

南北地震带北段速度结构与电阻率特性

涂毅敏¹, 李清河², 成 瑾¹

(1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

2. 中国地震局兰州地震研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 建立了南北地震带北段下地壳部分熔融几何形状和分布的模型. 熔融的几何分布和连通性由以下 3 个因素决定: ① 熔融的位置; ② 熔融所占总体积的比例; ③ 固-固和固-液界面的最小自由能. 熔融形状有薄版形、管道形和椭球包体形. 用此模型计算出含有部分熔融岩石的体积、剪切弹性模量和电导率的一般表示式. 选择参数并计算出南北地震带北段下地壳的 v_p 、 v_s 和电阻率 ρ_s 值, 即在鄂尔多斯地台下地壳的速度为 $v_p \approx 6.71 \text{ km/s}$, $v_s \approx 3.96 \text{ km/s}$, 电阻率为上百至几百欧姆米. 而在祁连、秦岭褶皱系下地壳速度 v_p 约为 $6.4 \sim 6.6 \text{ km/s}$, v_s 约为 $3.72 \sim 3.89 \text{ km/s}$, 电阻率为几至几十欧姆米. 数值模拟的结果与地球物理反演结果基本相符, 并进行了定性的构造解释. 用一个模型对下地壳中的速度特征与电性特性进行联合数值模拟, 说明了此模型在解释下地壳中的 v_p 、 v_s 和 ρ_s 的有效性.

主题词: 波速构造; 电阻率; 数值模拟; 下地壳; 南北地震带北段

中图分类号: P315.3⁺¹; P315.72⁺² **文献标识码:** A

文章编号: 1000-0844(2000)04-0353-08

1 概况

如果温度高于岩石固态点的温度, 则岩石的弹性和电性将发生很大的变化. 岩石熔融的出现及其熔融的几何形状会影响岩石的弹性模量进而影响着地震波速也影响着岩石的电性, 于是, 要联合解释地震波特征和电性, 使用岩石的部分熔融模型这一工具是很有效的^[1]. Walsh (1968) 使用 2 种部分熔融模型 (孤立的透镜形熔融包体和固体纹理界面上形成的薄片形熔融体) 得出了复弹性模量表示式, 并证明了在这 2 种模型中行波的 Q 值是类似的^[2]. Walsh (1969) 认为纯剪切情况下刚度和波的衰减与熔融的位置及其数目关系更大, 而与熔融体的集聚程度相对来说关系要小些^[3]. 与之相反, 在纯膨胀的情况下, 刚度和波的衰减只与熔融体的集聚程度有关. 所以在纯膨胀情况下, 波的衰减是很小的, 即部分熔融的体积弹性模量近似等于岩石固有的弹性模量. O'Connell 和 Budiansky (1974) 用自调和近似方法计算出了岩石中裂隙是均匀分布的弹性模量^[4]. 1977 年他们又证明了岩石裂隙中含有液体的弹性模量与裂隙的相互联接方式有关^[5]. Mavko (1980) 讨论了部分熔融岩石中波速的衰减与熔融体形状的关系, 熔融体的形状有 3 种: 椭球包体形、薄片形和管道形, 得出了在一定条件下波速衰减与部分熔

融百分比之间的关系^[6]. Nur(1971)和 Solomon(1972)使用部分熔融模型对地震波速也进行了解释^[7, 8].

岩石的部分熔融即使是很少也会严重影响岩石的电导率. 岩石的有效电导率 σ 与岩石固体的电导率 σ_0 、岩石熔融体的电导率 σ_f 及其熔融的形状和分布有关^[9]. Waff (1974)使用 Hashin 和 Shtrikman 方法得出了部分熔融岩石的电导率与熔融体积百分比、熔融体之间相互连接性的关系. 他所用的部分熔融模型是假设的, 熔融虽是孤立的熔融包体, 但它们之间有相互连接的熔融液体通道. Honkura(1975)认为橄榄岩石的部分熔融是形成上地幔高导层的原因, 用部分熔融可很好地解释低速层中的低阻现象^[10]. Shankland(1981)综合上面 2 种解释方法对下面 5 种情况分别进行了讨论: 上地幔的地球物理结构, 部分熔融的本质, 部分熔融的电特性, 部分熔融的地震波特性, 在地幔中熔融的稳定性. 即用部分熔融模型对电性和波速基本上作的是定性解释^[11].

虽然近一二十年国外在此方面的研究有长足的进展, 但仍有一些问题和困难, 主要是: (1) 波速与电性数值模拟研究的范围还是局限于地幔区域; (2) 过去用部分熔融模型解释电性与弹性时基本上还是属于定性解释范畴; (3) 在熔融时, 一些现在还不清楚的机制会影响着电阻率, 而这种尚不清楚的导电机制在部分熔融中还未加以考虑; (4) 部分熔融只包括几种理想的熔融几何形状; (5) 假设是各向同性且均匀分布的熔融体.

笔者对过去在此方面的工作、理论和公式推导都作了仔细的分析和研究, 并对有些公式进行了改进. 将研究范围由地幔地区扩展到下地壳. 由基本上是用部分熔融模型对电性和弹性的定性解释扩充为用部分熔融模型进行速度和电性的联合数值模拟. 即对南北地震带北段两侧的下地壳进行了联合数值模拟. 定量计算出此地震带两侧下地壳的 P 波和 S 波速度以及电阻率 ρ . 用一套熔融模型联合数值模拟了下地壳中的速度特征与电性特性, 进而也说明了用此模型数值模拟下地壳的 v_p , v_s 和 ρ 的有效性. 地震波速与电性不是同源物理量, 联系其变化的是温度这一热参数, 在下地壳部分熔融模型中, 借助于温度这一关键参数同时进行速度与电性特征的数值模拟.

2 南北地震带北段地区下地壳部分熔融模型

2.1 南北地震带北段地区地球物理探测的主要结果

由于南北地震带北段在历史上曾发生过多次 7 级以上地震, 所以在此地区进行了多种地球物理方法的研究和综合解释, 其中包括人工地震测深与天然地震的三维反演, 大地电磁测深、重力、航磁和大地热流值测量及其反演, 以及深部岩石物理特性测试等等, 获得了如下主要结果^[12].

2.1.1 速度特性

在南北地震带北段的东侧, 即鄂尔多斯地台的下地壳 P 波和 S 波速度最大, 而西侧的祁连褶皱系下地壳速度次之, 秦岭褶皱系下地壳速度最小(表 1). 其中 2 条褶皱带的下地壳中都有低速层, 而鄂尔多斯地台下地壳未发现有低速层^[12].

表 1 不同地质构造的下地壳速度分布

鄂尔多斯地台		祁连褶皱系		秦岭褶皱系	
$v_p/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$	$v_s/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$	$v_p/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$	$v_s/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$	$v_p/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$	$v_s/[\text{km} \cdot \text{s}^{-1}]$
6.70~6.87	约 3.99	6.61~6.72	约 3.88	6.50~6.55	约 3.79

注: S 波速度因资料有限, 未能反演得到像 P 波速度那么精确.

2.1.2 电性特征

在鄂尔多斯地台区电性特性较简单, 电阻率较高, 一般为一百至数百欧姆米. 而褶皱系有若干个电阻率为几至几十欧姆米的低阻层(图 1), 且低速层与低阻层在此地区具有一定的对应关系.

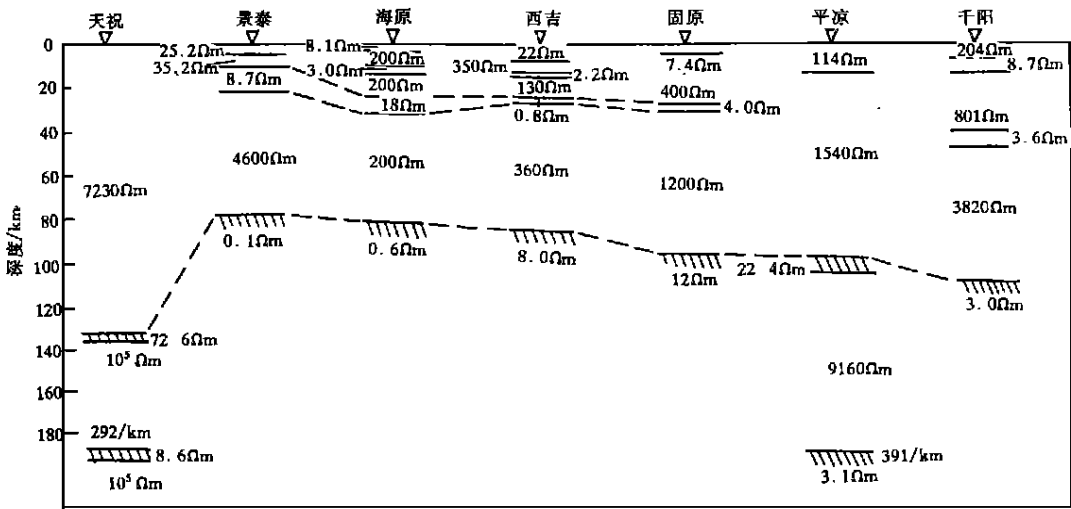


图 1 天祝—千阳地壳上地幔电性结构剖面
Fig. 1 Electric resistivity structure in Tianzu—Qianyang profile.

2.1.3 地热特性

地热场特征如表 2 所示, 鄂尔多斯地台的地温梯度和地热流值变化最小, 祁连褶皱系的地温梯度和地热流值变化较大, 秦岭褶皱系的变化最大^[12]. 也就是说不同的地质构造单元有着各自不同的热流值, 这与最后一次构造运动和热事件有关.

表 2 不同地质构造的地热场特征

地质构造	地温梯度	平均地温梯度	地热流	平均地热流
	$/[^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}]$	$/[^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}]$	$/[\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}]$	$/[\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}]$
鄂尔多斯地台	18.00~29.70	22.80	41.53~80.92	54.62
祁连褶皱系	23.95~43.55	31.55	46.93~83.66	67.04
秦岭褶皱系	21.01~49.30	32.50	61.39~86.96	70.83

2.1.4 地壳温度分布

深部的温度分布见表 3. 从表 3 中可看出地台和褶皱系的温度是不同的. 深源岩的年龄从南到北逐步增大. 它们主要是超基性岩和基性岩, 属于地幔源岩, 且大部分是侵入岩. 这些结果与地热的分析是相符的.

表 3 不同地质构造的地壳温度

地质构造	上地壳温度/ $^{\circ}\text{C}$	中地壳温度/ $^{\circ}\text{C}$	下地壳温度/ $^{\circ}\text{C}$
鄂尔多斯地台	325.04	453.26	553.62
祁连褶皱系	322.34	503.75	798.75
秦岭褶皱系	302.34	505.08	755.88

2.2 下地壳部分熔融

对于地壳中的低阻层成因的看法虽然有多种, 但归结起来主要有 2 种, 其中一种认为壳内

低阻层是由岩石的部分熔融引起的. Fedman(1976)提出了地壳中低阻层成因的动态模型^[13]. 地壳中低阻层产生于花岗岩化和花岗岩的熔融. 在一定的温度下, 含水花岗岩熔融可使得岩石的电阻率降低几个数量级, 且熔融带较大时则会形成低阻层. 实验表明, 由于含水, 即使是很少的水, 当温度达到 550℃ 时, 岩石便可出现部分熔融, 即在熔融过程中, 水起着主要作用, 它明显地降低了岩石的熔融温度. Adam (1978)指出, 许多地质资料表明, 岩石熔融可以扩展到地壳的深部, 且此熔融带的电阻率可接近液相的电阻率^[14]. 而在鄂尔多斯地台和祁连、秦岭褶皱系的下地壳的温度都达到或超过 550℃. 所以在它们的下地壳可能出现了部分熔融. 只不过是不同的地区熔融的比例不同.

对于如前所述的在南北地震带北段地区速度和电性特征, 本文用一套熔融模型进行了定量计算和定性解释. 此模型表示部分熔融在不同的方面既影响着地震波速度也影响着岩石的电阻率.

3 模型和计算

3.1 熔融模型

岩石熔融的几何分布和连通性由 3 个因素来决定^[6]: ① 熔融的位置是在纹理的边界上还是在纹理的内部; ② 熔融所占总体积的比例; ③ 固-固和固-液界面最小自由能. 第 3 个条件决定着二面角(二面角定义见图 2a), 二面角可由下式定量计算

$$\varphi = 2 \cos^{-1} [r_{ss} / (2r_{ls})]$$

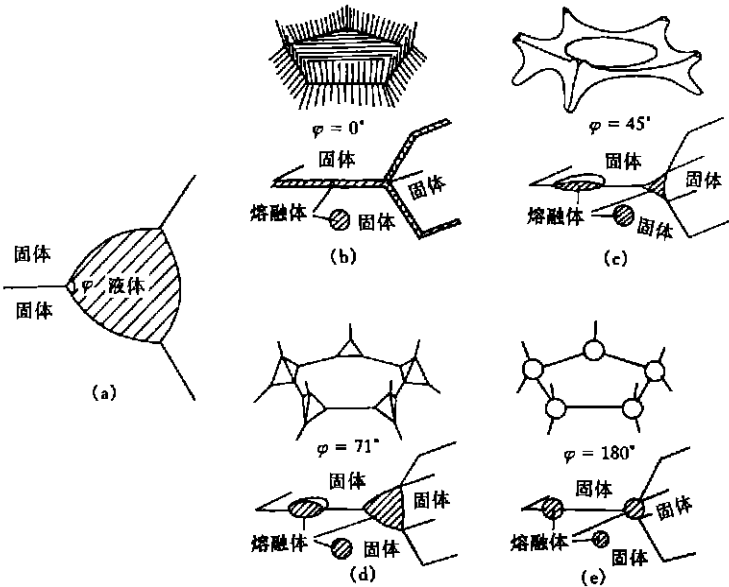
(1)

式中: φ 表示二面角; r_{ss} 表示固体与固体界面的表面自由能; r_{ls} 表示固体与液体表面自由能, 式(1)忽略了固体与固体和固体与液体的表面自由能与纹理有关的因素. 图 2 表示二面角的几何关系, 其中每个图下部的阴影区也表示可能的熔融体形状, 其形状与熔融的位置(纹理的内部、表面或边角)有关^[6]. 二面角可从 0°(当 $r_{ls} \leq r_{ss}$) 变化至 180°(当 $r_{ls} \gg r_{ss}$), 体系靠用固-液界面代替固-固界面来降低它的总自由能. 如有足够的但不是很多的液体, 则它可形成覆盖纹理界面的一薄层, 此时 $\varphi = 0^\circ$, 而如有更多的液体则它会集聚在围绕纹理的边上和角上(图 2(c), (d), (e)). 当 $0^\circ < \varphi < 60^\circ$, 液体形成相互联通的管状系统, 当 $\varphi > 60^\circ$ 时则液体形成相互联通的包体. 在管状模型中, 每一管的横截面大约是等边三角形(图 3).

当 $0^\circ < \varphi < 60^\circ$, 液体形成相互联通的管状系统, 当 $\varphi > 60^\circ$ 时则液体形成相互联通的包体. 在管状模型中, 每一管的横截面大约是等边三角形(图 3).

3.2 弹性模量的计算

近似地认为岩石是各面同性的弹性体, 且含有各面任



(a) 二面角 φ 的图示; (b) 薄片形; (c) 管道形; (d)和(e) 包体形
图 2 二面角 φ 和部分熔融岩石中熔融体可能的几何形状

Fig. 2 Illustration of the definition of the dihedral angle φ and possible geometries of the melt phase in partially molten rock.

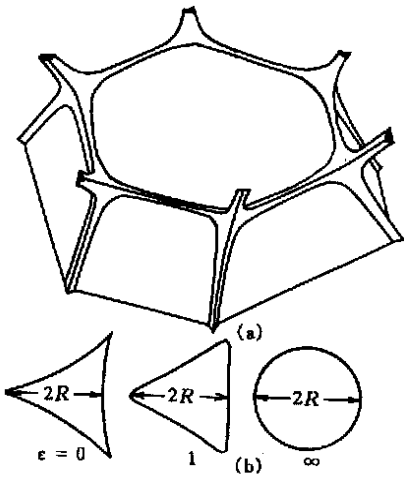


图 3 (a) 熔融出现在纹理的边上时, 形成管道形熔融体的简要表示; (b) 当 $\epsilon = 0, 1, \infty$ 时管道形熔融体模型的横截面^[9]

Fig. 3 (a) Schematic representation of melt tubes on grain edges. (b) Cross sections of model melt tubes for $\epsilon = 0, 1, \infty$.

意分布的管状熔融(图 3), 为了数学上的方便, 假设每一管状的端部足够长, 以致可用二维空腔来做它的形变模型, 每一管的横截面形状可用 $x-y$ 平面的参数方程给出

$$\begin{aligned} x &= R(\cos \theta + \frac{1}{2+\epsilon} \cos 2\theta) \\ y &= R(-\sin \theta + \frac{1}{2+\epsilon} \sin 2\theta) \end{aligned} \tag{2}$$

式中: R 和 ϵ 是常数, 参数 θ 随着整个外形的变化而在 0 至 2π 内变化, 选择此种形状是因为它们像图 3(b) 中所示的形状, 也是因为在数学上处理较为方便, 使用的是复合可变 Muskhelishvili (1953) 方法^[13], 在图 3(b) 中所表示的 3 个形状分别对应于 3 个不同的 ϵ 值, 当 $\epsilon = 0$ 时, 形态有 3 个尖角和最大的表面积与体积之比. 人们常用此形状来表示图 3(a) 的熔融管状体系, 且 ϵ 的值是任意的, 当 $\epsilon = \infty$ 时, 形态是一个圆. 在整个计算中将可看出结果与 ϵ 有关.

3.3 部分熔融的有效电阻率

部分熔融岩石的电导率的几何分布与相互连接的程度有很大关系^[9]. 当熔融体的形状如图 2(b) 所示(即薄片形), Waff (1974) 计算出了此情况时的电导率

$$\sigma_w = \frac{1}{3} \beta \sigma_f + (1 - \beta) \sigma_0 \tag{3}$$

其中: β 是熔融的百分比, σ_f 和 σ_0 分别是熔融和固体的电导率.

3.4 速度和电阻率的计算

3.4.1 速度的计算

参照国内外有关资料^[3, 6, 16, 17], 选择计算速度的参数, 根据式 (3) 和由波动方程解出的 v_p 和 v_s 表达式, 计算得出南北地震带北段两侧的速度(表 4)

$$\begin{aligned} \frac{1}{K_m} &= \frac{1}{K} + \frac{\beta}{K} \\ &\left\{ \frac{K_f}{K - K_f} + 3(1 - 2\nu)\beta \nu \left[2(1 + \nu) \pi \sum R_i^2 d_i \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + \frac{2(1 - \nu) [(2 + \epsilon)^2 + 2]}{(2 + \epsilon)^2} + \frac{(1 - 2\nu)^2 [(2 + \epsilon)^2 - 2]}{2(1 + \nu) (2 + \epsilon)^2} \right]^{-1} \right\}^{-1} \end{aligned} \tag{4}$$

3.4.2 电阻率的计算

对于每一种岩石不能确定一个严格的电阻率数值, 而只能给出一个大小级次^[18]. 参考有关文献^[1] 和实测资料^[12] 选择参数, 根据 Grant 和 West (1965) 的公式^[19] 计算出南北地震带北段两侧的电阻率(表 5 和表 6).

4 结果的分析与讨论

由表 4 可看出, 计算得到的鄂尔多斯地台的速度 v_p 为 $6.70 \sim 6.73$ km/s, v_s 为 $3.89 \sim 3.98$ km/s, 与此对应的熔融体积百分比是 $0.001 \sim 0.005$, 这些值都是很小的. 而祁连褶皱系的速度 v_p 为 $6.60 \sim 6.63$ km/s, v_s 为 $3.87 \sim 3.89$ km/s, 相对应的熔融体积百分比是 $0.010 \sim$

0.015, 比鄂尔多斯地台区的值要大些, 而速度 v_p 和 v_s 比鄂尔多斯地台区的小. 秦岭褶皱系的 v_p 为 $6.39 \sim 6.52$ km/s, v_s 为 $3.72 \sim 3.80$ km/s, 相应的熔融体积百分比为 $0.02 \sim 0.04$, 这是 3 个地质构造单元中最大的, 而计算出来的速度 v_p 和 v_s 是最小的. 所计算出来的 3 个地区的速度分布区间与地球物理反演的结果(表 1)基本上相符, 只是在熔融比最大的地区(β 为 $0.02 \sim 0.04$)数值模拟的值偏低.

表 4 计算得到的速度

地区	模型	β	ϵ	ν	K	μ	ρ	K_f	K'_m	μ'_u	v_p	v_s
					/[N°m ⁻²]	/[N°m ⁻²]	/[kg°m ⁻³]	/[N°m ⁻²]	[N°m ⁻²]	/[N°m ⁻²]	/[m°s ⁻¹]	/[m°s ⁻¹]
鄂尔多斯地台	1	0.001	1	0.235	6.89×10^{10}	4.5×10^{10}	2 840	6.0×10^{10}	6.874×10^{10}	4.490×10^{10}	6 729	3 976
	2	0.003	1	0.235	6.89×10^{10}	4.5×10^{10}	2 840	6.0×10^{10}	6.842×10^{10}	4.469×10^{10}	6 714	3 967
	3	0.005	1	0.235	6.89×10^{10}	4.5×10^{10}	2 840	6.0×10^{10}	6.810×10^{10}	4.449×10^{10}	6 698	3 958
祁连褶皱系	1	0.010	10	0.235	6.72×10^{10}	4.3×10^{10}	2 770	6.0×10^{10}	6.581×10^{10}	4.204×10^{10}	6 633	3 896
	2	0.013	10	0.245	6.72×10^{10}	4.3×10^{10}	2 770	6.0×10^{10}	6.541×10^{10}	4.176×10^{10}	6 612	3 883
	3	0.015	10	0.245	6.72×10^{10}	4.3×10^{10}	2 770	6.0×10^{10}	6.514×10^{10}	4.158×10^{10}	6 598	3 874
秦岭褶皱系	1	0.020	100	0.235	6.60×10^{10}	4.1×10^{10}	2 720	6.0×10^{10}	6.330×10^{10}	3.922×10^{10}	6 519	3 797
	2	0.030	100	0.255	6.60×10^{10}	4.1×10^{10}	2 720	6.0×10^{10}	6.203×10^{10}	3.839×10^{10}	6 452	3 757
	3	0.040	100	0.255	6.60×10^{10}	4.1×10^{10}	2 720	6.0×10^{10}	6.082×10^{10}	3.759×10^{10}	6 386	3 718

注: ν 为岩石固有的泊松比; ϵ 为式(2)中的常数; β 为熔融体积百分比; K 为岩石的固有体积弹性模量; μ 为岩石固有的剪切弹性模量; ρ 为密度; K_f 为熔融液体的体积弹性模量; K'_m 为岩石孔隙中充满熔融液体的体积弹性模量; μ'_u 为岩石孔隙中充满熔融液体的剪切弹性模量; v_p 和 v_s 分别为计算出来的 P 波和 S 波速度.

表 5 计算得到的电阻率($\rho_0/\rho_f=1\ 000$) 单位: Ωm

		固体岩石电阻率 ρ_0														
		1 500	1 400	1 300	1 200	1 100	1 000	900	800	700	600	500	400	300	200	100
熔融体积百分比 β	0.001	1 126	1 051	976	901	826	751	676	601	526	450	375	300	225	150	75
	0.003	751	701	651	601	551	501	451	401	351	300	250	200	150	100	50
	0.005	563	526	488	451	413	376	338	301	263	226	187	150	118	75	36
	0.010	346	324	301	278	254	231	208	185	162	138	116	93	69	46	23
	0.013	282	263	244	258	207	188	169	150	132	113	94	75	56	38	19
	0.015	251	234	217	201	184	167	150	134	117	100	84	67	50	33	17
	0.020	183	196	170	157	144	131	118	105	92	78	65	52	39	26	13
	0.030	137	128	118	109	100	91	82	73	64	54	46	36	27	18	9
	0.040	105	98	91	84	77	71	64	57	50	43	36	29	21	14	7

表 5 与表 6 的差别只是 ρ_0/ρ_f 的值一个是 1 000, 一个是 2 000, 选择 2 个值的目的是为了考虑的范围尽可能全面一些. 从表中可看出, 算得的电阻率分布以对角线为界: ① 右下角区域内电阻率值为几至几十欧姆米, 而在此区域内的熔融体积百分比 β 绝大部分都较大; 如 β 小则与之对应的固体岩石的电阻率 ρ_0 就较小. 这 2 种情况都是符合祁连、秦岭褶皱系的情况. 即在此褶皱系内地质年代较年青, 是构造活动区, 地震频率高, 温度梯度大, 下地壳温度高, 两个褶皱系下地壳温度都超过了 750°C , 熔融体积比大. 用相对应的 β 算出来的速度也小(表 4), 速度变化范围也基本上符合反演得出的结果. ② 左上角的情况与右下角正相反, 左上角区域内计

算得出的电阻率值一般为上百至几百欧姆米, 所对应的熔融体积百分比 β 绝大部分都较小, 如 β 较大则对应的固体岩石电阻率 ρ_0 就较大. 这 2 种情况也符合鄂尔多斯台地区的情况, 即在台地区地质年代较古老, 是个构造较为稳定的区域, 地震频率相当低, 几乎无地震或少地震. 温度梯度小, 下地壳温度比褶皱系低, 地台区下地壳温度约 553°C , 熔融体积百分比小. 用相对应的 β 计算出来的速度 v_p 和 v_s 都比褶皱系大(表 4), 数值模拟速度变化范围大都是在反演得出的区间内.

表 6 计算得到的电阻率($\rho_0/\rho_f=1\ 000$) 单位: $\Omega\text{ m}$

		固体岩石电阻率 ρ_0														
		1 500	1 400	1 300	1 200	1 100	1 000	900	800	700	600	500	400	300	200	100
熔融 体 积 百 分 比 β	0. 001	900	840	780	720	660	600	540	480	420	360	300	240	180	120	60
	0. 003	500	467	434	400	367	334	300	267	234	200	167	133	100	67	33
	0. 005	347	323	300	277	254	231	208	185	162	139	115	92	69	46	23
	0. 010	196	183	170	157	144	131	117	104	91	78	65	52	39	26	13
	0. 013	155	145	134	124	114	104	93	83	73	62	52	41	31	21	10
	0. 015	137	127	118	109	100	91	81	73	64	55	46	36	27	18	9
	0. 020	105	98	91	84	77	70	63	56	49	42	35	28	21	14	7
	0. 030	72	67	62	57	52	48	43	38	33	29	24	19	14	10	5
	0. 040	54	51	47	43	40	36	33	29	25	22	18	14	11	7	4

需要说明的是, 计算出的电阻率并不代表各地质单元下地壳电阻率的真实值, 部分熔融的电导率模型不能表示出部分熔融区域中电导率精确的分布和数值, 但可反映出其总趋势. 虽然用熔融模型计算出来的结果与反演得出的实际结果基本相符, 但二者之间还是有些误差, 原因除了前面已经提到的外, 可能还有以下几方面因素:

(1) 计算公式有些是理论上的, 如速度的求法就是从解波动方程得出的. 而理论上的与实际的是有差距的.

(2) 模型虽有实验作基础和数学上的证明, 但还是有理想化和单一化的成份. 如在计算 v_p 、 v_s 和 ρ 时都是选取管道形模型. 而实际上还有其它模型或是几种模型叠加的可能.

(3) 反演得出的数据也有可能存在误差, 如下地壳的温度值、速度值和电阻率值等.

在本文完成的过程中, 兰州地震研究所提供了波速、大地电磁测深资料, 在此表示由衷的谢意.

[参考文献]

[1] Schmeling H. Numerical models on the influence of parlical melt on elastic, unelastic and electrical properties of rocks. Part II: Electrical conductivity[J] . Phys. Earth Planet. Inter., 1986, 43: 123—136.

[2] Walsh J B. Attenuation in partially melted materia[J] . J. Geophys. Res., 1968, 73: 2209—2216.

[3] Walsh J B. New analysis of attenuation in partially melted rock[J] . J. Geophys. Res., 1969, 74: 4333—4337.

[4] O' Connell R J, Budiansky B. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids[J] . J. Geophys. Res., 1974, 79: 5412—5426.

[5] O' Connell R J, Budiansky B. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids[J] . J. Geophys. Res., 1977, 82: 5719—5735.

[6] Mavko G M. Velocity and attenuation in partially molten rocks[J] . J. Geophys. Res., 1980, 85: 5173—5189.

[7] Nur A. Viscous phase in rocks and the low-velocity zone[J] . J. Geophys. Res., 1971, 76: 1270—1277.

[8] Solomon S C. Seismic wave attenuation and partial melting in the upper mantle of north America[J] . J. Geophys. Res., 1972,

- 77: 1483—1502
- [9] Waff H S. Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry[J] . J. Geophys. Res., 1974 79: 4003—4010.
- [10] Honkura Y. Partial melting and electrical conductivity anomalies beneath the Japan and Philippping seas[J] . Phys. Earth Planet. Inter., 1975, 10: 128—134.
- [11] Shankland T J, Connell R J O, Waff H S. Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle[J] . Rev. Geophys., 1981, 19: 394—406.
- [12] Li Qinghe. The deep crustal structure in the northern segment of North-South seismic zone China; implication of tectonics and bigger earth quake[A] . The Mitigation of Geological Disaster[C] . Beijing: Seismological press, 1995.
- [13] Feldman I S. On the nature of conductive layers in the earth's crust and upper mantle[A] . Geoelectric and Geothermal Studies[C] . Akademiai Kiado, Budapest, 1976, 721—730.
- [14] Adam A. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth[J] . Phys. Earth Planet. Inter., 1978, 21—28.
- [15] Muskhelishvili N I. Some Basic Problems of the Mathematical Theory of Elasticity[M] . Edited by J. R. M. Radok, Noordhoff, Groningen, Holland, 1953.
- [16] Waff H S, Buks J R. Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions[J] . J. Geophys. Res., 1979, 79: 4003—4010.
- [17] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference earth model[J] . Phys. Earth Planet. Inter., 1981, 297—356.
- [18] 赵经祥, 等译. 勘查地球物理电磁法[M] . 北京: 地质出版社, 1992.
- [19] Grant F S, West G F. Interpretation Theory in Applied Geophysics[M] . New York: McGraw-Hill Book comp., 1965.

SEISMIC VELOCITY STRUCTURE AND ELECTRIC RESISTIVITY ON NORTH SEGMENT OF THE NORTH-SOUTH SEISMIC ZONE

TU Yi-min¹, LI Qing-he², CHENG Jin¹

(1. *Institute of Geophysics, CSB, Beijing 100081, China;*

2. *Lanzhou Institute of Seismology CSB, Lanzhou 730000, China*)

Abstract: Partial melt models in different geometrical configuration and distribution are established. The geometrical distribution and the connectiveness of the melt are determined by three factors: ① the location of melt; ② the melt fraction; ③ the minimum total free energy of the solid-solid and the solid-liquid interfaces. The melt geometries are films, tubes and isolated ellipsoidal inclusions. The bulk and shear moduli and conductivity in partially melted rocks are calculated by using the models. The v_p , v_s and ρ are calculated by choosing parameters in the lower crust on both sides of the northern segment of North-South seismic zone, i.e., in the lower crust of Ordos platform $v_p \approx 6.71$ km/s, $v_s \approx 3.96$ km/s, resistivities are from one hundred Ωm to several hundreds Ωm , in the fold systems of Qilian and Qinling 6.4 km/s $\leq v_p \leq 6.6$ km/s, 3.72 km/s $\leq v_s \leq 3.89$ km/s, resistivities are from several Ωm to dozens Ωm . The results of numerical modelling agree with that of geophysical inversion for the most part, the geotectonics are explained qualitatively. The combined numerical modelling of velocity and resistivity in lower crust by using a model shows that the model is available in interpretation of v_p , v_s and ρ .

Key words: Velocity structure; Resistivity; Numerical simulation; Lower crust; North segment of North-South seismic zone