

# 中国大陆地壳和上地幔三维温度场

安美建 \* 石耀霖

( 中国科学院研究生院计算地球动力学实验室, 北京 100049; 中国地质科学院地壳变形地表过程  
重点实验室, 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

**摘要** 根据 Goes 等发展的方法, 利用层析成像提供的 S 波波速计算得到了中国大陆上地幔三维温度场, 所得到的上地幔温度场的 1300 °C 绝热等温温度深度与地震学低速带顶部的深度大体吻合. 用计算的上地幔 80 km 深度温度和地表温度作为边界约束条件, 利用稳态热传导模型计算得到了中国大陆 80 km 深度以上(地壳和上地幔)部分的三维温度场. 在大多数有丰富可靠地表热流测量的地区, 这样计算的地表热流与实际观测地表热流的偏差在地表热流观测误差范围之内. 中国大陆地壳的温度在 25 km 深度呈现明显的东高西低分布. 东部温度约在 500~600 °C 之间; 西部温度小于 500 °C, 塔里木克拉通的温度最低, 达 460 °C. 100 km 深度的上地幔温度也呈东高西低分布. 东部和东南部温度普遍高于 1300 °C 绝热等温温度; 西部主体温度低于 1300 °C 绝热等温温度. 塔里木克拉通和四川盆地表现出了明显的低温. 在 150 km 深度, 华南、扬子克拉通东部和整个华北克拉通高于 1300 °C 绝热等温温度, 羌塘附近地区的温度也达到了 1300 °C 绝热等温温度. 四川盆地附近表现出低温状态, 但塔里木克拉通中心的温度比周围高. 印度次大陆与中国大陆碰撞带附近的温度最低. 200 km 深度的温度分布明显与印度次大陆俯冲相关. 该俯冲带影响强烈地区呈现较冷状态, 其温度低于 1300 °C 的绝热等温温度.

**关键词** 地壳 上地幔 温度 地震波波速 中国大陆

温度是地球科学中一个非常重要的物理量, 热作用是地质构造活动和地震活动的主要动力源之一. 比如, 当上下地幔温差使 Rayleigh 数大于临界值时会产生地幔对流, 它是板块运动驱动力的主要来源, 地质构造运动和地震活动则主要与板块构造和板块运动有关. 另外, 一些地质构造活动(包括一些矿产的形成过程)和地震活动(如火山地震)直接与热异常的分布有关. 总之, 对温度场的研究对深入认识地球有非常重要的意义.

地表可以直接观测的热学物理量包括地表温度、温度梯度、岩石的生热率及热导率等, 以及据此推断的地表热流(密度); 通过岩石样本的实验室试验得到

的地震波速度与热学参数间的简单关系等也常用来定性估计地壳和上地幔的生热率<sup>[1]</sup>. 据此就可以以地表热流为边界条件, 通过求解稳态热传导方程来获得岩石圈的热结构<sup>[2-5]</sup>. 利用该方法, Artemieva 和 Mooney<sup>[1]</sup>得到了全球前寒武岩层出露地区的岩石圈稳态温度场, Wang<sup>[3]</sup>得到了中国大陆典型地区的岩石圈稳态温度场.

以上提到的地热学传统研究方法有明显的弱点. 首先, 在地表观测的地表热流明显受地形、古气象、地表剥蚀、沉积和地下水流动等因素的影响. 由于对各种影响过程和因素了解有限, 根据已知影响因素进行改正后的地表热流数据也往往仍包含 20% 的不

收稿日期: 2006-11-06; 接受日期: 2007-03-19

中国博士后科学基金、国家自然科学基金重点基金(批准号: NSFC-40234042)和国家自然科学基金(批准号: 40674058, 40374048)资助

\* E-mail: meijianan@yahoo.com.cn

确定性<sup>[6]</sup>。此外,地球内部物质岩石热导率和放射性生热率等热学参数的选择往往带有较大的不确定性。这些参数包含的误差可以使计算得到的结果包含可观的不确定性或误差,比如:5%的地表热流误差可以导致所计算的100 km深度的温度带有50~90 的差异;20%的生热率误差可以导致100 km深度的温度带有100~130 的差异<sup>[1]</sup>;在更深的深度或多个参数同时带有误差可以导致得到的温度有更大误差。

最重要的是,以上利用稳态热传导方程对岩石圈热结构进行研究的前提是岩石圈的结构至少在较长地质时期(>500 Ma)是稳定不变的<sup>[7]</sup>。但实际情况往往与这个条件有较大的差距,尤其是在板块构造活跃地区。对于中国大陆来说,虽然华北克拉通、扬子克拉通和塔里木克拉通的地壳岩石年龄较老,但其表面在地质历史上曾有过的沧海桑田般的变化、周围地区构造活动对它的影响和岩石圈底部地幔物质的活动对它的影响等都是难以忽视的。众所周知,华北克拉通和扬子克拉通曾受到显生宙构造活动的强烈改造<sup>[8]</sup>。虽然塔里木克拉通后期改造较弱,但其深部有可能曾遭受到了强烈的改造,因为稳态热传导计算得到的1300 绝热等温温度深度(也常被称为热学岩石圈底边界<sup>[1,9]</sup>)远大于(相差约100 km)地震学的岩石圈厚度和由地震波计算得到的1300 绝热等温温度深度<sup>[10]</sup>。可见,在中国大陆这样一个地质构造复杂的地区很难找到一块能完全满足稳态热传导计算所需要的长时间稳定前提条件的地方。

随着地震学的发展,人们发现岩石圈深部的地震波波速结构不但与地表热流有明显的相关性<sup>[11]</sup>,还直接与深部温度有明显的相关性<sup>[12,13]</sup>。在很多人研究和资料积累的基础之上,2000年Goes等<sup>[14]</sup>提出了一个较可靠的通过地震波波速来计算上地幔温度的方法。随后,该方法相继被应用于对欧洲和北美等大陆的研究<sup>[14-17]</sup>。

在Goes等<sup>[14]</sup>的方法中,根据实验室测定的弹性常数及密度等与温度、压力和岩石成分间复杂的关系,就可以计算特定温压和岩石成分下的各弹性常数和密度的变化,据此就得到了某成分在某温压下及在无限小应变条件下的弹性波波速,这是一个正演过程。而我们需要通过地震层析成像得到的深部弹性波波速分布来确定深部温度及岩石成分的情况,这是一个非线性反演问题<sup>[14]</sup>。大量的研究表明,在

50~250 km的深度范围内,温度是影响波速变化的最主要的参数<sup>[12,14,18]</sup>。因此利用地震层析成像三维波速结构图像就可以直接估算岩石圈上地幔的温度场。利用该方法,我们得到了中国大陆上地幔的温度场,并据此得到了中国大陆地震热学岩石圈厚度<sup>[10]</sup>。这里我们不但介绍利用该方法得到的中国大陆上地幔三维温度场,并且介绍根据上地幔温度场和地表温度约束得到的中国大陆地壳的温度。

## 1 温度场计算方法和数据

### 1.1 用波速计算上地幔温度场

Goes等<sup>[14]</sup>提出的方法是根据矿物弹性常数随温度和压力的变化,再考虑到高温时的非弹性影响,在给定矿物组成成分和温度压力的情况下,就可以通过公式计算得到该岩石的弹性波波速值。这是一个正演过程。首先,在深部温( $T$ )压( $P$ )、铁含量( $X_{Fe}$ )和无限小应变的条件下一个矿物的弹性常数可以表示为<sup>[14,19]</sup>

$$M(P, T, X_{Fe}) = M(P_0, T_0, 0) + (T - T_0) \frac{\partial M}{\partial T} + (P - P_0) \frac{\partial M}{\partial P} + X_{Fe} \frac{\partial M}{\partial X_{Fe}}, \quad (1)$$

式中 $M$ 代表弹性常数 $K$ 或 $\mu$ 。密度 $\rho$ 可通过 $K$ 和 $\mu$ 来计算<sup>[19]</sup>。对于由不同矿物组成的岩石,其平均弹性常数 $\langle M \rangle$ 可以通过VRH平均来得到<sup>[14]</sup>。据此就可以根据深部温压条件下的弹性常数来得到岩石的剪切波波速值(虽然也可以得到纵波波速,但本文只用了剪切波波速):

$$V_s(P, T) = \sqrt{\frac{\langle \mu \rangle}{\langle \rho \rangle}}. \quad (2)$$

在高温条件下需要做非弹性因素影响的校正<sup>[14]</sup>。当非弹性影响与频率( $\omega$ )关系较弱时,校正后的波速为<sup>[20]</sup>

$$V_s(P, T, \omega) = V_s(P, T) \left[ 1 - \frac{Q^{-1}(\omega, T)}{2 \tan(\pi\alpha/2)} \right], \quad (3)$$

上式中 $Q$ 为品质因子,其他为常数。利用(3)式校正后的波速值就是在深部温压条件下的岩石剪切波波速值。这里利用了Goes等<sup>[14]</sup>总结的非弹性模型 $Q_1$ 的参数。

研究结果<sup>[12,14,18,21]</sup>显示,在50~250 km的深度范围内温度是影响地震波速度的主要因素。Goes等<sup>[14]</sup>做

的相关分析显示,矿物成分变化引起的波速变化相对较小(~1%),并且该波速变化范围一般在层析成像的误差范围之内;但温度变化所引起的波速变化相对较大,因此我们就可以通过反演方法直接利用波速值来反演上地幔的温度值<sup>[15]</sup>。由于层析成像可以得到高精度的三维波速分布,那么利用该波速分布就可以直接反演得到三维的上地幔温度分布。分析显示<sup>[14]</sup>,在波速反演温度的过程中,不确定性误差可达 150 。关于该方法的详细介绍,可以参考 Goes 等<sup>[14]</sup>的文章。本文采用了全局的枚举反演法。

不同大地构造区域的大陆上地幔成分大致可以归结为两类<sup>[19]</sup>:分异较差的非克拉通组成和较成熟的克拉通组成。由于中国大陆在显生宙构造活动频繁,多数地区具有较小的构造热年龄,因此本研究就采用了分异较差的非克拉通成分<sup>[19,22]</sup>:橄榄石 68%、正辉石 18%、斜辉石 11%、石榴石 3%和铁含量 0.1。

部分熔融和流体的存在可以降低地震波波速<sup>[14]</sup>。但由于人们还不能非常准确的了解深部流体的分布,这里就没有考虑流体的影响。如果流体的影响被忽略或者说直接被解释为温度,那么所得到的温度值就会偏高。从这个意义上来说,由于本文没有考虑到流体的影响,因此所得到的温度应该是最大极限值。

本文采用了 Huang 等<sup>[23]</sup>通过基阶瑞利波频散层析成像研究得到的中国大陆 S 波三维波速模型,这里我们简称该模型为 CN03S。Huang 等<sup>[23]</sup>的二维瑞利波频散层析成像研究中用了 4000 条地震射线路径的观测数据,频散曲线周期在 10~184 s 之间;反演得到的中国大陆各地区(从 20°N~45°N 之间)的面波频散水平精度在约 4°~6°之间<sup>[23]</sup>。基于该面波频散层析成像结果,Huang 等<sup>[23]</sup>反演得到了中国大陆的三维 S 波速度模型(即 CN03S)。鉴于 CN03S 模型在不同地区 250 km 深度之下的 S 波速度横向变化较小,有可能该模型在 250 km 之下的精度较差,因此本研究只用了 240 km 以上的 S 波速度。由于中国大陆地壳的最大深度是位于青藏高原的约 70 km,因此我们只利用了 70~240 km 的 S 波速度进行了计算。

利用这里要详细讨论的上地幔温度模型,我们(An 和 Shi<sup>[10]</sup>)估计了中国大陆岩石圈厚度分布。在那篇文章里,An 等<sup>[10]</sup>详细说明了 CN03S 波速模型可能存在的误差或不确定性,以及温度模型可能存在的误差。为便于读者了解,这里对其进行简单介绍。Huang 等<sup>[23]</sup>

没有提供 CN03S 的不确定值,但经验显示面波研究得到的上地幔 S 波波速可能具有<0.1 km/s 的不确定性。0.1 km/s 的 S 波波速变化可以引起 50~250 的上地幔温度变化。另外,利用克拉通成分比非克拉通成分得到的温度要高 15~120 ;利用非弹性模型  $Q_2$  的参数<sup>[14]</sup>比利用模型  $Q_1$  的得到的温度要低 0~180 。这里我们采用了 Goes 等<sup>[14]</sup>所用的 150 温度误差。

## 1.2 用稳态热传导模型计算 80 km 以上温度

可惜的是,利用高精度的地震波波速结构只能用来计算上地幔的温度场,而不能用于对地壳的研究。这是由于地壳岩石成分变化复杂得多,因此对于地壳温度的估计还需要利用传统的求解稳态热传导方程的方法来得到。稳态热传导方程可以表示为<sup>[24]</sup>

$$\nabla \cdot (k \nabla T) = -A, \quad (4)$$

其中,  $A$  和  $k$  分别是岩石生热率和热导率。在计算过程中,利用以上计算得到的上地幔顶部温度和已知的地表温度,我们就可以利用稳态热传导模型计算 70 km 以上岩层的温度了。

在层析成像过程中,由于 Moho 深度可能含有的不确定性可以导致反演得到的 Moho 附近波速值的不确定性,并进而可以导致由波速计算得到的温度值的不确定。由于青藏高原地区 Moho 面的深度约为 70 km,因此我们以 80 km 深度温度为稳态热传导模型的底边界的温度边界条件来计算该深度以上岩层的稳态温度场。在计算中用到的地壳模型(沉积层和上、中、下地壳)数据来自于 Crust 2.0<sup>[25]</sup>。沉积层和上地壳的生热率参数来自 Wang<sup>[3]</sup>,中地壳的生热率取  $0.4 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ <sup>[3,26]</sup>,这个值是 Artemieva 和 Mooney<sup>[1]</sup>所取中地壳生热率的最大值;下地壳和上地幔生热率分别取 Artemieva 和 Mooney<sup>[1]</sup>所用的 0.1 和  $0.01 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。鉴于温度和深度对地壳(尤其是上地壳)热导率有明显影响<sup>[27]</sup>,这里我们采用了最近国内研究常用<sup>[3,24]</sup>的上地壳热导率( $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ )随深度和温度变化的关系式  $3.0 \times (1 + 0.0015D) / (1 + 0.0015T)$ ,其中  $D$  为深度(km),  $T$  为温度( )。其他各层热导率采用了固定值,分别为:沉积层的热导率为  $2.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ <sup>[3]</sup>;中地壳为  $2.25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ,这是 Artemieva 和 Mooney<sup>[1]</sup>所取的  $2.0 \sim 2.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$  的中值;下地壳和上地幔取  $2.0$  和  $4.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ,它们来自于 Artemieva 和 Mooney<sup>[1]</sup>。

## 2 典型地区一维垂直温度分布

这里对几个典型大地构造单元地区的典型一维温度场(见图 1)进行详细介绍。

### 2.1 华北克拉通

虽然华北克拉通是中国最古老的块体之一,但在显生宙却经历了多次构造运动的改造,特别是中、新生代以来的改造导致了岩石圈减薄,并形成了区内复杂的构造格局。根据不同的地壳结构特征,华北地壳可分为三大类<sup>[31]</sup>: (1) 西部鄂尔多斯盆地,地壳结构简单,基底结构完整,为稳定古大陆地壳;(2) 华北中部隆起区,包括太行山及北部阴山、燕山隆起区,地壳结构相对简单,中部地壳和下地壳局部区域轻微速度逆转;(3) 华北东部裂陷盆地,地壳结构复杂,基底下陷、破碎,壳内介质松散、速度低, Moho 上隆、地壳减薄,横向结构差异明显,显示了新生地壳构造特征。

该地区一直是中国地球科学研究的一个重点之一,并开展了大量的地质、地球物理工作。在地球学方面,很多科技工作者<sup>[3,24,28,32~34]</sup>利用稳态热传导模型对华北地区热结构进行了较长时间的研究,具体见臧绍先等<sup>[24]</sup>的简要综述。迟清华和鄢明才<sup>[28]</sup>在对岩石样品进行放射性元素测试的基础上,系统地研究了华北克拉通岩石及各时代地层的平均生热率,

并计算了华北岩石圈的热结构。

图 1(a)显示的华北克拉通(不包括鄂尔多斯盆地)模型在约 90 km 深度达到了 1300 °C 绝热等温线。由于 1300 °C 绝热等温线深度往往被定义为岩石圈底边界,因此图 1(a)显示的华北克拉通模型可以认为岩石圈底边界在约 90 km 深度。这个结果与地震学得到低速层的顶部位置较吻合,这种吻合在一定程度上说明了上地幔低速带可能与地幔岩石的熔融温度有关<sup>[10]</sup>。从另一个角度来看,也在一定程度上说明了我们得到的上地幔温度结果是可靠的。

图 1(a)中 Wang<sup>[3]</sup>得到的华北克拉通的温度随深度的变化是基于地表热流观测值对深部温度进行的稳态热传导估计。该结果与这里用上地幔温度约束得到的温度的差别从 Moho 面之下逐渐加大,在 70 km 深度位置比我们得到的温度约高 150 °C。这个差别约为用波速反演温度过程中存在的误差(150 °C)。

### 2.2 鄂尔多斯盆地

鄂尔多斯盆地作为华北克拉通的一部分,有着与华北克拉通其他地区不同的特点。相对于华北克拉通的其他地区,鄂尔多斯盆地地壳结构简单,基底结构完整,为稳定古大陆地壳<sup>[31]</sup>。由于迟清华和鄢明才<sup>[28]</sup>公布的华北克拉通的平均地表热流值与 Wang<sup>[3]</sup>中鄂尔多斯盆地的地表热流值一致,因此把迟清华

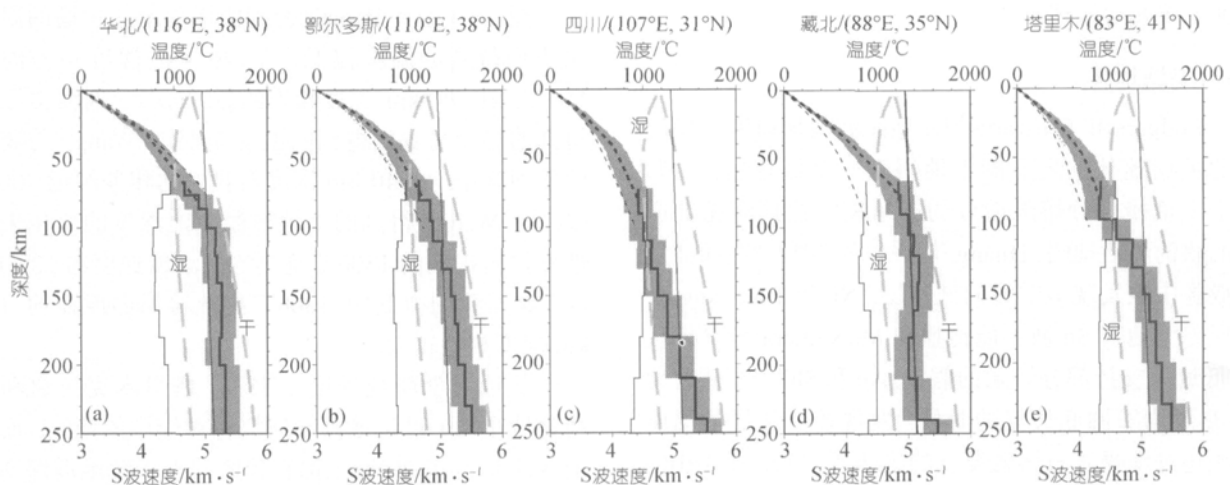


图 1 中国大陆几个典型地区的一维地温剖面

剖面位置显示在图 2。图中的细实线表示地震波波速,粗实线表示用地震波波速计算的上地幔温度,灰色阴影区为 $\pm 150$  °C 范围。由于上地幔岩石生热率极小,上地幔温度和地壳温度变化梯度有个明显的拐点,因此拐点所在深度实际上就是 Moho 面的深度。黑粗虚线表示以地表温度和 80 km 深度上地幔温度为约束得到的稳态温度。点线和黑细虚线为利用地表热流来推算的稳态温度。黑细虚线数据来自 Wang<sup>[3]</sup>,鄂尔多斯盆地剖面的点线数据来自于迟清华和鄢明才<sup>[28]</sup>,塔里木克拉通剖面的点线来自于刘绍文等<sup>[29]</sup>的塔北隆起南部结果。灰色虚线为含水(湿)和不含水(干)橄榄岩的熔融温度<sup>[30]</sup>,灰细线为 1300 °C 的绝热等温线

和鄯明才<sup>[28]</sup>得到的华北克拉通的温度剖面显示在了鄂尔多斯盆地的一维剖面图中。

图 1(b)鄂尔多斯盆地温度剖面中,迟清华和鄯明才<sup>[28]</sup>的温度剖面(点线)与 Wang<sup>[3]</sup>的结果是基于同样的地表热流观测值对深部温度进行的稳态热传导估计。虽然这两个工作所用到的其他热学参数略有不同,但图 1(b)显示了 2 个工作的基本一致的结果。相对于我们用地幔温度约束得到的 80 km 以上的温度值,他们得到的温度比我们计算的略有偏低。这个差别主要在上地幔(见图 1(b))。在 70 km 深度, Wang<sup>[3]</sup>得到的温度比我们得到的温度约低 150 。

图 1(b)显示了鄂尔多斯盆地模型在约 110 km 深度达到 1300 绝热等温线,它比华北克拉通模型要深一些。

### 2.3 四川盆地

扬子克拉通经历了从震旦纪到中三叠世稳定发展阶段之后,自晚三叠世起受太平洋板块和特提斯板块的影响,构造运动开始频繁发生,原有的构造格局受到不同程度的改造,岩浆活动大规模出现。四川盆地是扬子克拉通中最稳定的部分。

图 1(c)显示 Wang<sup>[3]</sup>得到的四川盆地的温度比我们得到的 40~100 km 之间的上地幔温度偏低,在 70 km 深度相差约近 150 ,即为这里计算温度的底边界。图 1(c)显示四川盆地模型在约 180 km 深度达到 1300 绝热等温线。

### 2.4 羌塘地体

Rodgers 和 Schwartz<sup>[35]</sup>在地震波波形研究中发现藏北羌塘地体的岩石圈上地幔有一个低速区,并归因于上地幔部分熔融造成的或早期特提斯海俯冲产生的软的弧后地幔。Huang 等<sup>[23]</sup>和苏伟等<sup>[36]</sup>在面波层析成像中也发现该明显的低速层。Ni 和 Barazangi<sup>[37]</sup>发现羌塘地区 Sn 波不能传播和 McNamara 等<sup>[38]</sup>发现 Pn 低速等支持部分熔融的假设。An 和 Shi<sup>[10]</sup>在研究地震-热学岩石圈底边界的时候,发现该低速层的温度已经超过地幔岩石熔融温度的绝热等温线。图 1(d)的藏北剖面显示了由波速计算得到的温度分布,可以看出 110~150 km 之间的温度超过了 1300 绝热等温线。但 160 km 之下的温度又返回到低于 1300 绝热等温线,因此该 110~150 km 之间的高温为局部异常高温。由于这里没有考虑可能存在的流体对计算温

度的影响,因此 110~150 km 深度的计算温度是该深度温度估计的上限。

在该区浅部, Wang<sup>[3]</sup>利用地表热流资料得到的温度在 80 km 之下比我们用地幔温度约束得到的温度低约 400 。从地表热流的观测数据来看,藏北地区的地表热流约为 45 mW·m<sup>-2</sup>,这个值和其西边的塔里木地区的地表热流接近,但相对于其南边的藏南和北边的柴达木盆地来说是相对较低的;考虑到上地幔顶部的异常低速<sup>[23,36]</sup>和异常高温(如图 1 中的 110~115 km),以及较低的地壳温度对应了较低的地表热流,因此可以说藏北地区地壳相对于藏南和柴达木是较冷的,但上地幔却较热。它可能是由于某些地质过程(例如拆沉、小规模地幔对流)而使深部被加热,但热还没有传递到表浅地壳、也没有达到稳态而造成。如果是这种情况,利用稳态热传导模型计算的地壳温度就可能具有较大的误差。

### 2.5 塔里木克拉通

自始新世末期的印度板块与欧亚大陆发生碰撞和持续的挤压作用下,板内汇聚过程使得大陆岩石圈地块的俯冲变形伴有多圈层顺层拆离解耦的行为。塔里木克拉通总体上的弱变形状态与其岩石圈弱或未拆离解耦类型占据总面积 90%的情形相适应<sup>[39]</sup>。王良书工作组先后对塔里木克拉通的热结构进行了详细研究<sup>[29,40]</sup>。

图 1(e)显示 Wang<sup>[3]</sup>得到的塔里木克拉通的温度比我们得到的温度偏低,在 40 km 深度相差约近 150 ,在 70 km 深度相差约近 260 。刘绍文等<sup>[29]</sup>得到的温度与我们得到的温度差别比 Wang<sup>[3]</sup>与我们的差别略小,在 40 km 深度与我们的相差约近 100 多。据 Wang<sup>[3]</sup>得到的上地幔温度随深度的变化来线性外推所得到的 1300 绝热等温温度深度约 235 km 深,这与我们得到的 1300 绝热等温温度在约 150 km 深度相差较大。

从地震学研究程度上来看,塔里木克拉通和羌塘盆地是 20 世纪地震学研究相对较少的地区,而其他 3 个地区在 20 世纪都有较密的人工源地震深部探测剖面经过<sup>[41]</sup>。从以上典型地区的温度对比来看,前人利用地表热流观测得到的华北、鄂尔多斯和四川盆地这三个地区的 1300 绝热等温温度位置(热学岩石圈底边界)与我们的地震-热学计算得到的位置很相近。由于这里的地震-热学结果与地震学结果相吻合,因

此可以说前人利用地表热流估计的 1300 °C 绝热等温温度位置与地震学低速带位置也相近. 除了以上 3 个地区外, 前人得到的塔里木克拉通和羌塘盆地的稳态热传导 1300 °C 绝热等温温度位置与我们得到的地震 - 热学结果相差较大, 同时也与近年得到的地震学低速带位置有一定的差别. 由于羌塘盆地和塔里木克拉通在印度和欧亚板块碰撞过程中深部动力学过程和温度场复杂, 因此利用地表热流观测和稳态热传导假设来研究这些地区的深部温度可能具有较大误差.

### 3 几个深度的温度场

图 3 显示了 25 km 深度的地壳温度, 图 4~6 分别显示了 100, 150, 200 km 深度的上地幔温度.

#### 3.1 地壳温度

地壳温度是由地表温度和 80 km 深度的温度为约束, 利用稳态热传导模型得到的. 这个过程中没有像前人那样用到了地表热流约束. 为对比起见, 利用得到的温度场我们计算了地表热流, 并计算了它与实测地表热流间误差的分布(见图 2(b)). 在这个过程中, 我们利用了亚洲地区的地表热流数据(<http://www.heatflow.und.edu/index2.html>), 对中国地区数据的详细讨论见文献[42~44]. 从图 2(b)可以看出, 我们计算的地表热流与观测地表热流的误差在中国大部分地区都在约 20%以内, 尤其是地表热流观测点较密集的地区, 比如, 柴达木盆地、扬子克拉通的东部和西

部、华南地区和华北克拉通的南部及华北克拉通以西地区. 而在地表热流观测点较少的某些地区的误差偏高. 比如, 在华北克拉通的西北部, 图 2(b)显示该地区的观测地表热流低于计算地表热流值可达-40%. 另外, 西藏地区的地表热流观测值(见表 1)较少且分布很不均匀, 多数测点集中在北纬 30°东经 90°的附

表 1 西藏地区的地表热流观测数据 (据汪集旻和黄少鹏<sup>[44]</sup>)

编号	地名	纬度(°N)	经度(°E)	地表热流值(mW·m <sup>-2</sup> 质量 <sup>a)</sup> )	
1	伦坡拉	32.019167	89.741667	140	B
2	羊应乡	28.566667	90.445833	87.9	D
3	普莫雍湖	30.11	90.47	95.5	A
4	普莫雍湖	28.5625	90.475	87.9	A
5	羊八井	28.579167	90.470833	87.9	B
6	普莫雍湖	28.558333	90.406667	90	A
7	普莫雍湖	28.566667	90.479167	100.1	A
8	普莫雍湖	28.845833	90.6125	152	A
9	羊卓雍湖	28.858333	90.625	242	D
10	羊卓雍湖	29.170833	90.616667	126.9	D
11	羊卓雍湖	30.253333	90.645	267	D
12	拉多岗	29.133333	90.691667	165.8	D
13	羊卓雍湖	29.828333	90.316667	271	D
14	羊卓雍湖	28.979167	90.75	138.2	D
15	马区	29.906667	90.813333	106	B
16	拉萨	29.675	90.098333	66	B
17	那曲	31.498333	92.05	319	D
18	罗布莎	29.25	91.98333	61	A

a) 质量为 D 类表示数据不具有区域或深部热状态代表性

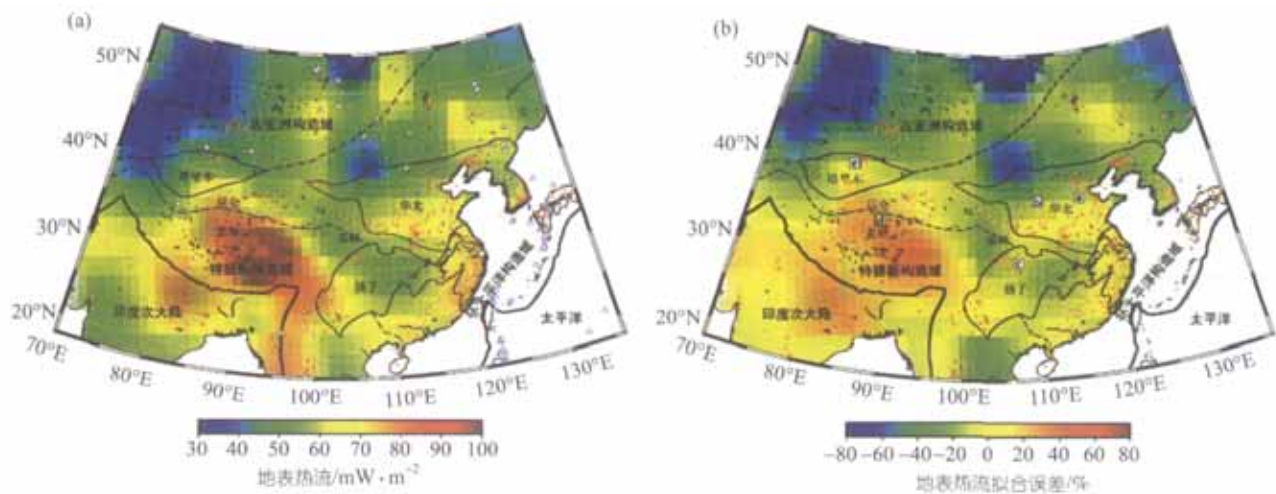


图 2 观测地表热流和计算地表热流的误差

(a) 对所有观测数据进行了 Kriging 插值得到的观测地表热流分布. (b) 从计算地壳温度场得到的地表热流与实测地表热流的误差((地表热流的观测值-计算值)/观测值). 误差计算中所用的插值之后的观测值见(a) 十字表示地表热流观测点. Δ表示火山位置, 数据来自于 Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. (b) 中标注的方框表示了图 1 中各剖面的位置



近, 在北纬 32°东经 89~92°之间有 2 个孤立高热流测点(分别是西藏伦坡拉的  $140 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$  和西藏那曲的  $319 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ). 西藏地区的观测地表热流值比我们计算的地表热流高很多.

在计算地表热流计算值和观测值的差值时, 我们对热流观测数据进行了 Kriging 插值, 并用插值结果(见图 2(a))代表了观测数据. 在 Kriging 插值中, 对于西藏地区, 由于西藏伦坡拉和那曲这两个高观测地表热流值是孤立的、且周围没有观测数据, 这就使得两测点周围地区插值之后的地表热流值也很高(见图 2(a)). 图 2(b)显示该地区的观测地表热流超过计算地表热流可达 40%, 这一方面说明了该地区的地壳热结构较复杂, 也可能说明了那 2 个测点结果并不代表区域地表热流状态. 实际上, 表 1 显示西藏地区三分之二测点达不到 A 级, 并且所有观测地表热流大于  $100 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$  的测点多数为不能代表区域地表热流状态的 D 级. 因此对于这样一个地壳(热)结构复杂、观测数据太少以及多数观测数据不能代表区域地表热流(虽然它们代表了测点位置的热流状态)的地区, 计算地表热流与观测地表热流间的误差难以用来对深部温度结果的可靠性进行评判.

总之, 除了观测点稀少的某些地区的计算地表热流误差较大之外, 在地表热流测点较多和数据质量较高的地方, 计算的地表热流与观测地表热流的偏差大多处于地表热流观测误差之内, 因此我们计算得到的地壳温度基本反映了地壳的实际状态.

中国大陆在 25 km 深度的地壳温度呈现明显的东高西低分布(见图 3). 东部温度约在 500~600 °C 之间; 西部温度小于 500 °C, 塔里木克拉通的温度最低、达 460 °C. 由于西部地区(尤其特提斯构造域及相邻地区)地壳结构复杂, 因此得到的地壳温度可靠性比东部地区的差.

### 3.2 上地幔温度

中国大陆在 100 km 深度的上地幔温度呈现明显的东高西低分布(见图 4). 东部和东南部(包括东北地区东部, 华北克拉通东部, 扬子克拉通东部和华南地区)温度普遍高于 1300 °C 绝热等温温度(约 1361 °C), 因此该地区已经不再是岩石圈上地幔了. 西部主体温度在 1100~1300 °C 之间, 低于 1300 °C 绝热等温温度, 因此该地区是岩石圈上地幔. 塔里木克拉通和扬子克拉通的四川盆地这两个最稳定的古老克拉通表现

出了明显的低温, 约 1000 °C.

中国大陆在 150 km 深度的上地幔温度分布比 100 km 深度温度较复杂(见图 5). 在这个深度, 除了华南和扬子克拉通东部之外, 整个华北克拉通也高于 1300 °C 绝热等温温度(约 1392 °C), 并且羌塘附近地区的温度也达到了 1300 °C 绝热等温温度. 在两个最稳定的古老克拉通中, 四川盆地附近仍表现出低温状态, 但塔里木克拉通中心的温度比周围高. 另外, 印度次大陆与中国大陆碰撞带附近地区(如喜马拉雅山脉)的温度最低达 1130 °C.

中国大陆在 200 km 深度的上地幔温度分布明显与印度次大陆碰撞(俯冲)带影响地区相关(见图 6). 该碰撞带以北受碰撞带影响地区(包括青藏高原、塔里木南边的昆仑山, 甚至直到秦岭地区)表现出了较冷的状态, 其温度低于 1300 °C 的绝热等温温度(约 1424 °C). 鉴于青藏高原主体的上地幔温度从上到下都低于 1300 °C 绝热等温温度, 因此碰撞带以北温度较低地区一直处于岩石圈之中. 另外, 2 个最稳定的古老克拉通没有表现出明显的低温异常.

## 4 讨论

为清楚说明本工作所涉及到的方法和概念以及它们与传统地热学研究的区别, 这里对以下几方面做进一步的阐述.

### 4.1 地震波速与上地幔温度的关系

在利用波速计算温度的过程中, 我们利用了一个较为均匀的分异较差的非克拉通物质组成, 计算得到的上地幔温度场的 1300 °C 绝热等温温度深度与地震学的低速带较好的吻合<sup>[10]</sup>. 这从一个侧面说明了我们计算得到的温度值是可靠的, 能够反映上地幔的热学状态. 但具有更深意义的是, 这个结果说明了短时间尺度效应的弹性波波速与长时间尺度的温度可能存在某些直接的相关关系. 因此用波速定义的地震学岩石圈与用温度定义的热学岩石圈从本质上可能是兼容的或基本一致的.

### 4.2 观测地表热流在研究中的作用

由于我们利用了上地幔温度场作为边界条件, 因此这里的稳态温度场计算不是像多数前人所做的那样利用地表热流观测进行热学外推, 而是以地表温度和深部温度为约束进行的温度内插. 本文的稳

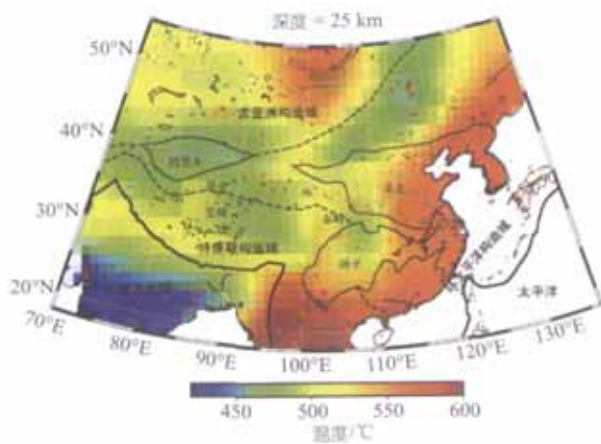


图 3 地壳 25 km 深度温度图

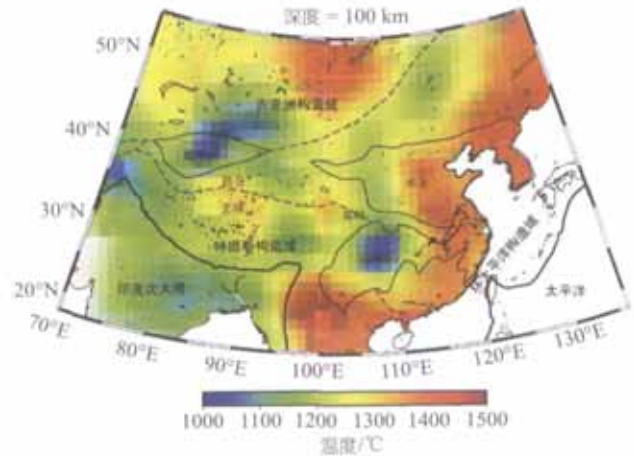


图 4 上地幔 100 km 深度温度图

100 km 深度的 1300 绝热等温温度约为 1361

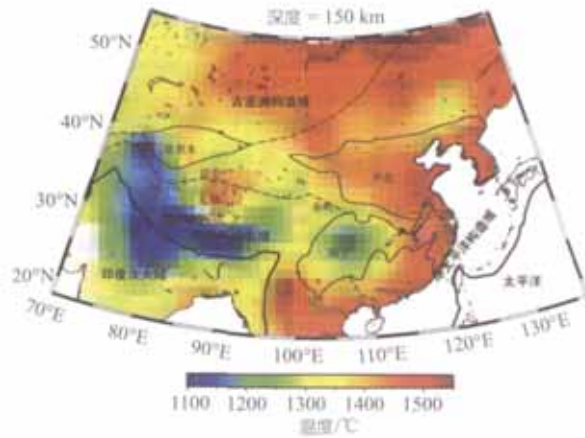


图 5 上地幔 150 km 深度温度图

150 km 深度的 1300 绝热等温温度约为 1392

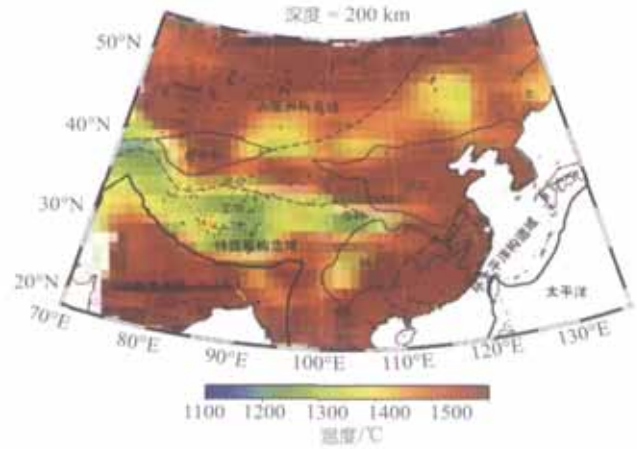


图 6 上地幔 200 km 深度温度图

200 km 深度的 1300 绝热等温温度约为 1424

态热传导计算与前人工作的另外一个区别在于地表热流观测的使用. 前人把地表热流观测当作稳态热传导热学计算的边界条件或用作拟合的观测数据; 在这里的计算中地表热流观测并没有被用来进行热学计算, 而只是在得到最终温度场的结果后, 利用计算温度场得到的计算地表热流与观测地表热流值进行了对比, 以此来相互检验. 计算和观测地表热流的较大差别, 一方面可能是由深部温度场计算中的不确定性或地壳热结构太复杂所造成, 另一方面也可能是由于地表热流观测本身的不确定性所产生.

### 4.3 地震波波速在研究中的作用

国内其他地热学研究中把地震波常当作对岩石热导率和生热率进行定性估计的参考指标. 本工作

是把地震波波速当作观测数据, 来直接反演深部温度分布. 这两者是不同的.

### 4.4 稳态温度场和暂态温度场

在前人的工作中, 最大的困难就是没有深部热学约束, 由此决定了对于深部温度的估计需要依赖于浅部的热学观测, 然后利用地表热流观测对深部温度进行稳态热传导外推. 这样做的前提是该区域构造长期稳定, 温度场已经处于稳态. 在稳态热传导计算过程中, 各热学参数所存在的误差对深部计算温度的影响随深度的增加而不断增大, 计算得到的温度的可靠性也将随深度的增加越来越低. 再加上地质构造活跃地区的岩石圈温度场不处于长时间的稳定状态, 因此就不满足稳态热传导条件, 此时用地



表热流观测和稳态热传导模型来计算的深部温度所存在的误差就难以估计了。

地震层析成像得到的波速结构是现今状态,因此从波速结构直接反演得到的中国大陆上地幔温度场是现今的温度。不论温度场是处于稳态还是处于暂态,从波速都可以计算出上地幔的现今热状态。

对于 80 km 以上部分,我们用地表和深度温度约束为边界条件,以稳态热传导模型得到了浅部温度场。由于有深部和表层温度的约束,这个计算稳态温度场实际上是 80 km 以上部分的 1 阶近似。即使所用的热导率、生热率等参数有一定的误差,所得到的温度分布也基本能代表 80 km 以上部分的温度总体变化趋势。这与传统只用地表热流约束来估计的稳态温度不同,因为传统方法得到的深部温度分布的可信度基本是未知的。

## 5 结论

本文利用 S 波波速计算得到了中国大陆上地幔三维温度场。得到的 70~240 km 上地幔温度场的 1300 °C 绝热等温温度深度与地震学的低速带顶部深度相吻合。然后以上地幔温度场为深部温度约束,利用稳态热传导模型计算得到了中国大陆 80 km 深度以上(地壳和上地幔)部分的稳态热传导温度场,并利用得到的三维地壳温度场计算了地表热流。除了在地表热流观测数据较少的地区外,计算的地表热流与实际观测地表热流的误差基本在 20% 以内,这个误差值在地表热流观测误差之内。

中国大陆地壳在 25 km 深度的温度呈现明显的东高西低分布。东部温度约在 500~600 °C 之间;西部温度小于 500 °C,塔里木克拉通的温度最低,达 460 °C。

中国大陆上地幔在 100 km 深度的温度呈现明显的东高西低分布。东部和东南部(包括东北地区东部,华北克拉通东部,扬子克拉通东部和华南地区)温度普遍高于 1300 °C 绝热等温温度。西部主体温度在 1100~1300 °C 之间,低于 1300 °C 绝热等温温度。除此之外,塔里木克拉通和四川盆地这两个最稳定的古老克拉通表现出了明显的低温,约 1000 °C。

在 150 km 深度,除了华南地区和扬子克拉通东部之外,整个华北克拉通也高于 1300 °C 绝热等温温度;另外羌塘附近地区的温度也达到了 1300 °C 绝热等温温度。在 2 个最稳定的古老克拉通中,四川盆地

附近表现出低温状态(约 1150 °C),但塔里木克拉通中心的温度比周围高。印度次大陆与中国大陆碰撞带附近地区的温度最低,最低温约 1100 °C。

200 km 深度的温度分布与印度次大陆碰撞影响地区相关。该碰撞带以北受碰撞影响强烈地区(包括青藏高原、塔里木南边的昆仑山,甚至远达秦岭地区)表现出了较冷的状态,其温度低于 1300 °C。另外,两个最稳定的古老克拉通没有表现出明显的低温异常。

**致谢** 中国地震局地壳应力研究所黄忠贤研究员提供了三维 S 波波速模型数据,曹建玲在稳态热传导计算中提供了帮助,S. Goes 和 N. M. Shapiro 在计算数据和计算方法方面给予了帮助,审稿专家对本文提出了建设性意见,在此一并表示谢意。

## 参 考 文 献

- 1 Artemieva I M, Mooney W D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. *J Geophys Res*, 2001, 106(B8): 16387—16414
- 2 胡圣标,汪集旸,汪屹华. 黑水-泉州地质断面东段深部温度与岩石层厚度. *地球物理学报*, 1994, 37(3): 330—337
- 3 Wang Y. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Phys Earth Planet Inter*, 2001, 126: 121—146
- 4 汪洋,汪集旸,熊亮萍,等. 中国大陆主要地质构造单元岩石圈地热特征. *地球学报*, 2001, 22(1): 17—22
- 5 黄少鹏,汪集旸,陈墨香. 莫霍界面温度图. 见:袁学诚,编. *中国地球物理图集*. 北京:地质出版社,1996. 105—107
- 6 Powell W G, Chapman D S, Balling N, et al. Continental heat flow density. In: Haenel R, Rybach L, Stegens L, eds. *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*. Kluwer Academic Publishers, 1988. 167—222
- 7 Mareschal J C, Jaupart C. Variations of surface heat flow and lithospheric thermal structure beneath the North American craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 223: 65—77
- 8 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京:地质出版社,1999. 1—50
- 9 Jaupart C, Mareschal J C. The thermal structure and thickness of continental roots. *Lithos*, 1999, 48: 93—114
- 10 An M, Shi Y. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 2006, 159: 257—266
- 11 Zhang Y S, Tanimoto T. High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *J Geophys Res*, 1993, 98: 9793—9823
- 12 Sobolev S V, Zeyen H, Stoll G, et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 139(1-2): 147—163
- 13 Sobolev S V, Zeyen H, Granet M, et al. Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif

- Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics*, 1997, 275(1-3): 143—164
- 14 Goes S, Govers R, Vacher P. Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography. *J Geophys Res*, 2000, 105(B5): 11153—11169
- 15 Goes S, van der Lee S. Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography. *J Geophys Res*, 2002, 107(B3): 2050
- 16 Cammarano F, Goes S, Vacher P, et al. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Phys Earth Planet Inter*, 2003, 138(3-4): 197—222
- 17 Röhme A H E, Snieder R, Goes S, et al. Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 181: 395—407
- 18 Nolet G, Zielhuis A. Low S velocities under the Tornquist-Teisseyre zone: evidence for water injection into the transition zone by subduction. *J Geophys Res*, 1994, 99: 15813—15820
- 19 Shapiro N M, Ritzwoller M H. Thermodynamic constraints on seismic inversions. *Geophys J Inter*, 2004, 157: 1175—1188
- 20 Minster J B, Anderson D L. A model of dislocation-controlled rheology for the mantle. *Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 1981, 299: 319—356
- 21 Jordan T H. Mineralogies, densities and seismic velocities of garnet lherzolites and their geophysical implications. In: Boyd F R, Myer H O A, eds. *The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics*. Washington D C: AGU, 1979. 1—14
- 22 McDonough W F, Rudnick R L. Mineralogy and composition of the upper mantle. In: Hemley R J, ed. *Ultrahigh-pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior*. Washington DC: Mineralogical Society of America, 1998. 139—164
- 23 Huang Z, Su W, Peng Y, et al. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions. *J Geophys Res*, 2003, 108(B2): 2073
- 24 臧绍先, 刘永刚, 宁杰远. 华北地区岩石圈热结构的研究. *地球物理学报*, 2002, 45(1): 56—66
- 25 Bassin C, Laske G, Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans AGU*, 2000, 81: F897
- 26 Pinet C, Jaupart C. The vertical distribution of radiogenic heat production in the Precambrian crust of Norway and Sweden: geothermal implications. *Geophys Res Lett*, 1987, 14: 260—263
- 27 Chapman D S, ed. *Thermal Gradients in the Continental Crust*. Geological Society Special Publication, 1986. 63—70
- 28 迟清华, 鄯明才. 华北地台岩石放射性元素与现代大陆岩石圈热结构和温度分布. *地球物理学报*, 1998, 41(1): 38—48
- 29 刘绍文, 王良书, 李成, 等. 塔里木北缘岩石圈热-流变结构及其地球动力学意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(9): 852—863
- 30 Thompson A B. Water in the Earth's upper mantle. *Nature*, 1992, 358: 295—302
- 31 嘉世旭, 张先康. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究. *地球物理学报*, 2005, 48(3): 611—620
- 32 Wang J Y. *Geothermics in China*. Beijing: Seismological Press, 1996. 1—300
- 33 陈墨香, 编. *华北地热*. 北京: 科学出版社, 1988. 218
- 34 杨淑贞, 陆秀文. 华北地壳上部岩石热传导结构探讨. *岩石学报*, 1985, 1(2): 64—73
- 35 Rodgers A J, Schwartz S Y. Lithospheric structure of the Qiangtang Terrane, northern Tibetan Plateau, from complete regional waveform modeling: evidence for partial melt. *J Geophys Res*, 1998, 103(B4): 7137—7152
- 36 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构. *地球学报*, 2002, 23(3): 193—200
- 37 Ni J, Barazangi M. Velocities and propagation characteristics of Pn, Pg, Sn, and Lg seismic waves beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau, and surrounding regions: high uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. *Geophys J R Astr Soc*, 1983, 72: 665—689
- 38 McNamara D E, Walter W R, Owens T J, et al. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography. *J Geophys Res*, 1997, 102(B1): 493—506
- 39 李涛, 王宗秀. 塔里木盆地及邻区岩石圈拆离解耦与盆山格局关系的天然地震分析. *地学前缘*, 2005, 12(3): 125—136
- 40 王良书, 李成, 杨春. 塔里木盆地岩石圈热结构特征. *地球物理学报*, 1996, 39(6): 795—803
- 41 滕吉文. 20 世纪地球物理学的重要成就和 21 世纪的发展前沿. *地学前缘*, 2003, 10(1): 117—140
- 42 Hu S, He L, Wang J. Heat flow in the continental area of China: a new data set. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 179(2): 407—419
- 43 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版). *地球物理学报*, 2001, 44(5): 611—626
- 44 汪集旸, 黄少鹏. 中国大陆地区热流数据汇编(第二版). *地震地质*, 1990, 12(4): 351—366