

中国大陆克拉通地体地壳密度结构特征

杨文采¹⁾, 瞿辰²⁾, 侯遵泽³⁾, 颜苹¹⁾, 于常青²⁾

1) 浙江大学地球科学学院, 杭州, 310027; 2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037;

3) 贵州恒昊软件科技有限公司, 贵阳, 550018

内容提要: 本文根据重力场小波变换的尺度—源深度转换律, 进行地面重力异常场多尺度分解, 取得了反映中国地壳不同埋藏深度的小波细节, 揭示了克拉通地体地壳的密度结构。中国大陆克拉通地体地壳密度结构的总体特点是: 地壳密度总体偏高, 尤其是在经历了岩浆底垫作用后, 下地壳形成了粗大的和高密度的壳根, 而造山带的下地壳通常有低密度的山根。现今的克拉通地体有几个演化的阶段, 由陆地核演化为一定规模的克拉通地体可能经历漫长的时间。不同演化的阶段地体的物理性质有明显的变化, 要赋予大地构造单元以演化阶段的内涵, 才能准确理解它们的行为和属性。同时, 根据地壳密度结构成像的结果, 可以了解克拉通地体的成熟度。中国大陆克拉通地体或者内部地块的地壳密度结构大致可以分为三类。上中下地壳密度都偏高的属于第一类, 称为典型的克拉通, 塔里木、阿拉善、华北东部、上中扬子等属于第一类。第二类克拉通地体上地壳密度偏低, 而下地壳密度偏高, 称为弱结晶基底的克拉通, 鄂尔多斯和佳木斯属于第二类。第三类上中地壳密度偏高, 而下地壳密度偏低, 称为无壳根的克拉通残片, 柴达木和准噶尔盆地属于此类, 它们可能是古克拉通地体的残片。

关键词: 大陆动力学; 中国大陆; 地壳构造; 克拉通; 布格重力场; 小波多尺度分析; 三维密度扰动图像

大地构造学从“槽台论”发展为板块构造学, 对大陆克拉通地体的认识一直持续下来。大陆克拉通是大陆上相对稳定的构造单元, 地表可见有古老的中酸性变质岩石, 如片麻岩等, 盖层的分布也相对均一。那么, 克拉通构造单元的地壳组成和属性有什么特点? 众所周知, 地球物理探测是地壳调查的重要组成部分, 充分提取和利用地球物理信息来揭示地壳的结构和各种构造单元的空间分布, 可为开展大陆动力学作用研究提供深层的科学证据(杨文采, 2014e, 2016)。随着探测技术的发展, 人们看到了地壳上地幔三维的整体结构, 可以克服由地表观察推测深部结构的不准确性(James, 1989; Taylor and McLennan, 1995; Jolivet et al., 2001; Rogers, 2004; Yang Wencai, 2016)。随着信息技术的更新换代, 我们发展了区域地壳的三维密度结构成像方法, 可以揭示地壳的精细结构, 更新对大陆构造认识的准确性。

从“槽台论”发展为板块构造学, 传统大地构造学中“克拉通”和“造山带”这两个概念被继承下来, 成为大陆岩石圈研究中常用的专业词汇。中国大陆

的大地构造具有与世界其它地区不同的特征, 是全球陆—陆或陆—岛碰撞最密集最强烈的地区(程裕祺, 1994; Wang, 1995; Parfenov et al., 2009; 杨文采, 2015a), 包含了多个克拉通地体在陆—陆或陆—岛碰撞中保留下来。本文旨在探讨中国大陆克拉通地体地壳介质密度的变化特征和不同类型, 并用板块运动的大陆动力学机制解释这些特征的产生原因。由于区域布格重力异常由不同深度和不同尺度的密度异常源体产生, 必需进行适当的分解, 才能定量地反演出区域场源的三维密度结构。为了更加精准地认识中国大陆地壳的整体结构, 多年来我们应用小波多尺度分析等区域重力场信息提取新方法, 揭示了中国大陆地壳三维密度结构。小波多尺度分析等区域重力场信息提取方法已经发表, 详见参考文献(侯遵泽等, 1997, 1998, 2011; 杨文采等, 2001, 2015b; 2016)。

1 关于大陆克拉通地体的含义和识别

大地构造学中克拉通分为地盾、地台和地轴三个主要构造单元(James, 1989; 程裕祺, 1994)。地

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: 2016-10-18; 改回日期: 2017-04-15; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.04.001

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。

盾为稳定和大面积出露前寒武纪变质基底

的陆块,上地壳出露太古宙和元古宙岩层,典型者为北美加拿大地盾。地台为由前震旦纪变质基底和沉积盖层双层构成的稳定陆块,地台南盖层沉积层序类似,典型者为中朝克拉通地台。地轴为类似于地盾但相对活动的陆块,区内出露前震旦纪变质基底,但构造岩浆活动较强烈,平面上具有长条形的轴状轮廓。大陆克拉通构造单元的这种分类有一定意义。下面我们

用"大陆克拉通地体"这个词表示这三个主要构造单元,它与"克拉通"的不同在于,地体为具有相同动力学作用历史的大陆构造单元。大陆克拉通地体就是具有克拉通属性和相同动力学作用历史的大陆构造单元。

板块构造学的发展揭示了岩石圈板块运动的动力学机制。板块构造学登陆之后,地体便成为大地构造学中常见的概念。根据 Howell (1991)的定义,地体是构造地层地体(tectonostratigraphic terrane)的简称,指以断层为边界、与相邻地质单元有明显不同动力学作用历史的地层集合体。其它有关的术语如地块(block)、片体(flakes)等,都属于定义不严格的泛指名词。根据北美洲大部属于加拿大地盾的地质情况,Howell(1991)把地体作为大陆的二级构造单元,但没有把克拉通作为地体看待。中国大陆的地质情况和北美洲大不相同,存在多个大小不等的克拉通地体,它们不仅以断层为边界,而且也是与相邻地质单元有明显不同动力学作用的地层集合体,完全符合构造地层地体的定义。因此,我们应该把中国的克拉通地体当作一种常见的大陆二级构造单元对待。中国的地台和地轴都可以归属于克拉通地体,地台是自新元古以来曾经在大洋中漂移的克拉通地体,而地盾是一直出露很少被裂解的古克拉通地体。地轴是自新元古以来曾经受板块俯冲或碰撞作用强烈影响的克拉通地体,而地台和地盾不是。古老岩石圈板块的碎块或微板块可能不属于克拉通地体,而属于自新元古以来的大陆增生地体。从下面的讨论可见,使用克拉通地体概念后,地盾、地台和地轴都可以获得板块运动的动力学作用内涵。

随着探测技术的更新换代和信息科学发展,地体的定义还可以更精细化。例如,“以断层为边界”的约束很含糊,地壳表层断裂多如牛毛,大多数延深有限,不可以作为地体边界。克拉通地体有年代久远的结晶基底,它在中下地壳要有坚固的根,否则很容易在十几亿年演化历史中裂解成碎片,为其它新生的地体所吸收而保存不下来。因此,克拉通地体

必须以地壳断裂为边界,地壳断裂指延深到下地壳的断裂。不过,由于下地壳流变性较强,地壳断裂的显示可能不如上中地壳清晰。古大陆碰撞缝合带、大型地壳拆离带、古大洋板块俯冲带等都属于延深到下地壳的地壳断裂。

因此,我们要进一步把克拉通地体定义为以地壳断裂为边界、上地壳含有前震旦纪变质基底和类似的盖层沉积,与相邻地质单元有明显不同动力学作用历史的大陆岩石圈构造单元。它们以地壳断裂为边界、有十亿年以上变质基底和以后演化相对稳定为特点,有太古或早元古的老陆核,经历了长期的克拉通化和刚性化,成为组成大陆的支柱。

中国大陆的克拉通地体是在显生宙通过板块会聚拼合与亚欧大陆连接的,连接它们的地体有碰撞造山带和洋陆转换增生带。在化学性质上,表 1 给出了华北克拉通地体与秦岭大别碰撞造山带地壳主要化学成分的对

比(鄢明才和迟清华,1997;伍家善等,1998)。由此可见,华北克拉通地体地壳中 Fe₂O₃的含量明显高于秦岭大别碰撞造山带,而水、CaO 与 CO₂的含量明显低于秦岭大别碰撞造山带地壳。华北地台铁锰氧化物含量高,钙与流体含量低说明地壳含基性超基性岩石多;秦岭大别碰撞造山带铁锰含量低,钙与流体含量高说明地壳含沉积或沉积变质岩石及花岗质岩石多。

表 1 华北—秦岭大别地壳主要成分对比表

Table1 Comparison of crustal chemical composition between the Huabei craton and the Qingling—Dabie orogenic belt

主要成分	华北:含碳酸盐岩(%)	秦岭大别:含碳酸盐岩(%)	华北:不含碳酸盐岩(%)	秦岭大别:不含碳酸盐岩(%)
SiO ₂	56.50	52.58	66.61	66.57
Al ₂ O ₃	12.05	12.27	14.32	14.43
Fe ₂ O ₃	2.47	1.83	2.89	2.30
FeO	1.60	2.32	1.86	2.96
MgO	2.99	2.84	1.84	1.47
CaO	8.89	12.22	2.43	2.86
Na ₂ O	2.54	2.03	2.96	2.65
K ₂ O	2.67	2.24	3.12	2.84
CO ₂	6.84	9.32		
H ₂ O	0	1.98	0	2.31
标本块数	12193	4168	10404	3412

由于克拉通地体年代古老,地壳经历了长期的克拉通化,具有较强的刚性,在物理性质上通常具有密度大、地震波速和电阻率高等特点,可以用地球物理探测准确识别(杨文采,1998,2005,2010)。由岩

石密度测定的表 2 可见 (Telford,1993), 沉积或沉积变质岩石及花岗质岩石密度较低, 在 $2.1 \sim 2.7\text{g}/\text{cm}^3$ 之间; 而基性超基性岩石密度较高, 在 $3.0 \sim 3.5\text{g}/\text{cm}^3$ 之间变化。总体来说, 由于克拉通地壳长期受变质作用和岩浆底垫作用影响, 含基性超基性岩石多, 因此克拉通地体的地壳密度较高, 通常比碰撞造山带高 $2\% \sim 5\%$ 。岩浆底垫作用是研究壳幔物质交换与大陆增生演化的重要机制之一 (Furlong,1986; 杨文采等, 2014), 指的是上地幔局部熔融产生的基性岩浆侵入到下地壳底部使地壳增厚, 同时导致下地壳岩石强烈的变质与熔融。由于地壳岩石的热导率普遍低于上地幔岩石, 来自地幔的热流可以在 Moho 面下方聚集而诱导局部熔融, 而高温的幔源岩浆的底侵, 使中下地壳玄武质岩石增加, 并逐渐基性麻粒岩化。

上述华北克拉通与秦岭大别碰撞造山带地壳主要化学成分的对比结果和全球重力观测数据是一致的。由卫星重力场实测的地球重力场模型 EGM2008, 经地形改正取得的布格重力异常场示如图 1。由此可知, 全球大陆上主要克拉通地体, 如

表 2 岩石密度表

Table 2 The measured density values of rocks

名称	干—湿	均值 (湿)	类型	主要出现层位
岩盐		2.2	沉积岩	上地壳
泥岩		2.1	沉积岩	
砂岩	2.3 -	2.35	沉积岩	
页岩		2.4	沉积岩	
砾岩		2.53	沉积岩	
石灰岩大理岩		2.75	沉积岩变质岩	
白云岩	2.4 ~ 2.66	2.8	沉积岩	
花岗岩	2.6 ~ 2.75	2.66	侵入岩	
石英岩	2.70 ~ 2.86	2.60	变质岩	
片岩	2.64 ~ 2.78	2.64	变质岩	
片麻岩		2.75	变质岩	上中地壳
蛇纹岩		2.78	变质岩	
花岗闪长岩		2.75	侵入岩	中地壳
闪长岩		2.85	侵入岩	
玄武岩		3.0	侵入岩	下地壳
辉长岩		3.16	侵入岩	
橄榄岩		3.3	侵入岩	上地幔
榴辉岩		3.4	变质岩	

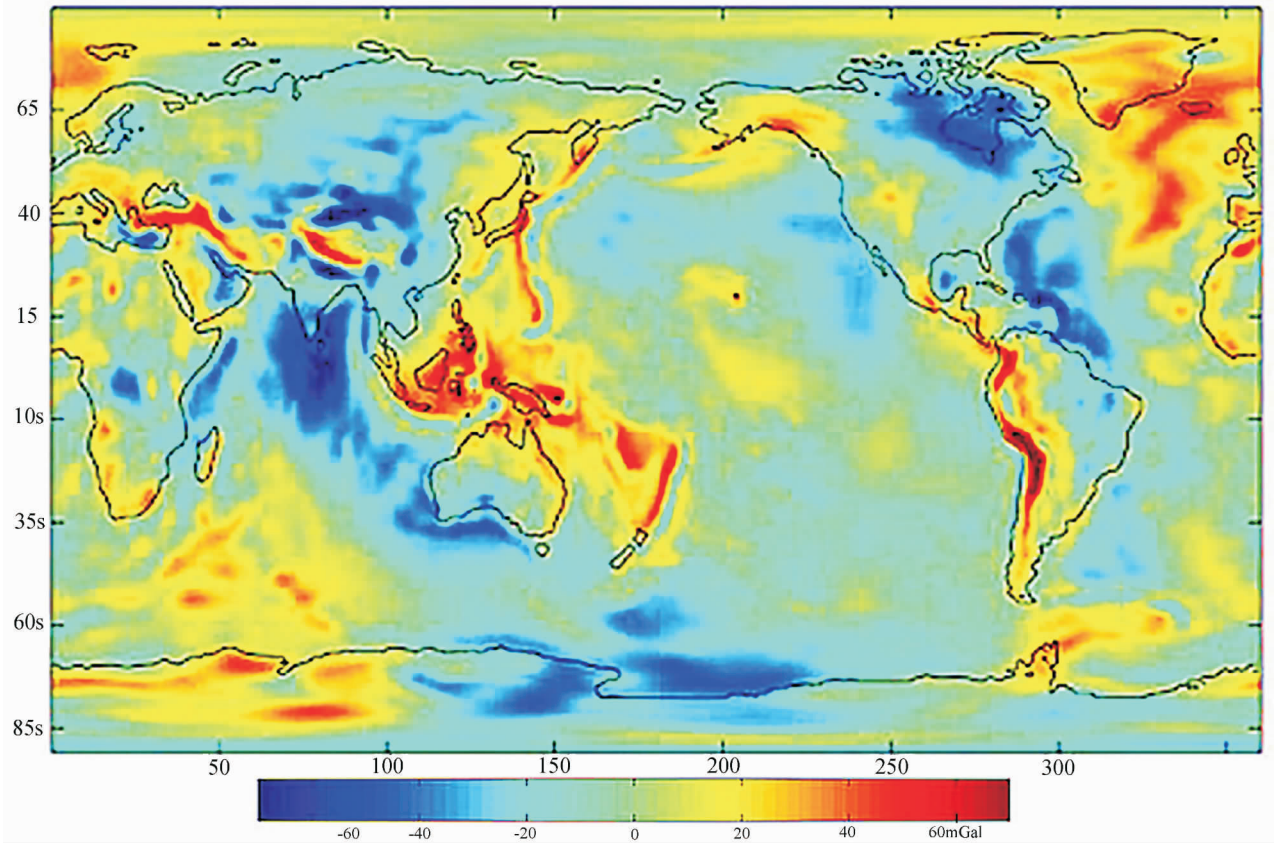


图 1 全球卫星布格重力异常场

Fig. 1 The worldwide Bourger gravity anomalies measured with satellites

加拿大地盾、非洲南部、西澳大利亚、印度、西伯利亚等,都对应布格重力正异常场,重力正异常场幅度为40~65mGal。因此,大陆克拉通中下地壳密度增高是一种全球规律性的指示,可作为判识克拉通地体的可靠依据。当然,大陆构造是非常复杂的,大陆地壳的密度高低与地体的生成年龄等多种因素都有关系,可能出现个别大陆克拉通中下地壳密度不高的情况,需要我们根据资料仔细分析。

用区域重力场反演地壳三维密度扰动的理论根据是位场理论,即布格重力异常场的尺度与场源埋藏深度呈现同步增大的关联。小波多尺度分析方法利用小波基的特征尺度,把地面叠加重力异常场按尺度分解,使产生的异常集重新恢复了特征尺度。由于特征尺度正比于场源埋藏深度,因此,小波多尺度分析方法便可用于刻划地壳三维密度结构。我们

经过多年研究,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结合起来,形成了应用区域重力场刻划地壳三维密度结构的数据处理、反演解释和信息提取的方法系统(侯遵泽等,1997,1998,2011;杨文采等,2001,2015b;Yang Wencai and Sun Yanyun,2016;Sun Yanyun and Yang Wencai,2015,2016),此系统分为区域重力场按场源分层、小波变换多尺度分析、场源分层深度反演及密度扰动反演四个子系统,详见以前论文。

2 中国大陆克拉通地体的地壳密度结构

本研究主要数据来自原地质矿产部的地面实测资料,数据按四百万分之一的比例尺进行各项改正,换算为中国大陆布格重力异常,它的小波多尺度

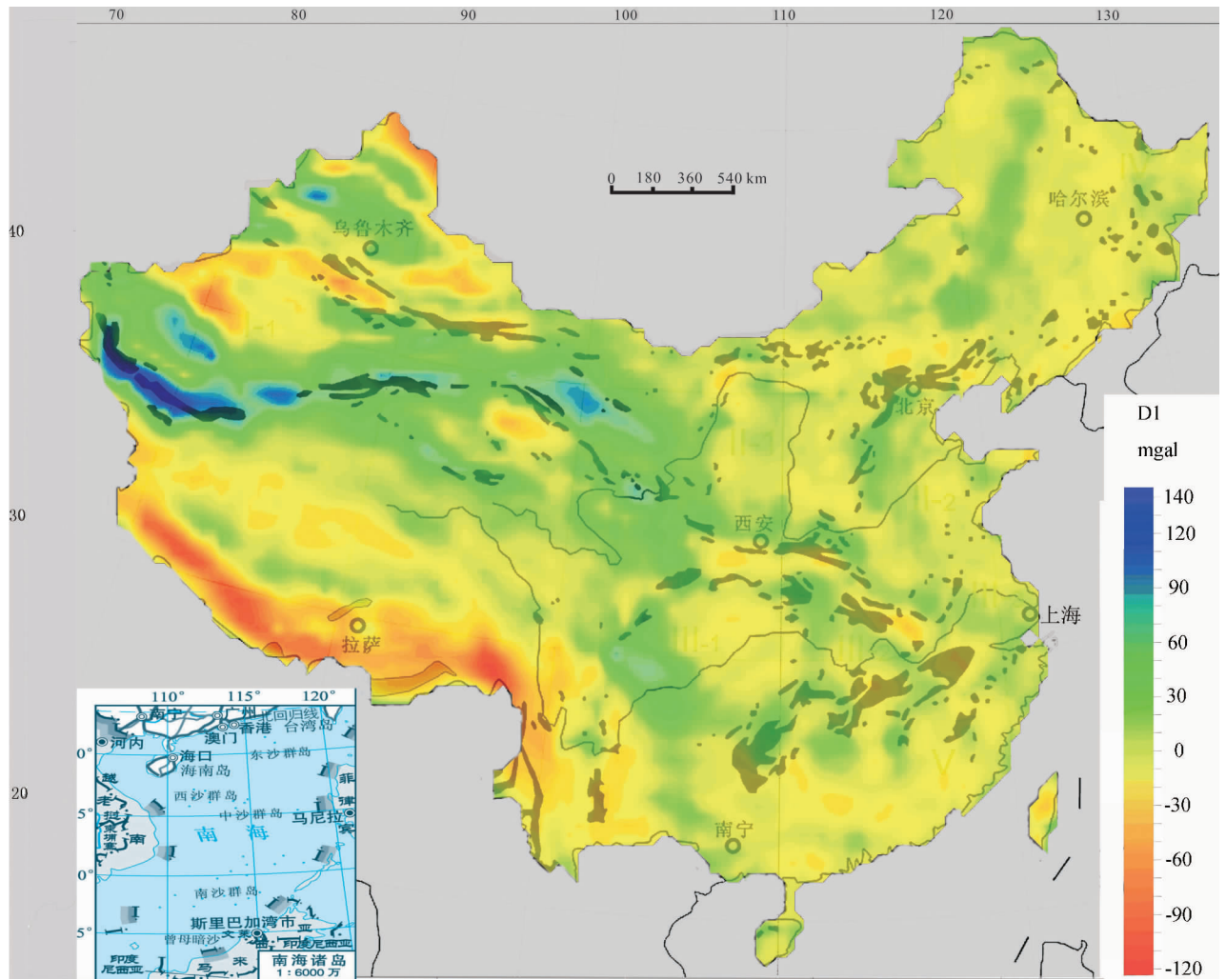


图2 中国大陆重力一阶小波细节与元古宙岩石出露区(黑色)对比图,对应等效层深度5.5km

Fig. 2 Comparison of the first-order wavelet detail of Bouguer gravity field with exposed Proterozoic rocks (marked by black) in Continent of China

分解曾发表过论文(侯遵泽等,1997,1998)。由于数据由作者自己处理而来,没有经过圆滑,可信度高。根据布格重力异常的功率谱特征决定重力异常分解成 5 个层次,计算出小波细节 D_1 — D_4 和 S_4 。由平均功率谱可计算出各小波细节的场源平均埋藏深度,最浅等效层异常 D_1 为 5.5km, 浅等效层异常 D_2 为 15 km, 中等效层异常 D_3 为 32.5km; 深等效层异常 D_4 为 68km。最浅等效层对应上地壳表层;浅等效层在中国东部对应中地壳;在中国西部对应上地壳(杨文采, 2015a)。中等效层在中国东部对应下地壳;在中国西部对应中地壳。深等效层在中国东部对应地幔顶部;在青藏高原对应下地壳底部。中国大陆重力小波多尺度分解计算出各阶小波细节后,把它们与元古界岩石出露区对比,示如图 2 ~ 图 5。克拉通地体必须有年代久远的结晶基底,与太古

界岩石出露区对比会更好,但是太古界岩石出露区面积太小,而且大都和元古界岩石出露区挨在一处,所以图件只好与元古界岩石出露区对比。

中国大陆重力小波多尺度分解计算出的各阶小波细节,使我们看到各元古界岩石出露区和地壳密度结构之间的相关性。图 2 为深度 5.5km 的上地壳表层的密度扰动平面图。由图可见,中国大陆上的造山带多处于上地壳低密度区,它们呈条带分布,典型者如喜马拉雅山脉、天山山脉和秦岭—大别山脉。在 5.5km 深度平面盆地内的古老岩石不一定出露;加上盆地中低密度沉积物的影响,克拉通地体的密度还可能降低,因此它们不一定与高密度区关联。必须看深层地壳高密度区的分布,方能识别克拉通地体。

图 3 为中国大陆重力二阶小波细节与元古界岩

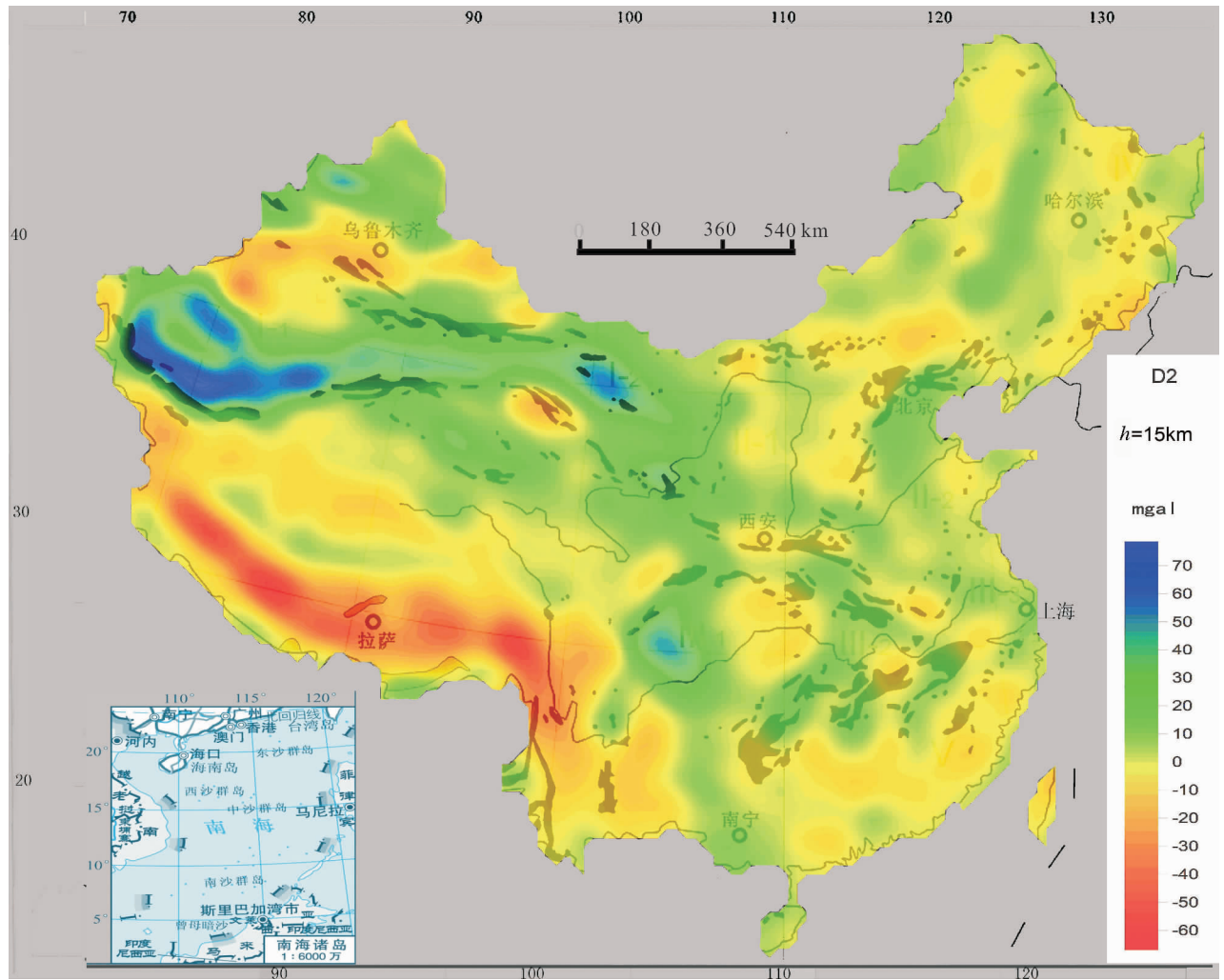


图 3 中国大陆重力二阶小波细节与元古宙岩石出露区(黑色)对比图,对应等效层深度 15 km

Fig. 3 Comparison of the second-order wavelet detail of Bouguer gravity field with exposed Proterozoic rocks (marked by black) in Continent of China

石出露区对比图,对应等效层深度 15km。上面说过,大陆克拉通地壳密度比造山带高,图 3 中元古界岩石出露区多处于上地壳高密度区和周边,而已知的克拉通地体都是高密度的,只有长白山和华夏除外。由此图可见,图中面积较大的高密度区有华北(图中编号为 II)、塔里木(图中编号为 I-1)、上中扬子(图中编号为 III-1 和 III-2)、阿拉善(图中编号为 I-2)等,它们都是地质学家公认的地台或克拉通地体。图 4 为中国大陆重力 3 阶小波细节与元古界岩石出露区对比图,对应等效层深度中心为 27km。图 5 为中国大陆重力 4 阶小波细节与元古界岩石出露区对比图,对应等效层中心深度为 41km。在图 4 ~ 5 中华北、扬子、塔里木和阿拉善克拉通地体的属性都是高密度。例外的长白山属于现代火山活动区,中地壳有岩浆房,密度一定降低。长白山西部的双辽盆地的中地壳密度较高,有可能和佳木斯克拉通

是连通的。华夏的中地壳密度很低,下文再详细分析。

中国大陆是在显生宙经过多个克拉通地体碰撞拼合形成的大陆,在碰撞中得以保留下来的都是强度大的克拉通地体。地体的强度大对应密度比较高,因此它们处于上地壳高密度区。

图 4 为中国大陆重力三阶小波细节与元古界岩石出露区对比图,对应等效层深度 32.5km。由图可见,除了青藏高原为低密度区外,中国大陆下地壳高密度区分布总体上和克拉通地体分布吻合,说明克拉通地体在下地壳有高密度的根。不过,和二阶小波细节(图 3)对比可见以下 3 点不同。首先是准噶尔盆地地下地壳为低密度,没有高密度的根,说明它属于折皱基底,而不是克拉通基底。第二是华夏和南岭下地壳密度很低。第二是从大兴安岭到山西再到三峡,下地壳密度很低。这些问题将留给下节专

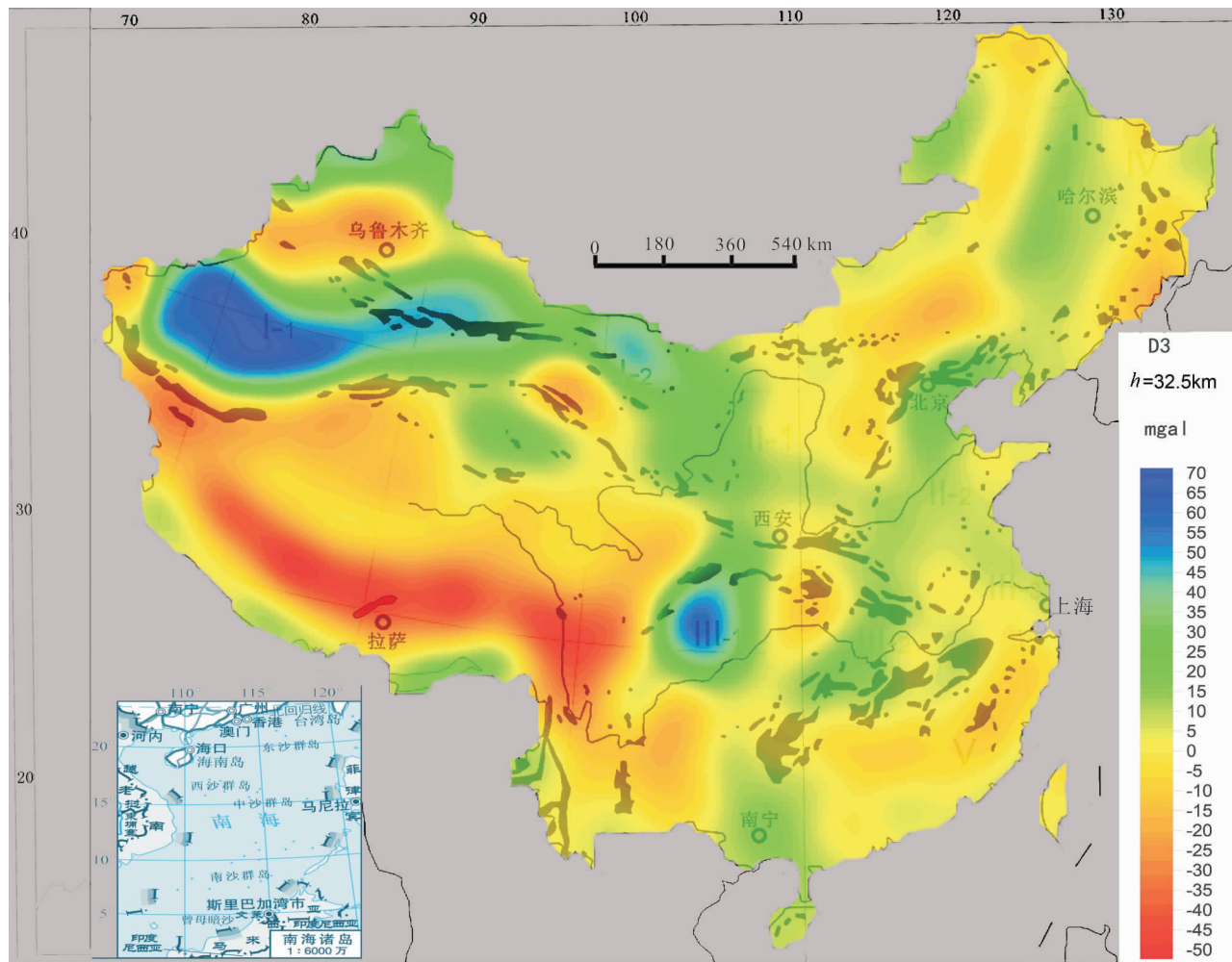


图 4 中国大陆重力三阶小波细节与元古宙岩石出露区(黑色)对比图,对应等效层深度 32.5km

Fig. 4 Comparison of the third-order wavelet detail of Bouguer gravity field with exposed Proterozoic rocks (marked by black) in Continent of China

门讨论。

最后来看看地壳下方的情况,图 5 为中国大陆等效层深度 68km 的四阶小波细节与元古界岩石出露区的对比图,在中国东部等效层位于岩石圈地幔顶部,在青藏高原对应下地壳。在这个深度上,青藏高原为明显的低密度异常区,内部没有古老岩石出露,表面不会有典型的克拉通地体。其他地区反映为高密度,因为在这个深度上的地幔岩石密度高。内蒙古东部有一个低密度异常区,值得进一步研究。

3 从演化观点看克拉通地体地壳密度的变异

每一个现今的克拉通地体都有其漫长的演化历史。它们常常起源于太古或早元古的老陆核,后来增生为克拉通地块,之后多个地块又拼合为一定规模的地体。根据地质研究和图 2 ~ 5 可把已知的克

拉通地体(程裕祺,1994; 杨文采, 2010,2015a) 划分编号如下:塔里木(图中编号为 I-1)、阿拉善(I-2)、华北西部(II-1)、华北东部(II-2)、上中扬子(III-1)、中下扬子(III-2 和 III-3)、佳木斯(V)。克拉通地体的编号也显示在图 2 ~ 5 的底图中。三阶小波细节与元古界岩石对比图(图 4)中,塔里木、阿拉善、华北西部和东部、上中下扬子等克拉通地体都是高密度区。佳木斯和双辽总体是高密度区,但是为张广才岭的低密度带分割,这个低密度带位于后期的逆冲断裂带两侧(杨文采等,2014c)。图 6(a) 为过大庆—牡丹江的反射地震剖面图中的一段。由图可见,张广才岭下方有切穿地壳的低角度逆冲断裂带(黑箭头标示),把佳木斯克拉通地体和双辽错开。因此,张广才岭下方出现低密度带并不能作为地体边界划分的唯一依据。

如上所述,克拉通地体的特征是地壳密度较高,

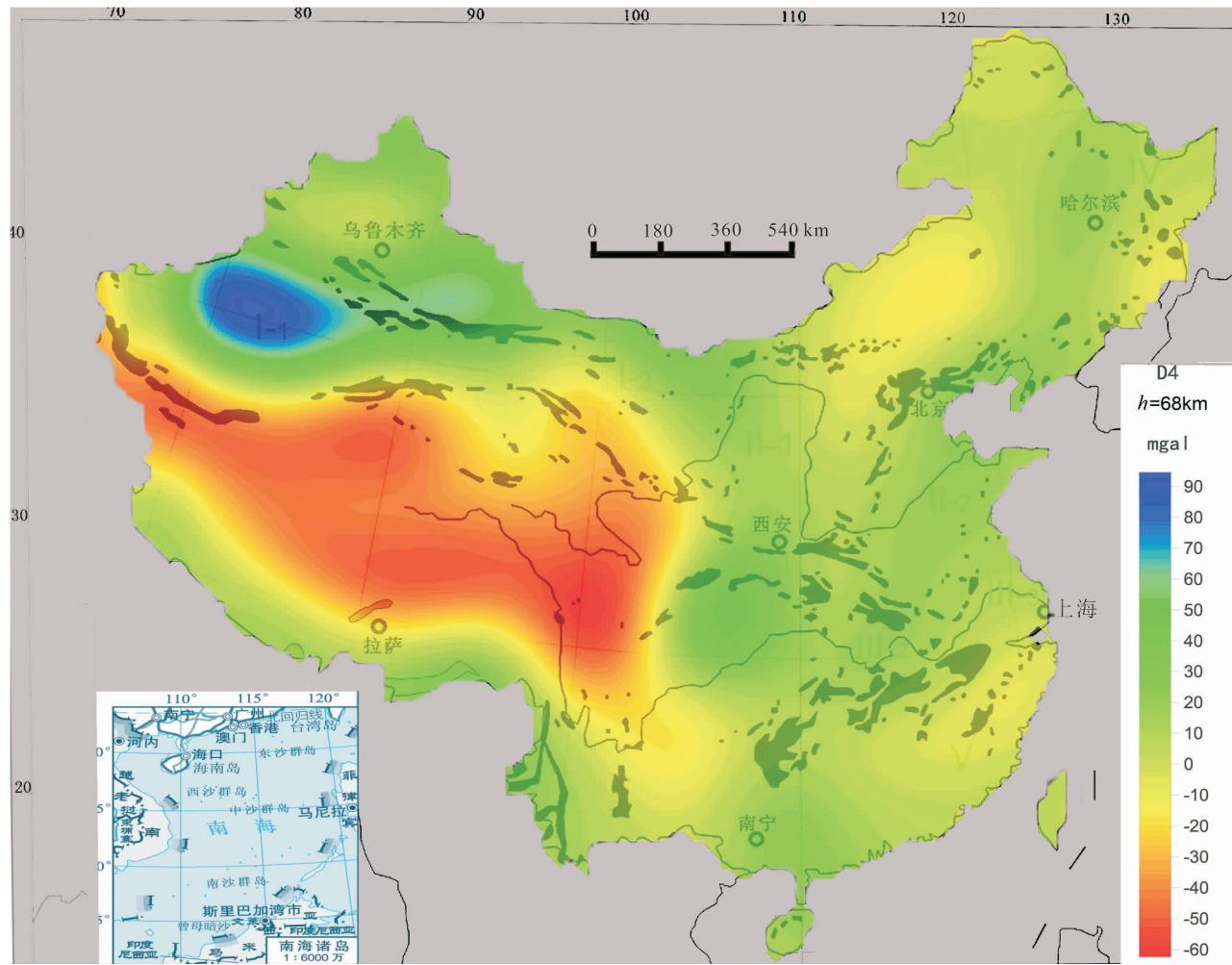


图 5 中国大陆重力四阶小波细节与元古宙岩石出露区(黑色)对比图,对应等效层深度 68km

Fig. 5 Comparison of the forth-order wavelet detail of Bouguer gravity field with exposed Proterozoic rocks (marked by black) in Continent of China

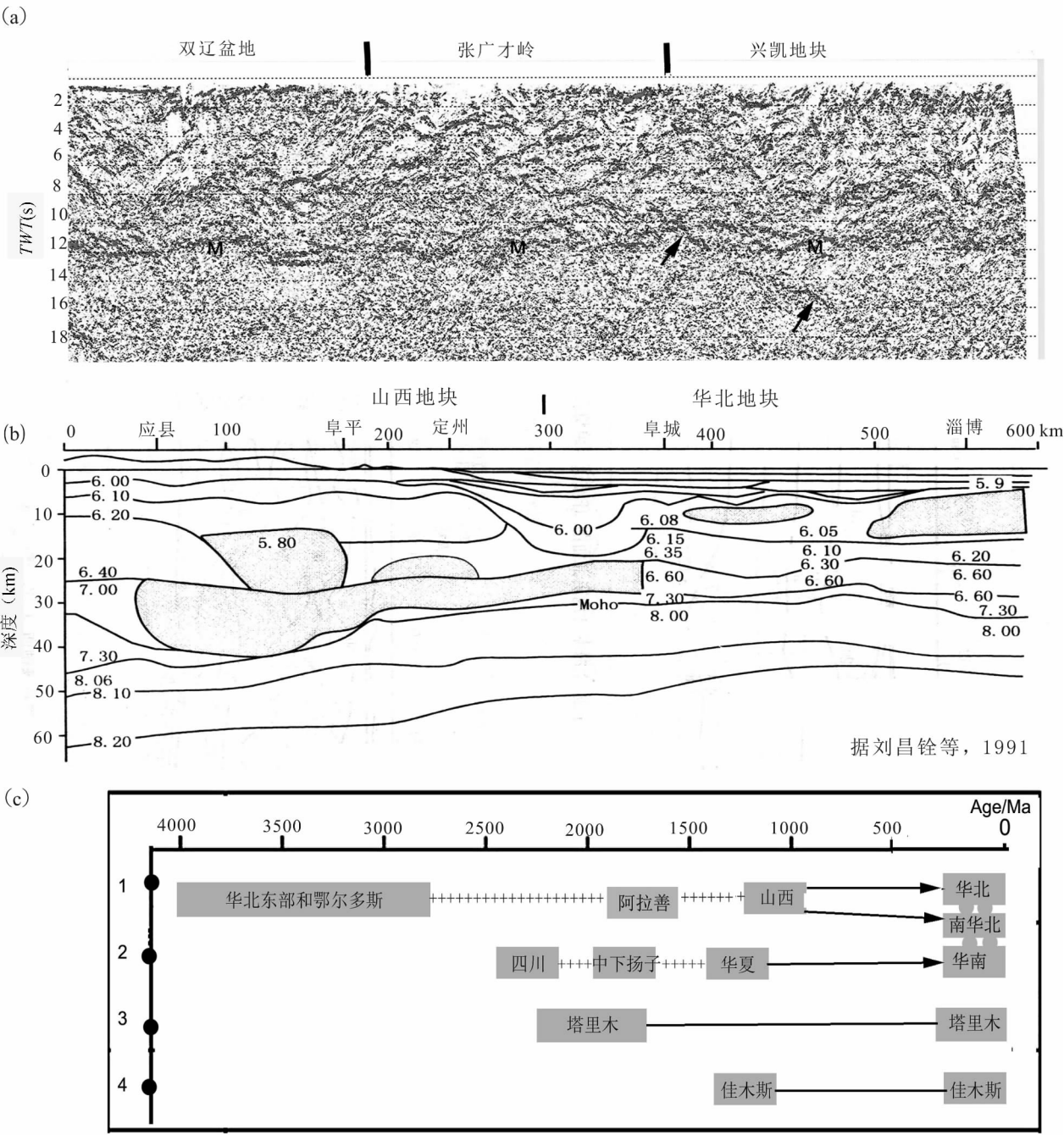


图 6 过东北和华北克拉通地体的地震剖面(a—b)和克拉通地体的演化时间图示(c)
Fig. 6 Seismic profiles across Northeast and North China cratons (a,b), and illustration of evolution times of cratons in Continent of China (c)

在下地壳都有高密度的根。但是,由于克拉通地体有漫长的演化历史,演化的轨迹各自不同,地壳密度的结构也会发生变异。例如,图 3 ~ 图 4 中华北地台并不全是高密度的,其西部和东部为山西的吕梁和太行山脉对应的低密度带分割。为什么会出现这种情况? 图 7(b)为过应县—淄博的地震波速剖面图。由图可见,山西地块中下地壳有 P 波波速

5.8km/s 的低波速异常,规模宏大,位置和低密度带吻合。因此,山西地块的地壳属性不同于华北西部和东部克拉通地块。地质研究表明,在中元古代华北西部和东部的地壳已经克拉通化,但是,山西地块还处在洋陆转换阶段,俯冲作用和裂谷作用的产物很多,岩浆活动频繁,属于构造活动带(翟明国等, 2000)。新元古代以后山西地块的构造活动逐渐平

息,地壳开始克拉通化。到了新元古代后期华北开始形成统一的克拉通基底。因此山西地块的克拉通基底形成最晚,克拉通化最不成熟,密度比两侧都低。图6(c)的第1栏表示了华北地台西部和东部与山西地块合并为华北克拉通地体的演化时间。

图3~图4扬子地台也不全是高密度的,上扬子和中下扬子地块也为巫山等低密度带分割。这种情况的出现和华北有相似之处,巫山和乌蒙山可能是新元古代上扬子和中下扬子地块之间的构造活动带,很晚才克拉通化。因此,到了新元古代后期扬子才开始形成统一的克拉通基底。地质研究表明(程裕祺,1994;杨文采,2010,2015a),华南的克拉通化过程是漫长的,从南华纪地块碰撞开始,华南东南部不断有裂谷作用和板内造山作用发生,岩浆活动比较频繁。晚白垩世以后华南的逐渐平息,地壳才开始克拉通化。因此华南东南部克拉通基底还在形成之中,克拉通化很不成熟,地壳密度比较低。百万年以来,除了闽浙沿海以外,华南岩浆活动平息,扬子地块与华夏地块合并为华南克拉通地体以后,有了统一的沉积系列,没有了强烈的地震和火山活动,成为全球最美丽的陆地。图6c的第2栏表示了华南克拉通地体演化的时间过程。

塔里木地体的情况比较简单,可能没有象华北华南那样的地块拼合过程(见图6c)。由上述分析可见,现今的克拉通地体有几个演化的阶段,由陆地核演化为一定规模的克拉通地体可能经历漫长的时间。不同演化的阶段地体的物理性质有明显的变化,要赋予大地构造单元以演化阶段的内涵,才能准确理解它们的行为和属性。同时,根据地壳密度结构成像的结果,可以了解克拉通地体的成熟度。

根据从上地壳到下地壳三维密度结构的变化特征,可对克拉通地体内部地壳密度结构进行分类。由于不同地区上中下地壳的深度不同,地壳密度结构分类不可能太细,大致可以分为地壳上下都高,上高下低,与上低下高三种。上中下地壳密度都偏高的属于第一类克拉通地体。第二类克拉通地体上地壳密度偏低,而下地壳密度偏高。第三类克拉通地体或者内部地块上地壳密度偏高,而下地壳密度偏低。上中下地壳密度都偏低的属于第四类克拉通地体或者内部地块。

很多克拉通地体都属于第一类,上中下地壳密度都偏高,如塔里木、阿拉善、华北东部、上中扬子等。这一类克拉通地体都很典型,在下地壳都有粗大和高密度的根。同时塔里木、阿拉善和上扬子地

壳厚度都大于40 km,华北东部由于第三纪有裂谷作用地壳厚度有所减薄。

第二类克拉通内部地块上地壳密度偏低,而下地壳密度偏高。如华北西部的山西—鄂尔多斯、佳木斯地体和与上扬子的重庆地区。这些地区过去归入地台区,地壳上层有厚厚的显生宙沉积地层。沉积地层下方的结晶基底很可能是形成于新元古代的浅变质副片麻岩,密度不高。由于上地壳密度偏低,这类地块可称为弱结晶基底的克拉通内部地块。

第三类克拉通地体密度上高下低,称为无壳根的克拉通地块。例如柴达木盆地和准噶尔盆地。柴达木盆地在27 km的中地壳密度还是高的,到41 km的下地壳密度变低了,在下地壳没有粗大和高密度的壳根。准噶尔盆地盆地在15 km的上地壳密度还是高的,到27 km的中地壳密度变低了,在下地壳也没有明显的壳根。它们有可能属于亚欧板块会聚之前的克拉通碎片,碎片是可以没有壳根的。

古克拉通地体的上中下地壳密度可能都偏低,典型的例子为华夏。如上所述,华夏古克拉通今天已经成为整体上高密度的华南克拉通地体的一部分了。

5 结论

(1) 根据重力场小波变换的尺度—源深度转换律,进行地面重力异常场多尺度分解和反演,取得了中国地壳中反映不同埋藏深度的重力小波细节,揭示了克拉通地体地壳的三维密度结构。

(2) 中国大陆克拉通地体地壳密度结构的总体特点是:地壳密度总体偏高,尤其是在经历了岩浆底垫作用后,下地壳形成了粗大的和高密度的壳根,而造山带的下地壳通常有低密度的山根。中国大陆是在显生宙经过多个克拉通地体碰撞拼合形成的大陆,在碰撞中得以保留下来的都是强度大的克拉通地体。地体的强度大对应密度比较高,因此它们处于上地壳高密度区。

(3) 现今的克拉通地体有几个演化的阶段,由陆地核演化为一定规模的克拉通地体可能经历漫长的时间。不同演化的阶段地体的物理性质有明显的变化,要赋予大地构造单元以演化阶段的内涵,才能准确理解它们的行为和属性。同时,根据地壳密度结构成像的结果,可以了解克拉通地体的成熟度。

(4) 中国大陆克拉通地体或者内部地块的地壳密度结构大致可以分为三类。上中下地壳密度都偏高的属于第一类,称为典型的克拉通,塔里木、阿拉

善、华北东部、上中扬子等属于第一类。第二类克拉通地体上地壳密度偏低,而下地壳密度偏高,称为弱结晶基底的克拉通,鄂尔多斯和佳木斯属于第二类。第三类上中地壳密度偏高,而下地壳密度偏低,称为无壳根的克拉通地体,柴达木和准噶尔盆地属于此类,它们可能是古克拉通地体的残片。

感谢:感谢国家自然科学基金委员会的资助。

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)

程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社.

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.

侯遵泽,杨文采. 2011. 塔里木盆地多尺度重力场反演与密度结构. 中国科学(D 辑),41(1):29~39.

孙艳云,杨文采. 2014. 从重力场识别与提取地壳变形带信息的方法. 地球物理学报,57(5):1578~1587.

杨文采,郭爱缨,等. 1978. 重磁异常频率域解释的理论与方法. 物化探研究报导,78(2):134~178.

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,44(4):534~541.

杨文采. 2010. 东亚古特提斯域大地构造物理学. 北京:石油工业出版社:1~443.

杨文采,宋海斌. 2014a. 从地壳上地幔构造看洋陆转换作用. 地质论评,60(1):1~21.

杨文采,于长青. 2014b. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞造山作用. 地质论评,60(2):237~259.

杨文采,于长青. 2014c. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞和地体拼合作用. 地质论评,60(3):486~502.

杨文采. 2014d. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞带的克拉通化. 地质论评,60(4):721~740.

杨文采. 2014e. 探测大陆岩石圈的属性、相态与物质运动:固体地球物理学的新使命. 地质论评,60(6):1181~1198.

杨文采,于常青. 2015a. 根据形成地质作用对中国大陆岩石圈作构造分区. 地质论评,61(4):709~716.

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,孙艳云,于常青,侯遵泽,2015c. 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,于常青. 2015d. 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. 2016. 揭开南岭地壳形成演化之谜. 地质论评,62(2):257~266.

杨文采,陈召曦,侯遵泽,孟小红. 2016. 从卫星重力资料看中国及邻区地壳密度结构. 地质学报,90(9):2167~2175.

翟明国,卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解. 中国科学(D),30(S1):129~137.

Adlan A A and Safari A. 2005. Global height datum unification; new approaching gravity potential space. J. Geodesy, 79: 512~523.

Bhimasankam V L, Nagendra S, Seshagiri R. 1977. Interpretation of

gravity anomalies due to finite inclined dikes using Fourier transformation, Geophysics, 42(1), 51 59.

Chen Yuqi. 1994#. Introduction to Regional Geology in China. Beijing: Geological Publishing House.

Hou Zunze, Yang Wencai. 1997. Two-dimensional wavelet transform and multiscale analysis of gravity field in China. Chinese J. Geophys, 40(2):261~273.

Hou Zunze, Yang Wencai. 1998. Multi-scale inversion of Density contrast within the crust of China. Chinese J. Geophys., 41(5): 642~651.

Hou Zunze, Yang Wencai. 2012&. Wavelet Multi-analysis Method and Applications. Beijing: Science Press: 1~96.

Hou Zunze, Yang Wencai. 2011. Multi-scale inversion of density structure from gravity anomalies in Tarim Basin. Sci. in China, Ser. D, 54(3): 399~409.

James D E. 1989. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. New York: Van Nostrand Reinhold Com.

Jolivet L, Hataf H C. 2001. Geodynamics. Lisse: A. A. Balkema Pub.

Parfenov L M, Badarch G, Berzin N A, et al. 2009. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4: 11~33.

Rogers J W. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford: Oxford Univ. Press.

Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Review of Geophys., 33: 241~265.

Telford W M, Geldart L P, Sheriff R E and Keys D A. 1990. Applied geophysics. Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Wang C Y, Flesch L M, Chang L, Zheng T. 2013. Evidence of active mantle flow beneath South China: Geophys. Res. Lett., 40(5): 5137~5141.

Wang Honzhen, Mo Xuanxue. 1995. An outline of the tectonic evolution of China. Episodes, 18(1~2): 6~16.

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, Zeng Xiangzhi, Zhang Zhiyong. 2016. Edge enhancement of potential field data using spectral moments. Geophysics, 81(1), 1~11, 10.1190/GEO2014-0430.1

Yang Wencai, Guo Aiyong, Xie Y Q, Zhao J X, Zhao H Z. 1978&. Theory and methods for interpretation of gravity and magnetic anomalies in the frequency domain. Bull. Inst. Geophys. Geochem. Prospect, 78(2): 134~178.

Yang Wencai . 1997&. Theory and Methods in Geophysical inversion. Beijing: Geological Pub. House: 1~273.

Yang Wencai, Shi Ziqian, Hou Zunze. 2001. Describe wavelet transform and multi-scale decomposition of gravity anomalies. Chinese J. Geophys., 44(4): 534~541.

YANG Wencai, Song Haibin, 2014a&. Ocean—continent transition process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures. Geological Review, 60(1): 1~21.

Yang Wencai, Yu Changqing. 2014b&. Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures (I). Geological Review, 60(2): 237~259.

Yang Wencai, Yu Changqing, 2014c&. Continental collision process reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures (II). Geological Review, 60(3): 486~502.

Yang Wencai, Yu Changqing, 2014d&. Cratonization processes of continental collision belts reveled by worldwide comparison of crust and upper mantle structures. Geological Review, 60(4): 721~740.

Yang Wencai. 2014e&. Exploring lithospheric attribute, phases and mass motion: New mission to the Earth geophysics. *Geological Review*, 60(6): 1181 ~ 1198.

Yang Wencai , Yu Changqing. 2015a&. Tectonic divisions of the Chinese continental lithosphere based on forming tectonic processes. *Geological Review*, 61(4): 715 ~ 726.

Yang Wencai, Yu Changqing, Sun Yanyun, Hou Zunze. 2015b&. The multi-scale scratch analysis method for quantitative interpretation of regional gravity field. *Chinese J. Geophys.* , 58(2): 41 ~ 53

Yang Wencai, Sun Yanyun, Yu Changqing, Hou Zunze. 2015c&. Multi-scale scratch analysis of gravity field and deep structures in Manjar depression. *Acta Geologica Sinica*, 89(2): 211 ~ 221.

Yang Wencai, Hou Zunze, Yu Changqing, 2015d&. The three dimensional density structures of Qinghai—Tibet Plateau and crustal mass movement. *Chinese J. Geophys.* , 58(11): 4223 ~ 4234.

Yang Wencai, Sun Yanyun. 2016. Discovering crustal deformation bands by processing regional gravity field. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 90(1): 66 ~ 74.

Yang Wencai, 2016&. Raise the curtain on formation and evolution of Nanling Mountain ranges. *Geological Review*, 62(2): 257 ~ 266.

Zhai Mingguo and Bian Aiguo. 2000#. Continental amungnation and rifting of Huabei craton from Late Archean to Middle Proterozoic. *Sci. in China, Ser. D*, 30(S1):129 ~ 137.

Crustal Density Structures of Craton Terrains in Continent of China

YANG Wencai¹⁾, QU Chen²⁾, HOU Zunze³⁾, YAN Ping¹⁾YU Changqing²⁾

1) College of Geosciences, Zhejiang University, Hangzhou, 310027;

2) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;

3) Guizhou Henhao Sci-Tec company, Guiyang, 550018

Objectives: This work shows the results of computing the 3D density disturbance images in Continent of China and interpretation of the these results based on geodynamics and petro-physics, especially for crust beneath craton terrains.

Methods: We apply the scale-depth relationship of gravity anomalies and the multi-scale wavelet analysis for extracting crustal density information from surface Bouguer gravity data, and presents density disturbance images of the upper, middle and lower crust, which represent the three dimensional density structures in the studied area.

Results: The craton terrains of Continent of China are generally characterized by high density in whole crust, especially having big and high-density crustal roots; on contrast, orogenic belts usually have low-density mountain roots. As current craton terrains usually have long evolution history and different evolution-event sequences, their crustal structures could be changed diversely. Their evolution might had some different stages and taken millions of years. In different evolutionary stages, their crustal physical properties could change greatly. We must endow concepts of certain evolutionary stage to the tectonic units in order to understand exactly their behaviors and attributes. From crustal density images one may obtain information about maturity of a craton terrane. The density structures beneath the current craton terrains can be divided into three types:

- (1) relatively high in whole crust, called as typical craton; Tarim, Alashan, East Huabai, Upper and Middle Yangtze belong to this type.
- (2) Relatively low in the upper crust, but high in the middle and lower crust, called as week-crystalline basement craton; Ordos and Jiamusi belong to this type.
- (3) Relatively high in the upper and middle crust, but low in the lower crust, called lack-root craton blocks; Qaidam and Junggar belong to the third type, they were probably flanks of an ancient craton.

Conclusions: The craton terrains of Continent of China are generally characterized by high density in whole crust, especially having big and high-density crustal roots but including three different types.

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

Keywords: geodynamics; China; crustal structures; craton terrane; Bouguer gravity field; multi-scale wavelet analysis; 3D density disturbance images

Introduction to Author: Prof. Yang Wencai, Ph. D on geophysics from McGill University in 1984, an academician of Chinese Academy of Science in 2005. Email: yangwencai@ cashq. ac. cn

Manuscript received on: 2016-10-18; Accepted on: 2017-04-15; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10. 16509/j. georeview. 2017. 04. 001