青藏高原下地壳热变形和管道流研究

杨文采1),侯遵泽2),徐义贤1),颜萍1)

1)浙江大学地球科学学院,杭州,310027;2)贵州恒昊软件科技有限公司,贵阳,550018

内容提要:本文应用地球三维成像方法和现代物理学的理论,来说明青藏高原下地壳管道流形成的原因和条件。根据区域重力资料提取的地壳三维密度成像的信息,进一步探讨了青藏高原地壳低密度扰动带反映的地质构造。应用地壳三维密度图像,分析了青藏高原下地壳为什么会形成管道流的原因,圈定了下地壳管道流所在位置。通过连续介质物理学的理论分析了热变形带如何引起下地壳管道流的机制,给出通过密度扰动计算了下地壳热应变率的方程式。结果表明,青藏高原下地壳管道流的热应变幅度大约为15.5mm³/a。按照方程式和下地壳的密度扰动数据计算了青藏高原下地壳热应变幅度分布图。图中正热应变幅度代表热膨胀,负热应变幅度代表冷收缩;下地壳管道流随应变率从高向低流动。下地壳岩石热应变率最高处指示下地壳管道流的源头,位于喀拉昆仑断裂东侧与雅鲁藏布至班公一怒江缝合带的连接区段,和雅鲁藏布缝合带北侧的拉孜一林芝段。从喀拉昆仑断裂东侧源头的下地壳管道流主要流向北东到理塘一雅江和滇北地区,然后又分为南北两个方向分流。下地壳管道流位置或可向上挤出到中地壳,引起青藏高原重力不均衡和山脉隆升。同时,三维密度成像的结果支持下地壳流牙膏式向上挤出的蠕动模式。

关键词:大陆动力学;青藏高原;三维密度成像;地壳热应变;下地壳管道流;流向图

青藏高原下地壳管道流是近年来一些学者根据 地质和地球物理观测数据提出的一种假说,为什么 会形成管道流的原因也还不清楚(Royden et al., 1997; Clark and Royden, 2000; Flesch et al., 2001; Rogers, 2004; Law et al., 2006; Beaumont et al., 2004; Unsworth et al., 2005; Grujic, 2006; Schoenbohm et al., 2006; Harris, 2007; Klemperer, 2006; Wang et al., 2007)。直接验证这个假说几乎 是不可能的,因为青藏高原下地壳深达40~70km, 无法将仪器置入下地壳,直接观测管道流所在位置 的应力应变。但是,在三维成像兴起的信息时代,我 们可以通过地球三维成像方法和现代物理学的理 论,来间接验证这个假说,说明青藏高原下地壳管道 流形成的原因和条件。几年来,我们研究了地球三 维成像方法和间接验证假说下地壳管道流的理论根 据,可以供大家批评指正。

经过多年研究,我们把小波多尺度分析、位场频 率域解释理论和密度扰动反演方法有机地起来,形 成了应用区域重力场刻划地壳三维密度结构的信息 提取方法(侯遵泽和杨文采,1997,1998;杨文采等,2001,2015a,b;杨文采,2016a,b;Sun Yanyun et al.,2015)。在前几篇论文中,我们应用此方法取得了青藏高原上、中、下地壳的密度扰动图像,分析了构造分区和这些新成果的地球动力学含义,并讨论了青藏高原下地壳管道流的分布(杨文采等,2015c,d,Yang Wencai et al.,2016a,b;孙艳云等,2015;Sun Yanyun et al.,2016a,b)。本篇论文继续分析青藏高原下地壳管道流产生的原因和特点。

1 青藏高原区域重力场多尺度 分解和地壳密度结构

在 20 世纪国土资源部已经完成了青藏高原 1:100万区域地面重力调查,把地面布格重力场数 据与周边地区卫星重力场作融合,便取得青藏高原 区域布格重力场数据集。研究区域范围为北纬 20° ~41°,东经 75°~105°;数据内插到 10 km×10 km 网格后显示如图 1a。

多尺度分析方法由区域重力场按场源深度分

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号:41574111)的成果。

收稿日期:2017-01-28;改回日期:2017-08-16;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.002

作者简介:杨文采,男,1942年生。1964年毕业于北京地质学院物探系,1984年在加拿大 McGill大学取得博士学位;现为教授,博士生导师,中国科学院院士。主要从事固体地球物理学研究。Email: yangwencai@ cashq.ac.cn。



图 1 青藏高原区域布格重力场(a)和区域重力场对数功率谱(b) Fig. 1 The Bouguer gravity map of Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau (a) and its logistic power spectral curves

解、小波变换多尺度分析、场源分层深度及密度扰动 反演3个子系统组成。首先用频谱分析方法确定区 域重力场能否按场源深度分解,取得对应不同埋藏 深度场源等效层的重力异常子集(杨文采等, 2015c,d, Yang Wencai et al., 2016a,b;孙艳云等, 2015; Sun Yanyun et al., 2016)。图1b给出了青藏 区的区域重力场对数功率谱,由图可见,重力场对数 功率谱不同频段呈现有可分辨的6个不同斜率的线 段,可把区域重力场按场源深度分解为6个等效层。 应用 Mallat 塔式算法构造出专门用于重力异常分解 的小波基,用小波变换多尺度分析方法取得对应不 同埋藏深度场源等效层的重力异常子集,计算出小 波细节 D1 ~ D8 和 8 阶小波逼近 S8。接下来合併 (D1 + D2)、(D3 + D4)、(D5 + D6)后加上 D7、D8 和 S8,取得 6 个等效层数据集。小波细节合併之后得 到的 6 个异常子集,可以由功率谱斜率计算出异常 子集 对应的等效层平均埋藏深度(杨文采等, 2015c, d; Yang Wencai et al., 2016a, b;孙艳云等, 2015; Sun Yanyun et al., 2016)。计算求得的等效 层平均埋藏深度为;青藏区最浅等效层异常(D1 + D2)为3.03 km, 浅等效层异常(D3 + D4)为12.83 km, 中等效层异常(D5 + D6)为19.56 km; 深等效 层异常 D7 为35.4 km;极深等效层异常 D8 为52 km。最深等效层异常 S8 为74.8 km。浅等效层和 中等效层位于青藏区上地壳中部和底部;中深等效 层位于青藏区中地壳;深等效层位于青藏区下地壳。

在完成重力场小波变换多尺度分解之后,为研究地壳三维密度结构,要用广义线性反演方法求取 各等效层的密度扰动(杨文采,1987,1997)。等效 层的密度扰动指广义线性反演求得平面上变化的密 度(场源)与等效层平均密度的差。假定青藏高原 浅等效层平均密度取为 2.60 g/cm³,上地壳中部浅 等效层密度取为 2.67 g/cm³,上地壳底部中等效层 2.81 g/cm³;中地壳深等效层 2.91 g/cm³;下地壳深 等效层 2.97 g/cm³;上地幔顶部最深等效层 3.22 g/ cm³。反演出地壳等效层 D5 + D6 及 D7 和下地壳深 等效层 D8 的密度扰动图,分别示于图 2 和图 3。

计算青藏高原地壳的三维密度结构后,可以从 地壳密度扰动图件(图2~3)入手研究它们反映的 地壳构造。我们知道,上、中、下地壳的行为和属性 都有明显的差别,上地壳岩石呈现脆性,容易断裂; 下地壳岩石粘滞系数低,呈现韧性,容易蠕动流变; 中地壳水溶作用强,岩石容易水平拆离(Kirby and Kronenbegr, 1987; James, 1989; Jolivet and Hataf, 2001; Rogers, 2004)。许多学者指出, 青藏高原的下 地壳可能存在管道流(Jolivet and Hataf, 2001; Rogers, 2004; Meissner and Mooney, 1998; Royden et al., 1997; Clark and Royden, 2000; Law et al., 2006; Flesch et al., 2001; Beaumont et al., 2004; Grujic, 2006; Schoenbohm et al., 2006; Harris, 2007; Klemperer, 2006; Wang et al., 2007; Unsworth et al. ,2005)。图 3 的等效层 D8 的密度扰 动图上,低密度扰动带的分布模式看起来也如同管 道流的分布。为了进一步探讨青藏高原地壳低密度 扰动带反映什么地质构造,还要通过连续介质物理 学的理论定量研究下地壳动力学作用的机理。

2 地壳热变形和管道流

青藏高原下地壳岩石密度减小是否反映下地壳 管道流,首先要看青藏高原岩石圈的主要特征。

2.1 青藏高原地壳的主要特征

青藏高原是全球陆一陆或陆一岛碰撞最密集最

连贯最强烈的地区,岩石圈特征主要有:

(1)地壳增厚。由大陆碰撞俯冲引起青藏高原 地壳增厚到 70km 左右(滕吉文等, 2004),其地震 波速度如图 4a 所示。地壳增厚使中下地壳岩石所 在深度加大到 45~72 km,如图 4c 所示。

(2)岩石圈厚度并没有随地壳增厚而增厚,保 持在 130 km 左右(滕吉文等,2004;肖序常等, 2007;杨文采等,2014a,b)。由于下地壳岩石所在 深度加大,更加接近岩石圈底面,下地壳岩石所在温 度升高,因此更易流变。图 4b 为 130 km 厚克拉通 岩石圈的地温曲线,如果下地壳岩石所在深度 26 ~ 38 km,对应温度 530 ~ 660 ℃。图 4c 为 130 km 厚 青藏高原岩石圈的地温曲线,下地壳岩石所在深度 45 ~ 72 km,对应温度 800 ~ 1100℃。因此青藏高原 下地壳的温度很高。

(3)地壳岩石破裂充水。特提斯和古特提斯洋 在青藏高原封闭,它们的俯冲使地壳岩石广泛破裂 充水(Sun Yanyun et al.,2016a,b)。水的来源是特 提斯和古特提斯洋的海水。海水含有较多的钾盐和 钠盐,因此地表水含钾盐和钠盐成分高(杨文采和 谢学锦,2017)。图5是西藏地表水地球化学分析取 得的钾盐和钠盐含量分布图,由此可见,在特提斯洋 封闭的雅鲁藏布江缝合线一带钾盐和钠盐含量特别 高,证明这里有大量特提斯洋的海水充入地壳岩石 裂缝中。

(4)大陆碰撞俯冲使上中地壳密度小的岩石插 入下地壳,上中地壳的岩石含云母和长石等矿物多, 在高温下容易流变。

2.2 青藏高原下地壳热变形的理论

现在从连续介质物理学的理论来探讨青藏高原 下地壳岩石可能处于什么相态。由图4c知道青藏 高原下地壳岩石所在深度45~72 km,对应温度800 ~1100℃。下地壳岩石在热力作用下由于膨胀和收 缩产生的变形称为热变形,微观上也用物理量应变 描述(Turcotte and Schubert, 1982)。青藏高原下地 壳岩石对应温度比克拉通高300℃以上,热变形的 规模一定很大,尺度可达上千km。地壳大规模的热 变形形成地壳热变形带,它是地壳物质在热力作用 下由于膨胀产生的变形和蠕动,宏观上形成的大尺 度的变形蠕动带;也是下地壳管道流的主要来源。 地壳热变形带是大陆动力学中地壳构造的一种特殊 类型,这就是下地壳管道流。

下地壳管道流属于地壳热变形带,说地壳变形 带的一种特殊的类型。大地构造学中地壳变形带主



图 2 青藏高原中东上中地壳的密度扰动图像:(a)等效层(D5 + D6)密度扰动图,中心深度为 19.5 km; (b)等效层 D7 密度扰动图,中心深度为 35.4 km

Fig. 2 The density disturbance image on planes of the upper crust (a) and the middle crust (b), with average depths of 19.5 km and 35.4 km, referring to wavelet details (D5 + D6) and D7 respectively

要包括以下类型:

(1)褶皱带,指粘弹性固体在近水平挤压力作 用下扭曲变形的产物。

(2)断裂带和滑脱带,指脆性固体在强应力作 用下的破裂变形或滑动的产物。

(3) 韧性剪切带和拆离带,指粘弹性固体在挤 压力作用下蠕动和变形的产物。

(4)中地壳水溶裂隙带,水溶作用形成的裂隙带,由于岩石强度降低,容易产生拆离。

(5) 岩脉与岩浆房系统。

(6) 地壳热变形带。

地壳岩石在外力短期作用下表现为弹性物质, 发生拉伸和扭曲;在较长期作用下表现为粘性物质, 发生流变和蠕动。那么,如何用一个统一的数学模 型描述地壳岩石的变形和蠕动?李四光(1976)提 出合乎情理的假设,导出一条可大概率应用的简炼 的地层稳定流可塑性变形模型,建立了地壳变形和 蠕动的物理模型;提出了主应力和主应变的新概 念。李四光(1976)假设稳定流的蠕动方向和主应 力方向一致,可把主应力与主应变当作和位移一样 的向量。主应力是与蠕动方向一致并推动介质元蠕 动的力,包含伸缩应力和扭动应力。主应变是与蠕 动方向一致并描述介质元蠕动的形变,包含伸缩和 剪切应变。本文采用李先生的力学模型,并进一步 定义了地壳的变形蠕动量,作为下面推导的根据。

根据连续介质物理学的理论(李四光,1976; Turcotte and Schubert, 1982),无热源均匀各向同性 介质中温度场 T(x,y,z)满足拉普拉斯方程

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0$$
(1)

由此可见温度场是势场。简化的模型在考虑在 热力作用下由于膨胀产生的变形时剪切应力可以忽 略,管道流内部物质没有剪切应变,即 $\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{yx}$ 。因此,可把管道流内部各向同性的介质元由热 膨胀引起的热应变幅度可表示为

$$\varepsilon_i = \varepsilon_x = \varepsilon_y = \varepsilon_z = 1/3 \ \alpha \Delta V = \alpha_i \Delta V$$
 (2)

其中热膨胀引起的体积增加与热应变成正比, 比例系数为线热膨胀系数 α_i , $\alpha = 3\alpha_i$ 为体热膨胀系 数(volumetric coefficient of thermal expansion),单位 为 K^{-1} 。这样,在管道流内部,热应变幅度 ε_i 简化成 为(x,y,z;t)的标量函数。简化的模型在考虑管道 流内部没有剪切应变之时,要注意它和刚硬不流变 岩石的边界上有剪切应变。在宏观上造成管道流内 部物质蠕动的主要热应变为 ε_i ,边界上的剪切应变 ε_{xy} 和 ε_{xz} 是不可忽略的,不过上述简化的模型先不 讨论这些细节。由连续介质物理学,对简化的管道流 内部模型热膨胀引起的体积增加率与温度上升成正 比:

$$\frac{\Delta V}{V} = \alpha \Delta T \tag{3}$$

导入(2) 可见,

$$\varepsilon_i = \frac{1}{2} \alpha^2 V \Delta T = \alpha \alpha_i V \Delta T$$
 (4)

单位为 m³/K。

由此可见,体热膨胀系数是标志物质属性的一 个重要参数。室温下常见物质体胀系数为:水银 $1.82 \times 10^{-4} K^{-1}$;纯水 $2.08 \times 10^{-4} K^{-1}$;煤油 $9.0 \times 10^{-4} K^{-1}$;酒精 $1.1 \times 10^{-3} K^{-1}$;汽油 $1.24 \times 10^{-3} K^{-1}$;空气 $3.676 \times 10^{-3} K^{-1}$ 。室温下岩石的体膨胀 系数近似为 $3 \times 10^{-5} K^{-1}$ 。温度上升 100 ℃,体积增 加万分之二,相应密度减小万分之二。温度上升 200℃,体积增加 0.04%,相应密度减小 0.04%,因 此通常克拉通地区下地壳干岩石受热体膨胀造成密 度减小不大,可以不考虑。

2.3 地壳热变形带如何引起下地壳管道流

下地壳物质在热力作用下由于热膨胀产生的变形和蠕动,如何在宏观上形成大尺度的变形蠕动带,即一种定向的下地壳管道流?方程(4)说明了管道流内部各向同性的介质元由热膨胀引起的热应变和体积增加率与温度上升的关系,它决定了管道介质流动内的位移。进一步的简化是假设管道流是只沿水平方向 x 蠕动的物质流,满足 $\varepsilon_x \gg \varepsilon_y$; $\varepsilon_x \gg \varepsilon_z$,建模时可以假定以下边界条件:

 $\varepsilon_{y} = 0$ and $\varepsilon_{z} = 0_{\circ}$

其中 x 为物质流动方向。由于下地壳物质的不 均匀性和边界的限制,热膨胀产生的岩石流变只能 沿 x 水平方向蠕动,它相当于线热膨胀系数 α_i,等于 均匀各向同性介质中热膨胀的线热膨胀系数 α 的 3 倍。

青藏高原下地壳管道流的形成还与湿岩石含水 有密切关系。室温下水的体热膨胀系数 2.08 × 10⁻⁴ K⁻¹,在温度升高后水体膨胀,而且体热膨胀系 数随温度升高而加大。实验表明,水的体膨胀系数 在 100℃时为 0.043 K⁻¹。如果温度上升到 200℃, 体积可增加 5%。水的体热膨胀系数在温度上升到 600℃时,体积有可能增加 10% 以上。此时如果岩 石含有 5% 的裂隙水,岩石体积可增加 0.5% 以上。 因此,温度上升到 600℃时,含有 5% 裂隙水岩石的 体膨胀系数可达 0.05 K⁻¹。上面指出,青藏高原下 地壳岩石对应温度 800 ~1100℃,而且特提斯和古 特提斯洋在封闭时地壳岩石破裂充水,体膨胀系数 可达 0.05 K⁻¹以上,受热膨胀造成体积增加可大于 5%,是地壳不厚的克拉通热膨胀造成体积增加的 100倍。因此青藏高原下地壳岩石在热力作用下由 于膨胀可产生大尺度的变形蠕动带,即下地壳管道 流。



图 3 青藏高原中东部中、下地壳的密度扰动图像和地表构造:(a)等效层 D7 密度扰动图,中心深度为 35.4 km; (b)等效层 D8 密度扰动图,中心深度为 52 km

Fig. 3 The density disturbance image on planes of the middle crust (a) and the Lower crust (b) together with simplified tectonic map, estimated average depths of 34 km and 52 km, referring to wavelet details D7 and D8 respectively

底图引自 Pecher, 2010。底图中英文的构造带编号和中文名称见图 6 注解。底图方框中的构造单元编号和中文名称:1一柴达木;2:陇东; 3—羌塘;4—巴颜喀拉一松潘;5—克什米尔;6—拉萨—冈底斯;7—昌都;8—喜马拉雅;9—察隅河;10—西缅甸;11—东缅甸—腾冲;12— 兰坪—思茅

The base tectonic map comes from Pecher, 2010. Notations are as follows. Terranes: 1—Qaidam; 2—Longdong; 3—Qiangtang; 4—Baryanhar— Songpan; 5—Kashmir; 6—Lhasa—Gangdese; 7—Changdu; 8—Himalayas; 9—Chayuhe; 10— West Burma; 11—East Burma—Tengchong; 12— Lanping—Simao

2.4 下地壳负密度异常和管道流

要计算下地壳管道流的热应变,必须先计算体 积增加率。热力学理论说明,地壳密度和质积 (specific volume)成反比(Turcotte and Schubert, 1982)。质积 V_m 定义为物质单位质量的体积,设物 质密度为 ρ ,

$$V_{\rm m} = \frac{1}{\rho} = \frac{V}{m} \tag{5}$$

质积单位为 m³/kg。其中 m 为物体质量,V 为 体积。根据(3)式可见,均匀各向同性介质热膨胀 时,质积 V_m 的增量和温度升高成正比

$$\frac{\Delta V_{\rm m}}{V_{\rm m}} = \frac{\Delta \rho}{\rho} = \alpha \Delta T \tag{6}$$

 α 为体热膨胀系数,单位为 K^{-1} 。

由此可见,地壳岩石在热力作用下由于膨胀产 生变形和蠕动,不仅反映在体积变化上,也反映在密 度扰动上。地壳物体在热力作用下体积膨胀和产生 蠕动,同时产生密度扰动。因此,通过地壳的三维密 度扰动成像可以对变形蠕动带,即地壳管道流,进行 位置圈定。

由(6)可知,用密度扰动圈定温度升高可用公 式



图 4(a) 青藏高原地壳分层及其地震波速度;(b)130 km 厚克拉通岩石圈的地温曲线,下地壳对应温度 530~660℃; (c) 青藏高原岩石圈的地温曲线,下地壳对应温度 800~1100℃

Fig. 4 (a) The lithosphere structure column with seismic velocities in Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau; (b) typical lithosphere geothermal curve in craton areas with Lower crust temperature in $530 \sim 660$ °C; (c) typical lithosphere geothermal curve in Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau with Lower crust temperature in $800 \sim 1100$ °C



图 5 西藏地表水分析取得的钾盐和钠盐含量分布图

Fig. 5 The surface distribution of contents of K₂O (a) and Na₂O (b) in Xizang(Tibet)

地球化学家谢学锦提供(见:杨文采和谢学锦,2017)。在特提斯洋封闭的雅鲁藏布江缝合线一带钾盐和钠盐含量特别高 measured specimens come from springs and river and analyzed by geochemist Xie Xuejin (see in Yang Wencai and Xie Xuejin, 2017)

$$\Delta T = \frac{\Delta V_{\rm m}}{\alpha V_{\rm m}} = -\alpha^{-1} \frac{\Delta \rho}{\rho} \tag{7}$$

(7)代入(4、5)可得到应用于圈定管道流内物 质单元的热应变公式

$$\varepsilon_{i} = \alpha_{i}^{2} V_{m} mT = \alpha_{i} m \Delta V_{m} = -\alpha_{i} V \frac{\Delta \rho}{\rho}$$
(8)

其中 m 为物体质量,V 为介质单元的平均体积。因此,介质热应变幅度与负密度异常的幅度成正比,通过地壳的三维密度扰动成像可以对下地壳管道流进行圈定。

在(8)式中给出了计算公式,但是估计青藏高 原下地壳管道流的热应变幅度还要求知道热应变引 起的密度变化 $\Delta \rho$ 。假定青藏高原热应变开始时刻 大致等于印度一亚欧板块碰撞完成的时间,可取为 30 Ma 以前;此时由热应变引起的密度变化为零。 现今由热应变引起的密度变化 $\Delta \rho$ 可从图 2b 中的 负极大值给出,等于 – 92 kg/m³。如上所述,下地壳 深等效层 2970 kg/m³,体膨胀系数可达 0.05 K⁻¹, 代入(8)式后计算出单位体积介质产生的热应变幅 度极大值等于 1.55 × 10⁻³ m³/K。30 Ma 以来青藏 高原下地壳的温度增加了 300 K,因此青藏高原下 地壳的热应变幅度总计为 0.466 m³,大约为 15.5 mm³/a。比较印度板块向北运动的速度每年大约为 10~20 mm 可知,青藏高原下地壳管道流的热应变 率和印度板块向北运动速度大致处在同一数量级。

类似地,按照(8)式和下地壳的密度扰动数据 计算可以青藏高原下地壳热应变幅度分布图,它指 示下地壳热应变率的区域分布。青藏高原深度 52 km下地壳单位体积的热应变幅度分布图示于图 6。 下地壳管道流的蠕动从高应变区向低应变区流动, 方向如图中的箭头所示。我们知道,应变率指应变 随时间的变化率,定义为

$$\dot{\boldsymbol{\varepsilon}} = \frac{\mathrm{d}\boldsymbol{\dot{\varepsilon}}}{\mathrm{d}t}, \, \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}_x = \frac{\partial u_x}{\partial x \, \partial t} \dots \tag{9}$$

假设体积元不发生旋转,位移向量为 $u = (u_x, u_x, u_z)$,与应变关系为:

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u_x}{\partial x}, \varepsilon_y = \frac{\partial u_y}{\partial x}, \varepsilon_z = \frac{\partial u_z}{\partial x}$$
(10)

因此,应变率和位移也可以计算出来。李四光 说:现今所见之变形乃是昔日所发生变形之总和 (李四光,1976)。下地壳管道流的蠕动是物质随时 间不可逆的位移产生的变形作用,现今所见之变形 乃是昔日所发生变形之总和。在 *x* 方向一维蠕动的 情况下,(10)简化为

$$\frac{\mathrm{d}u}{\mathrm{d}x} = \dot{\varepsilon}_1 \,\mathrm{d}t \tag{11}$$

此式两边积分得

$$\frac{1}{\Delta x} \sum \Delta u = \sum \varepsilon_1 \tag{12}$$

其中 Δx 为单位长度。由(12)式可见,下地壳管 道流在单位长度上的位移随时间的积累等于应变随 时间的积累。(9~12)也可以用来计算应变随时间 的积累量。

3 青藏高原下地壳管道流的分布

上面我们分析了青藏高原下地壳为什么会形成





下地壳管道流随应变率从高向低流动,如图中的箭头所示。底图引自Pecher,2010,底图方框中的构造单元编号见图3注解。底图中英文的构造带编号和中文名称:1—西昆仑断裂;2—阿尔金断裂;3—海原断裂;4—祁漫一东昆仑断裂;5:金沙江断裂;6—温泉—澜沧江断裂; 7—喀拉昆仑断裂;8—班公—怒江缝合带;9—雅鲁藏布缝合带;10— 念青唐古拉断裂;11—喜马拉雅主逆冲断裂;12—稻奇逆冲断裂;13: 龙门山断裂;14—红河断裂

管道流,得到了青藏高原下地壳热应变率分布图。 由图6可见,密度扰动极性蓝色高反映克拉通地体, 如塔里木,印度和上扬子克拉通。绿色的柴达木、羌 塘、巴颜喀拉和阿拉善陆块都是热应变率不高和变 化平缓的地块,其它红黄色地区为下地壳岩石热膨 胀应变率高和变化剧烈的区段,反映下地壳管道流 所在位置。下地壳岩石热应变率最高处位于喀拉昆 仑断裂东侧与雅鲁藏布和班公一怒江缝合带的连接 区段,指示下地壳管道流的源头。下地壳岩石热应 变率次高处位于雅鲁藏布缝合带北侧的拉孜一林芝 段,也可能指示下地壳管道流的源头。下地壳管道 流中物质的蠕动方向是应变率从高向低,根据地壳 管道流的源头和应变率从高向低的蠕动方向,如6 用箭头显示出管道流的流动方向。

由图 6 可见,从喀拉昆仑断裂东侧源头的下地 壳管道流主要流向北东和北西两个方向。北东方向 的下地壳管道流流向阿尔金断裂带和东昆仑造山 带,北西方向的下地壳管道流流向喀拉昆仑造山带 和西构造结。从雅鲁藏布缝合带北侧源头的下地壳 管道流主要流向北东到理塘一雅江和滇北地区,然 后又分为南北两个方向分流。向南方的下地壳管道 流流向小江断裂带,北东方向的下地壳管道流流向 龙门山断裂带,之后还可能继续进入祁连造山带。

对比图 2 到图 3 还可见,在青藏高原地壳内密 度变化有个规律:从上地壳到下地壳,平面分布上低 密度扰动区的数量大为减少,而尺度逐渐扩大,而且 扰动区边界更加清晰。对比图 2 和图 3a 和 b 可见, 中地壳低密度带面积比下地壳小很多,但是位置都 可投影到下地壳低密度带内部,反映下地壳低密度 管道流物质可能向上穿刺挤入中地壳。此外,图 2 中的中地壳管道流穿刺引起的低密度异常,与重力 均衡的正异常带位置吻合,地表反映为高山隆升带, 说明青藏高原重力不均衡和山脉隆升与下地壳管道 流有关联。因此,三维密度成像的结果支持下地壳 流牙膏式的向上挤出的蠕动模式。

4 结论

(1)根据区域重力资料信息提取的地壳三维密 度成像的结果,得到的青藏高原地壳低密度扰动带 图像可应用于地壳变形带和地质构造研究。

(2)通过连续介质物理学的理论分析了热变形 带如何引起下地壳管道流的机制,给出通过密度扰 动计算了下地壳热应变率的方程式。结果表明,青 藏高原下地壳管道流的热应变幅度大约为15.5 mm³/a。

(3)按照方程式和下地壳的密度扰动数据计算 了青藏高原下地壳热应变幅度分布图。图中正热应 变幅度代表热膨胀,负热应变幅度代表冷收缩;下地 壳管道流随应变率从高向低流动。

(4)分析了青藏高原下地壳为什么会形成管道 流的原因,圈定了下地壳管道流所在位置。下地壳 岩石热应变率最高处指示下地壳管道流的源头,位 于喀拉昆仑断裂东侧与雅鲁藏布和班公—怒江缝合 带的连接区段,和雅鲁藏布缝合带北侧的拉孜—林 芝段。从喀拉昆仑断裂东侧源头的下地壳管道流主 要流向北东和北西两个方向。从雅鲁藏布缝合带北 侧源头的下地壳管道流主要流向北东到理塘—雅江 和滇北地区,然后又分为南北两个方向分流。

(5)下地壳管道流或可向上挤出到中地壳,引 起青藏高原重力不均衡和山脉隆升。三维密度成像 的结果支持下地壳流牙膏式向上挤出的蠕动模式。

参考文献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 侯遵泽,杨文采. 1997. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析. 地球物理学报,40(1):85~95.
- 侯遵泽,杨文采,刘家琦. 1998. 中国大陆地壳密度差异多尺度反 演. 地球物理学报,41(5):651~656.
- 李四光. 1976. 地质力学方法. 北京:科学出版社.
- 孙艳云,杨文采,侯遵泽,于常青. 2015. 青藏高原刻痕与地壳分层

构造. 地质论评,61(2):269~280.

- 滕吉文,张中杰,白武明,等. 2004. 岩石圈物理学. 北京:科学出版 社.
- 肖序常,姜枚,刘训,等. 2007.中国青藏高原一西北盆山岩石圈三 维结构特征,北京:地质出版社.
- 杨文采. 1987. 用于位场数据处理的广义反演技术. 地球物理学报, 30(3):283~291.
- 杨文采. 1997. 地球物理反演的理论与方法. 北京:地质出版社.
- 杨文采,施志群,侯遵泽,等.2001.离散小波变换与重力异常多重 分解.地球物理学报,2001,44(4):534~541.
- 杨文采,于常青,2014a. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(上). 地质论评,60(2):237~259.
- 杨文采,于常青,2014b. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(下). 地质论评,60(3):486~502.
- 杨文采,孙艳云,于常青,侯遵泽. 2015a. 重力场多尺度刻痕分析与 满加尔坳陷深层构造. 地质学报, 89(2): 211~221.
- 杨文采,侯遵泽,孙艳云,等. 2015b. 用于区域重力场定量解释的 多尺度刻痕分析方法:地球物理学报,58(2):520~531.
- 杨文采,侯遵泽,于常青.2015c. 青藏高原地壳的三维密度结构和物 质运动. 地球物理学报,58(11):4223~4234.
- 杨文采,孙艳云,于常青.2015d.青藏高原地壳密度变形带及构造分 区.地球物理学报,58(11):4115~4128.
- 杨文采. 2016a. 揭开南岭地壳形成演化之谜. 地质论评, 62(2): 257~266.
- 杨文采. 2016b. 中国深埋沉积盆地和潜在储层分布的预测. 地质论 评,62(4):793~794.
- 杨文采.谢学锦.2017.西藏地球化学填图及其意义.地质论评,63 (2):269~279.
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. 2004. Crustal channel flows: 1. Numerical models with application to the tectonics of the Himalayan Tibetan orogen. J. Geophys. Res., 109(B6): B06406, doi:10.1029/2003JB002809.
- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: eastern margin of Tibet by Lower crustal flow. Geology, 28(8): 703 ~706.
- Flesch L M, Haines A J, Holt W E. 2001. Dynamics of the India Eurasia collision zone. J. Geophys. Res., 106 (B8): 16435 ~ 16460.
- Grujic D. 2006. Channel flow and continental collision tectonics: an overview. Geol. Soc. London, 268: 25 ~ 37.
- Harris N. 2007. Channel flow and the Himalayan Tibetan orogen: a critical review. GeolSoc London, 164: 511 ~ 523.
- Hou Zunze, Yang Wencai. 1997 "&". Wavelet transform and multi scale analysis on gravity anomalies of China. Chinese J. Geophys., 40(1):85~95.
- Hou Zunze, Yang Wencai, Liu Jiaqi. 1998" &". Multiscale inversion of the density contrast within the crust of china. Chinese J. Geophys., $41(5):642 \sim 651..$
- James D E. 1989. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. New York: Van Nostrand Reinhold Com.
- Jolivet L and Hataf H-C. 2001. Geodynamics. Lisse: A. A. Balkema Pub.
- Kirby S H and Kronenbegr A K. 1987. Rheology of the Lithosphere: selected topics. Rev. Geophys., 25: 1219 ~ 1224.
- Klemperer S L. 2006. Crustal flow in eastern Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibertan lithosphere and inferred patterns of active flow. London: Geological Society Special Pub., 268(1):39 ~ 70.
- Law R D, Searle P, Godin L, 2006. Channel flow, ductile extrusion and

exhumation in continental collision zones. Geological Society, London, special pub., 268 ~272.

- Lee J S (Li Siguang). 1976 #. Geomechanicalapproach. Beijing: Science Press.
- Meissner R and Mooney W. 1998. Weakness of the lower continental crust: a condition for motions. AGU Monograph 121.
- Molnar P. 1988. A review of geophysical constrain of the Himalaya on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. Royal of London Philosophical Transactions, ser. A, 326: 33 ~ 88.
- Rogers J W. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford: Oxford Univ. Press.
- Royden L H, Clark B, King R W, et al. 1997. Surface deformation and Lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 276 (5313): 788 ~ 790.
- Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L. 2006. Propagation of surface uplift, Lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau. Geology, 34(10): 813 ~ 816.
- Sun Yanyun, Yang Wencai, Hou Zunze, Yu Changqing. 2015 "&". Deformation Scratches and Crustal Structures in Qinghai – Xizang (Tibet) Plateau. Geological Review, 61(2):269 ~280.
- Sun Yanyun, Yang Wencai, Yu Changqing. 2015. Multi-Scale Scratch Analysis in Qinghai – Tibet Plateau and its Geological Implications. Pure & applied Geophys., 172(8) : 2083 ~2332.
- Sun Yanyun, Yang Wencai. 2016a. Discovering crustal deformation bands by processing regional gravity field. Acta Geologica Sinica (English Edition), 90(1): 66 ~74.
- Sun Yanyun, Yang Wencai, Hou Zunze, Yu Changqing. 2016b. The crustal density structures and deformation scratches in Qinghai – Tibet Plateau. Journal of Applied Geophysics, 135: 32 ~42.
- Teng Jiwen, Zhang Zhongjie, Bai Wuming, et al. 2004 #. Lithospheric Physics. Beijing: Science Press.
- Turcotte D L, Schubert G. 1982. Geodynamics. New York: John Willy & Sons: 150 ~ 195.
- Unsworth M, Jones A J, Wei W, et al. 2005. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. Nature, 4383, doi:10:78~81.
- Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. 2007. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications. JGR, 112 (B7): B07307, doi: 10. 1029/ 2005JB003873.
- Xiao Xuchang, Jiang Mei, Liu Xun, et al. 2007 "&". The three dimensional structure of lithosphere and its evolution in western part of China. Beijing: Geological Publishing House.

- Yang Wencai. 1987"&". A generalized inversion technique for potential field data processing. Chinese J. Geophys. ,30(3):283 ~291.
- Yang Wencai. 1997#. Geophysical Inverse Theory and Method. Beijing: Geological Publishing House.
- Yang Wencai, Shi Zhiqun, Hou Zunze, Cheng Zhengyan. 2001 "&". Discrete wavelet transform for multiple decomposition of gravity anomalies. Chinese J. Geophys., 44(4): 534 ~ 541.
- Yang Wencai, Yu Changqing. 2014a"&". Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures(I), Geological Review, 60(2): 237 ~ 259.
- Yang Wencai, Yu Changqing. 2014b"&". Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures(II), Geological Review, 60(3): 486 ~ 502.
- Yang Wencai, Sun Yanyun, Yu Changqing, Hou Zunze . 2015a"&". Multi – scale scratch analysis of gravity field and deep structures in Manjar depression. Acta Geologica Sinica, 89(2): 211~221.
- Yang Wencai, Sun Yanyun, Hou Zunze et al. 2015b"&". A multi scale scratch analysis method for quantitative interpretation of regional gravity fields. Chinese Journal Geophysics, 58(2): 520 ~ 531; doi: 10.6038/cjg20150215.
- Yang Wencai, Hou Zunze, Yu Changqing. 2015c "&". Three dimensional density structure of the Tibetan plateau and crustal mass movement. Chinese Journal Geophysics, 58 (11): 4223 ~ 4234; doi: 10.6038/cjg20151128.
- Yang Wencai, Sun Yanyun, Yu Changqing. 2015d" &". Crustal density deformation zones of Qinghai – Tibet Plateau and their geological implications. Chinese Journal Geophysics, 58 (11): 4115 ~ 4128; doi: 10.6038/cjg20151119.
- Yang Wencai. 2016a&. Raise the curtain on formation and evolution of Nanling Mountains. Geological Review, 62(2):257 ~ 266.
- Yang Wencai. 2016b&. Prediction for distribution of the deep buried sedimentary basins and potential reservoirs in China. Geological Review, 62(4):793 ~794.
- Yang Wencai, Sun Yanyun. 2016a. Discovering crustal deformation bands by processing regional gravity field. Acta Geologica Sinica (English Edition), 90(1): 66~74.
- Yang Wencai, Chen Zhaoxi, Hou Zunze. 2016b. Three dimensional crustal density structure of central Asia and its geological implications. Acta Geophysica, 64, DOI: 1515/acgeo - 2015 -0056.
- Yang Wencai, Xie Xuejin. 2017 "&". Geochemical mapping in Xizang (Tibet) and its Significances. Geological Review, 63(2): 269 ~ 279.

A Study on Thermal Deformation and Lower Crust Channel Flows in Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau

YANG Wencai¹⁾, HOU Zunze²⁾, XU Yixian¹⁾, YAN Ping¹⁾
1) College of Geosciences, Zhejiang University, Hangzhou, 310027;
2) Guizhou Henhao Sci-Tec company, Guiyang, 550018

Objectives: Based on the crustal density images obtained in Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau that we presented by previous papers, a study of causes and sources of low-density belts in the studied area is analyzed fin this paper.

Methods: The basic theory about thermal stress in continuum physics is applied for the analysis and links to data of lithospheric investigations, aiming at formation mechanics of lowercrustal channel flow. Corresponding functions linking the thermal strain, temperature and density variation in the Lower crust provide the possibility of estimating the Lower crustal thermal strain maps, providing important evidences for study of the channel flows and mass movement.

Results: Applying the methods produce the results that the maximum thermal strain of this channel flow caused by heat expansion equals to 15.5mm³/a. And the resulting map shows that positive thermal strain indicates expansion areas of the Lower crust in the studied area, whilst negative thermal strain indicates cold contraction areas. The lowercrustal channel flows originate from two sources that characterized by areas of the highest thermal strain, then flow into areas of the lower thermal strain. The areas of the highest thermal strain are located at two places, the first is by the eastern side of the Karakoran fault between the Bangong—Nujiang and the Yaluzangbo sutures. The second flow source is located by the northern side of the Yaluzangbo suture between Lhaze—Nyingchi. The channel flows originates from the first source goes to NE and NW, i. e., to Aljin area and Karakoran area and North Yunnan, then diversely flows to north and south.

Conclusions: The study supports the hypothesis of the Lower crust channel flows and diapiric intrusions of the flow from the Lower crust into the middle crust like dental cream, which have been resulting in break of gravitational equilibrium and uplifting of mountains in Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau.

Acknowledgements: Thank National Science Foundation of China for supporting this research.

Keywords: geodynamics; Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau; 3D density thermal strain; Lower crustal channel flow; formation causes; flowsources; flow diagram

First Author: Prof. YANG Wencai, Ph. D. on geophysics from McGill University in 1984, an academician of Chinese academy of Science in 2005.

Manuscript received on: 2017-01-28; Accepted on: 2017-08-16; Edited by: ZHANG Yuxu Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.002