# 中国大陆主要地质构造单元岩石圈地热特征

汪 洋<sup>1</sup>) 汪集 <sup>2</sup>) 熊亮萍<sup>2</sup>) 邓晋福<sup>1</sup>)

(1)中国地质大学(北京)地质矿产系,北京;2)中国科学院地质与地球物理研究所,北京)

摘 要 根据中国大陆的 800 余个大地热流值数据,作者研究了中国大陆主要地质构造单元的地热特征。中国大 陆热流的空间分布以及其他岩石圈热状态参数均表现出明显的横向变化,这些特征源于太平洋板块俯冲和印度-亚洲碰撞导致的新生代构造热活动。中国大陆各构造单元的地壳生热率亦表现出横向非均匀性,这意味着各构造 单元的地壳平均成分存在显著的横向变化。研究表明,各主要构造单元的地壳力学强度和地震活动性均受其地热 特征的影响。

关键词 大地热流 地壳生热率 有效弹性层厚度 中国大陆

大地热流和岩石圈地热特征的研究是岩石圈动 力学研究的一个重要方面,尤其是对于大陆构造、地 震活动性、岩石圈流变学性质和油气热成熟等方面 的研究更是如此,因为这些地质过程或性质都与岩 石圈内的温度分布密切相关。

我们根据实测大地热流数据集,给出中国大陆 主要沉积盆地和其他地质构造单元的平均热流值。 在此基础上,计算出各构造单元的岩石圈地热特征 参数,包括热岩石圈厚度和 30 km 处的地温值;并讨 论中国大陆主要构造单元所经历的最后一次构造热 事件年龄及相关的地质意义;以大地热流资料为据, 讨论中国大陆地壳生热率和化学成分的总体横向变 化,得出各地质构造单元的岩石圈力学强度及其与 中国大陆地震活动性空间分布的关系。

### 1 热流数据集及各地质构造单元平均 热流值

中国及其邻区的热流数据集<sup>●</sup>,其中中国大陆 部分包括 822 个数据;国外部分包括蒙古的 16 个数 据、俄罗斯和蒙古境内的阿尔泰山脉的 75 个数据以 及国境外帕米尔、喜马拉雅地区和泰国北部的近百 个数据。这些国外数据是从 Pollack 等(1993)编撰 的全球热流数据集中析出的。 研究中,我们剔除了热流数据集中那些受到浅 部热对流机制影响的数据(因为这些数据不是传导 热流,不能代表岩石圈深部热状态),采用经验判据 来判断热流值是否可以采用:即如果大陆或大陆架 地区的热流观测值小于 30 mW/m<sup>2</sup> 或大于 150 mW/ m<sup>2</sup> 则剔除该数据;然后,看数据的质量是否属于 D 类。D 类数据不能代表区域传导热流(汪集扬等, 1990),所以对这些数据也不能采用。热流数据经筛 选后,再计算各个地质构造单元的平均热流值,其值 列于表 1。构造单元的划分依照任纪舜(1999)主编 的《中国及邻区大地构造图》。

中国大陆整体的平均热流值为 63 mW/m<sup>2</sup>;无论 是采用所有数据的简单平均,还是先求 1°×1°网格 的平均值,再计算所有网格的平均值,2 种方法得出 的结果是一致的。该平均值的标准偏差亦都是 15 mW/m<sup>2</sup>;而参与统计的 1°×1°网格数为 252 个。中 国大陆整体热流平均值与全球大陆平均值(65 mW/ m<sup>2</sup>)相比,非常接近。但是,中国大陆各个构造单元 的平均热流值具有明显差异。

表1 中 *HFD* 为平均热流值,单位为 mW/m<sup>2</sup>; *t*<sub>30km</sub>代表 30 km 深度的地温,单位为℃;*H* 为热岩 石圈厚度;*h* 为莫霍面深度(据 Yuan, 1996);*EET* 代表岩石圈的有效弹性层厚度。

注:本研究得到国家自然科学基金重点项目(No.49733110),中国博士后科学基金、人事部博士后经费和中国地质调查局国土资源大调查地质调查项目(K1.4-1-2)的资助

改回日期 2000-11-16 责任编辑 : 宮月萱

第一作者 汪 洋,男,1969年生,博士,地热学、地球化学和构造地质学专业,邮编:100083

<sup>●</sup>汪洋.万%方费再去陆大地热流分析(博士学位论文)

表1 中国大陆主要地质构造单元岩石圈地热特征

Table 1 Geothermal characteristics of lithosphere of major geotectonic units in China Mainland

构造单元	HFD	$t_{30\rm km}$	<i>H</i> /km	$h/\mathrm{km}$	地壳平均生热率上限/ $\mu$ W·m <sup>-3</sup>	<i>EET/</i> km
大陆盆地:						
柴达木	54	449	190	52	0.8	47
楚雄	75	716	79	44	1.4	10
鄂尔多斯	60	531	124	43	1.1	28
汾渭地堑	68	651	76	35	1.6	15
海拉尔	61	528	108	40	1.2	26
河淮	49	407	147	33	1.1	43
华北(包括渤海湾和辽河盆地)	67	694	71	31.5	1.7	14
江汉及其周边	57	487	185	37	1.2	59
兰坪 – 思茅	66	582	108	40	1.3	22
南阳	55	473	154	32	1.3	64
四川	53	440	182	44	0.9	55
松辽	70	664	71	30	1.9	18
苏北	72	665	71	33.5	1.8	16
塔里木	44	364	264	48	0.6	73
吐鲁藩 – 哈密	45	450	254	55	0.6	59
褶皱带及其他构造单元 :						
阿尔泰褶皱系	46	403	229	50	0.7	71
北山褶皱带(天山东段)	58	492	131	48	0.9	29
华南褶皱带	72	593	83	31	1.9	23
康滇构造带	72	770	63	44	1.3	11
祁连山褶皱带	66	596	118	60	0.9	12
秦岭褶皱带	62	547	138	37	1.3	38
兴安 – 蒙古( 东部 )褶皱系	55	424	154	40	1.1	44
燕山 – 阴山褶皱带	56	471	116	36	1.2	43
扬子地台(下扬子地区)	65	502	107	33.5	1.6	40
扬子地台(中部)	49	357	199	38	0.9	105
藏北(羌塘)	45	420	193	60	0.5	49
藏南 – 滇西褶皱系	82	617	*	70	1.0	

\* 藏南的热岩石圈厚度未做计算(因该地区热状态以非稳态热传递为主)

# 2 中国大陆主要地质构造单元岩石圈 地热特征

地质构造单元的热状态可以用其平均热流值、 地温线 geotherm )和热岩石圈厚度等来表征。所以, 我们根据热流值、地壳厚度和地壳生热率资料,采用 一维稳态热传导方程计算各构造单元的地温线。关 于计算方法和细节,请分别参考有关文献 ④ Chapman,1992 )。热岩石圈厚度定义为地温线与地幔绝 热曲线的交点的深度。地幔绝热曲线对应的地幔势 温度为1300 ℃,而绝热梯度为0.3 ℃/km(Rudnick,1998 )。藏南的地温线按石耀霖和王其允 (1997 )的热模拟结果给出,因为当地的热传递机制 主要反映印度-亚洲碰撞导致的平流热传递过程。 各地质构造单元的热岩石圈厚度和30 km 深度温度 值均列于表 1。中国大陆地壳的厚度横向变化很大 在东部沿海地区不到 30 km,而在西藏南部则为 70 km,所以我们选择 30 km 处的温度而非 Moho 面的温度来反映各地质构造单元地壳深部的热状态。

从表 1 可以看出,中国大陆各构造单元的地表 热流值、30 km 处温度值以及热岩石圈厚度三者之 间具有良好的对应关系。高热流对应于 30 km 处的 高温度值和较薄的岩石圈,反之,低热流值对应于较 低的温度和较厚的岩石圈。所以,热流值高的构造 单元岩石圈"热",而低热流地区岩石圈'冷"。

中国大陆各地质构造单元的地热特征表现出明 显的横向非均匀性。从整体上看,中国大陆岩石圈 的热状态从东向西呈现由"热"到"冷"的变化趋势。 "热"区包括中国东部的华北盆地、汾渭地堑、松辽盆

<sup>18</sup> 

地、苏北盆地和华南褶皱带;同时中国西部也有若干 "热'区,如:藏南地区、楚雄盆地、康滇构造带和祁连 山造山带。这些地区热流平均值高(均大于65 mW/m<sup>2</sup>),岩石圈薄(小于90km),而且深部温度高 (一般 t<sub>30km</sub>大于600℃)。"冷'区分布于中国中部和 西部地区,诸如扬子地台中部(湖南),河淮盆地、四 川盆地、塔里木盆地、藏北地区和阿尔泰造山带等 地。这些地区岩石圈厚度大(均大于130km),平均 热流值低(小于55 mW/m<sup>2</sup>)。而平均热流值中等(55 ~65 mW/m<sup>2</sup>)的'温'区主要位于中国中部和西北部 地区,其岩石圈厚度在100~140km之间;主要包括 海拉尔盆地、南阳盆地、鄂尔多斯盆地、兴蒙褶皱带 和秦岭造山带等。

中国大陆岩石圈的地热特征同时表现出南北方 向的变化。如果将中国大陆按 105°E 和 115°E 经线 分为3部分 就可以发现在这3部分中热流及其他 地热特征值的空间展布表现出不同的变化趋势。在 105°E 以西 岩石圈热状态显现出" 冷"、" 热"区带交 替变化的格局。藏南地区、祁连山和北山造山带具 有"很热"或"较热"的岩石圈 : 而柴达木盆地、塔里木 盆地和藏北地区的岩石圈则较"冷"。在北山和天 山以北,阿尔泰造山带和准噶尔盆地的热状态也表 现出较'冷'的特征。在中部,热流值及其他地热特 征值表现为向北变'热'的特点 例如:位于华南的扬 子地台中部地区的热流值平均为 49 mW/m<sup>2</sup> 而在江 汉盆地和南阳盆地则增加到 55~57 mW/m<sup>2</sup>,在北部 的鄂尔多斯盆地热流值平均为 60 mW/m<sup>2</sup>。在中国 东部的地热特征值没有表现出明显的南北方向上的 变化。所以,中国大陆岩石圈的地热特征在整体上 并不具备向北降低的变化。

总体上看,中国大陆东部的各构造单元的岩石 圈较"热",中国西南部地区也较"热";而中国西北 部、扬子地台中部和四川盆地等地区表现出较"冷" 的特征,中部地区则表现出过渡特征。

对全球热流数据的汇编和统计显示,地质体的 热流值随地质体构造年龄的增加而呈现降低的趋势 (Pollack et al.,1993;Chapman,1975)。在统计意义 上,大陆内各地区的传导热流值与该地区经历的最 后一次构造热事件或构造-岩浆活动的年龄成反相 关关系(Pollack et al.,1993)。构造单元的构造热事 件年龄定义为其经历的构造活化事件或构造-岩浆 活动事件的年龄。构造单元经历的最后一次构造热 事件的年龄可以通过将该构造单元的平均热流值与 大陆热流 构选规事件年龄关系相比较来加以估计。 大陆热流-构造热事件年龄关系则是根据全球大陆 热流数据统计出的。根据 Pollack 等(1993)的资料, 太古宙地质体的平均热流值为  $41 \pm 2.4 \text{ mW/m}^2$ ,元 古宙地质体为  $58 \pm 1.4 \text{ mW/m}^2$ ,古生代地质体的平 均热流值在  $58 \sim 61 \text{ mW/m}^2$ 之间,而中生代地质体 为  $64 \pm 3.0 \text{ mW/m}^2$ ,新生代地质体介于  $64 \sim 97 \text{ mW/m}^2$ 。

将表1所列的中国大陆各地质构造单元的平均 热流值与上述全球大陆热流-构造热事件年龄关系 进行对比,可以看出:中国大陆东部各单元,如:华北 盆地、松辽盆地、苏北盆地和华南褶皱带等构造单元 的平均热流值绝大多数在新生代热流值范围内。热 流温特征以及这些地区的地质特征 尤其是中国大 陆东部广泛发育的新生代玄武岩 均表明中国大陆 东部构造活动(以及老构造的再活化)与新生代地幔 热扰动之间的成因联系。中国中部地区 如 海拉尔 盆地、鄂尔多斯盆地、江汉盆地和秦岭造山带等地的 中等热流值 标志其尚未受到新生代构造热事件的 强烈影响。而扬子地台中部的低热流值(49mW/m<sup>2</sup>) 表明该地区没有受到新生代热扰动事件的影响。中 国西部的藏南、楚雄盆地、康滇构造带和祁连山造山 带等地的高热流是由于印度-亚洲碰撞引起的新生 代构造热事件所致 ;而准噶尔、塔里木盆地等地的低 热流值标志其在新生代已属于稳定区。塔里木盆地 的平均热流值仅为 44 mW/m<sup>2</sup> 与太古宇克拉通的平 均值相近(Rudnick et al., 1998; Pollack, 1993)。Sengor(1999)根据地质、地貌和地球物理资料指出,中亚 地区(包括塔里木、准噶尔和阿尔泰)的岩石圈正在 向稳定克拉通转化。塔里木盆地的地热特征支持了 这种看法。

以上论述表明,中国大陆大地热流及相应的岩 石圈热状态特征的总体空间分布格局源于新生代的 构造热事件,其中东部受太平洋板块俯冲的影响,而 西部则受印度-亚洲大陆碰撞的影响。塔里木盆地 和扬子地台中部地区未受新生代热事件的扰动,仍 然保持稳定。

# 3 大地热流对各地质构造单元地壳平 均生热率和化学成分的约束

大陆地壳平均生热率(简称地壳生热率,HPR) 是影响地表热流值高低和地壳热结构的重要数据。 虽然上地壳的生热率可以通过地球化学采样的研究 来得出,但是地壳深部的生热率却难以直接加以采 样测试。由于通过热传导机制传递到地表的大地热 流值由地幔热流和地壳热流量部分组成,所以传导 热流数据为我们提供了对大陆地壳平均生热率的约 束(Rudnick et al.,1998; Mclennan et al.,1996)。地壳 热流除以地壳厚度即等于地壳平均生热率。大陆地 区地幔热流的下限是 13 mW/m<sup>2</sup>(Rudnick et al., 1998)。用该值与某一地质构造单元的平均热流值 相减,然后再除以该单元的地壳厚度,就得出该单元 地壳平均生热率的上限值。相应的计算结果列于表 1。从中可以看出,中国各主要地质构造单元的地壳 平均生热率的最高上限值是 2.0  $\mu$ W/m<sup>3</sup>。这意味着 中国大陆地壳生热率的真实值不能高于该值。

基于此我们对一些已发表的中国大陆地壳或岩 石圈中放射性生热元素(K,Th,U)丰度值进行了检 验。结果发现根据黎彤等(1994,1997,1998,1999)发 表的丰度值求出的中国主要地质构造单元的地壳平 均生热率明显偏高(均大于 2.7  $\mu$ W/m<sup>3</sup>),这表明黎 彤等发表的中国大陆地壳放射性元素丰度值是不合 理的。倪守斌等(1999)发表了新疆北部(包括阿尔 泰、准噶尔和塔里木北部)的地壳生热率,其数值介 于 0.95~1.10  $\mu$ W/m<sup>3</sup>之间。这些数值均高于相应 地区的地区平均生热率的上限值(0.8  $\mu$ W/m<sup>3</sup>)(表 1)。所以,倪守斌等(1999)发表的新疆北部地壳生 热率也不正确。

对大陆地壳化学成分的大量研究均指出,在大陆整体增生和演化中起最主要作用的是岩浆活动过程(Christensen et al., 1995; Haffmann, 1988)。考虑到

U、Th、K 元素和其他亲岩浆元素在岩浆活动中的地 球化学行为的相似性(Haffmann,1988;赵伦山等, 1988),如果某个地壳(或岩石圈)成分模型的U、Th、 K 丰度值不可靠,也就意味着该模型中 Ba、Cs、Rb、 La等不相容元素的丰度值也不可靠。所以,黎形等 (1999,1998,1997,1994)发表的中国大陆或其内部地 质构造单元的地壳(或岩石圈)化学成分模型,不但 其 U、Th、K 的丰度值偏高,而且其他不相容元素的 丰度值也值得怀疑。

根据汪洋<sup>**0**</sup>(1999a,1999b)提出的方法和公式, 我们利用地表热流值和地下流体 He 同位素比值资料估算了中国大陆主要沉积盆地的地壳平均生热率 (表 2)。结果表明,中国东部地区地壳平均生热率 (表 2)。结果表明,中国东部地区地壳平均生热率 *HPR*的估算值(0.8~1.1  $\mu$ W/m<sup>3</sup>)与 Gao等(1998) 发表的根据详细地球化学研究得出的相应地区的生 热率估计值(1.0  $\mu$ W/m<sup>3</sup>)符合得很好。从表 2 可以 看出,中国东部和中部地区,如:江汉盆地、华北盆 地、松辽盆地、苏北盆地和四川盆地等的地壳平均生 热率较高;而西北部地区的地壳平均生热率则低于 0.8  $\mu$ W/m<sup>3</sup>,如:柴达木盆地、准噶尔盆地、吐哈盆地 和塔里木盆地。值得注意的是,塔里木盆地和准噶 尔盆地的地壳平均生热率为 0.6  $\mu$ W/m<sup>3</sup>,与 Rudnick 等(1998)给出的太古宙克拉通地区的地壳平均生热 率相同。

中国大陆地壳平均生热率的横向变化对应于地 壳中放射性生热元素丰度的横向变化。地球化学研

构造单元	$^{3}\mathrm{He}/^{4}\mathrm{He}/\mathrm{R}_{\mathrm{A}}$	$q_{ m c}/q_{ m m}$	平均热流值∕mW⋅m <sup>-2</sup>	地壳热流/mW·m <sup>-2</sup>	$HPR/\mu m \cdot m^{-3}$
松辽盆地	1.15	0.77	70	30	1.0
辽河盆地	1.25	0.75	66	28	0.9
华北盆地	0.63~1.70	0.66~0.95	54 ~ 66	24 ~ 28	0.8~0.9
苏北盆地	2.16	0.58	72	27	0.8
三水盆地*	3.05	0.48	72	23	0.7
河淮盆地	0.44	1.06	49	25	0.8
南阳盆地	0.035	1.82	55	35	1.1
江汉盆地	0.009	2.24	57	32	1.1
鄂尔多斯盆地	0.027	1.90	60	39	0.8
四川盆地	0.014	2.10	53	36	0.9
柴达木盆地	0.025	1.92	54	36	0.7
准噶尔盆地	0.100	1.50	52	31	0.6
塔里木盆地	0.044	1.75	44	28	0.6

表 2 中国大陆主要盆地地壳热流值和平均生热率

Table 1	Constal bast floor		• J +	e	1	China Mainland
Table 2	Crustal near now	and average nea	i production rate of	і шајог	Dasins in	China Mannano

据汪洋(1999c);\* 三水盆地位于华南褶皱带中; $q_c$ -地壳热流值; $q_m$ -地幔热流值  $R_A$ -大气对流层

究表明,大陆地壳若具有较高的平均生热率,则其整体化学成分偏于长英质,反之偏于镁铁质(Rudnick et al.,1998;Mclennan et al.,1996)。所以中国大陆西 北部地区的地壳整体化学成分应当较中国东部和中 部地区更偏镁铁质。中国大陆的人工地震测深结果 显示(Mooney,1998;Yuan,1996),其东部和中部地区 地壳整体平均波速值明显低于全球大陆平均值,意 味着这些地区地壳成分偏于长英质;而西北部的准 噶尔盆地地壳整体平均波速值与全球大陆平均值相 同标志着该盆地地壳成分与中国大陆东部和中部 地区相比偏于镁铁质。因此,我们根据大地热流资 料得出的结论与根据人工地震测深推断的结果是一 致的,都表明中国大陆地壳平均化学成分存在明显 的横向不均匀性。

### 4 岩石圈地热特征与中国大陆岩石圈 力学性质

有效弹性层厚度(Effective Elastic Thickness,简称 EET)是表征岩石圈力学强度的有用参数。岩石 圈强度越大,其 EET 越大,反之亦然。在此我们采 用 Burov 和 Diamen(1995)的定义和计算方法,根据 地温线和岩石流变率计算中国大陆主要地质构造单 元的 EET 厚度。结果列于表 1。

与大地热流的展布格局相同,中国大陆岩石圈 的 EET 厚度的空间分布格局也表现出明显的横向 不均匀性。在中国大陆东部和中部地区"热"地质 构造单元的 EET 厚度小于地壳厚度(见表 1 中的 EET 以及 Moho 面深度数据);"冷"地质构造单元的 EET 厚度远大于地壳厚度(约为后者的3倍)如:扬 子地台中部 "温"地质构造单元的 EET 厚度在 40~ 60 km 之间,如:江汉盆地大致相当于这些地区地壳 厚度的一倍或一倍半。在中国大陆西部 " 热 "地质 构造单元的 EET 厚度非常小,在楚雄、康滇、祁连山 和藏南地区仅 10 km 左右。而'冷'地质构造单元的 EET 厚度一般在 40~50 km(不包括塔里木盆地), 比中国大陆中部小得多。这归结于中国大陆西部的 地壳厚度较大。由于地壳与地幔之间在矿物组成和 化学成分上的差异,较大的地壳厚度将显著降低岩 石圈的强度(Vauchez 1998)。

中国大陆岩石圈的 EET 分布格局与强震活动 的空间分布之间具有反相关关系。中国西部地区 EET 的平均厚度小于东部地区,而前者的地震活动 性远远高于后者。中国西部的强震带包括藏南、滇 西、川西(包括海旗)和祁连山等地区(Yuan,1996)。 这些地区的 EET 厚度均非常薄 ,在  $10 \pm 5$  km 之间。 在中国大陆东部和中部 ,大震( $M \ge 7$ )震中主要集中 在华北盆地、汾渭地堑及其周边地区 ,这些地区的有 效弹性层厚度 EET 小于地壳厚度。在扬子地台中 部地区、江汉盆地和四川盆地内部等 EET 大的地区 则没有强震( $M \ge 6$ )活动。表明"热"地质构造单元 的岩石圈力学强度低于"冷"地质构造单元。

总之,中国大陆岩石圈力学强度的横向变化格 局受到岩石圈热结构横向变化的强烈影响。在整体 上,东、西部岩石圈强度分别表现出从东向西、从南 向北、由弱变强的变化趋势,但由于各地质构造单元 之间岩石圈热结构和地壳成分等的差异,岩石圈力 学强度及有效弹性层厚度在中等尺度上的横向不均 匀性更加明显。这导致中国大陆强震活动和现今活 动变形特征呈现空间非均匀性和镶嵌状格局。

#### 5 结 论

中国大陆大地热流以及其他岩石圈热状态参数 的空间分布均表现出明显的横向变化:总体上,东、 西部岩石圈地热特征分别表现出从东向西和从南向 北的变化趋势;但没有明显的"南高北低"的特点。 西部地区的印度-亚洲碰撞和东部地区的太平洋板 块俯冲过程制约着中国大陆岩石圈热状态的大尺度 分布格局;同时由于各地质构造单元之间岩石圈成 分结构等方面的差异,岩石圈热状态和力学强度显 示出中等尺度上的横向不均匀。岩石圈热状态是影 响中国大陆岩石圈力学强度的重要因素。利用大地 热流资料可以获取关于地质构造单元的地壳平均生 热率和化学成分方面的有用信息。

致谢 中国地质科学院地质研究所任纪舜院士 提供了《中国及邻区大地构造图》,中国科学院地质 与地球物理研究所的赵平博士和胡圣标博士提供了 部分岩石生热率和热流资料,在此一并表示感谢。

#### 参 考 文 献

- 黎 形.1994.中国陆壳及其沉积层和上地壳的化学元素丰度.地球 化学 23:140~145.
- 黎 形, 倪守斌. 1997. 中国大陆岩石圈的化学元素丰度. 地质与勘 探 33:31~37.
- 黎 形,倪守斌.1998.塔里木-华北板块的地壳和岩石圈元素丰度. 地质与勘探,34:20~24.
- 黎 形,袁怀雨,吴胜昔,程先富.1999.中国大陆壳体的区域元素 丰度.大地构造与成矿学,23:101~107.

倪守斌,满发胜,王兆荣,黎 形.1999.新疆北部地区岩石生热率

分布特征. 中国科技大学学报 29:408~414.

- 任纪舜.1999.中国及邻区大地构造图(1:5000000).北京:地质出版社.
- 汪 洋.1999a.地下流体氦同位素比值与大陆热流壳/幔热流比值的 关系.见:中国地球物理学会 1999 年年刊.合肥:安徽科技出 版社 320.
- 汪 洋.1999b.利用地下流体 He 同位素比值研究中国大陆地幔热 流.地球学报 20(增刊):48~50.
- 汪集 ,黄少鹏.1990.中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版). 地震地质,12:351~366.
- 石耀霖,王其允.1997.高喜马拉雅淡色花岗岩形成的热模拟. 地球 物理学报 A0:667~676.
- 赵伦山,张本仁.1988.地球化学.北京:地质出版社 404.
- Burov E , Diament M. 1995. The effective elastic thickness of continental lithosphere : what does it really mean ?J. Geophys. Res. ,100 : 3905 ~ 3927.
- Christensen N I , Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust : A global view. J. Geophys. Res. ,100 : 9761 ~ 9788.
- Chapman D S, Pollack H N. 1975. Global heat flow: A new look. Earth Planet. Sci. Lett. 28:23~32.
- Chapman D S , Furlong K P. 1992. Thermal state of the continental lower crust. In : Fountain D M , Arculus R , Kay R W , eds. , Continental Lower Crust. Amsterdam : Elsevier ,179 ~ 199.

- Gao S , Luo T C , Zhang B R et al. . 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. Geochimica et Cosmochimica Acta , 62 : 1959 ~ 1975.
- Hoffmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth : The relationship between mantle , continental crust and oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett. , 90 : 297 ~ 314.
- Li S, Mooney W D. 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. Tectonophysics 288:105~113.
- McLennan S M , Taylor S R. 1996. Heat flow and the chemical composition of continental crust. J. Geol. ,104:369 ~ 377.
- Pollack H N, Hunter S J, Johnson J R. 1993. Heat flow from the Earth 's interior', analysis of the global data set. Rev. Geophys. 31:267 ~ 280.
- Rudnick R L , McDonough W F , O 'Connell R J. 1998. Thermal structure , thickness and composition of continental lithosphere. Chemical Geology , 145:395 ~ 411.
- Sengor A M C. 1999. Continental interiors and craton : any relation ?Tectonophysics 305 : 1 ~ 42.
- Vauchez A , Tommasi A , Barruol G. 1998. Rheological heterogeneity , mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. Tectonophysics 296:61 ~ 86.
- Yuan Xuecheng(eds.). 1996. Atlas of Geophysics in China, Publication No. 201 of the International Lithosphere Program. Beijing: Geological Publishing House.217.

#### Lithospheric Geothermics of Major Geotectonic Units in China Mainland

Wang Yang<sup>1</sup>) Wang Jiyang<sup>2</sup>) Xiong Liangping<sup>2</sup>) Deng Jinfu<sup>1</sup>)

( 1) Department of Geology and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing;

2) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing)

**Abstract** Lithospheric geothermal characteristics of major geotectonic units in China were studied on the basis of over 800 heat flow data from China Mainland. The spatial pattern of heat flow and other thermal parameters of lithosphere show obvious lateral variations, which originated from the Cenozoic tectonothermal activities related to the India – Asia collision and the subduction of the Pacific Plate. The average heat production rate of the crust also exhibits lateral heterogeneity a-mong geotectonic units, implying significant lateral variation of bulk composition of the crust in China Mainland. The mechanical strength of the crust and the seismicity of geotectonic units were strongly affected by geothermal characteristics of the units.

Key words heat flow heat production rate of the crust effective elastic thickness China Mainland