical Fields on the Xizang Plateau, Geological and Ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau, Science Press, Beijing, Vol. 1, 865—874, 1981.
- [3] 刘元龙等, 喜马拉雅山脉中部地区的地壳构造及其地质意义的探讨, 地球物理学

- 报, Vol. 20, No. 2, 143—149, 1977.
- [4] 滕吉文等, 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, No. 3, 254—268, 1980.
- [5] 潘作枢等, 雅鲁藏布江一带航磁异常特征及地壳构造, 石油物探, Vol. 20, No. 2, 78—91, 1981.
- [6] 中国科学院地球物理研究所, 青藏高原当雄—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, 155—170, 1981.
- [7] 滕吉文等, 喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征, 地球物理学报, Vol. 26, No. 6, 525—540, 1983.
- [8] 滕吉文等, Deep seismic reflection waves and structure of the crust from Damxung to Yadong on the Xizang plateau (Tibet), *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31, 1983.
- [9] 熊绍柏等, 青藏高原地区的地壳厚度和莫霍界面的起伏, 地球物理学报, Vol. 28, 增刊 I, 16—27, 1985.
- [10] 朱志文等, 冈瓦纳大陆解体以后印度板块分块北移并与欧亚板块碰撞的古地磁证据, 中法喜马拉雅考察成果(1980), 地质出版社, 1984.
- [11] 魏斯禹等, 雅鲁藏布江地带的地热活动、地球物理场特征与地壳—上地幔的热状态, 地球物理学报, Vol. 28, 增刊 I, 108—122, 1985.
- [12] 李鸿吉等, 对喜马拉雅地区地壳热状态的初步估计, 地球物理学报, Vol. 26, No. 3, 249—255, 1983.
- [13] 佟伟等, 西藏地热, 科学出版社, 1981.
- [14] 陈运泰等, 巧家、石棉的小震震源参数的测定及其危险性的估计, 地球物理学报, Vol. 19, No. 3, 206—233, 1976.
- [15] 张立敏等, 青藏高原拉萨附近介质的品质因素, 地球物理学报, Vol. 22, No. 3, 299—303, 1979.
- [16] 冯锐等, 青藏高原东部地区的面波 Q 值, 地球物理学报, Vol. 23, No. 3, 291—297, 1980.
- [17] 孙克忠等, 青藏高原地区的长周期地震面波衰减 Q 值的研究, 地球物理学报, Vol. 28, 增刊 I, 54—59, 1985.
- [18] 杨秉平等, 青藏高原札木、当雄地区小地震的基本特征, 地球物理学报, Vol. 24, No. 1, 50—55, 1981.
- [19] 冯锐等, 青藏高原的地壳 Q 结构, 地球物理学报, Vol. 28, 增刊 I, 174—184, 1985.
- [20] 鄯家全等, 青藏高原的现代构造, 地球物理学报, Vol. 24, No. 4, 385—393, 1981.
- [21] 贾素娟等, 青藏高原地区 P 波走时与上地幔构造, 西北地震学报, Vol. 3, No. 3, 27—34, 1981.