

昆仑山深部结构与造山机制

赵文津¹ 吴珍汉¹ 史大年² 薛光琪² 宿和平²
Karplus M S³ Mechie J⁴ 宋洋¹ 杨宏伟¹ 刘志伟¹

(1.中国地质科学院,北京 100037;2.中国地质科学院矿产资源所,北京 100037;
3.Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, California, USA;4.Deutsches Geo Forschungszentrum
—GFZ, Sections “Geophysical Deep Sounding” and “Seismology”, Potsdam, Germany)

摘要:本文根据INDEPTH-IV剖面所做的地质、地球物理探测所取得的资料,进行综合研究,提出了一个新的昆仑山造山模式,论述了:(1)在早二叠世松潘—甘孜洋向昆仑—柴达木地块下俯冲使地块南缘形成陆缘弧和弧后拉张区,使昆仑—柴达木地块在持续碰撞挤压过程中,分别形成了造山带与古近—新近纪盆地的不同构造演化特征;(2)昆仑地段老结晶基底在地块对挤中不断向上抬升成山,同时又受到强烈剥蚀,使老结晶基底及深成岩呈现在地表;南昆仑地块则沿昆仑地块中央断裂向北逆冲到北昆仑地块之上,断裂深10 km;昆仑地块没有发生向北逆冲推覆到柴达木地块上;(3)昆仑地块地壳增厚主要发生在中地壳(6.2~6.6 km/s),是中基性岩石层的增厚;(4)柴达木盆地作为昆仑弧后拉张地带,随昆仑造山隆升而下沉,新生界陆相沉积达12~14 km厚,由“沉积”与“挤入”两个作用造成了地壳增厚;结晶基底发生断陷形成新裂谷,裂谷宽度约12 km,深度约4 km,导电带显示裂谷通过断裂与深部发生热流体联系;(5)再次确定了,柴达木盆地莫霍界面深52 km,昆仑山的莫霍界面深65~70 km,莫霍界面台阶位于格尔木附近(185 km距离处);(6)松潘—甘孜地体复理石层厚度为10~14 km,其下面的6.2~6.3 km/s均匀速度层(同时有高导电性显示)是本地块所特有,推测为残留洋壳的堆积,约15 km厚;浅层通过古近—新近系风火山推覆系增厚,另在中地壳部位挤入了15 km厚岩层;(7)否定了亚洲岩石圈地幔向柴达木地块地幔岩石圈之下俯冲的模式,提出印度大陆地幔岩石圈从高喜马拉雅下拆离成两层,并沿高原地壳底部向北伸展,直到中祁连山之下,成为高原南北对挤过程中岩石圈地幔长度调节的新方式。

关键词:昆仑山;柴达木;松潘—甘孜;洋壳堆积;地幔岩石圈;复理石层

中图分类号:P541 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2014)01-0001-18

1 问题的提出与工作部署

昆仑山位于青藏高原的北部成东西走向,并展布在柴达木盆地的南缘。柴达木盆地面积为10万km²左右,平均海拔在2700 m;昆仑山海拔在5000~6000 m,从柴达木盆地到昆仑山地形陡升约3000 m,构成了青藏高原北部的第一个边界。昆仑山形成过程与造山机理,先后已有多人进行了研究,提出了多个造山模式,但是这些模式深部结构的主要

内容还是以推测为主,缺乏实际数据的佐证。为此,中美德合作开展了“青藏高原及喜马拉雅山的深剖面(所称INDEPTH)”项目第4阶段的研究,拟通过完成穿过柴达木盆地与昆仑山接合带的一条地质地球物理深剖面,查明地下深部与浅层的结构,探究两者的构造关系。INDEPTH-IV工作成果已由M. S. Marplus, J. Mechie, 吴珍汉, 赵文津等人撰文,先后发表在2011年JGR、2011年《自然—地学》、2012年GJI等刊物上^[1-4]。M.S.Marplus^[1]提出了

收稿日期:2013-11-19;改回日期:2013-12-20

基金项目:中国地质调查局项目“青藏高原深部结构探测与地壳活动特征”(1212010511809)资助。

作者简介:赵文津,男,1931年生,研究员,中国工程院院士,从事勘探地球物理和深部探测研究;E-mail: xzwzj@sina.com。

昆仑山新的造山模式,笔者同意发表的成果,但是认为除地壳流概念之外还应当考虑有其他方案。本文进一步解释了这些数据,提出另一个新模式,与大家讨论,以有助于深化对造山模式的认识。

INDEPTH-IV工作部署见图1。主剖面南起松潘—甘孜(或可可西里,或巴颜喀拉地块)地体的曲麻莱,向北穿过南昆仑断裂,北昆仑断裂,昆仑山,北昆仑逆冲断裂,经柴达木盆地,直到柴达木盆地的北缘,全长270 km。沿曲麻莱—锡铁山剖面进行了广角地震,深反射地震,天然地震宽频台站阵列观测,大地电磁观测,重力观测以及构造地质调查等工作。沿剖面等距施放了5个大炮(炸药量为1500~2000 kg不等)。此外,还在剖面的中央部分爆炸了100个小炮,每个60~240 kg炸药,设计间距1 km。另有一个小炮位于KS5大炮南8 km。在施工过程中还接收到来自剖面南、北端的两个近震EQ13和EQ4产生的地震波。沿270 km长剖面共布

置了295个RT125型记录仪,接收间距650 m。

剖面所穿过的大构造单元有:(1)松潘—甘孜地体(SG),地表为三叠系海相复理石沉积;(2)图中标为南昆仑断裂为松潘—甘孜地体内的逆冲兼走滑的断裂构造,与中方通称的南昆仑缝合带不是一个含义;(3)图上标注的北昆仑断裂(NKF)与昆仑缝合带是同一条构造带,为松潘—甘孜大洋向北部昆仑—柴达木地体(KQ)俯冲,大洋闭合后的残存遗迹,中方通称其为南昆仑缝合带;(4)图中的北昆仑逆冲断裂(NKT),向北推覆,画成虚线,表示它还没有被确定,需要进一步验证的;(5)图上中方在昆仑山内部还划有中昆仑断裂,而在Karplus^[5]图上没有标示出来。

此外,还向南与向北延长了部分方法,特别是宽频地震与大地电磁法的观测,共形成了两条主要剖面。

关于昆仑—柴达木地体(K-Q)是一个地体,还

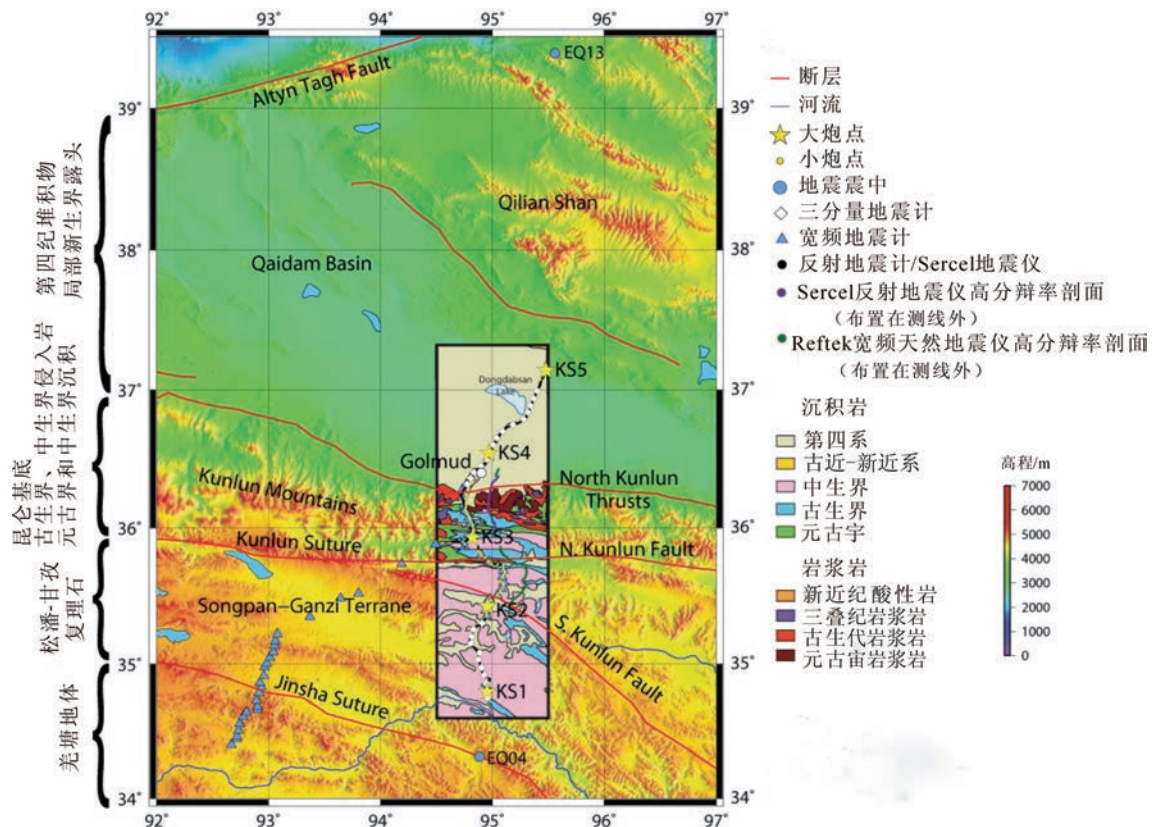


图1 INDEPTH-IV剖面布置图^[5]
 图中以95°E为中心的方框图即为INDEPTH-IV工作区
 Fig.1 Deployment of INDEPTH-IV profile^[5]

是两个地体,大家的认识还不统一。尹安与Harrison(2000)^[6]把它作为一个地体,即昆仑—柴达木地体。崔军文等^[7]早在1992年亚东—格尔木地学大断面研究中也已提出,北昆仑结晶基底为新元古界金水口群和冰沟群,U-Pb法测定年龄为1196~1339.2 Ma,早古生代发育有奥陶纪祁漫塔格群为主的碎屑岩、碳酸盐岩和基性火山岩等建造;构造演化与柴达木盆地北缘类似,都属于塔里木—中朝板块。许志琴等(2007)^[8]也提出,柴达木地体的基底主要由金水口群古老变质岩系组成,与东昆仑北地体、祁连地体的变质基底一样,经历了早古生代变质作用,并提出东昆仑地壳内先后发生两次向北的逆冲推覆构造叠加在柴达木盆地之上。丁林(2013)^[9]研究认为柴达木盆地的性质为弧后拉张盆地,其基底为亲昆仑地壳性质。

本文将松潘—甘孜俯冲前的昆仑—柴达木地体按一个统一地体来分析问题。

2 关于松潘—甘孜、昆仑山、柴达木三地块的4种构造模式

尹安与Harrison(2000)^[6]提出以下构造演化卡通片(图2),它表明,在早二叠世时松潘—甘孜洋向昆仑—柴达木地块下俯冲,导致昆仑—柴达木地块南缘发生火山岩浆喷发与深成岩浆上侵,陆缘弧地带

抬升成山,如南美安第斯山那样,可抬升达几千米的高度;在三叠纪时松潘—甘孜洋上沉积了巨厚的海相复理石层堆积,在松潘—甘孜地块复理石层之下还保留了洋壳残片。丁林(2013)^[9]研究认为松潘—甘孜洋三叠纪复理石沉积的物源主要是来自北部的昆仑山—柴达木—塔里木地块,这表明海相复理石堆积是与昆仑山造山过程同时进行的,即昆仑山一边抬升一边遭受到剧烈剥蚀;而柴达木盆地具有弧后盆地性质;与此同时,松潘—甘孜洋同时向北与向南俯冲分别形成北昆仑缝合带与金沙江缝合带。

这里,卡通片上没有表示柴达木盆地的发生、发展。笔者认为在松潘—甘孜洋向昆仑山下俯冲过程中必然会使昆仑弧后地带即柴达木地段形成拉张环境,成为柴达木盆地形成的初始阶段。

按照黄汉纯等^[10]的资料,柴达木盆地四周山区出露的古生代到晚三叠世以前地层均为海相沉积,表明柴达木盆地长期处于海洋环境,直到晚三叠世以后海水全部退出后盆地转入陆相沉积阶段,侏罗系、白垩系及新生界全为陆相沉积。她认为盆地是在侏罗纪时形成的,并依据构造等高线变化提出盆地基底是从西北部先抬升,后来沉积中心逐步向东南转移,新生界最厚可达15 km,在格尔木北部的涩聂湖与达布逊湖之间第四系厚度可达3500 m。

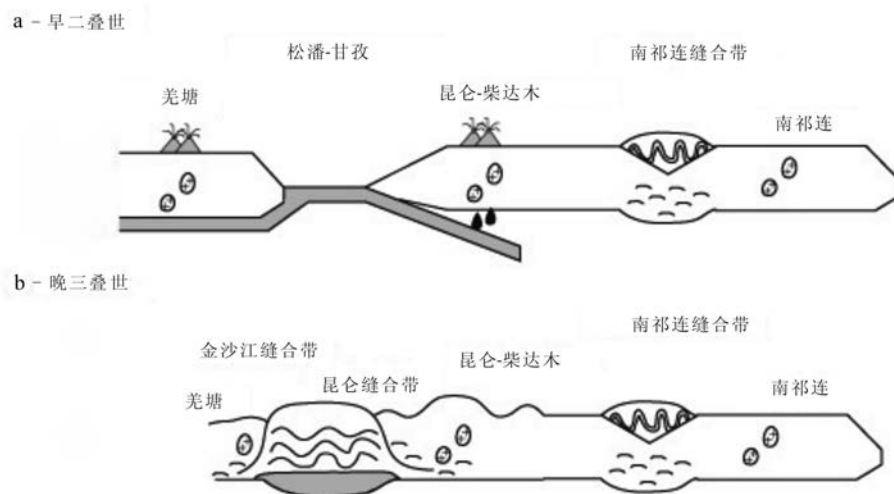


图2 高原北部早二叠世—晚三叠世地质演化图^[6]

Fig.2 Early Permian-Late Triassic geological evolution map of the northern plateau^[6]

昆仑山与柴达木地块之间构造关系已提出了以下4种主要模式^[9]:

Tapponnier 和许志琴(2001)^[11], Kind R.等(2002)^[12]提出的,北昆仑断裂(NKF)作为缝合带从下到上切过整个地壳,将厚70 km松潘—甘孜地块地壳与厚50 km昆仑—柴达木地块地壳隔开;北部的祁连—戈壁亚洲地幔岩石圈从南祁连缝合带向南俯冲到松潘—甘孜地块、昆仑—柴达木地块的地幔岩石圈之下,形成地幔岩石圈的叠加增厚(图3)。但看不出松潘—甘孜地块与昆仑—柴达木地块地壳是如何增厚的。

Meyer等(1998)^[13]、DeCelles等(2002)^[14]提出的昆仑—柴达木地块的下地壳随着地块下的岩石圈地幔从NKF下面向南俯冲到松潘—甘孜地块之下;昆仑—柴达木地块的部分上地壳则向北逆冲叠加到昆仑—柴达木地块上地壳之上而增厚(图4)。但是没有说明松潘—甘孜地块地壳如何增厚的;也未

表明昆仑—柴达木地块的两部分的地壳厚度、结构的不同是如何造成的;图中显示两地块的地幔岩石圈中间隔有一层昆仑—柴达木地块的下地壳,又是如何确定的;图中也显示了两地块的地壳厚度是相近的,与莫霍上下错动18 km的实际是不相符的。

尹安等(2008)^[15]提出的,松潘—甘孜地块地壳楔(绿色)挤入昆仑—柴达木地块的中壳部位,昆仑—柴达木地块地壳一部分推覆到地壳楔之上,下地壳则俯冲到地壳楔之下;昆仑—柴达木地块的上地壳在挤压中发生一系列向南逆冲断层推覆上去而使地壳增厚;包括盆地的地幔岩石圈在内的亚洲岩石圈地幔则从NKF底部向松潘—甘孜地块地幔岩石圈之下俯冲;认为NKF与SKF两条断裂均从下地壳底部向上伸展到地表,将松潘—甘孜地块地壳与地壳楔切开了(图5)。这里没说明松潘—甘孜地块地壳是如何增厚的;图中表明两个地幔岩石圈是一种相互错动的构造关系^[12],它未能说明莫霍错动18 km的原因,两地块的下地壳也未连通。

Karplus等(2011)^[5]依据INDEPTH-IV的广角地震速度结构探测结果提出了一种新模式(图6-a)。作者强调:松潘—甘孜地块有两层韧性层,分别位于20~35 km及50~70 km深度(图6中黑点区域)(依据其速度比全球同样深度处速度都低的特点,认为其内部可能包含有部分熔融或流动的物质);在南部来的挤压力驱动下,分别向上进入柴达木地块的上地壳,并与NKT相连形成昆仑山的前锋,形成高地形;下地壳韧性层则向北挤入柴达木地幔岩石圈,并造成松潘—甘孜地块地幔岩石圈与柴达木地块地幔岩石圈间18 km的台阶。否定了NKF为产

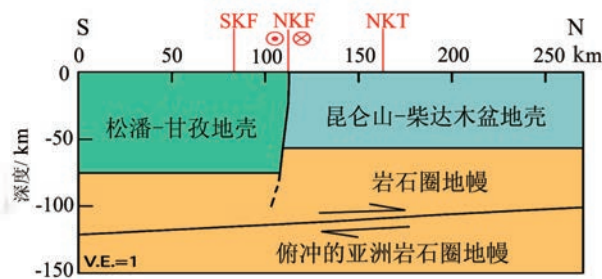


图3 松潘—甘孜地块与昆仑—柴达木地块地幔岩石圈向北推覆与亚洲地幔岩石圈向南俯冲模式^[11]

Fig.3 The model of the southward subduction of Sabina-Gobi ALM under the LM of Kunlun-Qaidam and Songpan-Ganzi blocks^[11]

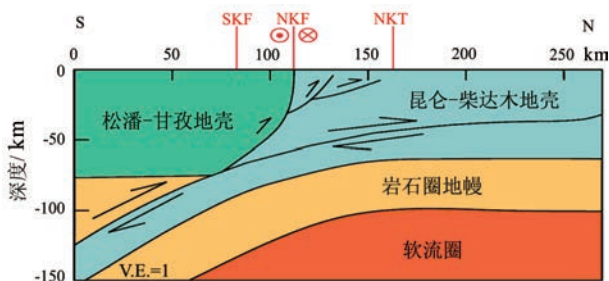


图4 昆仑—柴达木地块的地幔岩石圈拖带部分的下地壳向南俯冲模式^[13-14]

Fig.4 The southward subduction model of the lower crust of ALM towing part of the Kunlun-Qaidam block^[13-14]

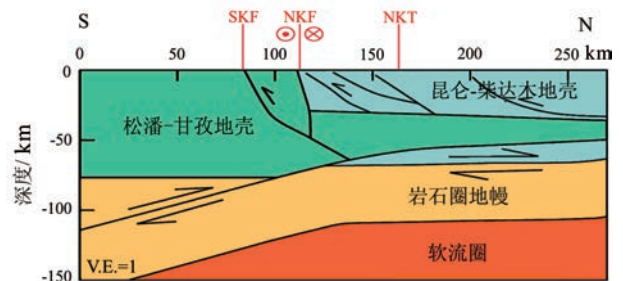
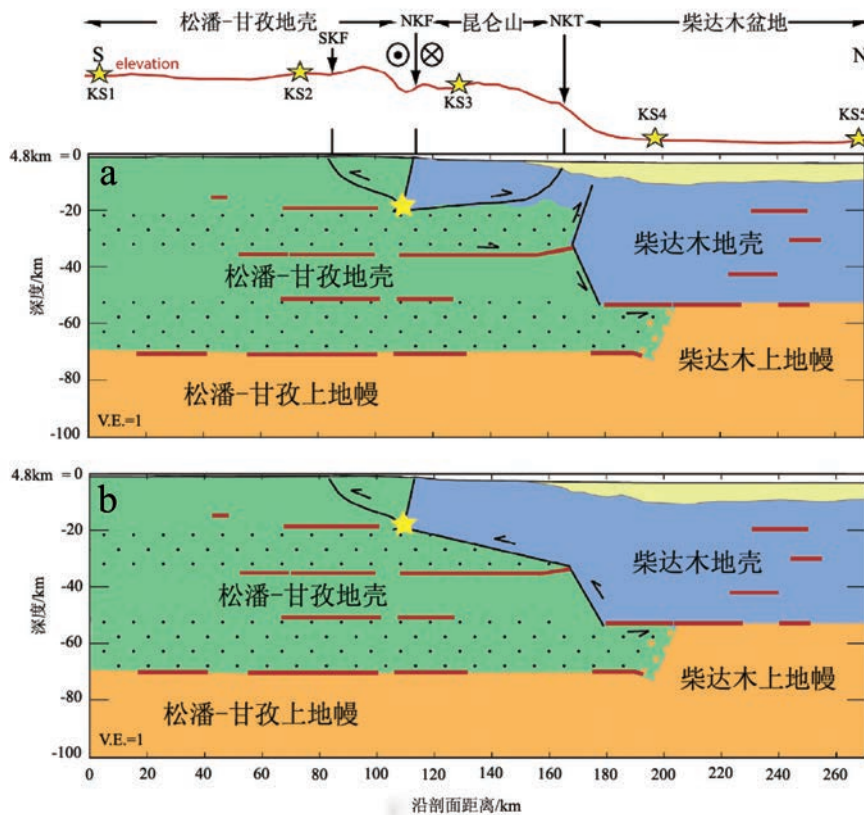


图5 松潘—甘孜中壳向北挤入模式^[15]

Fig.5 The model of the northward squeezing of the crust of Songpan-Ganzi and the southward subduction of ALM under the LM of Kunlun-Qaidam and Songpan-Ganzi blocks^[15]

图6 松潘—甘孜地块与柴达木地块对挤两种模式^[5,16]Fig.6 Two models for the face-to-face squeezing of Songpan-Ganzi block and Kunlun-Qaidam block^[5,16]

生莫霍台阶的主因。作者认为下地壳韧性层代表了一个下地壳流通道(lower-crust flow channel)。这一模式给出了两地块地壳增厚与地表构造关系的明确概念。

图6-b为新模式的另一种方案,认为SKF是一个地壳型深大断裂,将松潘—甘孜地块与昆仑—柴达木地块分开;SKF将松潘—甘孜地块中地壳韧性层向北的移动阻挡住,使之未能进入柴达木地壳(与NKT无关了);图中的黄五角星是2001年昆仑山口西8.1级大地震震源所在,NKF为南倾 80° ^[16]。作者认为两地块之间的莫霍深度变化是由于松潘—甘孜与东昆仑地块的下地壳流向北挤进所造成。否定了NKF为产生莫霍台阶的主因。但是,作者认为新的数据尚不能约束昆仑山中—上地壳的逆冲断裂。

笔者重新研究了INDEPTH-IV的数据,认为还可以提出第三种模式,可能与地震、电性及重力结果拟合得更为合理,现提出与读者讨论。

3 昆仑山新的造山模式

INDEPTH-IV(曲麻莱—锡铁山)地震波速度结构剖面见图7,数据处理情况见Karplus(2011)^[9]文章,在此不再赘述。本文将以此一结果为基础,综合其他方法,探讨以下几个地质问题。

3.1 关于柴达木盆地(QDM)结构特征

(1) 上覆沉积层厚度

按5.9~6.1 km/s计算,盆地的结晶基底的深度一般在12~15 km。

其上部低速层厚度即为盆地沉积层的厚度。其中按井中实测下干柴沟组(E_3)上段的速度值为5.2 km/s,按5.0~5.2 km/s速度等值线推算其最深可达6~8 km,再加上其下面的 E_{1+2} 路乐河组(岩性与干柴沟组相近,也为砂岩、砾岩、泥岩及其互层),一般厚300~1000 m,最厚3000 m,这样沿剖面柴达木盆地新生界的最大深度约为9~10 km。其中第四系厚

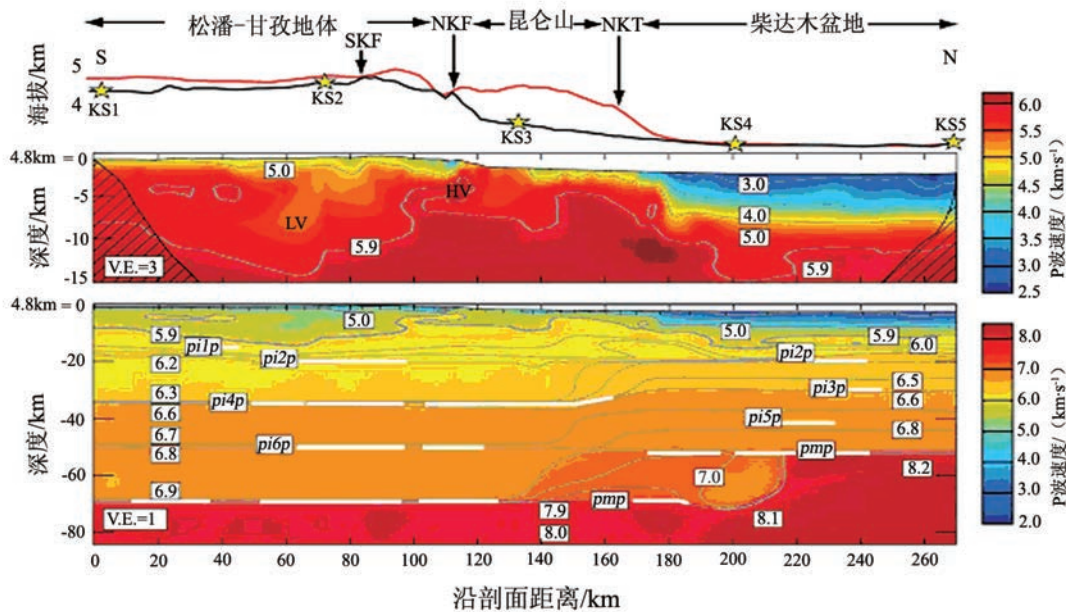


图7 INDEPTH-IV剖面速度结构图^[5]

上图为沿剖面的地形起伏高程,中图为浅层速度结构图,下图为剖面的深部速度结构图

Fig.7 The velocity structure map of INDEPTH-IV profile^[5]

The upper picture shows the elevation of the terrain along the profile, the middle picture shows structure map of the surface velocity, the lower picture shows structure map of deep speed

度约为3 km。而结晶基底之上的中、古生界岩层厚度在2~5 km。

(2)QDM盆地内结晶基底上发现一条大裂谷,下陷达4 km深,宽达12 km。沿昆仑山前分布。在盆地的布格重力图(图8)^[10]上也有一很窄的重力低与其相对应。裂谷边缘与深部莫霍台阶相对应。大地电磁成像显示(图9~10),裂谷与一插向深部的导电带相连,直达软流圈。

(3)柴南缘5.9 km/s等值线向南抬升,Karplus的构造模式中没有解释这一现象。笔者认为它代表了高速度的结晶基底岩层整体向南抬升的显示,下节将作进一步分析昆仑结晶基底向北推升的问题。

(4)柴达木盆地下面莫霍深度为52 km,昆仑山下则加深到70 km。阶点在哪里?深度是如何变化的? Karplus等(2011)^[9]的模式中表达为,松潘—甘孜与东昆仑地块的下地壳流向北挤进所造成的。并提出阶点位于NK北100 km,NKT北45 km即215 km处。她为了解释的不矛盾提出存在一个双层莫霍结构,上莫霍界面是一个莫霍残片,两莫霍

面之间为地壳物质(图7中7.0 km/s加厚地段)。

笔者分析了深反射地震结果,发现可靠的莫霍反射可以从北220 km,向南追踪到204 km处,达到格尔木市(位于182 km处)北22 km处,再向南有20 km距离无反射,在180 km处又可以看到多个反射震相(图11)。其中无反射地段,是由于干扰信号太强,数据处理时压制又过量,以致没有能取得有效信号。笔者正在作再处理以求有所改进。

PRF成像给出更清晰的显示,52 km深的莫霍界面向南可以延伸到180 km处(图12)^[4]。图中180 km处上莫霍界面清楚,下莫霍界面显示并不清楚。但其下方有另一个大倾角的正转换震相,还不清楚其地质含义。为此,笔者重新观测与处理这段数据,特别是利用了SRF技术,发现上莫霍之下面为低速介质,可能是上地幔盖层下界面的显示,不存在双层莫霍现象。这两个结果可以互补印证,提高可信度。

李秋生(2004)^[11]重新整理了过去亚东—格尔木GGT—广角地震数据,认为南延的这一地段是存在广角地震反射,并提出阶点位于NKT之下,即在格

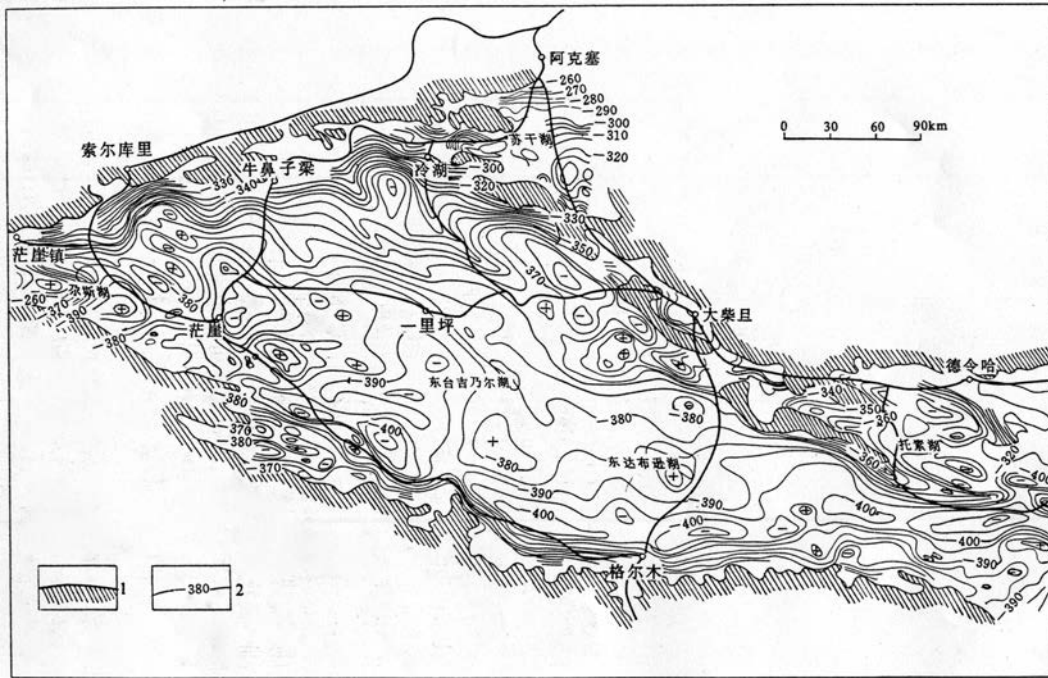


图8 柴达木盆地布格重力图^[10]

1—周边老山;2—重力布伽异常

在格尔木市北部近东西走向的重力低异常带,以-400 mgal为主,从芒崖镇向东南沿昆仑山前延伸;大体从小柴旦(大柴旦南部)一里坪—芒崖一线为界,北部重力场以梯度带为主,南部为平缓区,裂谷带异常是沿平缓区南缘分布

Fig.8 Bouguer gravity map of Qaidam Basin^[10]

The northern part of Golmud City, near EW-trending gravity low anomaly, mainly 400mgal, from Mangya Town to Kunlun in the southeastward direction. In general, Qaidam (Southern Dachaidan)-Liping-Mangya line is the boundary, the northern part is the gradient zone, the southern part is flat area, and the rift zone anomaly is the southern edge of the flat zone

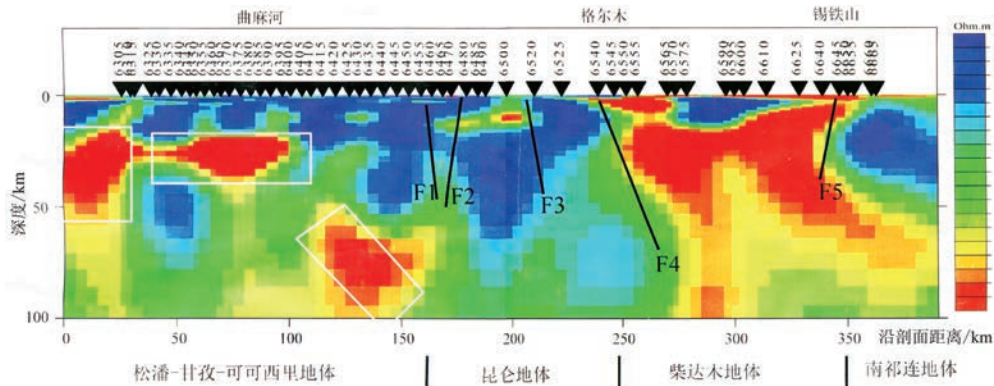


图9 INDEPTH-IV 二维反演岩石圈电性结构图

图中白框所框的区域在S—G地体内,与20~35 km深的速度层相扣合;导电层还有向南向北伸展成下倾之势,与地质上推测的SG大洋向南、北两侧俯冲消减的推测十分巧合。此图中昆仑地块下为高电阻区,6500~6520点之间的导电带,与中昆仑断裂相当,应是其明确的反映;在格尔木之下为高导电带,向下伸展到100 km之下,与图12所显示的一致。图中画出的断裂是原作者初步解释推测的

Fig.9 The 2D inversion electrical structure of the lithosphere in INDEPTH-IV

The figure of the white box area is in the S-G block, interlocked with the speed of 20-35 km deep layer. The conductive layer shows the downdip potential extending from south to north. It is coincidental with the geological inference of the subduction of S-G Ocean to the south and north sides. In the picture Kunlun block is high resistance region, and the conductive zone between 6500-6520 points corresponds with Kunlun faults, which serves as the clear reflection. Under Golmud is the high conductive zone, extending downward below the 100 km, and the results are consistent with Fig.12. The faults in the picture are preliminary explanation by the original authors

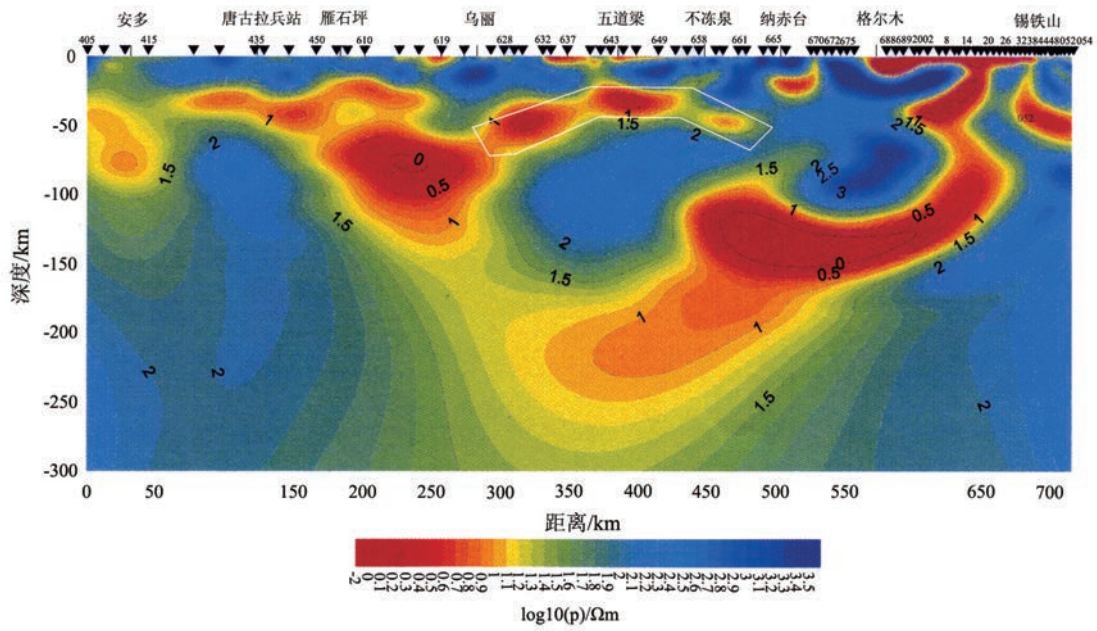


图 10 那曲-绿草地剖面二维反演电性结构图

剖面在 INDEPTH-IV 剖面之西几十到 200 km。五道梁位于松潘—甘孜地体中部,不冻泉为昆仑山南缘;五道梁下面 20~40 km 深处存在一导电层,如图中白框所框的区域,与 20~35 km/s 速度层相当,导电层还有向南向北伸展成下倾之势,与地质上推测的 SG 大洋向南、北两侧俯冲消减的推测十分符合

Fig.10 The 2D inversion electrical structure of Nagqu-green grassland

The section is tens to 200 km west of INDEPTH-IV. Wudaoliang is located in the middle of Songpan-Ganzi, and Budongquan is located at the south edge of Kunlun. The conductive layer is 20-40 km beneath Wudaoliang. The figures of the white box area are interlocked with the speed of 20-35 km deep layer. The conductive layer shows the downdip potential extending from south to north. It is coincident with the geological inference of the subduction of S-G Ocean to the south and north sides

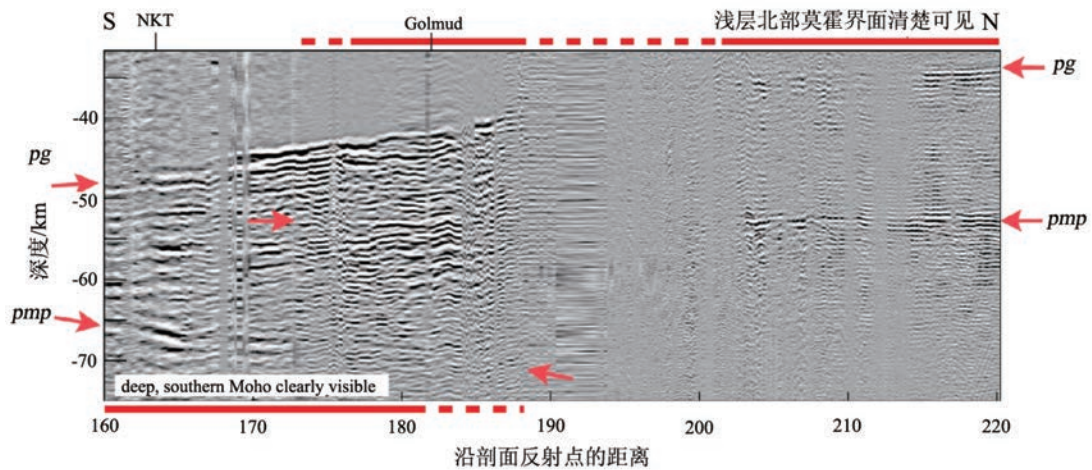


图 11 INDEPTH-IV KS5 大炮中点反射记录

作了正常动校正与深度转换:地壳平均速度取为 6.2 km/s,以 4800 m 海拔作基准面

Fig.11 The midpoint reflection records about INDEPTH-IV KS5

Finishing the normal NMO and depth conversion: average crustal velocity is 6.2 km/s, with 4800m above the sea level as the datum

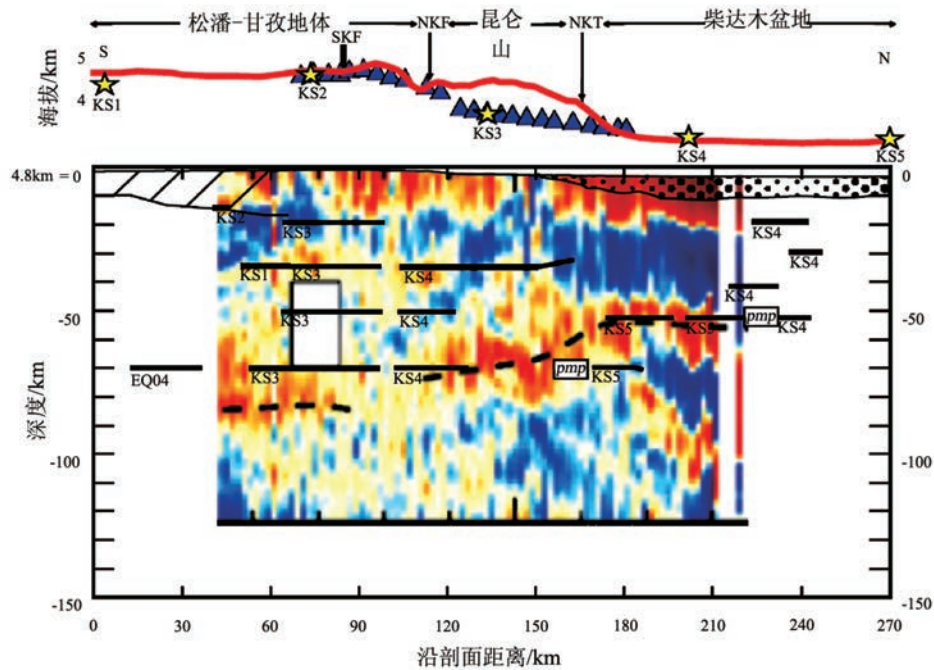


图12 PRFs成像图

Fig.12 The imaging figure of PRFs

尔木之南约18 km,鉴于接收点较稀,位置确定的误差较大,但是这一结果宏观上与PRF、SRF成像结果可以对比。综合考虑,可以认为52 km的莫霍界面延伸到格尔木市附近,并与基底裂谷的发生可能有动力学的关系。

(5)现在柴达木地块前新生代地壳厚度为37 km(即52-15 km),与PREM给出的大陆标准陆壳厚度相比,增厚了约5 km。从速度结构上看,地壳加厚物质为6.4~6.8 km/s这两层(不是6.2~6.3 km/s速度层),它与昆仑与松潘—甘孜地块的中下地壳相连接,依此推测它应来自南部地块,是中地壳挤入增厚的。

柴达木的下地壳厚度小,变化不大。这一增厚模式与图5中提到的构造模式设想符合。

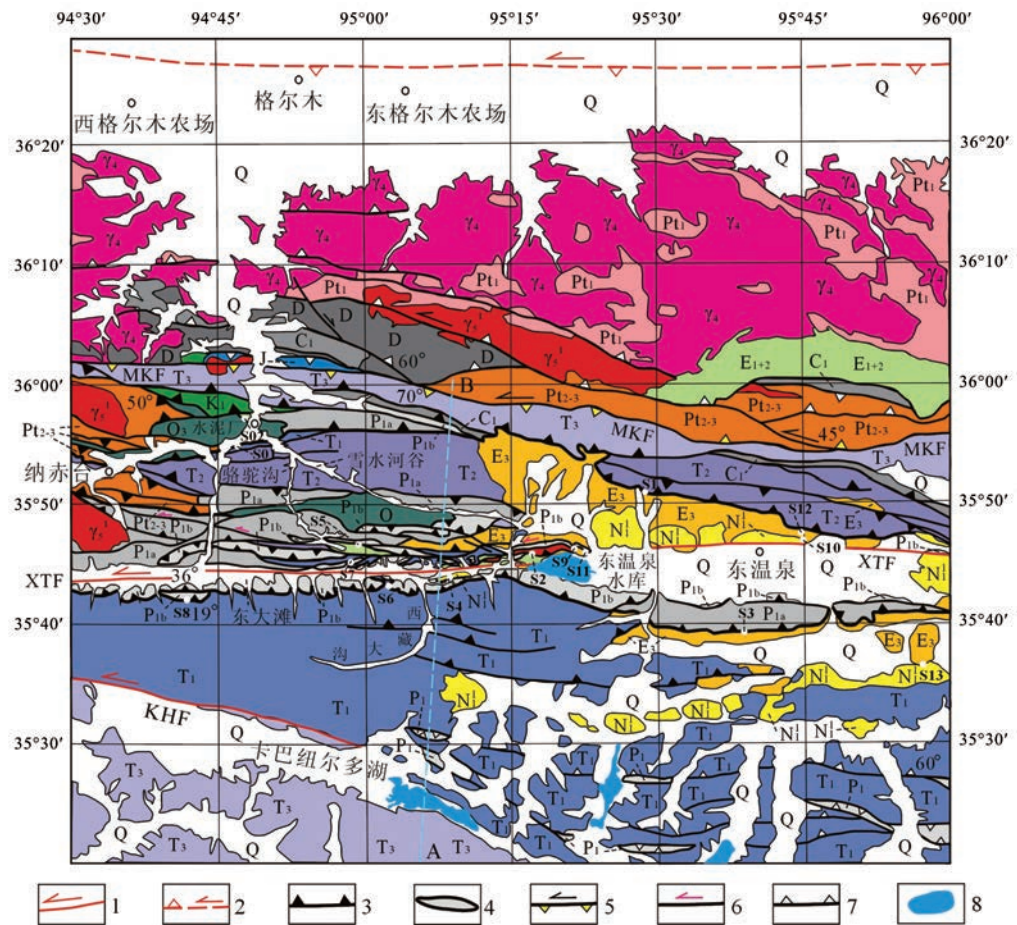
3.2 昆仑山结构

(1)昆仑山下浅层5.9~6.1 km/s速度等值线分布图案,显示了它在NKF与NKT之间80~190 km距离处形成一个上隆区,宽可达100 km,向上直达地表,向下达到20 km深度。这一地段的电性上是相对高电阻率地带(图9~10)。与地表出露的昆仑山老变质结晶基底(Pt_1 金水口群片麻岩)及花岗质深

成岩(海西期中酸性侵入岩体)情况十分一致(图13)。一般情况下5.9~6.1 km/s可代表花岗质深成岩老的结晶基底的速度值。

这一图案表示了,在松潘—甘孜洋向昆仑—柴达木地体南缘俯冲过程中引起陆缘弧火山岩浆活动、上侵及造山作用,如南美安第斯陆缘弧那样,增生造山可以达到几千米高度;这一速度结构也显示了,在随后的陆块—陆块碰撞阶段在向北的挤压力持续作用下,由于结晶基底的持续推挤而进一步堆积抬升造山。重力观测结果也佐证了这一分析,见图14。根据丁林(2013)^[9]的S-G盆地的物源主要是来自北部的昆仑山—柴达木—塔里木地块,以及中亚造山带。可见昆仑造山抬升过程中同时遭受到强烈剥蚀,剥蚀下来的物质都将流入松潘—甘孜大洋内,从三叠系复理石层的巨大厚度看,当时的剥蚀速度是很强烈的。

(2)昆仑山下莫霍的深度及地壳增厚方式。昆仑山下地壳,与PREM标准地壳模型对比,增厚了约一倍,比柴达木地块要增厚很多。Karplus强调的昆仑地壳增厚是因松潘—甘孜地块的下地壳流向北挤入到昆仑地块之下所致。从图7可以看出地壳

图13 东昆仑中段地质构造图^[18]

1—走滑活动断裂;2—隐伏活动断裂(即NKT,推测的);3—渐新世逆冲断裂;4—渐新世飞来峰与逆冲岩席;5—中新世斜冲断裂;6—始新世左旋斜冲断裂;7—渐新世前逆冲断裂;8—现代湖泊。Q—第四系砂砾石;N₁¹—下中新统五道梁群相泥灰岩与砂砾岩;E₃—渐新统雅西错群砖红色砂岩与砾岩;E₁₊₂—始新统一古新统紫红色与暗紫色砂砾岩;K₁—下白垩统砾岩与灰岩;J₁—下侏罗统灰色砾岩与砂岩互层;T₃—上三叠统绿片岩(东温泉盆北)与砂板岩(东温泉盆南);T₂—中三叠统砂板岩和绿片岩;T₁—下三叠统砂页岩与砂板岩;P₁—下二叠统灰岩与板岩;P_{1b}—下二叠统大理岩与白云质灰岩;P_{1a}—下二叠统绿片岩和片岩;C₁—早石炭世玄武岩;D—泥盆纪安山流纹岩;O₃—晚奥陶世(纳赤台群)片岩;O—奥陶纪(纳赤台群)绿片岩和片岩;Pt₂₋₃—中新元古代万宝沟群白云岩和白云质灰岩;Pt₁—古元古代金水口群片麻岩;花岗岩类侵入岩;γ₄¹—印支期花岗岩、花岗闪岩与闪长岩;γ₄²—海西期中酸性侵入岩。MKF—中昆仑断裂;XTF—西大滩活动断裂(红线所示,与NKF相当,为两地体的分界线);KHF—库赛湖活动断裂;S0—S13表示典型照相和取样位置。

编图依据资料包括:(1)青藏公路沿线、西藏大沟、诺木洪河、雪水河沿岸路线地质观测资料及区域1:10万构造填图资料;

(2)东大滩和东温泉盆地两侧构造填图资料;(3)青海省地矿局第一区域地质调查队测制1:20万地质图

Fig.13 Tectonic map showing the middle section of East Kunlun Mountains^[18]

1—Strike-slip faults; 2—Concealed active fault (i.e., inferred NKT); 3—Oligocene thrust fault; 4—Oligocene klippen and thrust sheets; 5—Miocene thrust fault; 6—Eocene sinistral oblique thrust fault; 7—Oligocene thrust fault; 8—Modern lake. Q—Quaternary sand and gravel; N₁¹—Lower Miocene Wudaoliang Group lacustrine marl, sandstone and conglomerate; E₃—Oligocene Yaxicuo Group red sandstone and conglomerate; E₁₊₂—Eocene–Paleocene purple and dark purple conglomerate; K₁—Lower Cretaceous conglomerate and limestone; J₁—Lower Jurassic sandstones interbedded with gray conglomerate; T₃—Upper Triassic greenschist (northern East spa basin) and sand slate (southern East spa basin); T₂—Middle Triassic sandstone, slate and greenschist; T₁—Lower Triassic sandstone, shale, sandstone and slate; P₁—Lower Permian limestone and slate; P_{1b}—Lower Permian dolomitic marble and limestone; P_{1a}—Lower Permian green schist and schist; C₁—Early Carboniferous basalt; D—Devonian andesitic rhyolite; O₃—Late Ordovician Nachtai Group schist; O—Ordovician Nachtai Group greenschist and schist; Pt₂₋₃—Neoproterozoic Wanbaogou Group dolomite and dolomitic limestone; Pt₁—Proterozoic Jinshui kou Group gneisses. Granitoid intrusions: γ₄¹—Indosinian granite, granodiorite and diorite; γ₄²—Hercynian felsic intrusive rocks. MKF—Kunlun fault; XTF—Xidatan active faults (indicated by red line, corresponding to NKF, as the dividing line between the two bodies); KHF—Kusaihu active faults; S0—S13 represents a typical photographic and sampling location. Map compilation based on following information: (1) the observation data of Qinghai–Tibet Highway, Tibet large ditch, Nomhon River, the coastal route of Xueshuihe and 1:100,000 regional geological map; (2) structural maps of East Beach and both sides of the spa basin; (3) 1:20000 Geological Map by No.1 Regional Geological Surveying Party, Qinghai Bureau of Geology and Mineral Resources

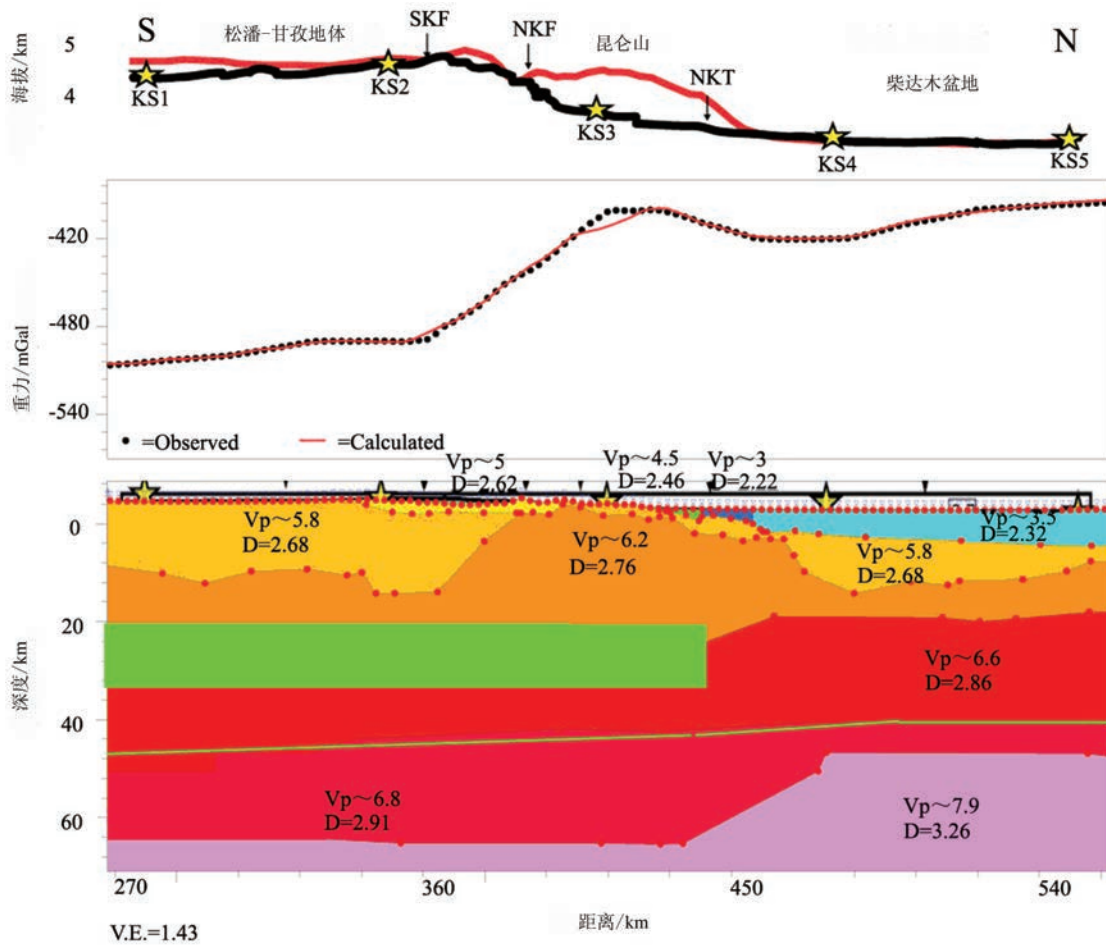


图 14 INDEPTH-IV重力剖面拟合图

绿色区代表 6.2~6.3 km/s 速度层, Vp~6.2 km/s 代表 5.9~6.1~6.2 km/s 速度层, Vp~5.8 km/s 代表 5.0~5.9 km/s 速度层

Fig.14 The gravity profile fitting diagram of INDEPTH-IV

Green region represents 6.2-6.3 km/s velocity layers, Vp~6.2 km/s represents 5.9-6.1-6.2 km/s velocity layers, Vp~5.8 km/s represent 5.0-5.9 km/s velocity layers

增厚是由三部分组成:第一部分是深成岩上侵与结晶基底堆积加厚;第二部分是中上地壳内 15 km 厚的 6.2~6.3 km/s 速度层的挤入所致;第三部分是 6.8~6.9 km/s 的下地壳厚度有增加(比柴达木下地壳增厚很多)。7.0~8.0 km/s 速度层在昆仑—柴达木地块下很不发育,这是本区特征之一。利用地方震源 EQ04 与 EQ13 求得的 Pn 及 Pm 值显示柴达木地块下速度高(8.2 km/s),而昆仑地块下则为 8.0 km/s,表明前者是更稳定的,受后期构造影响较小。

(3)图 9 与图 10 还清楚地显示出,在纳赤台与格尔木之间浅层出现一向南倾斜的导电带,可能是

中昆仑断裂的显示,它向下延深较大。

3.3 松潘—甘孜地体结构特征

(1)NKF 以南,与三叠系复理石沉积区相对应,地表近地表 4.6~4.8 km/s 速度层很薄,风火山地段地表古近—新近纪红层为一向南推覆的构造系,加厚了表层地壳;5.0~6.1 km/s 的速度区以 SKF 为界,分为南北两部分,北部略浅,分为 3 km 与 9 km 两个台阶;南部等值线向下弯曲可达到 14 km 深。

复理石沉积在深部温压条件下将会变质成绿片岩相。Christensen and Mooney (1995)^[19]的实验室测定的数据,在相当于地壳上部 10 km 深度温

压条件下沸石相-绿片岩相的变质杂砂岩层的地震波速度为 (5.5 ± 0.6) km/s,即4.9~6.1 km/s区间。按6.1 km/s速度值计,根据在中国苏鲁地区测定的经验,用宏观地震学方法求得的地下宏观速度值,要比实验室内测定的值小0.2~0.3 km/s或更多。所以可以选定5.8~5.9 km/s作为三叠系复理石层的下界。地质观测结果是,南部地表出露的是上三叠统,北部则为下部的下三叠统。两者反映的结果是一致的。在5.0~5.9 km/s复理石层内局部还存在5.5~5.6 km/s的低速度体与高速体。

(2)在复理石层之下的5.9~6.2 km/s速度层,一般是将它作为结晶基底考虑,但在本地体内则可能代表二叠系及泥盆系的已遭受变质作用的老洋壳地层。图13^[18]中在SKF附近见有二叠系出露,在NKF附近见有 P_{1-} 下二叠统灰岩与板岩, P_{1a-} 下二叠统大理岩与白云质灰岩, P_{1a-} 下二叠统绿片岩和片岩。在四川道孚、黑水、茂汶等地构造窗见到与枕状熔岩一起的二叠系及泥盆系地层(王宗起,PPT文件),给了我们推测深部物质的依据。

(3)6.2~6.3 km/s速度层,相当于 P_{12P} 与 P_{14P} 两反射界面控制的层位,即20~35 km深度区间的地质层。这一层在S-G与KL之下均匀分布,厚度约为15 km,构成S-G地块及KL地块的中上地壳层;而在柴达木地块之下这一层缺失,相对应的是6.3~6.6 km/s速度层。Karplus^[9]文中图12和上述的图9、图10中的相应层位均有高导电性的显示,表明这一层可能由于有大量海水侵入所致。Karplus推测层内存在部分熔融物质。李秋生(2004)^[11]给出的沱沱河一小柴旦广角地震速度结构剖面图上,在图10的高导电层位相应的也是低速层的。

仅从速度值上看,海相碳酸盐岩也可以具有这样的速度值。但结合地区构造特点看,笔者认为这一6.2~6.3 km/s速度层是本区所特有的,而最可能的就是S-G大洋闭合后保留在海相沉积层之下的含水的洋壳堆积体。

与南美安第斯山广角地震速度结构剖面对比,太平洋纳斯卡板块俯冲到安第斯山之下时俯冲的洋壳岩片会因温度升高而破裂(出现大量的地震),因大量海水侵入而导致其层速度值也可减为6.1~6.3~6.7 km/s^[20]。但靠近大洋地幔部分的层位速度仍可高达6.7~6.9 km/s。

通常大洋壳的平均厚度为6 km计算,这一厚达15 km的洋壳堆积层增厚了近3倍,这一韧性层的增厚方式可能是挤压增厚,而不是构造叠加增厚。

(4)6.6~6.7 km/s和6.8~6.9 km/s两速度层为中、下地壳物质,应当是中基性与基性成分;但是,按速度值判断也可以是正常的大洋壳。上一层在三个地块下厚度变化不大,仅柴达木地块下略薄一些;6.8~6.9 km/s层,在S-G地块(0~130 km区间)之下厚度为20 km;在KL地块(140~215 km距离处)之下厚度也是20 km,但有一些变化;在QDM地块(220~270 km地段)也是一个均速层,但厚度减了半,仅为7~8 km。表明在整个S-G大洋俯冲以及S-G与KL-QDM对挤过程中它都是均匀增厚的,这也可以表明岩层韧性较大。在KL与QDM的过渡区(140~215 km地段)还可以分为南北两部分,南部是6.9 km/s到7.9 km/s的梯度带,北部则是7.0 km/s的均匀体。一是这种精细地划分速度很难作到,二是可能表明下地壳的塑性较大,变形也大。这两个均速层代表了什么地质属性?是洋壳还是陆壳?是原地的还是外来挤入的?按照S-G地块原为大洋壳,则洋壳之下应为岩石圈地幔——即二辉橄榄岩岩性,而这35 km厚的中下地壳物质可能是外部地壳层后挤进来的,或者是浅地幔层水化成蛇纹石层而降低了层地震速度的反映。

(5)三个地块下6.9~8.1 km/s层都很薄,图中无法显示。这是本地段的结构特点。莫霍界面的速度值,剖面南部S-G的 P_m 值为7.9 km/s,北部QDM的 P_n 值为8.2 km/s。这是本区段的又一特点。这种特征可能表明这些地块的岩石圈地幔不是原地地壳生长的产物,而是在后期作用下从南边来的岩石圈地幔。

3.4 关于高原北部地幔岩石圈的走向

已提出多个ILM(印度岩石圈地幔)从YZS深部向北,ALM(亚洲大陆岩石圈地幔)从柴达木向南俯冲到青藏高原地幔岩石圈(TLM)之下的方案,见图3~5。笔者依据INDEPTH-IV的PRF与SRF成像结果再做如下分析,见图15。

(1)ALM向南俯冲是否存在?从1999年Kasolev^[21]依据北部温泉、二道沟、不冻泉、格尔木等4个宽频台站的PRF结果提出的,成像显示深部有一红色转换震相,2000年Kind等依据INDEPTH-3

的宽频台站数据又作出 PRF 成像结果再次发现柴达木盆地(33°N~36°N)深部一条红色转换震相,都将其解释为 ALM 向南俯冲的显示。它的存在能不能肯定? 鉴于①SRF 成像图上相应的层位并没有出现这一震相;②如果把它做为 ALM 又不好解释构造关系,因为北部两个 LM 上下不一致,两相挤压将会产生一个逆时针方向的转矩,有利于昆仑岩石圈地幔向北俯冲;③图 15-d 中代表岩石圈地幔底界的蓝色转换震相,一直向北倾斜伸展到 38°N,其下方还出现多条向北倾斜的红色条带,表明北部深部的 LM 仍然可能是向北伸展的;④Kosarev 等(1999)^[21]

提出的 4 个台站的 PRF 成像,仅仅是四小段红色转换震相,宏观地看这四段是整体向南,但各段的倾向很不一致,也可以看成是三条向北倾斜的红色条带。显然,仅仅靠这一结果立论是依据不够的。为此,笔者又补作了这一地段(34°N~39°N)的天然地震宽频观测和数据再处理,再次肯定 PRF 图中的深部红色转换震相(粗绿色线条)不存在,也印证了图 15-d SRF 成像图是可信的。故此认为 ALM 向南俯冲并不存在!

图 3 中 Tapponnier 等(2001)^[11]也强调了 ALM 向南俯冲,他指的是祁连-戈壁的 ALM 向南俯冲到昆

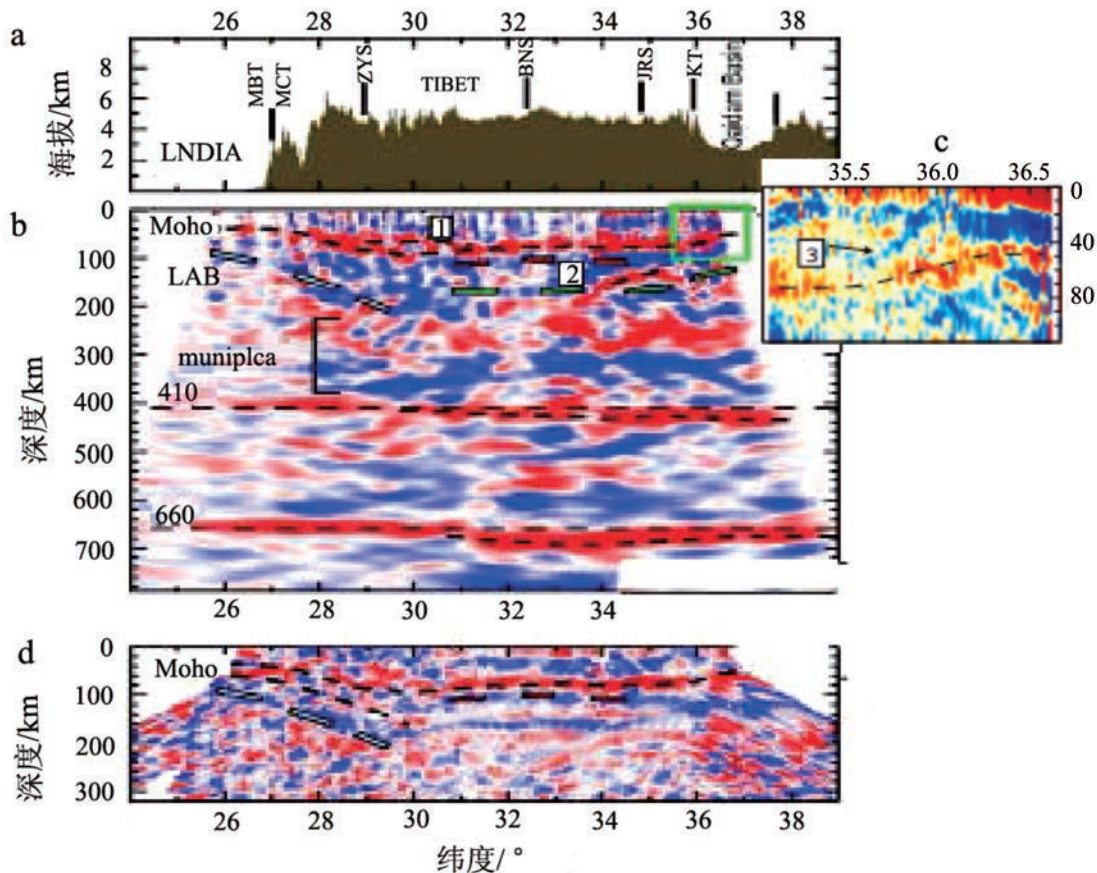


图 15 INDEPTH-IV 的 PRF 与 SRF 成像结果^[4,12]

a—剖面地形高程; b—PRF 成像图; 右上角的绿色方框中上部红色转换震相代表了 KL、QDM 的莫霍界面,其下面粗绿色线条代表的另一个莫霍界面,推测为亚洲地幔岩石圈,向南倾斜延伸到 200 km 深; c—PRF 局部放大图; d—SRF 成像图,图中未见深部的红色震相,高原下出现两层地幔岩石圈

Fig.15 The imaging results of PRFs and SRF^[4,12]

a—Terrain elevation; b—Imaging figure of PRFs; c—Enlarged view of PRF; d—SRF imaging map; The red conversion phases in the upper right corner in Fig.b represent the KL, QDM the Moho. Beneath the crude green line represents another Moho, presumably Asian lithospheres' mantle, extending southward to the depth of 200 km. There are no red phases in the picture, but there are two mantle lithospheres under the plateau.

仑-柴达木地块之下,但没有说明依据。

(2)高原下双层LM(岩石圈地幔)问题。在图15-b中,PRF成像图案中显示得并不清晰,在图15-d SRF成像图案中显示得比较清楚。模型正演计算结果(图16)表明SRF成像可以可靠地探测到高原下的双层LM层。大体上,上层厚30 km,下层厚30 km,相隔约20 km可以得出清楚的图像。图15-d中第二层LM上下界面的转换震相的显示也是清楚的,它一直断断续续地向北伸展到36°N。这样,有必要再认识高原北部双层LM的地质构造属性。

(3)关于ILM的去向。Kind等(2002)^[12]依据INDEPTH台站数据所作的PRF成像提出ILM是沿雅鲁藏布江缝合带(YZS)俯冲到地幔深部。但是,从图15的PRF与SRF成像图中我们找不到ILM向下俯冲的具体显示,红色震相仅仅延伸到100 km

深度。

相反地,在SRF成像图上则显示,在第一层红色转换震相之下80 km深处又断断续续出现一层红色震相,它从28°N延伸到35°N,还可能继续向北伸展。与其配套的蓝色转换震相也很清楚,向北延伸可达36°N。即这一双层结构是从28°N,即YZS以南的高喜马拉雅之下出现的。

相反地,在SRF成像图上则显示,在第一层红色转换震相之下80 km深处又断断续续出现一层红色震相,它从28°N延伸到35°N,还可能继续向北伸展。与其配套的蓝色转换震相也很清楚,向北延伸可达36°N。即这一双层结构是从28°N,即YZS以南的高喜马拉雅之下出现的。ALM向南俯冲最早是Kosarev等(1999)^[21]提出的。他们利用PASSCAL计划北部四个台站的PRF成像,得到了深部4小段红色转换震相,宏观地看四段可以是整体向南,但各段的倾向很不一致,故也可以看成是三条向北倾斜的红色条带。显然,仅仅靠这一结果立论是依据不够的。图3中Tapponnier等(2001)^[11]强调了是祁连-戈壁的ALM向南俯冲到昆仑-柴达木地块之下,但没有说明依据。

(4)Nelson等(1996)^[22]发表成果已表明ILM是沿地壳底部向北伸展出去,这是指上层地幔岩石圈。Owens等(1997)^[23]利用INDEPTH-II及PASSCAL计划台站得出结论是ILM从MBT开始向北一直沿高原地壳底部伸展到BNS(班公湖怒江缝合带)处俯冲下去;在温泉北TLM发生拆沉大幅度减薄。他们的构造模式的许多概念是不清楚的!Kosarev等(1999)^[21]利用INDEPTH-II及PASSCAL计划台站作的PRF成像提出,ILM从YZS北50 km,深80 km处开始向北俯冲到高原之下,直达BNS之下250 km深处,ILM厚约100 km;高原下的LM是高原地块原生的LM,厚度有了很大变化,在BNS附近可达80~90 km。显然,这表示了TLM的流变性很强烈;苏伟等(2002)^[24]在面波层析成像的基础上,提出ILM厚约60 km,从高喜马拉雅之下开始向下俯冲到羌塘地块下150 km深,然后一直向北抵达到藏北,上层为TLM厚度较薄。赵文津等(2004)^[25]则利用P波层析成像也得出,ILM厚度有100 km左右(利用多人测算结果),在高喜马拉雅之下加深到80 km,可能因强力下弯而发生拆离,分为两层,分别向

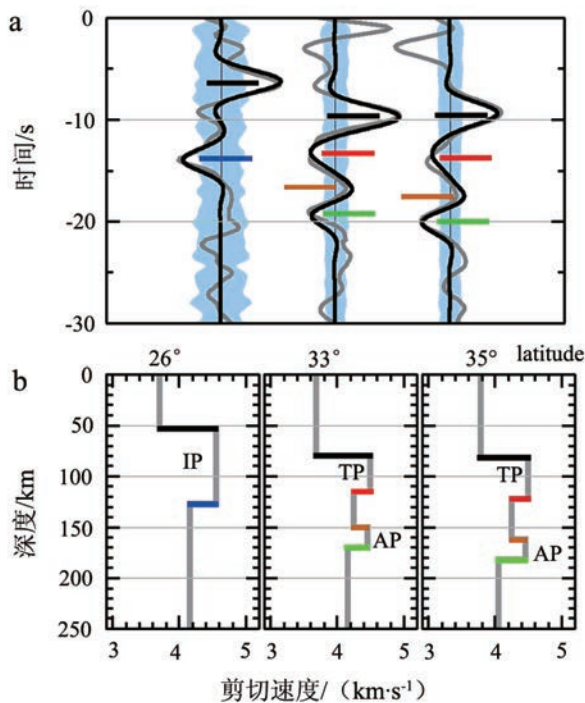


图16 单一地幔岩石层与双地幔岩石层正演PRF成像图

a—理论PRF成像图; b—3种地质模型

此模型仅表示20 km, 30 km, 40 km, 80 km厚的地幔岩石层可探出, 两层相距30, 40 km时也可以分辨出来

Fig. 16 Forward PRF imaging map of single and dual mantle lithosphere

a—Theoretical PRF imaging; b—Three geological models

This model represents only 20 km, 30 km, 40 km, 80 km thick layer of mantle rocks

北伸展和向下俯冲到软流圈内。

(5)青藏高原之下的两层LM的归属。两层加起来才80 km厚,中间还隔着一层低速层,两层厚度均约30 km。其总厚度将与ILM相当。所以设想,这两层都属于ILM,它从高喜马拉雅之下拆离后一直向北推进,并把TLM推到QDM地块以北再俯冲到地幔深部150 km以下。这与图15-b、15-d右下角的多条红色转换震相向右下方倾斜下去是一致的。这样,现在高原之下的LM都是ILM,而不是TLM,更不是TLM与ALM的叠加。

(6)关于ILM在高原下能否发生拆离? ILM能不能拆离成两层? 我们看到:一是Kopylova等(2000)^[26]提出,克拉通地区地幔岩石圈的成分有分层现象;二是任向文等(2002)^[27]提出地幔岩石圈0~40 km为斜长石橄榄石相稳定区,45~82 km为尖晶石橄榄石相稳定区,80~132 km为低温尖晶石-石榴石橄榄石相稳定区等等分层相变。这表明巨厚的LM在地球化学上是不均匀的,巨厚的不均匀LM层在高喜马拉雅之下短距离内从40 km深加大到80 km,将会因强大的弯曲力矩作用下发生拆离成为两层或多层的,层变薄以减小弯曲力矩有利于加深需要。

(7)关于YZS南北(28.5°N~30°N)的莫霍层之上,又出现又一层红色转换震相,可南北延伸逾100 km,许多文章作者称之为“双莫霍”现象;与INDEPTH剖面平行的沿85°E展开的爬山计划剖面上也有同样的显示^[28]。Wittlinger等(2009)^[5]根据探测到“双莫霍”之间物质的 V_s -4.73 km/s、泊松比为1.69,认为是典型的榴辉岩的属性,厚度为19 km。如果是这样,高速的榴辉岩层,它的速度比岩石圈地幔的速度都高,这样在SRF成像图将仅仅显示出一对红、蓝转换震相,不可能出现“双莫霍”的现象。“双莫霍”现象只能在一个中间速度层上出现。对这一中间速度层,我们认为应是含有少量榴辉岩的地层, V_s 速度提高了但达不到4.73 km/s,也可能是原地幔的二辉橄榄岩因深部水多(沿YZS)发生蛇纹石化而降低了速度所致。

4 结 论

(1)在前二叠纪时,昆仑—柴达木(KL-QDM)地体为同一个地体,按照PREM地球模型,那时的地

壳厚度为33 km。早二叠纪时S-G大洋开始向KL-QDM地体南部俯冲,俯冲导致昆仑南缘深部岩浆熔体产生,并发生岩浆上侵,火山喷发,地壳增厚,地形随之升高,像现在的安第斯山那样,将KL-QDM地块分成陆缘弧与弧后盆地两个地块,随后两地块有了不同的发展演化。

(2)昆仑山造山作用。在俯冲造成的向上抬升应力的背景下,通过S-G地块与KL-QDM地块持续碰撞挤压作用下,老的结晶基底将持续对挤抬升,使昆仑山持续不断上升,同时南部昆仑结晶基底又沿昆中断裂推覆到北昆仑结晶基底之上,进一步推动了北昆仑地块抬升;抬升又增强了地表风化剥蚀作用,使结晶基底与深成岩大量出露地表,形成现在的地表深成岩为主的昆仑山;不是由NFT将昆仑的结晶基底向北推到盆地之上形成的,“隐伏的NKT”迄今并未证实。

(3)昆仑山地壳的增厚作用。它原本地壳厚度应与QDM地块地壳厚度相同,现在地壳增厚达到70 km。地壳增厚作用,一是表层是通过向北与向南的逆冲构造造成地壳缩短增厚(如东昆仑南逆冲推覆系),在深部增加了30 km厚的6.1~6.7 km/s中地壳层(分层性差),以及15 km厚的6.8~6.9 km/s下地壳层。中下地壳增厚的物质大部分来自S-G地体。地壳增厚后,在重力均衡作用调整下,岩石圈地幔要加深,在昆仑山之下应最深。莫霍界面加深应是在地壳拉张的基础发生的,莫霍界面阶点应当向昆仑山下移动而不是向北偏离到215 km处。

(4)柴达木盆地的形成。如上所说,QDM地区是作为昆仑山陆缘弧后地带,发生伸展而下沉形成盆地;盆地内古、中生代沉积较薄,新生代以后沉积厚度一般约为10 km。盆地内侏罗纪时为陆相沉积,表明盆地开始形成;在侏罗纪开始时设其地壳厚度为33 km,现在前新生代地壳厚度约为40 km,即后期造山过程中约增厚了6~7 km。这应当是从南部6.6~6.8 km/s的中地壳挤入的。下地壳厚度是正常的,仅10~12 km。

(5)S-G地块结构:表层的海相复理石层,厚度为9~14 km,物源来自北部的昆仑山—柴达木—塔里木地块,以及中亚造山带。其下面的6.2~6.3 km/s为残余洋壳堆积层,厚15 km;其下面的中地壳(6.6~6.8 km/s)与下地壳层(6.8~6.9 km/s)总厚35 km。作

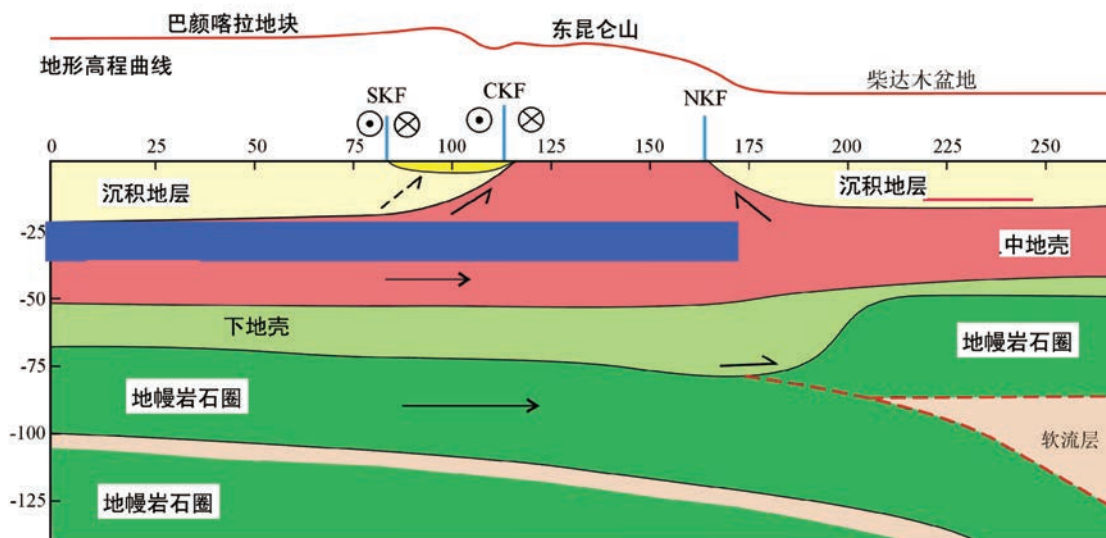


图 17 昆仑山造山模式图

蓝色区—6.2~6.3 km/s层,可能是残余洋壳堆积层;绿色区—地幔岩石圈;草绿色区—速度为6.8~6.9 km/s的下地壳;
咖啡色区—速度为5.9~6.3 km/s的中酸性上地壳;浅黄色区—代表沉积盖层

Fig.17 Orogeny mode of the Kunlun Mountains

Blue zone—6.2~6.3km/s layer, which may be an accumulation layer for remnants of oceanic crust; Green zone—the mantle lithosphere;
Grass green area—the lower crust with the speed of 6.8~6.9km/s; Brown area—intermediate-acid crust with the speed of 5.9~6.3 km/s;
Pale yellow zone—the sedimentary cover

为原本是洋壳,是地块间碰撞挤压中由南部羌塘地壳挤入而增厚的。

(6)按照上述对各地块地壳增厚机制的分析,表明在高原北部中地壳部位存在着一层流变性强的岩层。

依据上述分析,我们提出新的昆仑山造山模式图 17。

参考文献(References):

- [1] Mechie J, et al. Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data[J]. *Geophys J. Int.*, 2012, 188: 385-407.
- [2] 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]. *Geophys J. Int.*, 2012, 191:369-384.
- [3] Wu Z H, Ye P S, Barosh P, et al. Late Oligocene-early Miocene thrusting in southern East Kunlun Mountains, northern Tibetan Plateau[J]. *J. Earth Sci.*, 2009, 20: 381-390.
- [4] Zhao W, Kumar P, Mechie J, et al. Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet[J]. *Nature—Geoscience*

Letter PUBLISHED ONLINE 30 OCTOBER 2011.

- [5] 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]. *J. Geophys. Res.*, 2011, 116: B07301.
- [6] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2011, 28: 211-280.
- [7] 崔军文, 朱红, 武长得, 等. 亚东—格尔木岩石圈地质断面综合研究[C]//青藏高原岩石圈变形及其动力学. 北京: 地质出版社, 1992: 17-19.
Cui Junwen, Zhu Hong, Wu Changde, et al. Comprehensive study of lithosphere structure along Profile of Yadong-Golmud[C]// Deformation and Dynamics of the lithosphere in Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1992: 17-19.
- [8] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 造山的高原—青藏高原的壳体拼合、碰撞造山及隆升机制[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Li Haibing, et al. Orogenic Plateau-Terrane Amalgamation, Collision and Uplift in the Qinghai-Tibet Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007(in Chinese).
- [9] 丁林. 可可西里—松潘—甘孜盆地(HSGB)分析与古特提斯洋演化[C]//第八届青藏高原地球科学学术年会. 2013.

- Ding Lin. Provenance analysis of the Mesozoic Hoh- Xil- Songpan- Ganzi turbidites in northern Tibet: Implications for the tectonic evolution of the eastern Paleo- Tethys Ocean[C]//The 8th Qinghai- Tibet Plateau Earth Science Academic Annual Meeting, 2013(in Chinese).
- [10] 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 Yansheng. Geology of Qaidam Basin and its Petroleum Prediction[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996(in Chinese).
- [11] Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. Science, 2001, 294: 1671-1677.
- [12] 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: 1219-1221.
- [13] Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu- Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau[J]. Geophys. J. Int., 1998, 135: 1-47.
- [14] DeCelles, P G, Robinson D M, et al. Implications of shortening in the Himalayan fold- thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau[J]. Tectonics, 2002, 21(6): 1062.
- [15] Yin A, Dang Y, Wang L, et al. Cenozoic tectonic evolution of Qaidam Basin and its surrounding regions (part 1): The southern Qilian Shan- Nan Shan thrust belt and northern Qaidam Basin[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 2008, 120: 813-846.
- [16] Lin Aiming, Kikuchi Masayuki, Fu Bihong. Rupture segmentation and process of the 2001 Mw 7.8 central Kunlun, China, earthquake[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2003, 93(6): 2477-2492.
- [17] 李秋生, 彭苏萍, 高锐. 青藏高原莫霍面的研究进展[J]. 地质论评, 2004, 50(6): 598-612.
- Li Qiusheng, Peng Suping, Gao Rui. A Review on the Moho Discontinuity beneath the Tibetan Plateau[J]. Geological Review, 2004, 50(6): 598-612(in Chinese with English abstract).
- [18] 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, Hu Zhonghai, Hu Daogong, et al. Cenozoic Tectonic Evolution and Uplift Process of the Tibetan Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009(in Chinese).
- [19] Christensen N I, Mooney W. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view[J]. J. Geophys. Res., 1995, 100: 9761-9788.
- [20] Flueh E R, Vidal N, Ranero C R, et al. Seismic investigation of the continental margin off and onshore Valparaiso, Chile[J]. Tectonophysics, 1998, 288: 251-263.
- [21] Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet[J]. Science, 1999, 283: 1306-1309.
- [22] Nelson K, Zhao W, Brown L, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results[J]. Science, 1996, 274: 1684-1688.
- [23] Owens T, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution[J]. Nature, 1997, 387: 37-43.
- [24] 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 Yanjun, Huang Zhongjian, et al. Crust and Upper mantle shear wave velocity Structure beneath the Qinghai- Xizang Plateau and adjacent areas Chinese[J]. J. Geophys., 2002, 23(3): 193-200(in Chinese).
- [25] 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 Tibet Plateau from tomography and its geological interpretation[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2004, 43(3): 449- 455(in Chinese with English abstract).
- [26] Kopylova M G, Russell J K. Chemical stratification of Cratonic lithosphere: constraints from the northern Slave craton[J]. Earth Planet, Sci. Lett.(Canada), 2000, 181: 514-524.
- [27] Ren X W, Wu F Y. New Progress of the formation and evolution of sub- continental lithospheric mantle[J]. Progress in Geophysics, 2002, 17(3): 514-524.
- [28] Nábelek J, Hetényi G, Vergne J, et al. Underplating in the Himalaya- Tibet collision zone revealed by the Hi- CLIMB experiment[J]. Science, 2009, 325: 1371-1374.

Deep structure and orogenic mechanism of the Kunlun Mountains

ZHAO Wen-jin¹, WU Zhen-han¹, SHI Da-nian², XUE Guang-qi², SU He-ping²,
Karplus M S³, Mechie J⁴, SONG Yang¹, YANG Hong-wei¹, LIU Zhi-wei¹

(1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, California, USA; 4. Deutsches GeoForschungsZentrum—GFZ, Sections “Geophysical Deep Sounding” and “Seismology”, Potsdam, Germany)

Abstract: According to the information obtained by geological and geophysical work along INDEPTH-IV profile, the authors formulated a new model for the Kunlun Mountains orogeny based on detailed comprehensive studies. Some main viewpoints held by the authors are as follows: (1) In the Early Permian, the subduction of Songpan–Ganzi Ocean toward the Kunlun–Qaidam block resulted in the formation of continental margin arc and extension area of arc. With the continuous collision and squeezing of Songpan–Ganzi and Kunlun–Qaidam blocks, there occurred different tectonic evolutions. (2) Old crystalline basement of Kunlun region was lifted up to form mountains and subjected to strong erosion during the face-to-face squeezing of the land masses, and hence the old crystalline basement and the plutonic rocks were exposed on the surface due to denudation. Kunlun terrane did not overthrust northward to the Qaidam. South Kunlun block thrust over the North Kunlun block, with the breaking depth reaching 10 km. (3) The crustal thickening of Kunlun occurred mainly in the lower crust (6.2–6.7 km/s), mainly mafic lithosphere. (4) As the back-arc extension zone of the Kunlun Mountains, the Qaidam Basin was uplifted and experienced subsidence with the Kunlun orogenic uplift, and Cenozoic sedimentary thickness was 12–14 km resulting from two sorts of actions (deposition and compression). Crystalline basement underwent rifting and formed a new rift, with the width of rift being about 12 km and the depth being about 4 km. The conductive zone implied that the rift was connected with the deep thermal fluids through the fracture. (5) The Moho depth of the Qaidam Basin is 52 km, that of the Kunlun Mountains is 65–70 km, and the Moho level lies near Golmud (with a distance of 185 km). (6) The flysch layer thickness of Songpan–Ganzi terrane is 10–14 km. Shallow layers were thickened by Tertiary Fenghuoshan thrusting. The underlying uniform velocity layer (with high conductivity display) is 6.2–6.3 km/s, which is a unique phenomenon of the terrane. The thickness of the accumulation of residual oceanic crust was 15 km, the shallow layer was thickened through Tertiary volcanic nappe system, and 15 km of thick rock bed squeezed into middle crust. (7) The model that Asian lithospheric mantle subducted into the Qaidam mantle lithosphere was denied. The authors hold that the Indian continental lithosphere mantle was separated into two layers, stretching northward along the bottom of the plateau and was subducted over the lithosphere mantle of Qaidam. That is a new way of length adjustment caused by the squeezing process of the north and south of the plateau.

Key words: Kunlun Mountains; Qaidam; Songpan–Ganzi; accumulation of oceanic crust; mantle lithosphere; flysch layer

About the first author: ZHAO Wen-jin, male, born in 1931, senior researcher and academician of Chinese Academy of Engineering, engages in the research on exploration geophysics and survey of the Earth's deep interior; E-mail: xzwzwj@sina.com.