

12-20

云南三江地区复合叠加型岩石圈热结构

徐 青

(冶金部遥感技术应用中心·北京)

P 314.2

A

云南三江地区三叠纪以来以陆壳块体间挤压逆冲推覆剪切为主要变形机制。在逆冲推覆作用形成山脉过程中,地表热流主要受下述三种热贡献控制:(1)放射性元素衰变产生的热;(2)逆冲断片运动产生的摩擦热;(3)深部热流从一个推覆断片向另一个断片的传导。据此建立了该区复合叠加型岩石圈热结构模式。这种模式不仅表征了区内岩浆岩、火山岩和变质岩的分布规律,而且阐明了构造作用的统一的深部热背景。

关键词 云南三江地区 热流 生热率 摩擦热 逆冲推覆

1 地质、地球物理背景及地质模型

本文所指云南三江地区,大地构造上横跨 1:400 万中国大地构造图(黄汲清等,1980)所划的冈底斯—念青唐古拉褶皱系、三江褶皱系,以及松潘—甘孜褶皱系中的玉树—义敦褶皱带,其特征是构造单元常以深断裂为界(图 1)。板块学说认为三江地区位于印度洋板块东北角与欧亚板块撞接带上。本区广泛分布的中—酸性侵入岩类、火山岩系和变质岩明显成带状沿断裂出露。这些构造岩浆—变质带多数受混合岩化作用,少数出现高压变质矿物或混杂堆积以及超基性岩,因此滇西地区可能处于多次板块汇聚部位(范承钧,1982)。

从地壳界面等深图上看,研究区跨越我国西部地幔陡坡带和青藏地幔台坪坳陷区(王懋基等,1981)。地壳等厚线的变化揭示出区内具有地壳厚度的带状区域,主要有腾冲地壳增厚带、施甸地壳减薄带和临沧地壳增厚带。在地壳深部,怒江、澜沧江、金沙江断裂都在地壳增厚带或减薄带的边缘。地壳厚度由中生代末期的 15km 达到目前的 50km 左

右(普遍超过 40km)。在水平方向上地壳剧烈收缩,有过数百公里的地壳挤压缩短(朱成男、任允文,1983)。地壳纵向增厚与横向收缩的变形特点,是中生代末至新生代初期印度洋板块与欧亚板块的陆壳发生碰撞,且印度大陆不断向北东方向推进的区域性挤压作用所致(Molnar and Tapponnier,1975,1978)。

深部地球物理资料表明,三江地区存在明显有利于逆冲推覆的滑脱面。这是广泛发育逆冲推覆体的先决条件(徐青等,1992,1993)。区内岩浆岩、火山岩和变质岩的形成,归纳起来主要有两种构造背景:一种是板块俯冲;另一种是大陆或地体碰撞逆冲推覆剪切及走滑剪切(徐青等,1982;1983)。三叠纪以前以第一种构造机制形成的岩浆—变质岩带占主导地位;三叠纪及其以后以第二种机制为主。构造活动强度的迁移,从含锡花岗岩全岩 Rb—Sr 等时线年龄(张玉泉,1990)及板块活动规律(王铠元等,1981;1983)可窥一斑,总的趋势是东部早、西部晚。

分析区内地质和地球物理资料,发现逆冲断片复合叠加,发育连续的逆冲推覆地体,地壳厚度相应增厚,存在多层次推覆。既有深

本文 1993 年 9 月收到,于纯烈编辑。

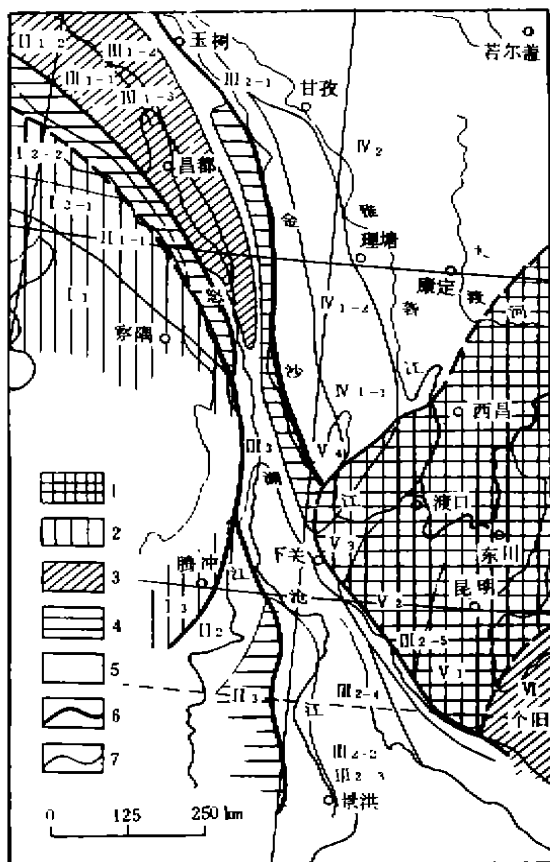


图1 怒江—澜沧江—金沙江地区地质构造分区略图
(引自陈炳蔚等,1987)

1—扬子褶皱及盖层;2—早加里东褶皱及盖层;3—晚加里东褶皱及盖层;4—华力西褶皱及盖层;5—印支褶皱及盖层;6—一级构造分区界线;7—二级构造分区界线;I—波密—腾冲褶皱系;I₁—察隅褶皱带;I₂—然乌褶皱带;I₂₋₁—松宗褶皱束;I₂₋₂—洛隆褶皱束;I₃—腾冲褶皱系;I₁—左贡—耿马褶皱系;I₁₋₁—左贡褶皱带;I₁₋₁₋₁—丁青褶皱束;I₁₋₁₋₂—类乌齐褶皱束;I₂—保山褶皱带;I₃—西盟褶皱带;II—三江褶皱系;II₁—昌都—襄谦褶皱带;II₁₋₁—杂多褶皱束;II₁₋₂—青泥洞—海通褶皱束;II₁₋₃—昌都坳陷;II₂—江达—普洱褶皱带;II₂₋₁—结隆—钦领褶皱束;II₂₋₂—兰坪—思茅坳陷;II₂₋₃—临沧—景洪褶皱束;II₂₋₄—墨江—金平褶皱束;II₂₋₅—哀牢山褶皱束;II₃—金沙江褶皱带;IV—松潘甘孜褶皱系;IV₁—玉树—义敦褶皱带;IV₁₋₁—德格中甸褶皱束;IV₁₋₂—雀儿山—稻城褶皱束;IV₂—雅江褶皱带;V—扬子准地台;V₁—康滇地轴;V₂—滇中台坳;V₃—V₄—盐源—丽江台褶皱带及过渡带;VI—华南褶皱系

层次推覆,与基性、超基性岩的出现有关;又有浅层推覆,与基底岩系没有卷入的逆冲断

层的薄皮构造相似。印支运动以来,构造活动强度逐渐向西迁移,因此,逆冲序次由东向西依次发育有哀牢山、澜沧江和怒江三条大型逆冲推覆断裂(徐青等,1992;1993)(图2)。

2 云南热流分布主要特征

表1、表2给出我们在云南得到的29个热流值,参考其他工作结果(表3),作出云南热流图(图3)。结合云南构造单元分区(张文佑等,1986;陈炳蔚等,1987)分出:(1)滇西腾冲断块高热流区,平均值为 93.7mW/m^2 ;(2)三江断夹块中热流区,平均值为 59.3mW/m^2 ;(3)南北构造带高热流区,其中丽江至洱源的滇西北裂陷区平均值为 80mW/m^2 ,昆明地区热流平均值为 85.4mW/m^2 ,两者之间断裂相对不甚发育的红色盆地,热流值较低;(4)滇东南右江块隆低热流区,热流值变化在 $37\sim 70\text{mW/m}^2$,其中半数在 50mW/m^2 以下。总起来看,云南地区平均热流值相对较高,三江地区热流值西高东低,且高低相间起伏。

3 逆冲推覆过程中深部热流的配分

从前面建立的地壳结构模型可知,在逆冲推覆作用形成山脉过程中,地表热流主要由3部分组成。其中逆冲断片运动产生的摩擦热有严格的时空限定,它存在于逆冲推覆作用过程中,并有一定的滞后效应。对放射性元素衰变产生的热和深部热流(或地幔热流),目前通常用剥离法(汪集肠等,1986)和地表热流(q_0)与生热率(A_0)间的线性关系(即热流的二元结构模型)(Birch et al., 1986)来讨论。对逆冲断片复合叠加的三江地区, q_0 — A_0 线性关系不能正确揭示岩石圈的热结构。这是因为,逆冲推覆岩片叠加地区, q_0 — A_0 间的线性关系,按Birch等人(1986)对线性关系的解释,截距 q_r 代表地幔热流,事实上,包括了下伏岩片中放射性元素的热贡献。Peter Molner(1983)正是基于这种思想,

采用双层指数模型结构,对逆冲推覆地体发育的喜马拉雅地区岩石圈热状态进行了理论研究,因此,在目前对放射性元素生热率随深

度变化规律不清的条件下,采用逐层“剥离”法计算深部热流是最合理可行的方法。

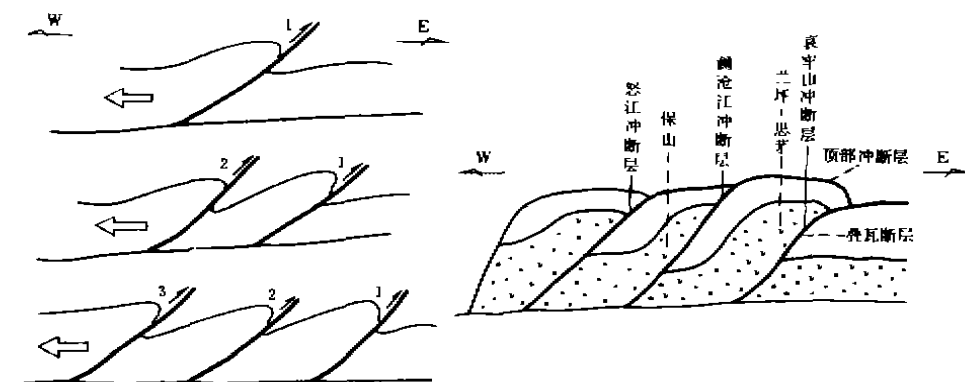


图2 三江地区构造模式示意图

左:上叠式逆冲推覆构造发育顺序 右:逆冲推覆复合叠加构造模式

表1 云南热流测试一览表

测温井	研究段深度(m)	主要岩性	线性回归 $T=T_0+GZ$		研究段岩石 热导率(W/m.K)	热流值 $q(\text{mW/m}^2)$
			$T_0(^{\circ}\text{C})$	$G(^{\circ}\text{C/km})$		
昆明 国防体育场	350~550	C 碎屑岩	22.6	27.0 ± 0.6	$2.7 \pm 0.3(5)$	71.7 ± 7.7
	550~700	Z 白云岩	31.4	11.0 ± 1.1	$7.0 \pm 0.0(1)$	77.4 ± 7.9
	550~750		32.3	9.6 ± 0.9	$7.0 \pm 0.0(1)$	67.0 ± 6.8
	40~210		18.7	35.3 ± 0.9	$2.7 \pm 0.2(5)$	93.9 ± 10.2
	40~200		18.0	38.4 ± 1.1	$2.7 \pm 0.2(5)$	102.2 ± 11.4
	350~550		22.8	26.5 ± 0.6	$2.7 \pm 0.1(4)$	72.7 ± 4.3
	300~550		22.5	27.1 ± 1.0	$2.7 \pm 0.2(5)$	72.1 ± 8.3
	300~350		21.0	31.7 ± 2.6	$2.2 \pm 0.8(4)$	70.5 ± 28.2
昆明 ZK7	70~220	C 碎屑岩	17.8	23.4 ± 0.7	$3.9 \pm 1.2(3)$	91.1 ± 28.6
	220~400	Z 白云岩	9.6	56.7 ± 2.2	$2.1 \pm 0.3(5)$	116.2 ± 17.6
	400~510		16.8	39.7 ± 1.4	$2.8 \pm 0.3(5)$	109.9 ± 12.9
	510~610		29.8	14.1 ± 0.9	$6.6 \pm 0.6(2)$	93.1 ± 10.7
昆明 牛街庄	100~780	C 碎屑岩	20.0	23.8 ± 0.9	$3.3 \pm 0.8(3)$	78.8 ± 20.4
		Z 白云岩	27.6	25.6 ± 3.2	$3.3 \pm 0.8(3)$	84.8 ± 24.2
昆明 五里乡	80~130	C 碎屑岩	22.1	21.3 ± 5.4	$3.2 \pm 0.4(8)$	68.3 ± 19.6
	130~250	Z 白云岩	23.3	12.8 ± 1.2	$6.3 \pm 0.8(2)$	80.9 ± 13.3
昆明 海埂1井	190~480	N 松散 碎屑	26.8	37.1 ± 3.2	2.0 ± 0.2	75.9 ± 11.9
楚雄 ZK37	0~900	白垩纪 红层	19.9	26.8 ± 0.8	$2.9 \pm 0.3(10)$	77.0 ± 9.9
楚雄 ZK11	30~70	K 红色泥	17.6	33.7 ± 3.2	2.5 ± 0.0	83.4 ± 8.0
	70~135	岩为主	18.3	24.4 ± 1.2	$3.4 \pm 0.3(6)$	83.5 ± 8.8
六苴 ZK40412	40~490	K-J 碎	18.8	19.6 ± 4.5	$3.1 \pm 0.18(4)$	60.9 ± 14.6
	40~360	屑岩系	19.7	14.4 ± 4.2	$3.1 \pm 0.18(4)$	44.8 ± 13.4
	360~490		11.0	37.6 ± 7.0	$3.1 \pm 0.1(4)$	116.9 ± 23.0
下关 ZK1	20~870	J 碎屑岩、 变质岩	16.7	22.0 ± 0.7	$3.2 \pm 0.2(8)$	69.9 ± 6.3

续表 1

剑川 中羊井	100~300	始新统粗 碎屑岩	26.6	23.7±1.5	4.1±0.1(7)	97.7±6.6
	320~540		24.7	24.7±2.2	4.1±0.1(7)	100.7±9.5
	540~740		14.7	43.2±3.6	4.1±0.1(7)	178.4±15.5
	100~740		21.9	31.7±2.7	4.1±0.1(7)	130.8±11.6
潞西 0204 井	20~140	D 灰岩	20.8	18.7±1.6	3.3±0.1(2)	61.0±5.8
	20~80		20.7	22.0±2.0	3.3±0.1(2)	71.6±7.3
潞西 0206 井	20~100	D 灰岩	20.9	29.8±8.4	3.3±0.1(2)	97.2±27.8
	30~90		21.2	27.6±4.6	3.3±0.1(2)	90.0±15.4
潞西 0203 井	20~104	D 灰岩	23.2	35.2±8.0	3.3±0.1(2)	114.8±26.4
澜沧 1010 井	50~180	C-P 灰岩、 火山岩	16.1	18.7±2.9	2.6±0.1(2)	48.7±7.7
	50~100		15.8	23.3±4.8	2.6±0.1(2)	60.8±12.7
	50~90		15.7	25.5±5.1	2.6±0.1(2)	66.6±13.7
澜沧 SHK1	110~130	C-P 灰岩	21.8	15.9±2.3	3.7±0.1(2)	59.1±8.6
景洪 ZK207	30~170	C ₂ 松散 沉积	24.7	26.3±1.8	1.3±0.1(3)	33.9±4.8
江川 2015	20~70	C ₂ 松散 沉积	22.6	50.5±19.5	0.9±0.1(2)	47.0±18.8
普洱 ZK1	20~40	J 砂、 泥岩	20.4	18.5±5.50	2.3±0.1(2)	43.1±12.8
	10~40		19.9	32.4±15.1	2.3±0.1(2)	75.5±35.4
磨黑 1 号井	30~108	J 含膏盐 碎屑岩	21.1	24.1±2.8	2.7±0.4(3)	64.6±12.6
	40~108		21.3	22.4±1.6	2.7±0.4(3)	60.0±10.4
蒙自 啤酒厂	40~70	C ₂ 泥灰岩	20.4	21.8±4.1	2.7±0.0	28.8
	40~60		20.1	27.5±0.5	2.7±0.0	74.3±1.3

表 2 云南热流估算一览表

测温井	深度 (m)	构造部位	恒温带温度/ 深度 (°C/km)	井底温度/ 深度 (°C/km)	估算梯度 (°C/km)	主要岩性	热导率值 (W/m·K)	估算热流 (mW/m ²)
富民 TK1	0~500	断裂带	19.5/0.03	35.5/0.498	34.2	J 碎屑岩 P 玄武岩	2.3(3) 2.4(5)	78.7 82.8
丽江 团山水库	0~150		14.5/0.03	16.88/0.13	19.8	T-P 火山杂岩	2.6(5) 2.8(4)	50.9 55.0
永平 卓潘	0~100		16.00/0.03	18.9/0.10	41.4	燕山期 正长岩	1.7(1)	70.9
龙陵 镇安	1~101	镇安煤田	17.3/0.01	30/0.1	138.9	N 含煤岩系	0.6(3)	76.3
腾冲 地热大队	0~97		16.7/0.02	21/0.097	55.8	C ₂ 玄武岩	1.6(2)	86.6
			16.7/0.03					99.5
澜沧 SHK1	0~135		20/0.01	23.61/0.11	45.1	N、C-P 灰岩	1.3(3)	58.4
普洱 ZK1	0~90		20/0.01	21.16/0.05	29.0	J 砂、泥岩	2.3(2)	67.6
嘎洒 199~1	0~463	红河断裂带	21/0.02	34/0.463	29.4	T 砂岩,下 部为碎屑岩	2.2(2)	65.3
			(25.3/0.09)	34/0.463	23.2		2.2(2)	51.6
个旧 85~41	0~744		12.93/0.45	19.83/0.744	23.5	T 灰岩	2.9(3)	68.5

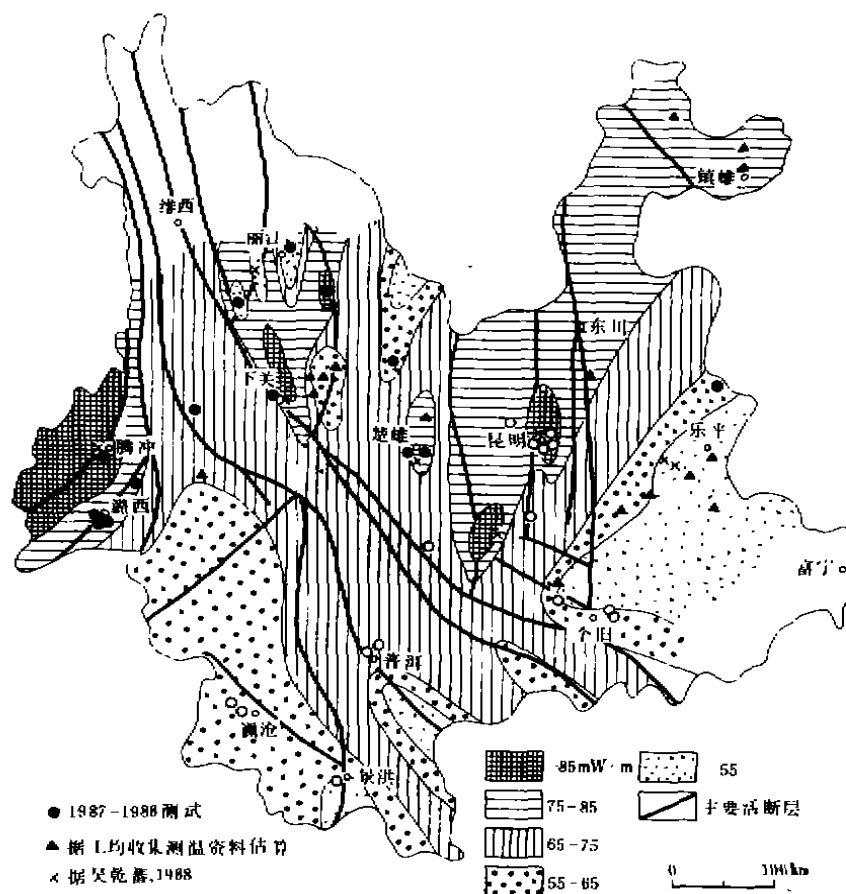


图3 云南热流图

表3 地壳地质模型及分层数据

分层		腾冲地区	保山地区	澜沧地区	永平地区	普洱地区	丽江地区	华坪地区	昆明地区	滇东南地区
沉积盖层(km)	C ₂	2.0	0.25	0.6	0.5	1.2	1.0		0.5	0.5
	K		1.7	0.5	1.3	0.5	2.0	3.0	0.3	0.1
	J		2.0	1.0	2.2	5.0	2.0		1.0	0.65
	T		2.0	1.0	4.0	3.0	3.5	4.0	1.5	3.0
	P-O	8.0	3.55	8.45	4.0	3.3	3.5	6.0	3.7	6.6
	← Z	1.0	4.5		1.0		0.6	0.6	1.0	0.9
					1.5		0.9	1.2	1.0	0.5
Si-Al 质层		10.0	10.0	7.95	11.5	8.0	13.0	10.0	10.0	7.25
Si-Mg 质层		20.0	18.0	17.5	18.0	16.0	21.5	18.2	24.0	17.5
总计		41.0	42.0	37.0	44.0	37.0	48.0	43.0	43.0	37.0
恒温带温度 T ₀ (°C)		17	19	19	18	18	17	18	18	18

3.1 放射性元素衰变产生的热与地幔热流

云南地壳地质模型分层数据见表3(汪缉安等,1990)。地壳各地层、结构层平均放射

性生热率及热导率见表4(汪缉安等,1990)。

由表3和表4计算得到云南深部热流分布及结构特点可明显划分为三大基本类型:(1) q_m

大于或近于 50mW/m^2 , $q_m/q_s > 55\%$, $q_m/q_c > 1.3$, 具有典型活动区的热流结构特征, 腾冲、昆明为其代表; (2) $q_m < 30\text{mW/m}^2$, $q_m/q_s < 45\%$, q_m/q_c 比值较低, 具有典型稳定地质区的热流结构特征, 滇东南区属此类型; (3) 热流结构特征介于前两类之间, 具有中间过渡

型地质特点。滇北地区地壳热流比重一般较大, 这与逆冲推覆构造使地壳岩片叠加有关。值得注意的是, 研究区的深部热流变化大, 充分说明构造活动强烈有其深部热背景。用大地热流的二元结构模式难以正确揭示这种热结构特征。

表 4 地壳各地层结构层平均放射性生热率及热导率

地层时代	产热元素含量						密度 (g/cm^3)	生热率		平均热导率 $\cdot K$	
	U(ppm)	样品数	Th(ppm)	样品数	K(%)	样品数		HCU	$\mu\text{W/m}^2$	HCU	$\text{W/m} \cdot \text{k}$
C ₂	4.48	9	12.77	9	3.00	9	1.99	4.19	1.75	4.0	1.67
K	3.58	5	11.59	5	2.40	5	2.4	4.25	1.78	6.0	2.51
J	3.80	5	11.84	5	2.55	5	2.48	4.58	1.92	7.3	3.06
T	2.26	2	0.61	2	1.51	2	2.7	1.87	0.78	6.4	2.68
P-O	3.55	11	5.53	11	2.83	11	2.66	3.76	1.58	6.6	2.76
←	10.17	17	10.05	17	6.82	17	2.64	9.44	3.95	6.6	2.76
Z	1.36	2	0.89	2	0.91	2	2.70	1.21	0.51	14.00	5.86
Si-Al	5.17	7	17.98	7	5.56	7	2.7	7.61 2.5*	3.19 1.05*	6.0*	2.51
Si-Mg	1.7	4	4.49	4	1.14	4	2.68	2.08 0.6*	0.87 0.25	6.0*	2.51

* 取文献常用值

表 5 地幔热流(q_m)、地壳热流(q_c)、地表热流(q_s)组成关系

热流配分	腾冲地区	昆明地区	丽江地区	永平地区	澜沧地区	保山地区	普洱地区	华坪地区	滇东南地区
$q_m(\text{mW/m}^2)$	57.0	48.9	39.7	29.7	34.7	28.9	30.5	26.5	26.0
$q_m/q_s(\%)$	60.6	56.9	44.6	41.8	52.2	43.1	47.7	40.8	43.3
q_m/q_c	1.5	1.3	0.8	0.7	1.1	0.8	0.9	0.7	0.8
q_c/q_m	0.6	0.8	1.2	1.4	0.9	1.3	1.1	1.4	1.3

3.2 逆冲断片运动产生的摩擦热

采用的模型是理想和简化的。假定逆冲推覆断片是水平的, 以常速沿平面状滑动面出现, 即假定逆冲断片沿半空间运动, 摩擦热沿滑动带出现, 平行断层方向的温度梯度, 与垂直断面方向的相比是很小的, 因此一维模型是可行的, 可以采用叠加法计算大地热流。

模型把沿逆冲推覆断面的摩擦热和由于

扰动的热梯度的松弛热效应结合起来(Non-gelli et al., 1989; Brewer, 1991)。逆冲推覆作用开始后, 任一深度 Z 和时间 t 的温度为:

$$T(Z, t) = T_\tau D[\rho C_p (\pi \kappa t)^{1/2}] \\ = T f_g H D / [C_p (\pi \kappa t)^{1/2}]$$

式中无量纲的温度 T 变化在 0 与 1 之间, 变量定义和常数见表 6。有关公式的详细推导请参看 Brewer (1991) 文章。下面结合三江地区实际地质现象讨论模拟计算的结果。

表 6 计算中使用的变量和常数

H 逆冲断片的厚度	T 温度
D 逆冲断片移动的距离	T^* 无量纲温度
t_1 逆冲推覆作用的总时间	τ 剪切力
u 滑动速率	$\Delta T/\Delta Z$ 冲断作用前的恒定区域地温梯度
f 摩擦系数	C_p 岩石的比热 $= 0.25 \text{ cal}/(\text{g} \cdot ^\circ\text{C})$
z 垂直冲断面的距离	$= 1.024 \text{ KJ}/(\text{kg} \cdot \text{K})$
z' 垂直冲断面的无量纲距离	k 热扩散率 $= 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
t 自冲断作用开始后的时间	K 热导率 $= 0.007 \text{ cal}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{K})$
t' 自冲断作用开始后的无量纲时间	ρ 密度 $= 2.8 \text{ g}/\text{cm}^3$
	g 重力加速度

取摩擦系数 f 上限值为 0.6 (Byerlee, 1978), 通过理论计算发现摩擦生热产生 2 倍于背景值的热流 (Brewer, 1981), 沿着断层面的高温导致剪切强度的损失和广泛的韧性流变, 模型中这种情况为摩擦系数的明显降低, 从而剪切生热量明显减小。摩擦生热产生的热异常, 在逆冲作用停止后的两倍时间内衰

减殆尽。在逆冲推覆作用停止后的 200~300Ma 内, 由于逆冲推覆作用扰动的热梯度逐渐恢复 (图 4), 因此出现负的热异常 (图 5), 实际上恢复到平衡状态的 80%, 20~15km 厚的板片需 40Ma; 10km 厚以内的板片在 40Ma 时可恢复到平衡状态的 90%。

对一系列板片厚度, 在各个变量取不同

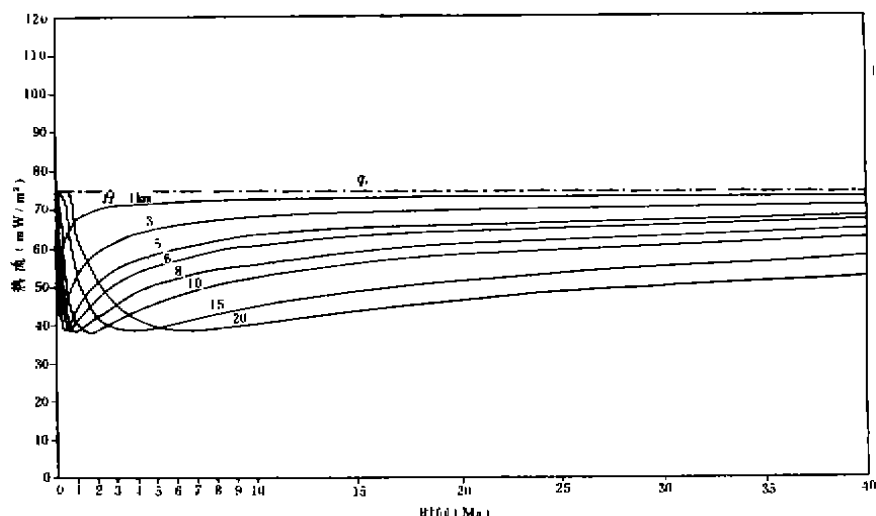


图 4 不同厚度板片逆冲推覆造成的热扰动恢复平衡所需的时间

值时计算出断层面上最高温度随深度的变化曲线 (图 6) 可以看出, 10km 厚的断片在适宜的条件下 ($D=200\text{km}$, $f=0.6$), 断层面上温度可升高 350°C , 当地温梯度为 $30^\circ\text{C}/\text{km}$ 时, 10km 深断面上的温度高达 650°C (图 6)。对更厚的断片, 取各种变量的上限值, 剪切生热

可以达到非常高的温度, 足以引起岩石变质甚至出现部分熔融。从温度—深度剖面可以发现, 在断面之下出现倒转的温度梯度, 这也正是许多逆冲推覆造山带常见到的倒转变质分带现象的地热依据。

逆冲推覆断层热效应的研究可以提供以

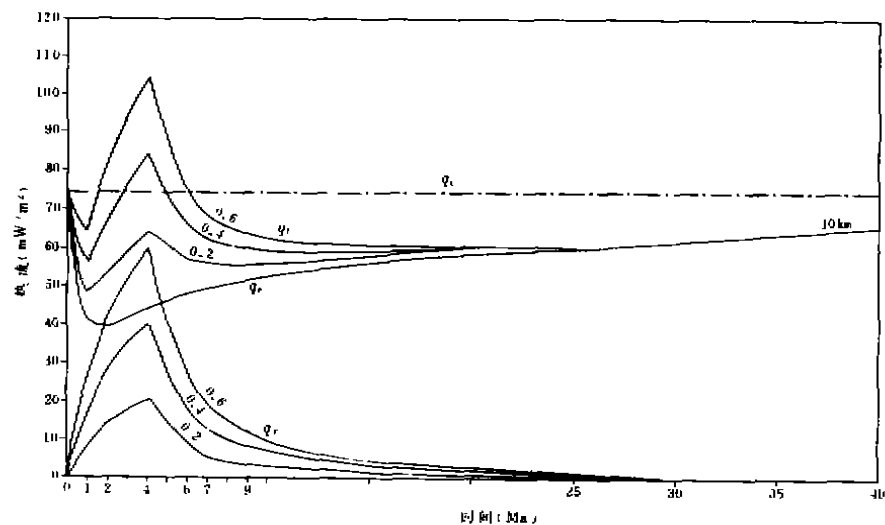


图5 10km厚板片在4Ma时间逆冲推覆100km,摩擦系数分别为0.6,0.4,0.2时的地表热流 q_s 随时间变化曲线

(t 是传导热流 q_r 与摩擦生热之和,未考虑放射性元素生热)

下几点认识:(1)对本文所考虑的各种模型参数,剪切带温度可比正常地壳温度高300℃左右,导致靠近断层出现渐进变质作用,与在三江地区所观察到的等变质度线(等变质级)平行或近于平行逆冲断层相一致;(2)剪切生热达到的高温可由白云母和黑云母等含水矿物的分解或部分熔融得以缓冲,因此剪切生热是一种自调节过程。由于脱水反应出现在500℃左右的温度范围,在本区相当于16km处的温度,在此深度上,地壳岩石的剪切强度

明显比上部岩层低。因此,这里存在着明显有利于逆冲推覆断层发育的滑动面。又由于逆冲推覆剪切生热是一种自调节过程,所以大多数地震都发生在这个深度,而且具有一定的周期性;(3)逆冲推覆剪切过程中出现非常高的热异常,最高可达到2倍于背景热流的正异常,同时在逆冲推覆作用停止后的200~300Ma会出现负的热异常(以区域平衡热流为参照系),这也许可以用来作为识别大型逆冲推覆断裂的地热判据。

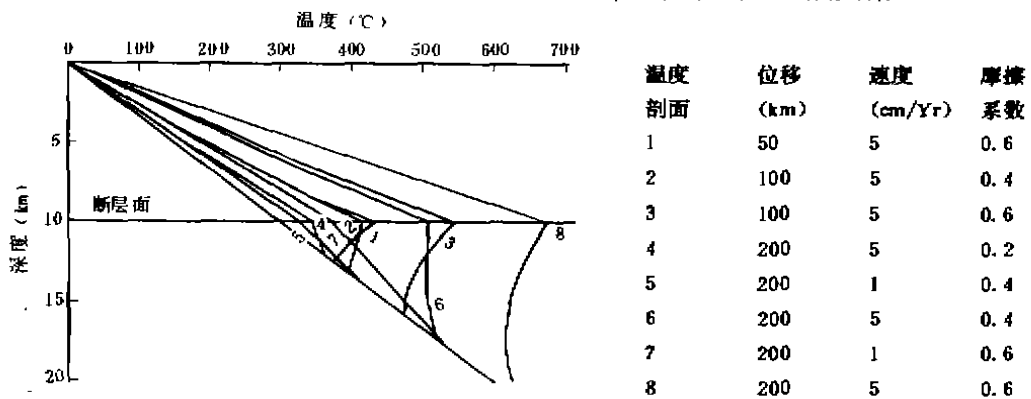


图6 10km厚板片对各种参数值由逆冲推覆作用形成的最大温度剖面

4 热演化历史

三江地区地壳的演化是经历了多旋回构

造运动发展的结果。从时间进程看,总的趋势是在由活动向稳定转化的背景上,后期仍表现了较大的活动性。空间上表现了“线”、

“块”的格局。线状地带早期为俯冲带,晚期为推覆剪切和走滑剪切带,它们的位置随地质历史而变更。块状构造是推覆剪切带中的夹块。因此,尽管“线”和“块”的变形样式和强度不同,但都统一在同一上叠式逆冲推覆模式中,说明具有统一的(热)动力学条件。

三江地区的地热史大致有这样的基本图象:(1)“线”、“块”相间的构造格局古已形成,它控制着继后地质史和地热史的发展,并表现为继承的特点。在剪切带(与俯冲消减带的位置一致)的线状构造带上,具有持续相对高热历史的特点,块状构造区具有相对低热的历史;(2)晚古生代(从晚石炭世开始)全区开始进入一个新的地热史发展阶段,不仅强应变带(逆冲推覆剪切带)经晚期海西运动、印支运动达到地热高热时期,夹持于其间的断块也明显受到这些运动的波及,地热强度有不同程度增强。中生代中晚期全区范围地热活动似有相对减弱的趋势(腾冲地区例外);(3)热历史的发展不平衡或差异,总体上表现为由(北)东向(南)西演化的特点,这充分验证了上叠式逆冲推覆叠加构造模式的演化特征(徐青等,1992);(4)应当特别强调新构造运动对近(现)代地热场的制约作用。云南全区66个热流的平均值为 71.8mW/m^2 ,即使

是逆冲推覆剪切带中的兰坪—思茅和掸邦断夹块热流也是偏高的(图3);这是由古已形成“线”、“块”构造格局加上强烈的新构造运动两者联合制约的。

参考文献

- 1 范承钧.滇西区域地质特征.云南地质,1982,1(4):323~336.
- 2 朱成男,任允文.从重力异常看三江地区的地壳构造轮廓.云南地质,1983,2(3):227~235.
- 3 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189(4201):419~426.
- 4 Molnar P, Tapponnier P. Active tectonics of Tibet. J. Geophys. Res., 1978, 83(B11):5361~5376.
- 5 徐青,汪辑安,汪集肠等.大陆碰撞造山带复合叠加型岩石圈热结构—以云南三江地区为例.地质论评,1992,38(6):540~545.
- 6 张玉泉,谢应雯,成忠礼等.三江地区含锡花岗岩 Rb—Sr 等时线年龄.岩石学报,1990,(1):75~81.
- 7 Molnar P, Chen W P, Padovani E. Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations of heat sources responsible for the Tertiary granites in the Greater Himalaya. J. Geophys. Res., 1983, 88(B8):6415~6429.
- 8 汪辑安,徐青,张文仁.云南大地热流及地热地质问题.地震地质,1990,12(4):367~337.
- 9 Brewer J. Thermal effects of thrust faulting. Earth Planet Sci. Lett., 1981, 56:233~244.

A Model of Superimposed Thermal Structure of the Lithosphere in Sanjiang (Nujiang—Lancangjiang—Jinshajiang) Region, Yunnan, China

Xu Qing

Thrust nappe shearing and strike shearing between terrains have been the main deformational mechanism since Triassic(Late Indosinian stage) in Sanjiang Region of Yunnan. During the formation of a mountain chain by overthrusting of one thrust sheet onto another, the surface heat flow is mainly controlled by three following thermal contributions: (1) Production of heat by radioactive decay; (2) Heat generated by friction on the thrust plane; (3) The thermal relaxation of heat from deep Mantle by heat conduction from one sheet to another. Therefore, during orogenic processes by terrains colliding, a model of superimposed thermal structure of the Lithosphere in Sanjiang Region is set up. By the model not only the distributive pattern of magmatic, igneous and metamorphic rocks, but also unified deep thermal setting of tectonic movement can be explained.