

研究论文

# 南极中山站-昆仑站间地壳厚度分布

冯梅<sup>1</sup> 安美建<sup>1</sup> 安春雷<sup>2</sup> 史贵涛<sup>2</sup> 赵越<sup>1</sup> 李院生<sup>2</sup> Douglas Wiens<sup>3</sup>

(<sup>1</sup> 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; <sup>2</sup> 中国极地研究中心, 上海 200136;

<sup>3</sup> Department of Earth and Planetary Science, Washington University, St. Louis, MO 63130-4899, USA)

**摘要** 自第 4 个国际极地年 2007/2008 开始至 2013 年, 中国南极内陆冰盖科考队相继在自南极大陆边缘的中山站至东南极地形最高点昆仑站(Dome A)一线进行了低温甚宽频地震观测。本文对 7 个天然地震台站数据进行了分析, 提取了这些台站的 S 波接收函数, 据此反演获得了这些台站下的地壳厚度分布。结果显示: 随着纬度的升高, 地壳厚度由大陆边缘的中山站下的约 38 km 逐渐增加至 CHNB 台下的 58 km, 随后又于 CHNA 台站下方减薄至 47 km, 然后快速增大到南极地形最高点昆仑站(Dome A)下的 62 km。昆仑站或 Dome A 是南极大陆地壳最厚的地方。从中山站至昆仑站之间地壳厚度的变化与冰下地貌变化存在明显的相关性, 它们都说明了从中山站至 CHNB 之间地壳构造相对均匀。在距昆仑站约 200 km 的 CHNA 台下的地壳厚度(约 47 km)明显比临近台站地壳偏薄, 这可能说明了甘伯采夫山脉地壳侧向变化较大, 即其形成时所遭受的构造作用较复杂。

**关键词** 地壳厚度 接收函数 昆仑站 东南极 南极内陆科考

doi:10.13679/j.jdyj.2014.2.177

## 0 引言

在中生代伴随着冈瓦纳大陆的裂解, 东南极与非洲、印度和澳大利亚等大陆相继分开; 但是除了 Lambert 裂谷曾在古生代晚期发生了扩张活动<sup>[1-2]</sup>外, 整个东南极大陆内部多数区域在显生宙鲜有构造活动。对南极大陆地壳的研究有助于人们深入认识冈瓦纳大陆的形成和裂解等地球演化基础问题。由于南极大陆 90% 以上区域被数公里厚的冰雪所覆盖<sup>[3]</sup>, 这些冰雪阻碍了人们对冰层覆盖之下岩石进行直接分析, 此时地球物理学方法就成了对南极内陆进行固体地球科学研究的最重要手段。由于南极内陆自然条件极为恶劣, 地面工作难度大、代价高, 因此人们对南极内陆尤其是东南极内陆的探测

研究甚少, 甚至在 2007 年以前对位于东南极核心区域的甘伯采夫山脉及周边从未进行过地震学探测研究, 人们对其深部结构没有任何可靠信息。因此, 对南极甘布尔采夫山脉地区实施国际综合探测计划(AGAP, 2007—2010)就理所当然地成了第 4 个国际极地年(2007/2008)间对南极大陆研究的重点工作。

第 4 个国际极地年开始的 AGAP 综合探测工作, 在东南极实施的 GAMSEIS(2007—2010)天然地震探测计划是对东南极内陆的最大规模的深部探测工作。在该计划中, 在甘伯采夫山脉及周边部署低温甚宽频天然地震观测台, 并进行为期数年的观测; 然后利用记录的天然地震观测数据对深部结构进行反演研究。中国方面执行的从中山站至昆仑站(或称 Dome A)间部署天然地震观测台进行深部结构探

[收稿日期] 2013 年 7 月收到来稿, 2013 年 10 月收到修改稿

[基金项目] 国家自然科学基金(NSFC-40874021)、科技支撑项目(2006BAB18B08)、南极环境综合分析与评价项目(CHINARE2013-02-05)和中国国际极地年项目资助

[作者简介] 冯梅, 女, 1977 年生。博士, 副研究员, 主要从事天然地震学和地球动力学研究。E-mail: mei\_feng\_cn@163.com

测工作是 GAMSEIS 计划的一部分,也是国际极地年期间中国 PANDA 计划的一部分。从 2007/2008 年开始至 2013 年,中国方面相继在中山站—昆仑站之间安装了 8 个地震台站(见图 1),获得了宝贵的南极内陆天然地震观测数据。

地壳底界面(也称 Moho 不连续面)是 100 多年前由 Mohorovičić 在研究天然地震观测时发现的,地壳厚度是反映一个地区地壳性质和大地构造环境的最基本参数。在国际极地年之前,国外利用各种方法对南极大陆边缘部分区域的地壳厚度进行了研究<sup>[4]</sup>。在各种探测地壳厚度的方法中,从天然地震观测中提取台站接收函数<sup>[5]</sup>方法简单,且接收函数与速度间断面具有直接的关系,因此接收函数分析已经被广泛应用于对地壳和上地幔间断面的研究当中,也被应用到对南极大陆一些地区地壳厚度的研究<sup>[6-7]</sup>。

按照中美之间天然地震合作研究协议,中国方面负责对中、美在东南极部署的所有台站记录的远

震面波群速度的分析<sup>[8]</sup>,而美国方面负责对这些台站接收函数的分析工作。在获得多数 GAMSEIS 台站观测数据后,美国方面很快对观测质量好的台站进行了接收函数分析并获取了相关台站下的地壳厚度分布<sup>[9-10]</sup>,图 1 中在甘伯采夫山脉及其周边区域的方框内所标注的数值即所得到的地壳厚度值。但由于中国在南极内陆部署的地震台站工作时间较短且部分台站数据质量较差,美国方面一直没有对中国地震台站的接收函数进行分析。

中国方面执行的天然地震探测的区域是从南极最高点(昆仑站/Dome A)到 Lambert 裂谷(图 1 中 Lambert 冰川区域)的边缘区域。在整个东南极克拉通中,Lambert 裂谷曾在古生代晚期发生扩张活动,因此该区域在南极大陆研究中具有典型的代表性,但多数区域的地壳结构信息仍是空白(图 1)。本文将对中国在中山站至昆仑站之间安装的地震台站(图 1)接收函数进行分析,并介绍所获得的地壳厚度分布。

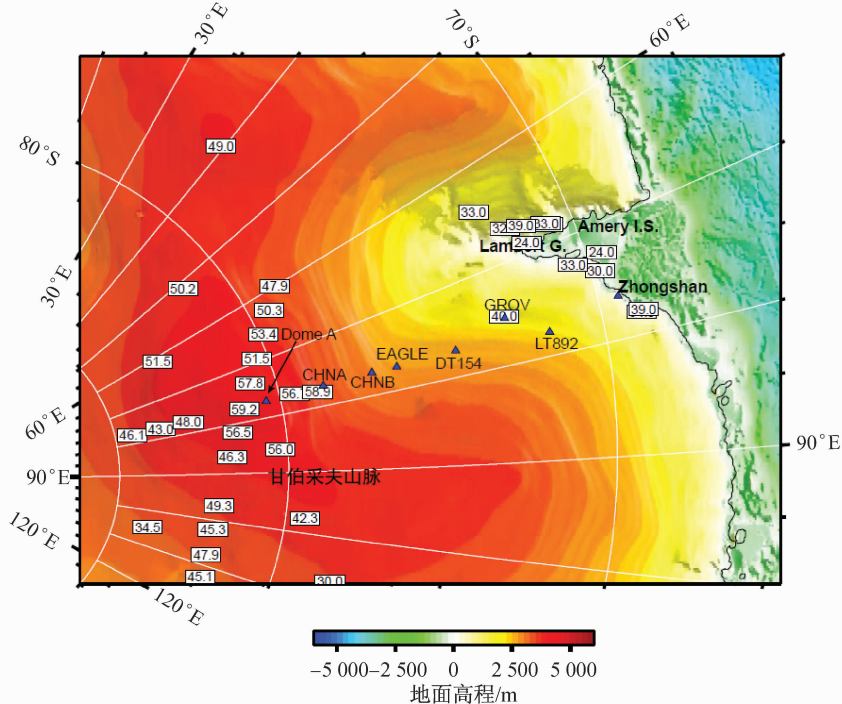


图 1 地震台站地理位置图。图中蓝色三角为中国地震台站,方框内标注的数字为已发表地壳厚度值,该数值来自 An 等<sup>[8]</sup>所列部分参考文献

Fig. 1. Chinese seismic stations (triangles) and published Moho depths (numerical labels)

## 1 数据及分析方法

### 1.1 数据

本文对沿中山站-昆仑站之间的中国地震台站进行了S波接收函数分析,并获得了沿线地壳厚度分布。这里所使用数据来自于从第4个国际极地年(2007/2008)开始到2013年之间由中国内陆科考队沿中山站-昆仑站一线安装的8个低温甚宽频地震台站,台站分布见图1。所有台站均使用了低温型CMG-3T甚宽频探头和低温型CMG-DM24&CMG-DCM记录仪,并由太阳能供电。除中山站外,其余7个地震台站均安装在冰面上,且昆仑站和靠近昆仑

站的台站处于极夜时间较长且极低温的环境,观测条件相对恶劣,台站故障率高。由于中国方面没有采取太阳能供电之外的其他特殊方法保障极夜供电,使得这些台站每年有效数据量较少、甚至不足1个月。图2显示了各个台站在整个部署期间的工作时间段,其中的ZHSH为中山站地震台,DOMEA为昆仑地震台。由于多数台站观测数据较少,且多数位置从未有天然地震观测,更凸显这些数据的宝贵。另外,由于GROV台安装后,中国科考队在当年返程时提取了数据,但该期间没有记录到有效的地震事件波形。之后至2013年初中国科考队未再到该区域,故未提取后期数据,所以本文只介绍除GROV台外的其他7个台站的接收函数分析结果。

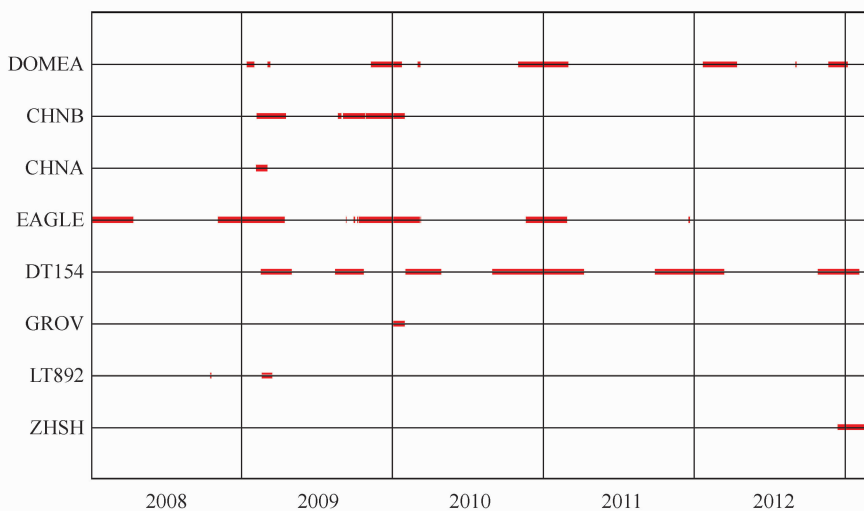


图2 台站工作甘特图

Fig. 2. Gantt chart of the seismic stations

### 1.2 接收函数分析方法

接收函数是利用地震记录三分量提取的反映接收点下方深部结构的波形<sup>[5]</sup>。虽然P波接收函数是获取高精度地壳厚度的最佳方法,但由于所有东南极内陆地震台都安装在厚约1—3 km的冰层之上,冰层的多次波与P波在Moho的转换波(Pms或Ps)重叠降低了利用P波接收函数获取地壳厚度的可靠性。相对而言,S波在Moho的转换波(Smp或Sp)在S波接收函数中却能很容易被识别,这主要是因为Sp转换波先于直达S波到达台站,而所有冰层多次波却晚于直达S波到达台站。所以对于冰上地震台站,利用S波接收函数所获得的地壳结构比P波接收函数更加可靠<sup>[9]</sup>。所以本文将利用S波接收函数方法获取中山站至昆仑站沿线区域的地壳厚

度分布。

我们首先从所有连续地震观测记录中挑选并截取了震中距在 $55^{\circ}$ — $85^{\circ}$ 之间、震级大于5.5级的地震事件波形,从中选取了142个信噪比高的地震事件波形(震中分布如图3所示)。然后对选取的地震数据进行从垂直-南北-东西(ZNE)坐标系统到垂直-径向-切向(ZRT)的坐标系统的旋转。最后利用时间域迭代法<sup>[11]</sup>求取了径向分量对垂直分量的反卷积,即S波接收函数。为了使S波接收函数看起来与常规的P波接收函数更相似,我们将S波接收函数的时间轴和振幅轴都进行了颠倒,使得S波的转换震相振幅和延迟时间均为正。图4显示了EAGLE和DOMEA两个台站的S波接收函数。图4a或4b子图中的接收函数按后方位角(back-azimuth)

顺序进行排列,图顶部显示了该台站所有接收函数的叠加。无论是单个接收函数还是叠加之后的接收函数都显示出明显的在 Moho 界面转换波 Sp 震相。

为了提高信噪比,对于每个地震台站,我们在反演地壳厚度过程中使用了把所有接收函数叠加在一起后的接收函数。按照从低纬度(中山站)到高纬度(昆仑站)的顺序,各地震台叠加后的接收函数显示在图 5。图中横轴表示 Sp 震相相对于直达 S 波的延迟时间,左侧纵轴标注了台站名,右侧纵轴标注表示叠加所使用的 S 波接收函数条数。对于每个台,右侧标注使用接收函数条数越大,表明接收函数叠加越可靠;反之数字越小,可靠性越差。从图 5 可以看出,从中山站(ZHSH)到 EAGLE 台的 Sp 震相延迟时间是逐渐增加的,然后从 EAGLE 台到 CHNA 台的 Sp 震相延迟时间又逐渐减少,最后到昆仑站(DOMEA) Sp 延迟时间重新增加。由此可以判断地

壳厚度从中山站到 EAGLE 逐渐增厚然后减薄,到昆仑站又重新增厚。

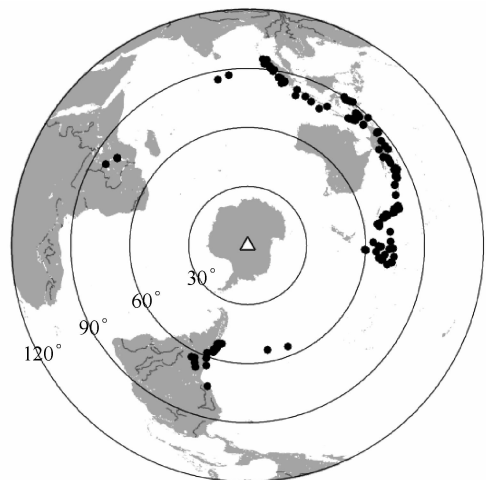


图 3 震中分布图(黑点所示)  
Fig. 3. Event positions (black points)

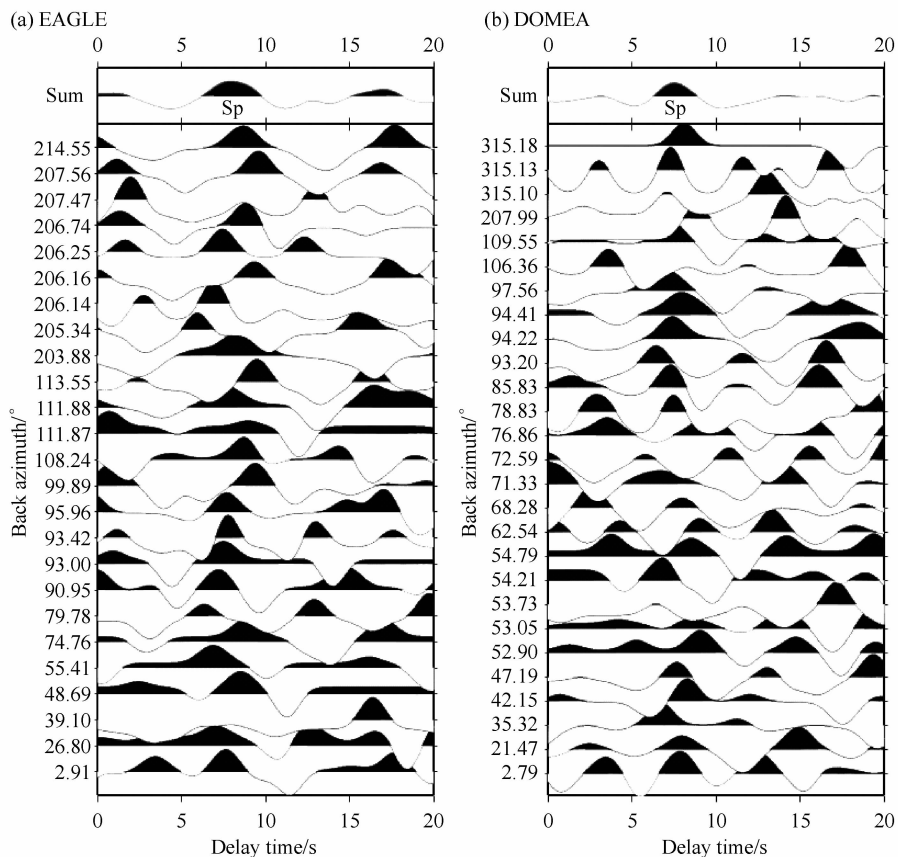


图 4 EAGLE(a)和昆仑站(b)的 S 波接收函数

Fig. 4. The receiver functions of the stations EAGLE (a) and DOMEA (b)

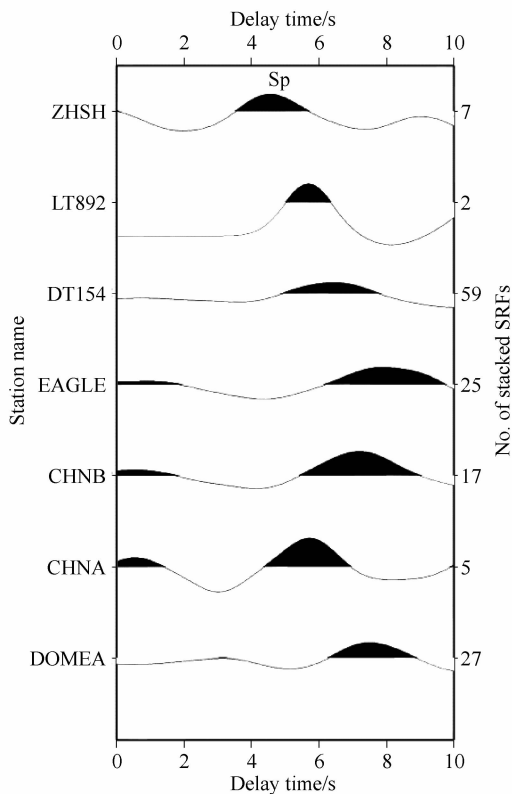


图 5 各台叠加后的 S 波接收函数

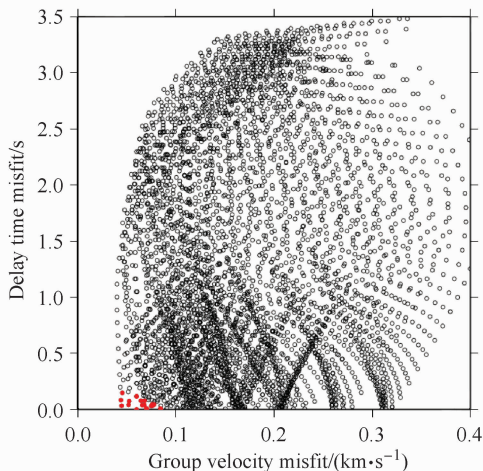
Fig. 5. Stacked SRFs for the 7 Chinese seismic stations

### 1.3 地壳厚度反演方法

我们采用了 Hansen 等<sup>[9]</sup>使用的利用枚举法通过拟合面波频散和  $S_p$  延迟时间共同确定地壳厚度的反演思路。在这个反演中,地壳厚度和平均地壳横波速度为未知量,故需要对所有可能的地壳厚度和平均地壳横波速度进行正演计算,获得一个  $S_p$  延迟时间和台站下方的瑞雷波群速度频散,然后把这两者计算值与相应观测值进行对比,并求出拟合误差。把对面波频散曲线和  $S_p$  延迟时间拟合误差较小的模型选为可接受模型,所有可接受模型的地壳厚度平均值即为最终地壳厚度值。在正演计算中,所有模型均包含四层:冰层,厚度相等的上下地壳和上地幔。除中山站地震台 (ZHSH) 外,其他台站下方的冰层厚度值取自于 Bedmap2 模型<sup>[3]</sup>,该模型包含了第 4 个国际极地年以来,尤其是昆仑站及周边区域国际联合工作的最新冰盖探测成果。冰层厚度在反演过程中固定不变, Moho 深度在 30—65 km 之间,以 1 km 间隔变化。与 Hansen 等<sup>[10]</sup>一样,本文把冰层和上地幔的横波速度分别固定为 1.9 km/s 和 4.5 km/s; 上下地壳的横波速度均在 3.4 km/s 和

3.9 km/s 之间以 0.05 km/s 间隔变化; 所有模型中冰层、地壳和地幔的泊松比都被分别固定为 0.33、0.25 和 0.28。

由于以上计算需要同时拟合面波频散曲线和  $S_p$  延迟时间,所以这个反演实际是一个多目标反演问题<sup>[12]</sup>。在多目标反演中,对任何一个观测的拟合达到最优的模型往往都被认为是好的模型。为此,与 Hansen 等<sup>[9]</sup>采用的先后对两种观测误差分别给定可接受拟合误差的选取原则不同,本文选用了把两种观测拟合误差的加权和作为评估模型优劣的原则。在对一种观测拟合良好的情况下,使用拟合误差加权和既有利于保留对其他观测拟合较差的模型,也有利于抛弃那些对其他观测拟合极差的模型。另外,使用拟合误差加权和有利于抛弃那些对单个观测拟合误差可接受,但又都不最优的模型。图 6 显示了所有可能模型 (黑圈) 对 DOMEA 台的面波频散 (横轴) 和  $S_p$  延迟时间 (纵轴) 的拟合情况。其中红点显示了利用两种拟合误差的加权和选取的可接受模型,可见这些模型同时具有较小的面波拟合误差和 (或)  $S_p$  延迟时间拟合误差。其中观测  $S_p$  延迟时间来自于本文的 S 波接收函数,周期从 10—200 s 之间的瑞雷波群,速度来自于南极大陆面波层析成像<sup>[8]</sup> (图 7)。

图 6 DOMEA 台所有可能模型对面波群速度频散曲线和  $S_p$  延迟时间的拟合误差。图中红点为可接受模型Fig. 6. Misfit of group velocities and  $S_p$  delay time of all models for Dome A station. Red points are acceptable models

## 2 结果

对每个台站的可接受模型 (图 6 中红点所示)

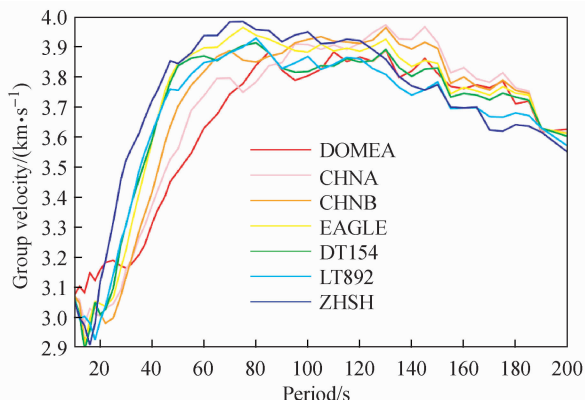


图7 各台站下方瑞雷面波群速度频散曲线

Fig. 7. Rayleigh wave group velocities used in the inversion

进行平均得到了该台下方的平均横波速度剖面和地壳厚度。图8显示了中山站到昆仑站之间7个台站下方的平均横波速度剖面,图9和表1显示了各台站下的地壳厚度。除了中山站台(ZHSH)外,表1所列其他台站下冰厚来自于Bedmap2。图8和表1显示,大陆边缘的中山站下的地壳厚度最薄,约38 km。昆仑站(DOMEA)的地壳厚度最厚,达到约62 km。从中山站到CHNB台,地壳厚度逐渐增加至58 km,随后又于CHNA台站下方减薄至47 km。这个变化趋势说明了从中山站至CHNB之间构造相对稳定,而CHNA附近与低纬度区域构造变化较大。从冰下地形(图9)变化来看,中山站至CHNB之间似乎位于一个地貌单元,而CHNA却处于另一个地貌单元。故这里的地壳厚度应该是可靠的,且地壳厚度的变化明显反映了构造的变化。

昆仑站(Dome A)是南极冰层地形最高点,也是南极大陆地壳最厚的地方<sup>[8]</sup>。这里得到的Dome A之下的地壳厚度为62 km。东南极基本为稳定的克拉通,但昆仑站之下地壳厚度远远超过其他大陆克拉通的地壳厚度,却与青藏高原或安第斯山等碰撞俯冲造山带的地壳厚度基本接近,故此可推测,昆仑站之下的地壳应该是俯冲或碰撞所形成的。但由于现今东南极在显生宙长时间稳定,故昆仑站之下地壳形成之后未经明显改造,古老的造山带地壳根才得以保留至今。

在距昆仑站约200 km的CHNA下的地壳厚度(46.8 km)却明显比昆仑站下地壳偏薄,同时也比30 km之外的美国地震台P124(图1中CHNA附近标注地壳厚度为57.5 km的位置)明显偏薄。这有可能由于CHNA台有效数据较少,其结果可靠性偏

低。但如果昆仑站及甘伯采夫山脉是碰撞造山的话,那么昆仑站附近区域的地壳结构侧向变化应该较大,数十公里之外区域的地壳出现明显变化是可能的,即CHNA下地壳薄也是合理的。另外,CHNA和CHNB之间存在一个明显的沟谷基岩地形。一般来说,沟谷地貌暗示着其下面或其附近地壳结构与周围可能不同,这从一个侧面也支持CHNA与周围明显不同。如果CHNA地壳明显偏薄的话,这可以说明甘伯采夫山脉地壳侧向变化较大,即其形成时的所遭受的构造作用较复杂。

从图8和表1还可以看出,地壳厚度的横向变化趋势与各台站下方的冰层厚度有较好的对应关系:地壳最薄的中山站的冰层厚度几乎为零;地壳最厚的昆仑站下方的冰层厚度厚达两公里;而其间的CHNA具有较薄的地壳厚度,其冰层厚度也相对较薄。冰层厚度的变化直接对应了冰下地形或基岩表面形态的变化;而在其他大陆,基岩表面形态(即常说的地形地貌)的变化直接与地壳结构和构造有关。因此在冰层覆盖地区,地壳厚度与冰层厚度的相关性体现了基岩地形地貌与地壳构造间的相关性。

表1 中山站到昆仑站中国地震台下的地壳厚度  
Table 1. Crustal thicknesses beneath the Chinese stations

| 台站名   | 纬度/°     | 经度/°    | 高程/m | 冰厚/m | 地壳厚度/km |
|-------|----------|---------|------|------|---------|
| ZHSH  | -69.3747 | 76.3727 | 26   | 0    | 38.3    |
| LT892 | -71.6708 | 77.7670 | 2230 | 1807 | 45.7    |
| DT154 | -74.5824 | 77.0257 | 2718 | 1805 | 49.3    |
| EAGLE | -76.4154 | 77.0448 | 2833 | 2864 | 58.4    |
| CHNB  | -77.1744 | 76.9760 | 2960 | 2808 | 57.5    |
| CHNA  | -78.6770 | 77.0130 | 3530 | 1528 | 46.8    |
| DOMEA | -80.4220 | 77.1047 | 4091 | 2446 | 61.6    |

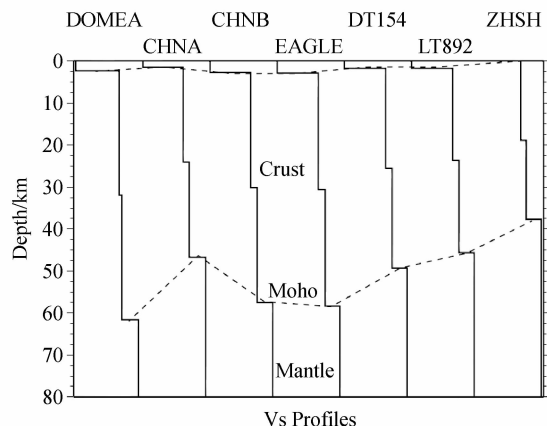


图8 各地震台下的地壳横波速度分布

Fig. 8. S-velocity profiles beneath Chinese seismic stations

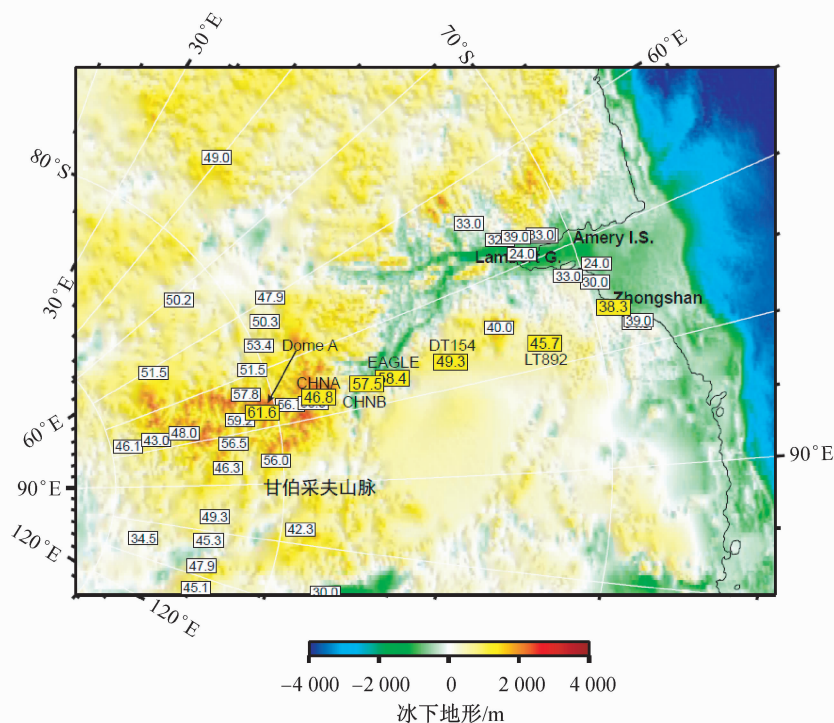


图 9 中国地震台下的地壳厚度(黄色填充黑框中的数字)

Fig. 9. Crustal thicknesses of the Chinese stations (yellow shaded numerical labels)

### 3 结论

第 4 个国际极地年开始后,国际上在东南极实施了大规模利用天然地震观测对深部结构探测的工作。中国方面执行的从中山站至昆仑站(或称 Dome A)间部署天然地震观测台进行深部结构探测的工作是国际联合工作的一部分,也是国际极地年期间中国 PANDA 计划的一部分。从 2007/2008 年开始至 2013 年,中国方面相继在中山站—昆仑站之间安装了 8 个低温甚宽频地震台站。这里通过对其中 7 个天然地震台数据的分析,获得了从甘伯采夫山脉最高点(Dome A)至中山站的地壳厚度分布。

随着纬度的升高,地壳厚度由大陆边缘的中山站下的约 38 km 逐渐增加至 CHNB 台下的 58 km,随后又于 CHNA 台站下方减薄至 47 km,然后又快速增大到昆仑站(Dome A)下的 62 km。这个变化说明了从中山站至 CHNB 之间构造相对均匀。昆仑站(DOMEA)不但是从中山站到昆仑站间地壳最厚的地方,也是南极大陆地壳最厚的地方,甚至是各

克拉通地区地壳最厚的地区。地壳构造和地壳厚度的变化总能在地貌变化上有一定的反映,中山站至昆仑站之间地壳厚度的变化与冰下地貌变化存在明显的相关性,这从一个侧面说明了地壳厚度是可靠的,且地壳厚度的变化明显反映了构造的变化。

东南极为稳定的克拉通,但本文得到的 Dome A 之下的地壳厚度(62 km)比其他大陆克拉通的地壳厚度厚,与青藏高原或安第斯山等碰撞俯冲造山带的地壳厚度基本接近,故此可推测,昆仑站之下的地壳应该是俯冲或碰撞所形成的,且古老的造山带地壳根保留至今。在距昆仑站约 200 km 的 CHNA 下的地壳厚度却明显比昆仑站下地壳偏薄,同时也比 30 km 之外的美国地震台 P124 明显薄。这可能说明了甘伯采夫山脉地壳侧向变化较大,即其形成时所遭受的构造作用较复杂。

**致谢** 数据由中国极地研究中心和中国南北极数据中心建设的“极地科学数据共享平台(<http://www.chinare.org.cn>)”提供。所有野外工作由中国第 24—29 次南极内陆冰盖科考队完成,向内陆冰盖科考队所有参与地震台站工作的队员一并致谢。

## 参考文献

- 1 Phillips G, L  ufer A L. Brittle deformation relating to the Carboniferous-Cretaceous evolution of the Lambert Graben, East Antarctica: A precursor for Cenozoic relief development in an intraplate and glaciated region. *Tectonophysics*, 2009, 471(3-4): 216—224.
- 2 Harrowfield M, Holdgate G R, Wilson C J L, et al. Tectonic significance of the Lambert graben, East Antarctica: Reconstructing the Gondwanan rift. *Geology*, 2005, 33(3): 197—200.
- 3 Fretwell P, Pritchard H D, Vaughan D G, et al. Bedmap 2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 2013, 7(1): 375—393.
- 4 Baranov A, Morelli A. The Moho depth map of the Antarctica region. *Tectonophysics*, 2013, 609: 299—313.
- 5 Langston C A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978—2012)*, 1979, 84(B9): 4749—4762.
- 6 Winberry J P, Anandakrishnan S. Crustal structure of the West Antarctic rift system and Marie Byrd Land hotspot. *Geology*, 2004, 32(11): 977—980.
- 7 Bayer B, Geissler W H, Eckstaller A, et al. Seismic imaging of the crust beneath Dronning Maud Land, East Antarctica. *Geophysical Journal International*, 2009, 178(2): 860—876.
- 8 An M, Wiens D, Zhao Y, et al. 3D Lithosphere Structure of the Antarctic Plate and its Geodynamical Implications on the Plate Evolution. IAHS/IAPSO/IASPEI Joint Assembly 2013, Gothenburg, Sweden, 2013.
- 9 Hansen S E, Juli   J, Nyblade A A, et al. Using S wave receiver functions to estimate crustal structure beneath ice sheets: An application to the Transantarctic Mountains and East Antarctic craton. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10(8): Q08014, doi: 10.1029/2009GC002576.
- 10 Hansen S E, Nyblade A A, Heeszel D S, et al. Crustal structure of the Gamburtsev Mountains, East Antarctica, from S-wave receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 300(3-4): 395—401.
- 11 Ligor  a J P, Ammon C J. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1999, 89(5): 1395—1400.
- 12 An M J, Assump  o M S. Multi-objective inversion of surface waves and receiver functions by competent genetic algorithm applied to the crustal structure of the paran  basin, SE Brazil. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(5): L05615, doi: 10.1029/2003GL019179.

## CRUSTAL THICKNESSES ALONG THE TRAVERSE FROM ZHONGSHAN TO DOME A IN EAST ANTARCTICA

Feng Mei<sup>1</sup>, An Meijian<sup>1</sup>, An Chunlei<sup>2</sup>, Shi Guitao<sup>2</sup>, Zhao Yue<sup>1</sup>,  
Li Yuansheng<sup>2</sup>, Douglas Wiens<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;

<sup>2</sup>Polar Research Institute of China, Shanghai 200136, China;

<sup>3</sup>Department of Earth and Planetary Science, Washington University, St. Louis, MO 63130-4899, USA)

### Abstract

Since the 4th International Polar Year in 2007/2008 until 2013, the Chinese have deployed cold-mode very-broadband seismic stations along the traverse from Zhongshan to Kunlun (Dome A), East Antarctica. Using observations recorded by the stations, we retrieved the S-receiver functions of seven stations from seismic waveform data, and inverted them for crustal thicknesses beneath the stations using the receiver functions. The results show that the crustal thickness increases along the traverse from 38 km beneath Zhongshan Station to approximately 58 km beneath EAGLE and CHNB. The thickness then decreases to 47 km beneath CHNA, and finally increases to 62 km



beneath the highest point of Antarctica, at Kunlun Station (Dome A). This thickness variation is consistent with the bedrock surface variation along the path, and indicates that the tectonics between Zhongshan and CHNB are relatively homogeneous. The crustal thickness beneath Kunlun Station of Dome A is not only the largest in Antarctica, but is also substantially greater than that beneath the cratons of other continents. The crust beneath CHNA is approximately 10 km thinner than at neighboring stations, which may be due to the short duration of observations at the station, and may indicate that the crustal structure lateral variation is very large beneath the Gamburtsev Subglacial Mountains.

**Key words** crustal thickness, seismic station, Dome A, East Antarctica, Antarctic expedition