

# 青藏高原形成演化有待深化研究的几个主要科学问题

赵文津, 宋洋

中国地质科学院, 北京 100037

**摘要** 青藏高原是研究大陆-大陆碰撞、造山、地壳增厚机制等大陆动力学基本理论问题的理想实验场所。本文依据中国地质科学院执行的3大项目(中法合作、中美合作、亚东格尔木研究)及其他有关研究的成果,从15个方面(包括9个地壳上地幔相关及6个派生的矿产资源和地震问题)论述了研究进展和有待深化的科学问题。

**关键词** 青藏高原;地壳上地幔;矿产资源

青藏高原是指西藏和青海的高海拔地区,主体平均海拔4000 m,包括西藏和青海的全部,云南、四川、甘肃和新疆的一部分,总面积约为300万 km<sup>2</sup>。高原南部印度的恒河平原海拔仅几十米,北部内蒙的阿拉善地块平均海拔为1000 m左右。高原东、西两侧高差相对较小(图1)。同时青藏高原也是印度大陆与西藏地区激烈碰撞挤压的构造活动地区,是两个大陆碰撞(雅鲁藏布江缝合带或碰撞带)与挤压造山(如喜马拉雅山)和地壳增厚作用的典型地带<sup>[1-2]</sup>。由于新提斯大洋于几千年前俯冲消减后,造成印度大陆与欧亚大陆发生碰撞,一直向北推进到今天。碰撞持续挤压导致高原内部地块地壳增厚,并引起内部强烈的构造岩浆活动。因为重力均衡调整而使高原面抬升与产生夷平化过程,导致生态环境变

化、地震灾害频发、土地严重的剥蚀贫瘠化以及大量金属矿产生成。

国际地学界一直关注青藏高原这一地区,认为它是研究大陆碰撞、造山、地壳增厚的理想实验场所,是发展现代大陆动力学的最好机遇。法国1978年提出要与国际合作研究这一地区,美国也于1977年派出国际板块代表团到西藏地区考察,并在1989年发布的《30年全国大陆动力学研究的国家计划》中设定其为8个野外实验室之第5个,足见其重要性。

中国对青藏高原的研究始于20世纪50年代中期。曾融生先生最早在青海西北部冷湖等地进行深地震测深试验,1977年滕吉文先生跨越雅鲁藏布江进行了地震测深试验,积累了宝贵的经验。大规模深部探测工作则始于20世纪80年

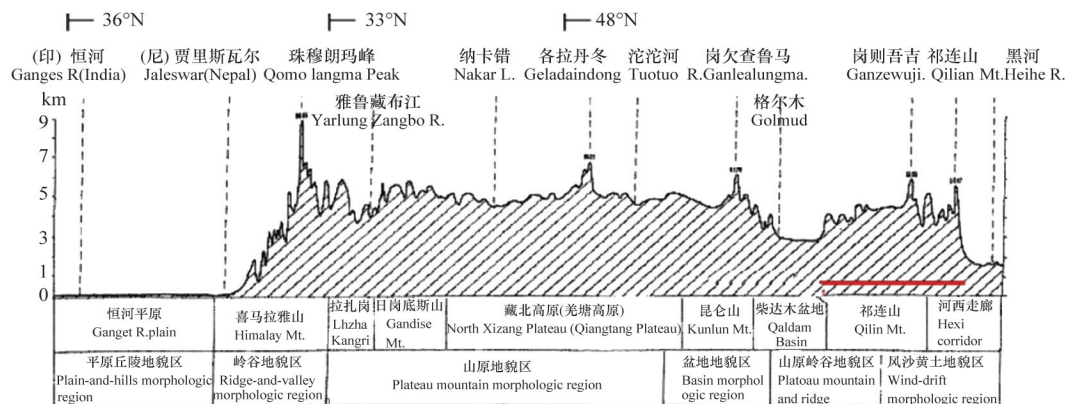


图1 高原地势剖面

Fig. 1 Relief section of Qinghai-Xizang Plateau

收稿日期:2016-10-24;修回日期:2017-02-10

基金项目:中国地质调查局项目(1212011220903, 12120115000801, 121201101000150014-3)

作者简介:赵文津,中国工程院院士,研究方向为矿产勘查、深部探测及青藏高原地质,电子信箱:zhaowj@cae.cn;宋洋(通信作者),博士后,研究方向为青藏高原地质及构造模拟解释,电子信箱:sheep7878@163.com

引用格式:赵文津,宋洋. 青藏高原形成演化有待深化研究的几个主要科学问题[J]. 科技导报, 2017, 35(6): 23-35; doi: 10.3981/j.issn.1000-7857.2017.06.002

代。1978年法国政府正式提出与中国合作开展喜马拉雅地壳与上地幔研究的要求,中国政府批准了这一建议,1980—1982年正式实施了大规模的地震测深探测;与此同时地质矿产部还在20世纪80年代成立了青藏高原研究所,组织了20多个区域地质调查队在青藏高原开展了全区性的地质调查;1985年开展了亚东-格尔木地学大断面研究(后被国际组织确定为样板供各国参考);1992年又开始了中国、美国、德国、加拿大4国深剖面探测合作研究,以及中法新一轮的合作等,迄今先后已持续进行了35年以上。此外,中国地震局所属有关单位,以服务地震预报减灾研究为主,侧重新构造、活动构造和地震地质研究,也开展了许多调查研究。中国科学院相关研究机构,以高原隆升引起的环境与生态效应为主也作了许多研究工作。今天,对青藏高原的认识已有了较深入的认识,但仍有大量科学问题众说纷纭,各国科研共同体对其研究热度不减。

未来,中国要在2050年前后建成科技强国,地球科学也要跟进。青藏高原在中国,中国应当在青藏高原形成演化研究方面和大陆动力学的前沿问题研究方面走在世界前列,作出自己的贡献。

本文将在前人与国际喜马拉雅与青藏高原深剖面研究(INDEPTH)合作团队工作的基础上,综述青藏高原形成演化研究已取得的进展,并对今后工作提出建议,抛砖引玉,以求得共识,加快推进相关研究。

## 1 地壳上地幔方面的进展和问题

### 1.1 青藏高原内部地块划分

经过青藏高原区域地质调查之后,发现了21条蛇绿岩带,21条蛇绿岩带是否代表21条大洋闭合的残片?或者部分为大洋闭合的残片,部分则为裂谷显示?或者仅少数几条为

大洋闭合的残片,由于后期的推覆构造将这些大洋闭合的残片推错成多条蛇绿岩带?

在中法合作期间潘裕生等提出了一个5条缝合带6个地块的拼合方案;之后李才又在羌塘地块中间划分出一个龙木错-双湖缝合带;许清华、潘桂堂等先后提出多岛弧盆系拼合方案等。许志琴则将其分为3个复合地体,即早古生代复合地体(包括有祁连山地体、柴达木地体、昆仑两个地体),中生代增生复合地体(即中部的3个地体)和新生代增生地体(即喜马拉雅地块)<sup>[3]</sup>;尹安<sup>[4-6]</sup>提出7条缝合带8个地块的方案(图2)。

如班公湖-怒江缝合带(BNS)西段仅1条蛇绿岩带,而色林错以东则出现4~5条蛇绿岩带,走向变化也大,至今未有令人信服的划分方案。龙木错-双湖-澜沧江缝合带是新提出的三叠纪的缝合带,它向东延伸到双湖,再向东去向不清;与各缝合带有关的陆缘岩浆弧带也需要进一步厘定,一些地段还很难追踪它们<sup>[7-8]</sup>。这些岩浆弧与找寻斑岩铜矿等矿产关系至大。此外,对各段蛇绿岩性质的认识也有较大分歧。有人提出雅鲁藏布江边上的罗布莎岩体含有大型铬铁矿,又见有金刚石存在,认为岩体来自洋中脊<sup>[9-10]</sup>。最近许志琴公布了沿雅鲁藏布江碰撞带的曲松县罗布莎岩体进行的深地震反射法和深钻工作结果,特别是LSD-2钻孔、1854 m深钻孔的底部为辉长岩和纯橄岩,而上部则是赋存于更深部的方辉橄榄岩和二辉橄榄岩,岩体之下反而出现了第三系地层,呈现出一个大型的多次的逆冲推覆构造。有人认为这些地幔橄榄岩中发现有细粒金刚石、柯石英与青松矿物,反映了它们是来自地幔过渡带(440~660 km深)的环境。据此有人强调原始铬铁矿层可能赋存在过渡带,是深地幔流体将其带到上层。基于这些情况,再加上昆仑山中还发现了大型硫化铜镍矿床,有必要加强对这些高原镁铁质岩带进行研究。

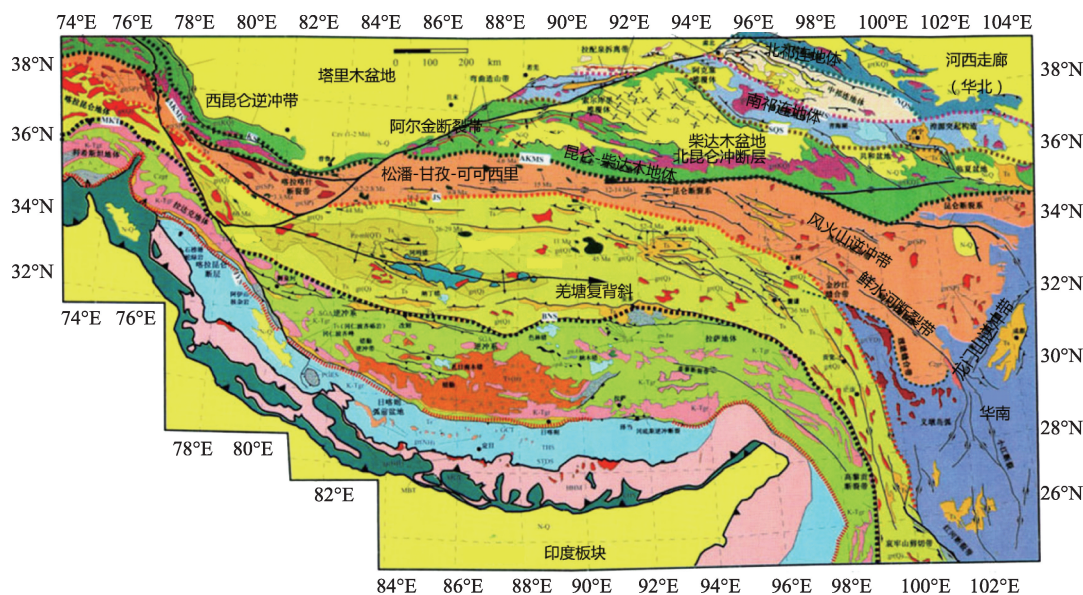


图2 青藏高原地块划分和拼合图<sup>[4]</sup>

Fig. 2 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan Orogen

### 1.2 地壳增厚机制

新生代以来,高原各地块的地壳如何增厚、增厚的方式和增厚地壳物质的来源及造山作用与相应地夷平化的强度等问题引起人们的极大关注。

在地块对接中产生了一系列山链,如喜马拉雅山、冈底斯山、唐古拉山、昆仑山、柴北缘的柴达木山等。其中,如喜马拉雅山为20 Ma以来的主中央逆冲推覆系(MCT)向南逆推造的山、旁多(位于冈底斯地块北部,主要形成于始新世晚期-渐新世)、纳木错(新生代早中期)、伦坡拉(古近纪)、风火山(34.5~27.6 Ma)、东昆仑南部((26.5±2.7)Ma,渐新世晚期)等一系列的推覆构造系,导致了上地壳的增厚,而下地壳则主要是因挤压而增厚。其中羌中隆起存不存在一个大型推覆构造?地震反射剖面与地表地质观测皆显示,上地壳可沿多个拆离界面产生推覆,但在上下地壳之间为一大型拆离层。在喜马拉雅地块内这一滑脱界面(MHT)经地震反射确定后,已有多种方法进一步确认了这一发现<sup>[11-13]</sup>。关于不同的大型逆冲推覆构造系达到的深度和规模、可吸收的地壳缩短量、有无切穿地壳与岩石圈地幔的深大断裂存在等问题都需要进一步厘定。

巴颜喀拉地块(可能为大洋壳为底的三叠系复里石沉积地块)及羌塘地块地形较平缓,对于其地壳增厚作用,一些研究人员认为藏中深部岩石圈地幔发生了拆沉,发生了南北向伸展构造,导致深部物质大量上涌。这需要进行进一步验证<sup>[14-15]</sup>。

对于高原在重力均衡调整过程中地壳物质如何运移调整的,是否存在地壳流,在什么层位及形成机制等问题,以3条山链为例说明。

喜马拉雅山造山作用。图3为喜马拉雅向南逆冲推覆构造系结构图,其中STD表示藏南拆离系,MHT表示喜马拉雅

滑脱界面,Moho表示莫霍界面。通过向南大规模地多重逆冲推覆(MCT)及褶皱作用,将老地层推覆到上面,再经过强烈的风化剥蚀而出露地表。有人计算喜马拉雅向南逆冲推覆构造系可收近1/3的会聚量,而全球定位系统(GPS)观测显示,这一构造系可以吸收近1/2的印度板块向北运动的速度<sup>[16-17]</sup>。

在INDEPTH深反射剖面图(图4)<sup>[18]</sup>中,在90~120 ms之

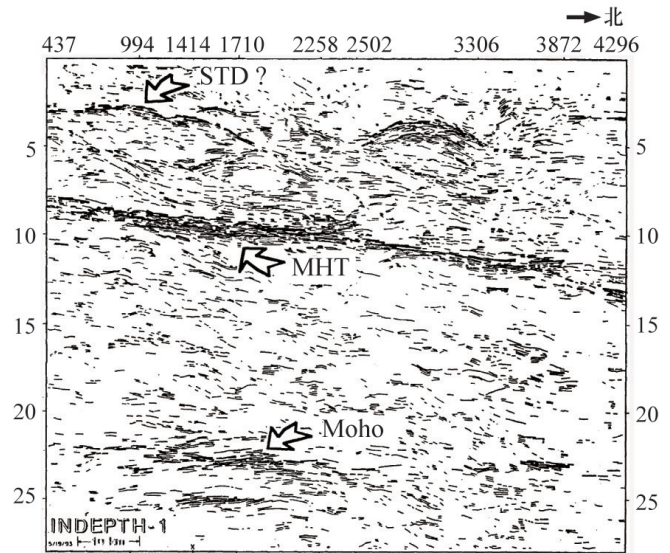


图3 喜马拉雅构造

Fig. 3 Himalaya tectonic map

间的强反射轴为MHT的显示,厚约5 km,为一低速层;MHT之上存在多个穹窿与滑脱界面,反映了推覆构造系是复杂的,同时也揭示了南部莫霍界面下部还存在一个强转换界面。

图5<sup>[19]</sup>为所作藏南的P波接收函数成像图。图中显示

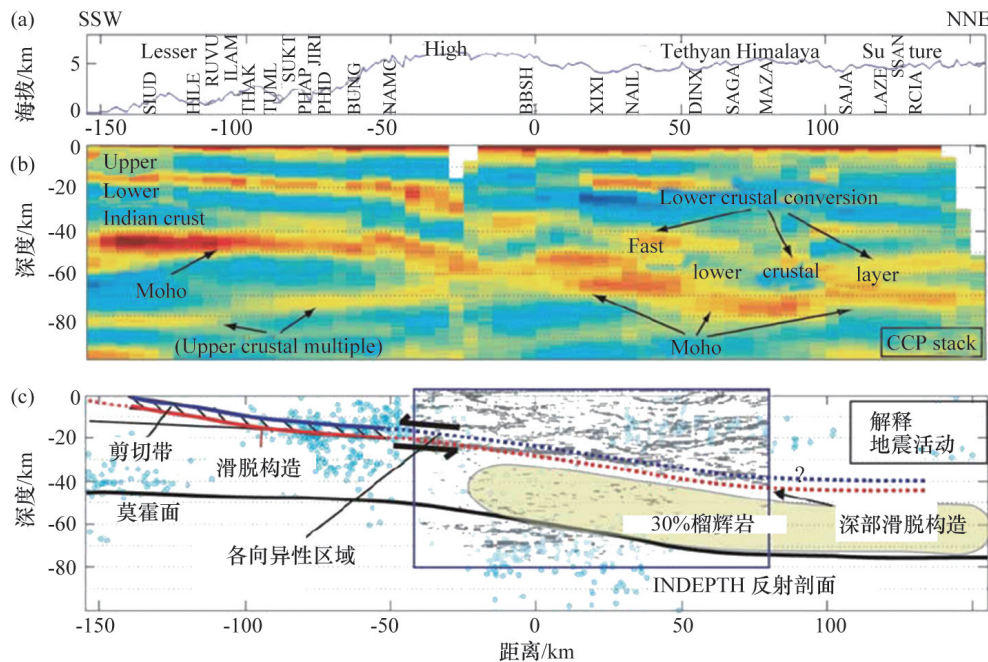


图4 INDEPTH深反射剖面图<sup>[18]</sup>

Fig. 4 INDEPTH deep reflection profile

MHT为一正转换相位,向南经过一台阶后一直向南进入印度大陆的中壳部位。显示了昆仑-柴达木地块的结晶基底呈穹形产出(5.9 km/s等值线所示),地表已出露昆仑-柴达木地块的太古代及元古代的老结晶基底及大量的弧岩浆岩,解释为在巴颜喀拉大洋向昆仑-柴达木地块下俯冲过程中,边缘弧带形成背形上隆,而在弧后地带发生拉张作用,形成柴达木盆地,并从第三纪以来逐步扩大和接受沉积,其基底迄今还保存着裂谷带,如图5中5.9 km/s等值线所示<sup>[20-21]</sup>。昆北逆冲断裂不存在,其地壳增厚主要通过巴颜喀拉地块地壳的挤入以及其地幔岩石圈在向柴达木岩石圈下俯冲时软流圈物质

上涌进入下地壳造成。昆仑地块南部则向北逆推上去,形成昆中断裂。这是又一种造山作用<sup>[22-25]</sup>。

祁连山造山作用又有不同,它是老地块在最新的地壳缩短与增厚的基础上,加上有南部地壳物质的挤入,与南、北两大块岩石圈相对俯冲产生一定的抬升作用维持平衡。总之,各地块地壳增厚方式是不同的,需要逐一分析。应当指出,由于南部构造最强烈,向北作用逐渐减弱,高原北部在遭受长期夷平化的过程中地壳才逐步增厚与抬升,所以南部总是率先抬升的,并向北部逐步推进<sup>[26-27]</sup>。

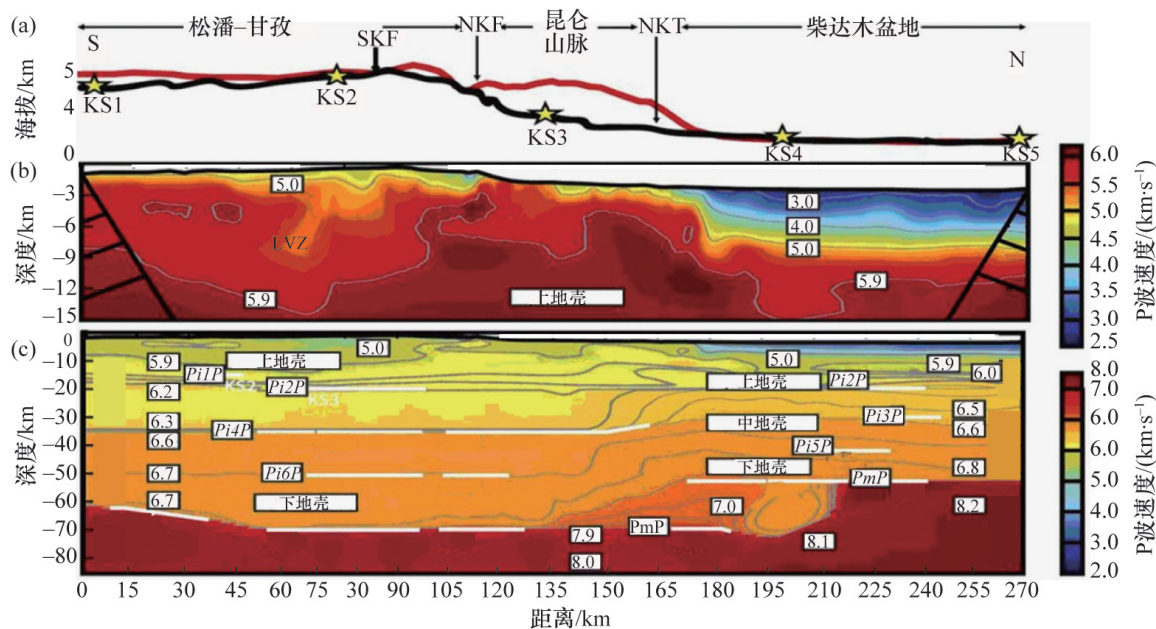


图5 地震波速度结构剖面图<sup>[16]</sup>

Fig. 5 Seismic wave velocity structure profile

### 1.3 青藏高原东部与西部边缘造山与地壳增厚机制

青藏高原东部边缘山系(如岷山、龙门山、邛崃山及横断山脉等)与中部山脉的造山作用有很大的不同,除龙门山为逆冲兼走滑作用外,其余诸山脉多以大型走滑作用为主,地表看到走滑断层是SSE向(横断山间的多个缝合带断裂),地壳增厚可能是以中下地壳东向挤出增厚为主,地块向东南逐步挤出,使云贵高原宏观地形向东不断阶梯式地抬升;西部山系(如阿尔金山及西昆仑山)为北北东向,其造山与地壳增厚机制将与中部山脉有很大的不同<sup>[28-29]</sup>。特别是地壳内用以协调变形的一个或多个拆离面的层位需要加以厘定。此外,这些大型走滑断裂到达的深度与产状得进一步研究。

在新生代以来印度大陆向北持续推挤产生的统一构造应力场作用下,这些山脉不是孤立的,而是形成统一的构造体系,如李四光1929年提出的“青藏滇缅印尼歹字型”构造体系,认为它虽具有反S形形象,但又有所区别;Tapponnier于1972年提出滑线场理论,通过实验把高原东部的构造统一起来。这都是很好的尝试。本区的特色是,在西部塔里木板

块、东北部四川地块、北部阿拉善三大古地块围限下,高原7个地块在新生代以来统一应力场作用下形成构造体系:即高原东部为一个反S型,西部为一个S型构造体系夹持下,中间为3条纬向山脉组成的巨型构造动力体系,可称为青藏式复合构造动力学体系。

### 1.4 青藏高原南、北地块的夷平化作用

从目前情况看,高原上的风化剥蚀量很大,关于与造山与地块抬升伴随着的地表夷平化作用,需要研究地质历史上各地块的剥蚀量及高原剥蚀下来的物质去向、几条大河(雅鲁藏布江、怒江、澜沧江、金沙江、黄河等)流水携带下去的地壳物质总量等问题有资料显示孟加拉湾冲积扇厚度即可达20 km,其他几个河口扇的沉积量尚待研究。有人提出喜马拉雅山已剥蚀掉20 km,冈底斯地块已剥蚀掉5 km,其他山区的剥蚀量、剥蚀总量相当于多少地壳物质,这对研究高原质量平衡,成矿与找矿,环境变化都有关联。

碰撞后印度大陆持续向北推挤,如果碰撞时间按50 Ma计,东构造结合会聚了3600 km,高原中部地区地壳将缩短了

2500 km(50 Ma×5 cm/a)。这些地壳物质一是用于增厚地壳；二是向东挤出；三是转向柴达木盆地等负地形区堆积下来；四是经风化剥蚀转入大江大河运到高原之外<sup>[30-31]</sup>。现在尚不清楚地壳物质是否进入地幔深处及进入深度。总之,要研究质量平衡问题,通过它也可以反证提出的一系列假设是否可信。此外,通过剥蚀程度的研究,也有利于估计矿床,特别是浅成、超浅成的斑岩铜矿的保存程度,以及一些矿床形成的条件。

### 1.5 碰撞后青藏高原上地幔盖层岩石圈的走向问题

喜马拉雅地块下70~80 km深的岩石圈地幔的走向问题历来争论很多。北部各地块的地幔岩石圈的去向也有不同的说法。了解深部岩石圈地幔走向的方法,当前主要应用的是天然地震的P波、S波接收函数成像技术及面波、P波的层析成像技术。也有人使用深地震反射和广角地震方法。这些成像技术的垂向和横向的分辨精度很不同。

按照李廷栋等<sup>[32]</sup>给出的青藏高原岩石圈厚度及变化(图

6),即冈底斯—喜马拉雅区一般厚120 km,羌塘—巴颜喀拉区约为160 km,柴达木地块厚度为120~160 km,祁连山中部厚约120 km,北山则为90 km。除去地壳厚度外,地幔岩石圈厚度也是为80~50 km。认为有的大山有山根,有的没有山根,造山带下地幔山根密度大(高原平均密度为3.40~3.65 g/cm<sup>3</sup>),并认为它具有明显的不均匀性等。苏伟给出的面波层析结果(图7)<sup>[33]</sup>与上一结果有很大的不同。

利用天然地震接收函数法成像,结果也与上述不同(图8)<sup>[34]</sup>。图9为从尼泊尔的比尔根杰—羌塘的冈玛错地震剖面的P波接收函数(PRF)成像图<sup>[35]</sup>。

图8、图9中40~60 km深度区间的一条红色转换震相为莫霍界面上的转换震相,其伸展延续情况都相当连续而一致;其下的兰色转换震相代表岩石圈与软流圈的界面(LAB),其延伸的连续性要差得多。图8为INDEPTH计划完成的一条南北向大剖面。图8(b)图为P波接收函数成像图,图8(c)为S波接收函数成像图,其中Moho界面、LAB界面、410 km界

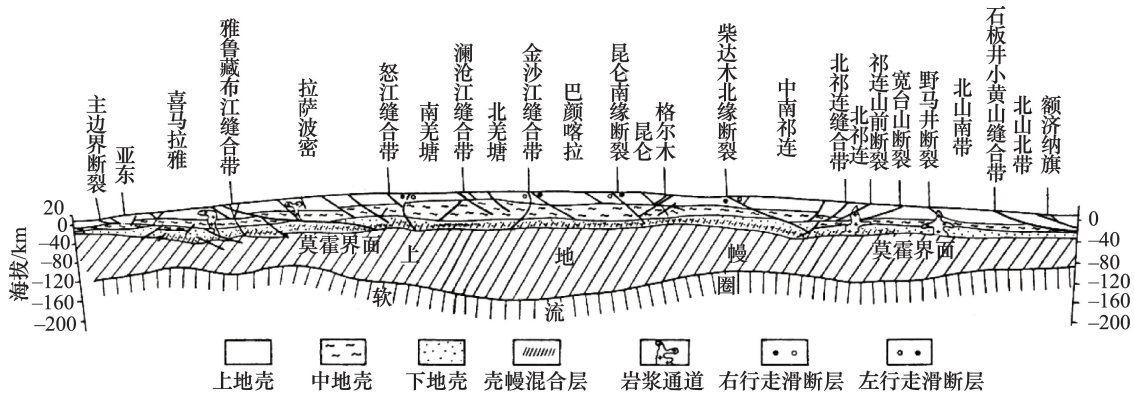


图6 青藏高原岩石圈构造剖面<sup>[32]</sup>

Fig. 6 Lithospheric tectonic profile of the Tibet Plateau

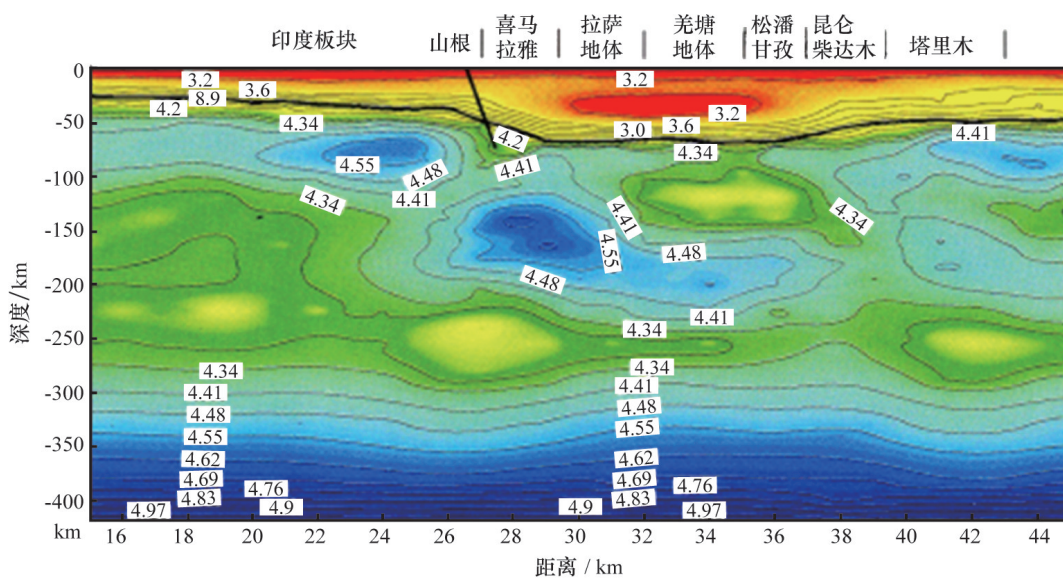


图7 面波层析成像<sup>[33]</sup>

Fig. 7 Surface wave tomography image

面和660 km界面等显示得很清楚。图8(b)、(c)中,在YZS南北莫霍界面上面均又出现一红色转换震相,即“双莫霍现象”,剖面的南端没有见到岩石圈地幔深俯冲现象,全剖面地幔岩石圈的厚度变化并不大。图9中也可以看到相同的现象,但是中间速度层范围更扩大了。强调这一壳/幔混合层就是新生下地壳层,是斑岩铜矿含矿岩浆流体的主要源区。最近,P波转换波成像显示了在高原北部两个地段,柴北缘缝合带与北祁连和中祁连地块之间的老缝合带上也发现相同的现象,在高原中部的班公湖-怒江缝合带(色林错附近)和阿尼玛卿缝合带(沿青藏公路与曲麻莱附近,图10)也发现有类似现象,需要进一步厘定<sup>[36-38]</sup>。此外,在地表还见到有高压变质带的榴辉岩带分布,是否是深俯冲的折返结果。这些现象有待进一步研究。

图9中显示,高原下地幔岩石圈一直是沿地壳底部向北伸展出去,如何理解这一成像结果?它是印度地幔岩石圈一直向北伸展的显示,还是不同地段有不同的意义?或者是有其他涵义?

印度大陆岩石圈在雅鲁藏布江缝合带向下俯冲到了深部地幔,并可达到600 km以下。这里,要考虑印度大陆的地幔岩石圈的厚度,其厚度估计为60 km,80~100 km或140 km。一个厚的地幔岩石圈的弯曲挠度与其厚度成正比,俯冲角度越大则需要的力矩就越大<sup>[39-40]</sup>。印度大陆地幔岩石圈在缝合带垂直向下俯冲,将需要有一个很大力矩使其弯曲成大角度,而不太可能;为了减小弯曲的力矩人们设想它可能是分层的,或者在俯冲过程中因温度不断升高而发生许多热爆裂(如智利俯冲带常常发生的大地震现象)等。既使如此,它在缝合带处会以多大的角度下插到深部、需要的力矩大小及实现的可能性尚待研究。

过去有人依据不同时期发表的结果作过不同的推断,如Kosarev提出,印度大陆岩石圈是沿班公湖-怒江缝合带俯冲到地幔深处去了<sup>[37]</sup>;又如图8(b)右上角绿线框(34°N~36°N, 100 km)中出现一向南的红色转换震相(第2个红色震相)。

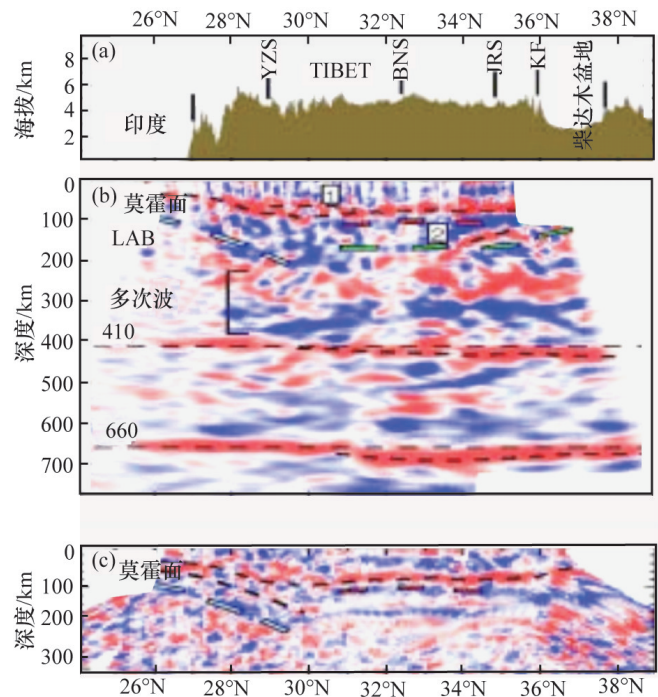


图8 INDEPTH剖面P波、S波接收函数成像<sup>[34]</sup>

Fig. 8 P-wave and S-wave receiver functions profiles

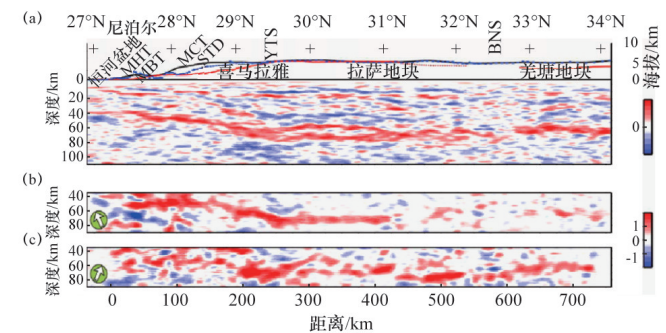
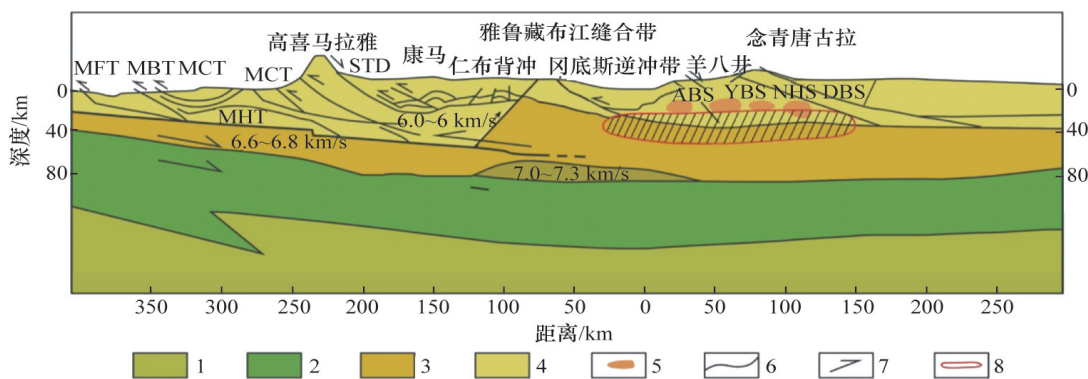


图9 P波接收函数成像<sup>[35]</sup>

Fig. 9 P-wave receiver function imaging



1—软流圈;2—岩石圈地幔;3—下地壳、新生下地壳、洋壳残片及地幔物质;4—中上地壳;5—反射地震亮点;  
6—断裂;7—构造运动方向;8—部分熔融层

图10 雅鲁藏布江缝合带的结构构造

Fig. 10 Structural map of the Yaluzangbu Suture Zone

据此,有人提出亚洲大陆岩石圈(ALM)向南俯冲到高原之下的推想,认为在高原之下存在双层地幔岩石圈(各厚约30 km)上层为印度大陆的岩石圈,下层为亚洲大陆的岩石圈,通过两者相对运动调节两大岩石圈的伸展量。这里,最大的问题是两个岩石圈的厚度,都不是30 km,而是其2~4倍;图8(c)中S波的接收函数成像图中并没有出现这一震相,而在后期再处理时这一P波红色转换震相未出现,所以将其排除掉。

这里,人们用不同方法得出的地幔岩石圈情况与瞎子摸象的故事很相像,每一个结果都有很大的片面性,这既有方法问题,也有工作程度的不同、分析解释经验不足所致。所以,地学家依据不同时期发表的地球物理结果先后提出多种构造模式,都需要根据新的调查研究成果不断地加以分析判断并决定自己的取舍,以解释了岩石圈地幔是否变深、变厚、变薄及高原下岩石圈地幔是否发生过拆沉以及拆沉的地段、时间与证据<sup>[41-42]</sup>。

### 1.6 沿缝合带走向深部结构变化研究

沿雅鲁藏布江所作的深剖面工作,主要分布在85°E线和89°E~92°E间,另外东部与西部也作了一些短剖面。这些剖面的结构还是有一些变化的。有人据此强调了一些地段,如印度大陆岩石圈还是俯冲下去的。鉴于各剖面所用的探测技术方法相差很多,而且综合性不足,解释上着眼点也不同,所以仍然需要补充工作,并加以标准化,以推动对比研究。其中特别是高原中部的班公湖-怒江、龙木错-双湖及金沙江(特别值得注意金矿床存在)3条缝合带的研究很需要加强,而这一带正是潜在能源矿产所在地。特别是厘定各缝合带有生成关联的陆缘岩浆弧,它与铜金有色金属矿产资源远景评价密切相关。

为此精细地描述1~2、2~3及10 km深度内的结构,以利于找矿评价,建议要增加多种方法,尤其是地球化学、重力、磁测及激发极化方法,以便从元素、硫化物和物质质量上提供信息。但是,深部找矿技术储备不足仍然是目前的短板。

为深化对新特提斯大洋闭合后碰撞发生构造现象的认识,特别是对中东产油区构造环境的认识,以及推进“一带一路”战略的展开,加强对沿线的斑岩铜矿等矿产资源的远景评价和建设地质强国的需要,也应加强对整个新特提斯带的对比研究,包括东、西构造结的研究,向西走向中东地区和地中海,向东南走向东南亚,进入中国的南海海盆的新扩张区的研究。

同时,应选择东南亚地区,深入研究一下现代的多岛弧盆系的具体内涵与特点,以弥补我们感性知识的空白。

### 1.7 440~660 km深的地幔过渡带问题

地幔过渡带即为上述两个界面所限定的深度区间。现在可用P波、S波接收函数成像的结果进行研究,其变化可能反映了上地幔内更大深度内物质的运动与构造活动的规模。图7所示为INDEPTH计划所探测的结果。对地幔上半部的构造有无控制作用、从地幔演化看有何重要的科学含义

及可能的地质属性等问题尚待研究。

### 1.8 地壳内普遍存在的部分熔融层及壳/幔间中间层问题

亚东-格尔木-额济纳旗地学大断面研究中提出两个层;中壳的部分熔融层与壳/幔间壳-幔混和层。关于中壳部位普遍存在的一个部分熔融层,顶面埋深15~25 km,地震波速度一般为5.6~5.7 km/s,厚度为3~10 km,是连续分布的,呈近水平产出,贯穿整个高原。但是,新的多学科探测结果发现,部分熔融层仅仅是在几个地段出现,而且深度也有不同。对其地质意义的认识也需深化,一些专家强调部分熔融层正是地壳内无机气的储集部位的显示,更需要注意加强研究;一些专家强调部分熔融层在挤压下起到地应力的转换作用,引起地震发生转移等。要对这些部分熔融层的地热开发前景作出评价,雅鲁藏布江北的羊八井高温地热田的开发,已成为中国最大的地热电站,对拉萨地区的能源保障起了很大作用。

关于地壳底部普遍存在着—速度为7.2~7.4 km/s的壳-幔混和层。以后新的探测结果显示仅仅是出现在5个局部地段(YZS、柴北缘俯冲带及中-南祁连山、阿尼玛卿缝合带及班公湖-怒江缝合带的局部地段);对其地质解释也未取得一致,可能是新生的下地壳层,也可能是富含榴辉岩层。部分熔融层与地壳底部中间速度层的规模需要进一步查清,以进一步探讨其成因和科学意义及成矿意义。

按照矿床学家的理论分析,岩浆热液矿床的形成需要多层地下岩浆房,即除这两层岩浆房之外,还可以在中间深度处存在1~2个岩浆房,甚至多个,即多层蘑菇状结构。但是,已有的数据资料还没能证实它。

### 1.9 缝合带或陆-陆碰撞带的深部结构构造

青藏高原北部是北祁连缝合带(BQS,泥盆纪时)、柴北缘俯冲带(BQMS,泥盆纪时),向南有昆仑南的阿尼玛卿缝合带(AMS,早中生代)、金沙江缝合带(JSS,早中生代)、班公湖-怒江缝合带(晚中生代)以及新生代的雅鲁藏布江缝合带(YZS)。各大洋俯冲闭合过程中,同时在活动大陆边缘形成安底斯型的陆缘岩浆弧(或岛弧),并导致地形相应升高,同时也加快了地表的风化剥蚀作用,所以它们正是构造岩浆活动与成矿的重点地区。对这些地区,特别是对浅层10 km以内的结构构造了解仍然较差,需要加强调查研究工作。

INDEPTH项目重点调查研究了雅鲁藏布江缝合带(YZS),相关成果在《Science》上发表<sup>[43-47]</sup>;中法合作也在《Nature》杂志发表过文章<sup>[48]</sup>。1996年,笔者在《Acta Geologica Sinica》上再次发表了较精细的结构模式<sup>[34]</sup>的文章(图10)。

与1998年发表在《Science》上的模式有5点大的变化。其中最重要的是:除中上地壳的部分熔融层之外,增加了一个壳/幔混和层或称中间速度层或称新生的下地壳(即“双莫霍现象”);中上地壳内保有较多的洋壳残片、下地壳的挤压增厚部分及新生的下地壳,下形成了巨厚下地壳(地表重力显示中地壳密度增大),而不是巨齿状的下地壳。另外在缝合带底部的地幔岩石圈走向,原来模式是向北伸展出去而没有向下俯冲下去。对这一点,一些研究人员强调了印度大陆

地幔岩石圈沿缝合带向下俯冲到深地幔中,可达几十千米以下<sup>[8,10]</sup>。其他缝合带的结构了解较少,争论也多,需要深入调查研究。沿缝合带,如出现有含铬铁矿物与金刚石的镁铁质岩(如罗布莎岩体),有的含有铬铁矿(如那曲依拉山蛇绿岩体),有的含有巨大的铜镍资源(如昆仑山中的夏日哈木岩体),已在冈底斯岩浆弧,班公湖-怒江缝合带的岩浆弧内等均发现了上千万吨级的大型斑岩型铜-钼矿床等,所以从找矿和开发地热角度都需要加强对缝合带结构构造研究。

现在有一种认识是,认为冈底斯陆缘弧巨型铜矿是来自地幔岩石圈的多次断裂和拆沉,并导致地幔软流圈含矿热流体多次向上侵位,带来大量的成矿物质。深部几万、几十万米厚的印度地幔岩石圈能不能在雅鲁藏布江缝合带下面多次发生断裂和拆沉?高原北部老的缝合带深部有无大规模的成矿作用?它们的深部结构是什么特定的构造状况?都需要进一步研究。

## 2 岩石圈构造对成矿作用与地震灾害的影响

### 2.1 关于陆-陆碰撞带的成矿作用问题

南美智利安第斯斑岩铜矿带是世界上大洋向大陆下俯冲形成的典型的斑岩铜矿带。而雅鲁藏布江陆-陆碰撞带则是在新特提斯大洋向西藏地块下俯冲,到大洋消减与两个大陆碰撞之后的经过4000万年后形成矿产,其成矿作用与矿产分布规律则是新的研究课题。图11为沿雅鲁藏布江碰撞

带发现的矿床与矿点分布。其中驱龙、甲马两个大型斑岩铜矿床已达约2000万吨级规模。在更老的班公湖-怒江碰撞带的西段,沿陆缘岩浆弧带也发现了多龙大型斑岩铜矿床,规模也可达到千万吨级。此外,在藏东的江达县玉龙地区也发现一个上千万吨级的大型斑岩铜矿床(成矿时间为40 Ma),在云南西部三江地区的碰撞带内也发现普朗大型斑岩铜矿床(三叠纪的)。其他陆-陆碰撞带的岩浆弧的厘定和成矿远景评价有待研究。

图11为沿雅鲁藏布江缝合带分布的冈底斯陆缘岩浆弧带已发现的斑岩铜矿床及矿点分布图,有关碰撞带内斑岩铜矿床的成矿理论与矿体分布规律虽已有人已作过大量的研究,提出了多个模式,但并没有研究透,偏重于地球化学的内容多,而对成矿物质运移与成矿过程研究得还远远不够。

秦克章等对驱龙铜矿作了深入研究,提出18 Ma时,花岗闪长岩浆侵位到古深度下约3~7 km处;约17 Ma时,又有似斑状黑云母二长花岗岩浆侵入到花岗闪长岩内,侵位深度为3~4 km,带来大量流体,产生多种蚀变;约16 Ma时又有二长花岗斑岩浆侵位到2~4 km深度,携带了大量的成矿流体;约15 Ma,发生花岗闪长斑岩浆侵位,侵位深度为2~3 km,没有明显的矿化及蚀变叠加<sup>[49]</sup>。从13 Ma到现在即处于抬升和被剥蚀的状态。矿体现已出露地表,说明它顶部已被风化剥蚀掉了3~4 km。这样就可以说成矿是经历了3次岩浆热液活动而形成的。斑岩型铜矿,作为一种浅成和超浅成的矿床可以

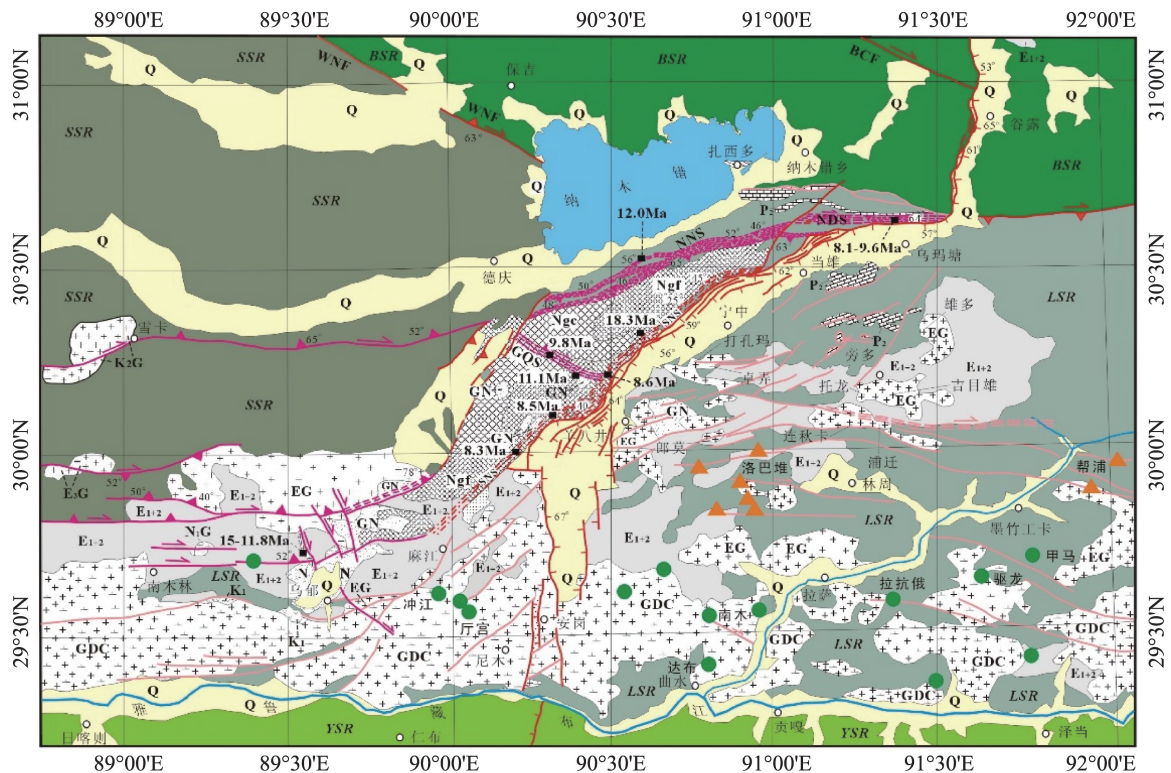


图11 斑岩铜矿床及矿点分布<sup>[52]</sup>  
Fig. 11 Porphyry copper deposits and ore distribution



联想到,高原上的盐湖很多,是否一些盐湖也可能有深源物质的上侵?所以应加强工作,扩大盐湖资源的前景。此外,盆地深部与地幔相通可能地温增高,有利于盆地内有机质演化、形成天然气以及深层无机气藏。最西部英雄岭凹陷大型油田的生成是否也与裂谷发育有关等问题尚待研究。

此外,顺带提出,剖面图中有两个地段应进一步深化研究,一是昆中地段揭示的一个良导体,几年前发现的夏日哈木大型铜镍矿床,即与此构造位置相当;另一个柴达木盆地北缘锡铁山附近出现一个很强的重力正异常,可能与深部赋存着大型金属矿床(如铅锌矿或铜矿)有关,应加强研究。

### 2.3 440~660 km深的地幔过渡带问题

地幔过渡带即为上述两个界面所限定的深度区间。现在可用P波、S波接收函数成像的结果进行研究,其变化可能反映了上地幔内更大深度内物质的运动与构造活动的规模。图7所示为INDEPTH计划所探测的结果。对地幔上半部的构造有无控制作用、从地幔演化看有何重要的科学含义及可能的地质属性等问题尚待研究。

### 2.4 镁铁质岩体含矿性与找矿方法研究

青藏高原上已发现21条蛇绿岩带,已找到了大型铬铁矿床(罗布莎矿),大型硫化铜镍矿床(夏日哈木)。所以,宏观看来青藏高原上具有找这两种矿产的极大的找矿远景。此外,南部相对剥蚀较小,而北部则经历了长期的剥蚀,揭露的地层深度要深,可能南部矿体分布较深,而北部则以找较浅部矿产为主。为此,应大大加强地球化学研究,以把握住成矿的宏观规律,找准找矿方向与方法。

### 2.5 油气资源与找矿评价方法研究

高原内除柴达木盆地已发现大量油气资源之外,可可西里盆地和羌塘盆地的油气资源也是丰富的,但尚未突破。本区最突出的特点就是断裂与推覆构造广泛发育,深层出现有较高的热层位,至少为3条缝合带所夹持。已发现可以作为主要勘查对象有4个:海相油气资源(大面积的海相地层及海相复理石地层)、陆相油气藏(伦坡拉盆地已在第三系陆相地层内勘探出3000万t稠油储量,最近发现在1800 m以下的第四系砂砾层中的正常油气,可惜一直没有试油;这一盆地的范围还可以进一步扩大)、冻土层中的天然气水合物(已在祁连县煤矿区内发现煤成气水合物)及深层无机气资源。

这些地段的特点都是多层系生油,条件好;上部和深部断裂构造和推覆构造均很发育,有人据此作出悲观的评价,但是,它也有较好的盖层,也没有大规模的油气泄漏的显示,找油大有希望。它可以推动中国科学技术上一个新台阶。经济意义也很大。目前中国地质调查局正在集中力量探索突破羌塘地块上的海相油气资源。最近在地震数据处理技术上有较大的进展,大大提高了复杂构造区的成像质量,为勘查评价创造了条件。如图14所示,其中图14(a)为老剖面图,图14(b)、(c)为进行2种叠加处理后的图,其中叠前深度偏移效果最好。

对高原的油气远景与找油气工作,1966年底,李四光接

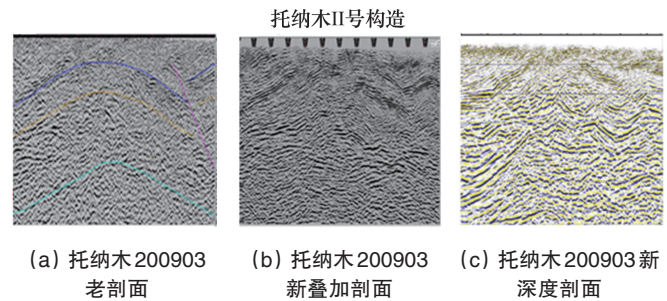


图14 托纳木II号构造

Fig. 14 Tuna wood II structure

见西藏石油队时提出了以下意见:“一定要坚持仔细、深入、认真的调查研究,否则你们可能找不到石油,即或碰到了石油也会不知道石油是从哪里出来的,是怎么出来的!”“这个地区要特别注意深部,因为这个地区发育有一系列巨大的叠瓦状的推覆构造,注意被推覆构造掩覆的那些可能的油气聚集部位”。回顾多年的工作,深感这一指导性意见的重要性,真有拨云见日之感。

由于本区内蛇绿岩发育,地温梯度高,地下水也丰富,很有利于无机天然气资源的生成,应当予以特别重视。此外,本区地热资源丰富,十分有利于金矿的堆积,也要特别关注。与深层气相关联的可能还会找到地幔中的氦气(包括氦3),特别是在高温热田水中。蒋忠惕在双湖镇南的多马温泉取了两个气样,经兰州气体地球化学开放实验室确定都含有少量的幔源来的氦气组分;中国地质科学院矿产资源研究所曾有科研人员在羊八井四周做过调查,也发现有氦3存在。

### 2.6 高原内部与周边的地震活动性与地震预测预报

高原内部及东部边缘(称为南北地震带)地震活动很强烈与频繁,近期中国发生的大地震都发生在本区(图15)<sup>[53]</sup>,表明高原内部及与周边各地块间的运动仍在活动。上地壳内及岩石圈地幔内地震分布规律及发震的动力学机制,地壳内特别是岩石圈地幔内发生密集地震活动对岩块的性质造成影响等问题,这对认识高原内部地块运动与构造演化是必不可少的,对高原的地震灾害防灾减灾也是十分需要的。

遵循李四光提出的开展地震预报的技术思路,从3方面探索了地震预报工作。

1) 理论上从构造体系的活动断裂分析及地应力测量入手,探讨一个点上发生地震之后,地应力是如何传播,导致地应力在什么地点再集聚与再减弱的规律。周春景<sup>[54]</sup>作了很好的尝试,她以巴颜喀拉-可可西里地块为对象,研究了沿边界先后发生的16个大地震的相互影响,提出了一个地震响应网络的概念和方法。

2) 研究地震孕育过程与即将发生时的前兆现象。已提出许多方案包括卫星、地面台网,动物异常现象等多种方法,需要深化与优化。

3) 依靠群众进行地震现象观测与临阵预报工作。因为当地群众是最了解本地地震时出现的现象,通过专群结合可以避免造成更大的损失。

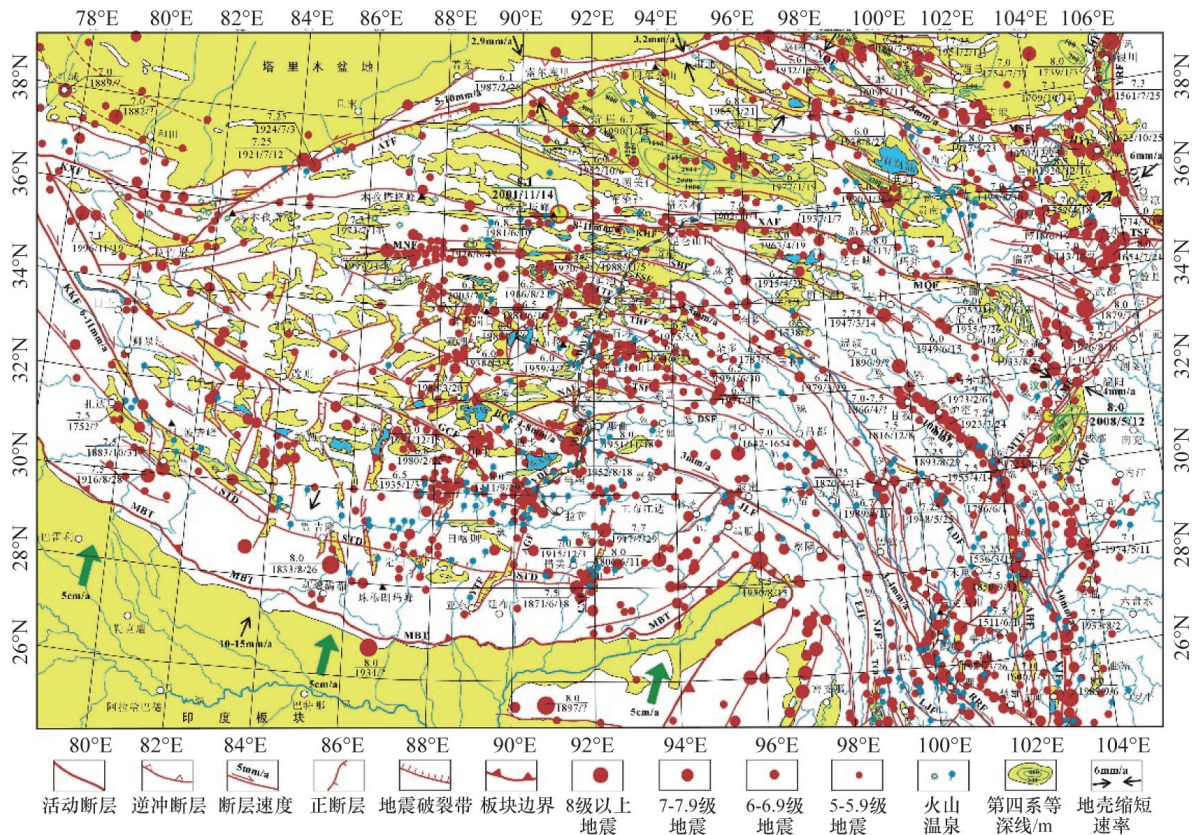


图 15 青藏高原活动断层与地震分布<sup>[52]</sup>

Fig. 15 Active Faults and Seismic Maps of the Qinghai-Tibetan Plateau

### 3 研究建议

青藏高原研究,即大陆碰撞理论研究,是地学研究的珠峰,作为科研工作者有责任做出自己的贡献,引领青藏高原研究,还有许多科学及找矿、评价与开发地热及能源问题有待深化和统一认识。为此,建议破除门户之见,成立全国的青藏高原研究和开发中心,这是十分迫切的任务。

#### 参考文献 (References)

- [1] 高锐. 青藏高原地壳上地幔地球物理调查研究成果综述[J]. 中国地质, 1995(4): 26-28.  
Gao R. Recent progress in the geophysical investigation of the upper mantle-crust of the Qinghai-Tibet plateau[J]. Chinese Geology, 1995(4): 26-28.
- [2] Voo R V D, Spakman W, Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1999, 171(1): 7-20.
- [3] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 造山的高原——青藏高原的地体拼合、碰撞造山几隆升机制[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 36-122.  
Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Li Haibin, et al. Orogenic Plateau: Tibet terrane, collision and uplift mechanism[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007: 36-122.
- [4] Yin A, Harrison T M. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 2000, 28(28): 211-280.
- [5] Yin A, Dang Y, Zhang M, et al. Cenozoic tectonic evolution of Qaidam basin and its surrounding regions (part 2): Wedge tectonics in southern Qaidam basin and the Eastern Kunlun Range[J]. Special Paper of the Geological Society of America, 2007, 433(18): 101-130.
- [6] Yin A, Dang Y Q, Zhang M, et al. Cenozoic tectonic evolution of the Qaidam basin and its surrounding regions (Part 3): Structural geology, sedimentation, and regional tectonic reconstruction[J]. Geological Society of America Bulletin, 2008, 120(7): 847-876.
- [7] Beaumont C, Jamieson R, Nguyen M, et al. Crustal channel flows: Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109(6): 117-132.
- [8] Zhao W, Mechie J, Brown L D, et al. Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data[J]. Geophysical Journal International, 2001, 145(2): 486-498.
- [9] Wittlinger G, Masson F, Poupinet G, et al. Seismic tomography of northern Tibet and Kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts[J]. Earth & Planetary Science Letters, 1996, 139(1): 263-279.
- [10] Zhou D, Graham S. Songpan-Ganzi complex of west Qinling Shan as Triassic remnant ocean basin fill trapped during the Mesozoic tectonic amalgamation of China, in Tectonic Evolution of Asia[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1996: 281-299.
- [11] Weislogel A L. Tectonostratigraphic and geochronologic constraints on evolution of the northeast Paleotethys from the Songpan-Ganzi complex, central China[J]. Tectonophysics, 2008, 451(1/4): 331-345.
- [12] Zhao W, Brown L, Wu Z, et al. Seismology Across the Northeastern

- Edge of the Tibetan Plateau[J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 2008, 89(48): 487.
- [13] Wu Z H, Ye P S, Barosh P, et al. Late Oligocene–Early Miocene thrusting in southern east Kunlun Mountains, Northern Tibetan Plateau [J]. *Journal of Earth Science*, 2009, 20(2): 381–390.
- [14] Kumar P, Yuan X, Kind R, et al. Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2006, 111(B6): 232–241.
- [15] Nábělek J, Hetényi G, Vergne J, et al. Underplating in the Himalaya–Tibet Collision Zone Revealed by the Hi–CLIMB Experiment[J]. *Science*, 2009, 325(5946): 1371–1374.
- [16] Feng M, Kumar P, Mechie J, et al. Structure of the crust and mantle down to 700 km depth beneath the East Qaidam basin and Qilian Shan from P and S receiver functions[J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 199(3): 1416–1429.
- [17] Yue H, Chen Y J, Sandvol E, et al. Lithospheric and upper mantle structure of the northeastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2012, 117(B5): 5307.
- [18] Schulte–Pelkum V, Monsalve G, Sheehan A, et al. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya[J]. *Nature*, 2005, 435(7046): 1222–1225.
- [19] Karplus M S, Zhao W, Klemperer S L, et al. Injection of Tibetan crust beneath the south Qaidam Basin: Evidence from INDEPTH IV wide–angle seismic data[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2011, 116(B7): 86–94.
- [20] Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions[J]. *International Geology Review*, 2012, 37(8): 661–735.
- [21] Burchfiel B C. Tibetan Plateau: Progress, but many first order questions remain[J]. *Acta Geologica Sinica*, 87(Suppl 1): 4–7.
- [22] Nelson K D, Zhao W, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results[J]. *Science*, 1996, 274(5293): 1684–1688.
- [23] Unsworth M, Wenbo W, Jones A, et al. Crustal and upper mantle structure of northern Tibet imaged with magnetotelluric data[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(2): 543–543.
- [24] Klemperer S L. Crustal flow in Tibet: Geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow[J]. *Geological Society London Special Publications*, 2006, 268(1): 265–308.
- [25] Thomas J. Owens, Zandt G. Implications of crustal property variations for, models of Tibetan plateau evolution[J]. *Nature*, 1997, 387(6628): 37–43.
- [26] Mechie J, Zhao W, Karplus M S, et al. Crustal shear (S) velocity and Poisson’s ratio structure along the INDEPTH IV profile in northeast Tibet as derived from wide–angle seismic data[J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 191(2): 369–384.
- [27] 赵文津, 吴珍汉, 史大年, 等. 昆仑山深部结构与造山机制[J]. *中国地质*, 2014, 41(1): 1–18.  
Zhao Wenjin, Wu Zhenhan, Shi Danian, et al. Deep structure and orogenic mechanism of the Kunlun Mountains[J]. *Geology in China*, 2014, 41(1): 1–18.
- [28] Zuza A, Reith R, An Y, et al. Structural and Tectonic Framework of the Qilian Shan–Nan Shan Thrust belt, Northeastern Tibetan Plateau [J]. *Acta Geologica sinica*, 2013, 87(Suppl 1): 1–111.
- [29] 张培震, 郑德文, 尹功明, 等. 有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(1): 7–8.  
Zhang Peizhen, Zheng Dewen, Yin Gongming, et al. Discussion on the late Cenozoic extension and uplift of the northeastern margin of the Qinghai–Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(1): 7–8.
- [30] Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China[J]. *Tectonics*, 2015, 17(6): 823–842.
- [31] 袁道阳, 张培震, 刘百箴, 等. 青藏高原东北缘晚第四纪活动构造的几何图像与构造转换[J]. *地质学报*, 2004, 78(2): 272.  
Yuan Daoyang, Zhang Peizhen, Liu Baichi, et al. Geometrical imagery and tectonic transformation of Late Quaternary active tectonics in Northeastern Margin of Qinghai–Tibetan Plateau[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78(2): 272.
- [32] 李廷栋, 潘桂棠, 肖序常, 等. 青藏高原隆升的地质记录及机制[M]. 广州: 广东科技出版社, 2013.  
Li Tingdong, Pan Guitang, Xiao Xuchang, et al. Geological Records and Mechanism of the Uplift of the Qinghai–Tibetan Plateau[M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 2013.
- [33] 苏伟, 彭艳菊, 黄忠贤, 等. 青藏高原及其临区地壳上地幔S波速度结构[J]. *地球学报*, 2002, 23(3): 193–200  
Su Wei, Peng Yanju, Huang Zhongxian, et al. Crust and upper mantle shear velocity structure beneath the Tibetan Plateau and adjacent areas [J]. *Acta Geoscientia Sinica*[J]. 2002, 23(3): 193–200.
- [34] Zhao W, Zhao X, Shi D, et al. Progress in the study of deep profiles of Tibet and the Himalayas (INDEPTH) [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2004, 78(4): 931–939.
- [35] Makovsky Y, Klemperer S L. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B5): 10795–10825.
- [36] George A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K H, et al. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission–track and vitrinite–reflectance analysis[J]. *Geology*, 2001, 29(10): 939–942.
- [37] Wang E. Displacement and timing along the northern strand of the Altyn Tagh fault zone, Northern Tibet[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1997, 150(150): 55–64.
- [38] Yue Y J, Ritts B D, Graham S A. Initiation and long–term slip history of the Altyn Tagh Fault[J]. *International Geology Review*, 2001, 43(12): 1087–1093.
- [39] 崔作舟, 李秋生, 吴朝东, 等. 格尔木–额济纳旗地学断面的地壳结构与深部构造[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊2): 15–18.  
Cui, Zuozhou, Li Qiusheng, Wu Chaodong, et al. Crustal structure and deep structure of geoscience transect in Golmud Ejinaiq[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1995, 38(Suppl 2): 15–18.
- [40] Zhao W, Brown L, Wu Z, et al. Seismology across the northeastern edge of the Tibetan Plateau[J]. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 2008, 89(48): 487–487.
- [41] 赵文津, 薛光琦, 吴珍汉, 等. 西藏高原上地幔的精细结构与构造——地震层析成像给出的启示[J]. *地球物理学报*, 2004, 43(3): 449–455.  
Zhao Wenjin, Xue Guangqi, Wu Zhenhan, et al. Fine velocity structure of the upper mantle beneath the Xizang Plateau from tomography and its geological interpretations[J]. *Chinese Journal of Geophysics* 2004, 43(3): 449–455.

- [42] 滕吉文, 阮小敏, 张永谦, 等. 青藏高原地壳与上地幔成层速度结构与深部层间物质的运移轨迹[J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 4077-4100. Teng Jiwen, Ruan Xiaomin, Zhang Yongqian, et al. The velocity structure of the crust and upper mantle in the Qinghai Tibet Plateau and the migration of material in the deep layer[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(12): 4077-4100.
- [43] Zhu L, Helmlinger D V. Moho offset across the northern margin of the Tibetan Plateau[J]. Science, 1998, 281(5380): 1170-1172.
- [44] Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet[J]. Science, 1999, 283(5406): 1306.
- [45] Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau[J]. Science, 2001, 294(5547): 1671.
- [46] Kind R, Yuan X, Saul J, et al. Seismic images of crust and Upper Mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate Subduction[J]. Science, 2002, 298(5596): 1219-1221.
- [47] Tilmann F, Ni J, Team I I S. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet[J]. Science, 2003, 300(5624): 1424.
- [48] Zhisheng A, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411(6833): 62.
- [49] 秦克章, 夏代祥, 李光明, 等. 西藏驱龙斑岩-夕卡岩铜铅矿床[M]. 北京: 科学出版社, 2014. Qin Kezhang, Xia Daixiang, Li Guangming, et al. Porphyry copper and molybdenum deposit in Tibet[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [50] 黄汉纯, 黄庆华, 马寅生. 柴达木盆地地质与油气预测[M]. 北京: 地质出版社, 1996. Huang Hanchun, Huang Qinghua, Ma Yinsheng. Geology, oil and gas prediction in Qaidam Basin[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996.
- [51] Zhao W, Kumar P, Mechie J, et al. Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet[J]. Nature Geoscience, 2011, 4(12): 870-873.
- [52] Woerd J V D, Ryerson F J, Tapponnier P, et al. Uniform slip rate along the Kunlun Fault: Implications for seismic behavior and large-scale tectonics[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(16): 2353-2356.
- [53] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原新生代构造演化与隆升过程[M]. 北京: 地质出版社, 2009. Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daodong, et al. Cenozoic tectonic evolution and uplift of the Qinghai Tibet Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009.
- [54] 周春景. 巴颜喀拉块体边界应力场变化及其对强震发生的影响[D]. 北京: 中国地质科学院, 2014. Zhou Chunjing. Variation of stress field and its influence on strong earthquakes in Bayan Karachi block boundary[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2014.

## Some scientific problems in the study of the formation and the evolution of the Tibet Plateau

ZHAO Wenjin, SONG Yang

Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

**Abstract** The Tibetan Plateau is an ideal experimental site for the study of the continent-continent collision, the orogeny, the crustal thickening mechanism and other basic theoretical problems of continental dynamics. Based on the results of three major projects carried out by the Chinese Academy of Geological Sciences and other related researches, this paper reviews the research progress from fifteen aspects and pinpoints some scientific problems to be further explored. Nine of them are related to the crust and the upper mantle, and six are related with mineral resources and seismic problems.

**Keywords** Tibetan Plateau; the crust and upper mantle; mineral resources

(责任编辑 刘志远)