

大地热流研究揭示的中国地壳成分横向变化

汪 洋, 邓晋福

(中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 依据大地热流值、地壳厚度以及大陆壳/幔热流比与地下流体氦同位素比值的相关关系, 计算出中国主要构造单元地壳生热率. 同时, 根据 Rudnick 和 Fountain(1995)的数据得到地壳生热率和 SiO_2 质量分数的线性关系, 进而利用生热率数据得到地壳 SiO_2 质量分数. 此方法得到的中国东部地壳生热率和 SiO_2 质量分数与基于地震波速的成分模型相符. 中国大陆地壳生热率和 SiO_2 质量分数横向变化明显, 东部地区地壳为中性成分, 相对富集强不相容元素; 而西北部盆地地壳成分偏于中基性. 华北、扬子和塔里木地壳成分差异较大, 克拉通内部表现出明显的成分非均匀性, 褶皱带地壳一般较克拉通略富长英质组分.

关键词: 陆壳成分; 大地热流; 地壳生热率; 成分非均匀性; 中国.

中图分类号: P314; P591⁺.1 **文献标识码:** A

文章编号: 1000-2383(2001)06-0597-06

作者简介: 汪洋(1969—), 男, 博士后, 1999年毕业于中国科学院地质研究所, 获理学博士学位, 现主要从事地热学、岩石学和地球化学研究.

大陆地壳成分及其非均匀性研究为壳幔体系化学成分演化提供了重要线索和依据^[1~7]. 同时, 地壳成分是影响其物理性质、温度场分布和流变学特征的重要因素^[8~10]. 因此, 该方面的研究受到地球化学家、地热学家和地震学家的普遍关注^[1~9, 11].

中国大陆是由多个陆块经历了复杂拼合过程之后形成的复合型大陆^[12]. 但目前只有中国东部地壳成分得到较详细的研究^[5, 6], 西部地区尚未有系统的地壳成分研究成果发表, 尚不能完整地揭示中国大陆地壳的成分横向变化. 同时, 已有的地壳成分模型主要依据地壳P波速度(v_p)和地球化学分析资料建立. 由于地震波速解释的非唯一性, 因此, 引进多种研究方法和资料对陆壳成分进行研究十分必要^[2, 3, 8].

大地热流提供了对陆壳放射性生热元素丰度的直接约束^[2, 3, 13, 14], 可以提供地壳生热率的重要信息. 本文根据中国大陆地下流体氦同位素和大地热流资料, 计算中国大陆主要构造单元地壳平均生热

率. 在此基础上, 依据全球不同类型大地构造单元地壳生热率(A)和 SiO_2 质量分数的线性相关关系, 利用生热率数据估算相应地区地壳 SiO_2 质量分数, 进而揭示中国大陆地壳整体成分在生热率和 SiO_2 质量分数方面的横向变化特征.

1 方法原理

通过热传导机制传递到地表的热流值由地幔热流和地壳热流两部分组成, 其中地壳热流源于地壳内放射性生热元素(U, Th, ^{40}K)衰变产生的热量. 地壳生热率与生热元素丰度之间存在定量关系, 是地壳U, Th, K元素丰度高低的标志(proxy). 在获得地壳热流值的情况下, 用地壳热流值除以地壳厚度即得到地壳平均生热率. 大陆的壳/幔热流比与地下流体的氦同位素比值的回归关系式为:

$$q_c/q_m = 0.815 - 0.300 \ln[N(^3\text{He})/N(^4\text{He})]. \quad (1)$$

式中, $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 以Ra(大气的 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 比值, 等于 1.39×10^{-6})为单位^[15]. 据此公式可根据地下流体氦同位素组成资料和热流数据, 计算地壳平均生热率.

由于岩浆活动过程在大陆整体增生和演化中起

收稿日期: 2001-02-26

基金项目: 国家自然科学基金项目(No. 49733110, No. 49772155); 中国地质调查局地质调查项目(K1.4-1-2, K1.4-2-2)和“中国花岗岩与大陆地壳生长”重点项目; 国土资源部科技发展计划“华北地区岩石圈三维结构及其演化”(20001010202); 中国博士后科学基金和国家攀登专项(SSER-III-2).

表 1 不同类型大地构造单元地壳 SiO₂ 质量分数和生热率
Table 1 Crustal SiO₂ mass fractions and heat productions of geotectonic types

构造单元	$w(\text{SiO}_2)/\%$	$A/(\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3})$
太古宙地壳	55.2	0.51
地台区	57.8	0.84
古生代造山带	61.0	0.96
中生代造山带	62.5	1.17
陆缘弧—岛弧	57.3	0.79
张裂陆缘	60.2	1.05
活动裂谷	60.5	1.04
中生代伸展区	64.8	1.38

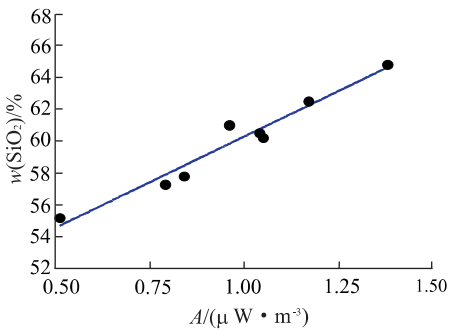


图 1 陆壳 SiO₂ 质量分数与其生热率相关关系
Fig. 1 The relation between heat productions and SiO₂ mass fractions in continental crust

到了最主要的作用^[1~4,11],所以陆壳整体的 SiO₂ 质量分数与其 U,Th,K 丰度及生热率之间呈明显的正相关关系^[3,13].地壳生热率可作为指示地壳整体 SiO₂ 质量分数的标志.笔者根据 Rudnick 等^[3]给出的全球不同类型大地构造单元地壳 SiO₂ 质量分数和生热率(A)(表 1)^[3],得出 $w(\text{SiO}_2)-A$ 回归关系:

$$w(\text{SiO}_2) = 11.42A + 48.86.$$

(2)

式中, $w(\text{SiO}_2)$ 单位是%, A 单位是 $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ (图 1);回归系数 r 为 0.954.利用公式(2),即可由研究区地壳平均生热率估计其 SiO₂ 质量分数.

2 结果

根据中国大陆 800 余个实测大地热流数据,在剔除了受浅部热对流强烈影响的数据基础上,我们计算了我国大陆主要构造单元的平均热流值^[16],进而利用地下流体氦同位素比值资料^[17~19]计算中国大陆若干主要构造单元的地壳平均生热率(表 2).其中,地质构造单元的划分主要依据任纪舜主编的

表 2 中国若干主要构造单元地壳生热率和 SiO₂ 质量分数
Table 2 Heat productions, SiO₂ mass fractions in crust of some major tectonic units in China

地 区	Q	R/Ra	q_c/q_m	H/km	A	$w(\text{SiO}_2)/\%$
辽河盆地	66	1.250	0.75	31.0	0.90	59
黄骅凹陷	54	1.000	0.81	31.0	0.77	58
济阳凹陷	66	1.700	0.66	34.0	0.76	58
冀中凹陷	56	0.630	0.95	32.0	0.88	59
河淮盆地	49	0.440	1.06	33.0	0.76	58
鄂尔多斯盆地	60	0.027	1.90	43.0	0.90	59
江汉盆地	57	0.009	2.24	37.0	1.05	61
苏北盆地	72	2.160	0.58	33.5	0.81	58
四川盆地	53	0.014	2.10	40.0	0.90	59
松辽盆地	70	1.150	0.77	30.0	1.00	60
南阳盆地	55	0.035	1.82	32.0	1.10	61
百色盆地	54	0.023	1.95	38.0	0.94	60
三水盆地	72	3.050	0.48	28.0	0.82	58
三江褶皱带	66	0.230	1.26	40.0	0.90	59
柴达木盆地	54	0.025	1.92	52.0	0.67	57
准噶尔盆地	52	0.100	1.50	50.0	0.62	56
塔里木盆地	44	0.044	1.75	48.0	0.58	56
吐哈盆地	45	0.035	1.82	55.0	0.53	55

Q 为区域平均热流值, $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$; R 为氦同位素 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 比值; H 为区域平均地壳厚度; q_c/q_m 为壳幔热流比值; A 为地壳平均生热率, $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$.

《中国及邻区大地构造图》^[12],地壳厚度据《中国地球物理图集》^[20].根据公式(2)求得的相应地区地壳 SiO₂ 质量分数亦列于表 2 中.

3 与现有中国地壳成分资料的对比

大地热流和地下流体氦同位素不依赖于地震波速.因此,采用本文方法得到的地壳生热率,与基于地震波速的成分模型所计算出的生热率之间,在方法上相互独立.将两者对比,有助于判断结果是否可靠.

中国东部地壳成分有两份结果:一是鄢明才等^[5]发表的关于华北克拉通、兴蒙—吉黑褶皱带、华东南地块和中国东部整体地壳成分,笔者称其为 Y&C 模型;另一组是由 Gao 等^[6]发表的关于华北克拉通、扬子克拉通、秦岭褶皱带和中國大陸东部的地壳成分(G 模型).

Y&C 模型给出的地壳 SiO₂ 质量分数和生热率同笔者的结果接近(表 3).例如,其华北克拉通的 SiO₂ 质量分数和生热率分别为 60.14% 和 $0.80\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$,而笔者为 58%~59% 和 $0.76\sim 0.90\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ (中位值为 $0.77\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ 和 $0.88\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$,平均 $0.83\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$);兴蒙—吉黑

褶皱带 Y&C 模型为 60.14%和 $0.97 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$, 笔者是 60.3%和 $1.00 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$. Y&C 模型的华东南块体包括南秦岭、扬子克拉通东部和东南褶皱带,其 SiO_2 质量分数和生热率均高于笔者的结果. 但是,地震资料表明,在扬子克拉通和东南褶皱带的下地壳下部(lower most crust)普遍发育 $v_p \geq 7.0 \text{ km/s}$ (校正到室温和 600 MPa,简称校正值)的层位^[21],该层位 v_p 值对应的岩性为不含石榴子石的镁铁质麻粒岩($w(\text{SiO}_2) < 50\%$,生热率低)^[11],其厚度占地壳整体厚度的 14%~24%^[21]. 同时,东南沿海地区重磁反演结果表明,其富含 SiO_2 和生热元素的中生代火山岩地层的底界埋深小于 3 km^[22]. 因而,当地地壳 SiO_2 和生热元素含量不一定如 Y&C 模型所估计的那么高. Y&C 模型的中国东部整体地壳 SiO_2 质量分数 60.62%、生热率 $0.96 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,略高于笔者的 58%~61% (中值为 59%)和 $0.76 \sim 1.10 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ (中值为 $0.90 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$). 这是因为 Y&C 模型定义的华东南块体占中国东部的 1/3 比例. 因此,两方面的结果并不矛盾.

Gao 等^[6]的中国中东部及东部地壳模型 2 和 3 的 SiO_2 质量分数和生热率与笔者的结果相当吻合,而其中国中东部地壳模型 1 同笔者的结果差异稍大(表 3). 实际上,模型 1 的下地壳成分是全部按其下地壳上部层位(upper lower crust)的岩性成分求取的^[6]. 该层位 v_p 平均为 6.7 km/s (校正值),对应于中性成分的岩石;而下地壳下部层位 $v_p \geq 7.0 \text{ km/s}$ (校正值)^[6]. 注意到 Gao 等的中国大陆中东部和东部两种地壳结构模型,其下地壳下部层位比例均占相应地区地壳的 14%^[6,21],模型 1 的 SiO_2 质量分数和生热率偏高是很自然的. 相反,模型 2 和 3 则是将下地壳下部层位分别按全球大陆下地壳下部麻粒岩包体(xenolith)或中国麻粒岩地体中的镁铁质麻粒岩成分求取的^[6],即模型 2 和 3 考虑了下地壳上部和下部层位在岩性方面的显著差异,较模型 1 更为合理. 与模型 1 相比,它们的 SiO_2 质量分数低 1.2%以上,生热率低 $0.08 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 以上(表 3). 同理可知,为什么 Gao 等给出的华北克拉通南缘和扬子克拉通的 SiO_2 质量分数和生热率比笔者给出的河淮盆地及扬子地区的数值高. Gao 等^[6]已指出,其华北和扬子克拉通地壳模型的下地壳成分也是全部按下地壳上部层位岩性成分求取的. 华北南缘和扬子克拉通下地壳下部层位均占当地地壳 14%的比例^[6,21]. 若考虑下地壳的镁铁质下部层位,两地的

表 3 前人发表的中国大陆东部地壳 SiO_2 质量分数和生热率
Table 3 SiO_2 mass fractions and heat productions of crust of the eastern China

	构造单元	$w(\text{SiO}_2)/\%$	$A/(\mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3})$
鄯明才等 ^[5]	华北克拉通	60.14	0.80
	兴蒙—吉黑褶皱带	60.18	0.97
	华东南地块	62.72	1.16
	中国东部	60.62	0.96
Gao 等 ^[6]	华北克拉通内部	58.30(61.89)	0.82(0.87)
	华北克拉通南缘	60.03(61.57)	1.10(1.12)
	北秦岭	59.70(62.11)	1.11(1.19)
	南秦岭	63.38(65.54)	1.07(1.09)
	扬子克拉通	61.93(64.89)	1.11(1.19)
	中国中东部(模型 1)	60.41(63.70)	1.02(1.09)
	中国中东部(模型 2)	59.20(61.86)	0.91(0.97)
	中国中东部(模型 3)	59.16(61.82)	0.94(1.00)
	中国东部(模型 2)	59.02(61.57)	0.90(0.95)
	中国东部(模型 3)	58.97(61.52)	0.93(0.98)

Gao 等^[6]模型中括号外数值为含碳酸盐岩模型的成分数值,括号内为不含碳酸盐岩模型的成分数值,详见正文.

SiO_2 质量分数和生热率同样应与笔者的结果接近. 华北克拉通内部下地壳下部层位的厚度只占地壳的 7%左右^[6],所以对其整体成分的影响要小得多,该地的 SiO_2 质量分数和生热率分别为 58.30%和 $0.82 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,和笔者的结果接近. G 模型中南、北秦岭两者的平均 SiO_2 质量分数为 61.54%,生热率为 $1.09 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$;与笔者给出的南阳盆地的相应数值一致.

必须指出,上述 Y&C 和 G 地壳模型均指含碳酸盐岩的地壳成分模型,即计算地壳整体成分时,上地壳(包括沉积盖层和结晶基底)包含碳酸盐岩组分. Y&C 模型本身即是含碳酸盐岩成分模型^[5]. Gao 等^[6]发表的数据中除中国中东部模型 1 外,均采用扣除碳酸盐岩的上地壳成分参与计算. 表 3 给出的 G 模型含碳酸盐岩地壳整体成分是根据同一作者同文发表的含碳酸盐岩上地壳成分和地壳各层比例^[6]重新计算得到的. 碳酸盐岩是地壳的组成部分,对建立地壳整体成分模型而言,没有理由扣除^[4,5],对于沉积盖层中含相当比例碳酸盐岩地层的华北、扬子克拉通更是如此.

中国西部目前尚缺乏系统的地壳成分研究成果. 邓晋福等^[23]根据格尔木—额济纳旗地学断面的地震波速资料指出,柴达木盆地地壳较安山质陆壳平均成分偏基性. Li 等^[24]指出中国东部地壳平均波速较全球大陆平均值低 $0.1 \sim 0.2 \text{ km/s}$. 西北部的柴达木盆地地壳平均波速为 6.41 km/s(不计沉积

层)^[24],准噶尔盆地为 $6.50 \text{ km/s}^{[25]}$,与全球平均值 6.45 km/s (不计沉积层)^[11]接近。Gao 等^[21]对中国大陆地震剖面的统计表明,东部地壳整体波速(校正值)比西部低 0.05 km/s 。因此,地震波速资料表明中国东部地壳比西北部富长英质组分(SiO_2 质量分数)高,与根据热流和氦同位素比值资料得出的变化趋势一致(表 2)。

总之,现有的资料和研究结果表明,利用热流和氦同位素比值资料得到的中国大陆地壳生热率和 SiO_2 质量分数是相当可信的。

4 讨论

中国大陆各主要构造单元的地壳平均生热率变化在 $0.53 \sim 1.10 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 之间(表 2),在各种尺度上均表现出明显的横向非均匀性特征。(1)中国东部与西北部地壳生热率明显不同。东部(华北克拉通、扬子克拉通、松辽等地)大于 $0.76 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,绝大多数地区高于 $0.80 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$;西北部(准噶尔、塔里木等地)低于 $0.70 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 。(2)褶皱带地区地壳生热率有高于克拉通的趋势,例如:兴蒙—吉黑褶皱带(以松辽盆地为代表)和秦岭褶皱带(南阳盆地)的地壳生热率明显高于华北克拉通;右江褶皱带(百色盆地)的地壳平均生热率为 $0.94 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$,高于扬子克拉通西部的四川盆地。(3)克拉通内部以及不同克拉通之间地壳生热率也具有相当明显的差异。

由于 U, Th, K 与其他强亲岩浆元素(Ba, Cs, Rb, La)地球化学行为的相似性,地壳生热率可视为地壳中强不相容元素丰度的定性标志。中国大陆地壳生热率的横向非均匀性表明其他强不相容元素丰度具有类似的空间非均匀分布特征。由于 K 元素等强不相容元素的丰度值被视为地壳演化程度的标志^[3],因此中国东部地壳演化程度可能高于西北部地区。

与 Rudnick 和 Fountain^[3](R&F 模型)的全球不同构造省地壳生热率相比,我国各克拉通(地台)的地壳生热率较为离散;而褶皱带则基本相当。例如,华北克拉通地壳生热率与 R&F 模型的地台区相当,塔里木盆地(地台)明显偏低,而扬子克拉通总体偏高。在褶皱带中,右江、兴蒙—吉黑褶皱带的生热率与 R&F 模型的古生代造山带相当,秦岭则与中生代造山带相近,东南沿海褶皱带(以三水盆地代表)的生热率则同 R&F 模型的陆缘弧—岛弧地区接近。我国西部各盆地(包括塔里木)的地壳生热

率一般介于 R&F 模型的太古宙地壳和地台区的数值之间;三江褶皱带地壳生热率介于地台区和造山带的数值之间。

就 SiO_2 质量分数而言,中国东部地壳相当于中性成分(安山质或闪长质),而西北部相当于中基性(玄武安山质),西南三江地区地壳也相当于中性成分(表 2)。Zandt 等^[26]关于陆壳泊松比的地震学研究表明,位于中国大陆的 3 个台站(分别位于华北北缘、长江下游和塔里木以北)之下的地壳泊松比均大于等于 0.27,指示地壳成分均为中性,与笔者的推断相同。

前寒武纪克拉通内部地壳生热率的显著横向变化表明其地壳成分的不均一性^[9]。扬子克拉通中部崆岭高级变质体代表当地存在太古宙陆核^[27]。Gao 等^[6]的研究表明,崆岭群的 50% 由经历高级变质作用的碎屑岩组成, SiO_2 质量分数高达 65%,生热率也高;由于含有大量石榴子石和夕线石,其整体波速特征与当地地壳上部层位相当。我们认为,该陆核是导致扬子克拉通中部(江汉盆地)地壳生热率高达 $1.05 \mu\text{W} \cdot \text{m}^{-3}$ 的主因。同位素年代学研究表明,扬子克拉通目前仅在中部有已知的太古宙陆核,其他地区结晶基底均形成于元古代^[28],反映了该克拉通内部结晶基底演化的时空差异。四川盆地和苏北盆地地壳生热率明显低于江汉盆地,可能就与下地壳成分的横向变化有关。因此,崆岭群不一定能够代表整个扬子克拉通下地壳上部层位的岩性组合。与扬子克拉通不同,华北克拉通由多个太古宙陆核拼合而成^[29],表 2 的结果暗示这些陆核成分存在差异,其原因尚需进一步研究。

东南沿海褶皱带地壳整体成分为中性,而其上地壳却较华北和扬子克拉通富集长英质组分,这就要求其下地壳成分为镁铁质。该地较低的地壳生热率(与秦岭和扬子地区相比)排除了下地壳含有大量泥质麻粒岩(pelitic granulite)的可能性^[3]。地震资料显示,当地下地壳 $v_p \geq 7.0$ (校正值)的层位占地壳整体 24% 的比例^[21]。因此,正如地震波速所显示的,东南沿海褶皱带下地壳为基性成分,属于中生代以来玄武质岩浆底垫作用的产物。

除温度而外,地壳成分是制约其流变学强度的最主要因素^[30]。中国西北部地区地壳成分应当较东部偏基性。在宏观流变学上,东部地区中、下地壳对应于闪长岩流变率,而西北部则更偏向于辉长—辉绿岩流变率。在低地温条件下,辉长—辉绿岩成分的

中、下地壳其流变学强度是闪长质成分的2~3倍^[30]。中国西北部盆地的热流低^[16],因此其地壳流变学强度要高于依据长英质中、下地壳模型所作的估计^[31]。岩石物理研究表明,在正常地温条件下,地壳的SiO₂质量分数是制约其泊松比高低的主要因素^[32]。中国大陆东部和西北部之间成分的差异很可能导致两地地壳整体泊松比存在系统差异。

5 结论

利用 q_c/q_m 与地下流体 $N(^3\text{He})/N(^4\text{He})$ 比值相关关系推算出的中国东部地壳生热率,以及依据地壳生热率和SiO₂质量分数线性关系得到的地壳SiO₂质量分数,均与基于地震波速的成分模型一致。因此,可以应用大地热流和地下流体氦同位素比值资料对陆壳的生热率和SiO₂质量分数进行定量研究,为地壳整体成分研究提供重要的补充信息。

中国大陆东部和西北部地区地壳生热率变化于 $0.5\sim 1.1\ \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ 之间,在不同尺度上均表现出明显的横向非均匀性特征。东部地壳整体成分相当于中性成分,SiO₂质量分数小于63%,而西北部各盆地地壳则偏于中基性。东部地区较西北部富集SiO₂和强不相容元素,褶皱带则较克拉通富集SiO₂和强不相容元素;这暗示中国陆壳演化程度存在区域性差异。华北、扬子克拉通内部成分横向变化也十分明显,可能与其基底成分的区域变化有关。成分非均匀性应当是影响中国大陆地壳流变学强度、泊松比值等地球物理性质的重要因素之一。

致谢:迟清华博士、高山教授、赵平研究员、胡圣标博士和赵志丹博士提供了相关资料,在此表示衷心感谢。

参考文献:

- [1] Rudnick R L. Making continental crust [J]. *Nature*, 1995, 378: 571—578.
- [2] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust [J]. *Rev Geophys*, 1995, 33: 241—265.
- [3] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective [J]. *Rev Geophys*, 1995, 33: 267—309.
- [4] Wedepohl K H. The composition of the continental crust [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 1217—1232.
- [5] 鄯明才,迟清华. 中国东部地壳与岩石的化学组成[M]. 北京:科学出版社,1997. 292.
- [6] Gao S, Luo T C, Zhang B R, et al. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62: 1959—1975.
- [7] Morgan P. Crustal radiogenetic heat production and the selective survival of continental crust [J]. *J Geophys Res*, 1985, 90: 561—570.
- [8] Egorkin A V. Velocity structure, composition and discrimination of crustal provinces in the former Soviet Union[J]. *Tectonophysics*, 1998, 298: 395—404.
- [9] Jaupart C, Mareschal J C. The thermal structure and thickness of continental roots [J]. *Lithos*, 1999, 48: 93—114.
- [10] Vauchez A, Tommasi A, Barruol G. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere[J]. *Tectonophysics*, 1998, 296: 61—86.
- [11] Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view [J]. *J Geophys Res*, 1995, 100: 9761—9788.
- [12] 任继舜. 中国及邻区大地构造图(1:5000000)[M]. 北京:地质出版社,1999.
- [13] McLennan S M, Taylor S R. Heat flow and the chemical composition of continental crust [J]. *J Geol*, 1996, 104: 369—377.
- [14] Rudnick R L, McDonough W F, O'Connell R J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere [J]. *Chemical Geology*, 1998, 145: 395—411.
- [15] 汪洋. 利用地下流体氦同位素比值计算大陆壳幔热流比例[J]. *地球物理学报*, 2000, 43(6): 762—770.
- [16] Wang Y, Wang J Y, Xiong L P. Heat flow pattern in the mainland of China and its geodynamic significance [J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2000, 74: 375—380.
- [17] 杜建国,徐永昌,孙明良. 中国大陆含油气盆地的氦同位素组成及大地热流密度[J]. *地球物理学报*, 1998, 41(4): 494—501.
- [18] 王先彬,刘刚,陈践发,等. 地球内部流体研究的若干关键问题[J]. *地学前缘*, 1996, 3(3): 105—118.
- [19] 徐永昌. 天然气中的幔源稀有气体[J]. *地学前缘*, 1996, 3(3): 63—71.
- [20] Yuan X C. Atlas of geophysics in China, publication No. 201 of the International Lithosphere Program [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 217.

- [21] Gao S, Zhang B R, Jin Z M, et al. How mafic is the lower continental crust [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 101—117.
- [22] 张春霖, 朱苏浙, 罗健儿, 等. 浙闽粤东部火山岩厚度及其控制因素分析[A]. 见: 中国地球物理学会年刊 1998 [C]. 西安: 西安地图出版社, 1998. 126.
- [23] 邓晋福, 吴宗絮, 杨建军, 等. 格尔木—额济纳旗地学断面走廊域地壳—上地幔岩石学结构与上部过程[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊 II): 130—144.
- [24] Li S, Mooney W D. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles [J]. *Tectonophysics*, 1998, 288: 105—113.
- [25] 赵俊猛, 刘国栋, 卢造勋. 天山造山带与准噶尔盆地岩石圈结构及其动力学模型[A]. 见: 邓乃恭, 雷伟志, 主编. 大陆构造及陆内变形暨第六届全国地质力学学术讨论会论文集[C]. 北京: 地震出版社, 1999. 85—88.
- [26] Zandt G, Ammon C J. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio [J]. *Nature*, 1995, 374: 152—154.
- [27] Qiu Y, Gao S, McNaughton N J, et al. >3.0 Ga continental crust in the Yangtze craton, South China: SHRIMP U-Pb zircon and Nd isotopic evidence [J]. *Geology*, 2000, 28: 11—14.
- [28] 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 扬子陆核古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化[J]. *科学通报*, 2000, 45: 2343—2348.
- [29] 张福勤, 刘建忠, 欧阳自远. 华北克拉通基底绿岩的岩石大地构造学研究[J]. *地球物理学报*, 1998, 45(增刊): 99—107.
- [30] Cleetingh S, Burov E B. Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimates [J]. *Geophys J Int*, 1996, 124: 695—723.
- [31] 汪洋. 中国大陆岩石圈力学强度的非均匀性及其地质意义[A]. 见: 邓乃恭, 雷伟志, 主编. 大陆构造及陆内变形暨第六届全国地质力学学术讨论会论文集[C]. 北京: 地震出版社, 1999. 39—42.
- [32] Christensen N I. Poisson's ratio and crustal seismology [J]. *J Geophys Res*, 1996, 101: 3139—3156.

LATERAL VARIATION OF CRUSTAL COMPOSITION IN CHINA AS REVEALED BY HEAT FLOW STUDY

Wang Yang, Deng Jinfu

(Faculty of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The crustal heat generation rate of major tectonic units in China are calculated on the basis of heat flow, crustal thickness as well as the inverse relation between the heat flow ratio of continental crust/mantle and the helium isotopic composition of underground fluid. Meanwhile, the linear relation between heat generation (A) and SiO_2 content ($w(\text{SiO}_2)$) of the bulk crust is obtained from the data of Rudnick and Fountain (1995). Then, the $w(\text{SiO}_2)$ of China's crust are derived from the $w(\text{SiO}_2)$ — A relation. The derived $w(\text{SiO}_2)$ and A are in agreement with the values obtained from the seismic velocity-based composition models. There exhibits an obvious lateral variation of heat production and $w(\text{SiO}_2)$ in China's crust. The eastern China crustal composition, intermediate, contains relatively concentrated strong incompatible elements, but the crustal composition of the northwestern China basins is prone to be intermediate to mafic. The crustal compositions in North China, Yangtze craton and Tarim platform are different from each other to a relatively great extent. Obvious lateral variation of composition is also present within cratons. The orogenic crust often contains slightly more felsic components than does craton.

Key words: continental crustal composition; continental heat flow; crustal heat generation rate; compositional variation; China.