

论中国西北某些地区的高导电层及地震区划的深部电性指标

林长佑 刘晓玲 蒋梅 武玉霞

(国家地震局兰州地震研究所)

摘要

本文分析研究了中国西北某些地区地壳上地幔内的五类高导电层的分布及横向变化,探讨了其性质、成因及其与地震的关系。以中国南北地震带(北段)为例,探讨了圈划地震带轮廓的深部电性标志;分析了地壳上地幔电导率分布所揭示的地震活动深部物理环境的某些问题,尝试给出了地震带内地震危险区划分的几个深部电性指标,以及利用这些电性指标进行地震危险区划分的实施方法。

关键词 大地电磁测深;地震危险区划;高导电层;深部电性指标;中国南北地震带北段

一、中国西北某些地区地壳上地幔内的高导电层

根据大地电磁测深结果,在中国西北某些地区,地壳上地幔内有五类高导电层显示^[1]。这些大地电磁测深结果主要分布在青藏块体东北沿、阿拉善块体东南沿、鄂尔多斯块体西沿、华南块体西北沿的交接部位¹⁾。中国大陆内部的一个重要地震带——南北地震带(北段)和河西走廊近侧的地震密集带位于其间。这五类高导层是上部地壳高导层(KD₁)、中部地壳高导层(KD₂)、下部地壳高导层(KD₃)、上地幔内第一和第二高导层(MD₁和MD₂)。这五类高导层位于地壳上地幔的不同深度处,其介质条件和热力学环境都有很大的不同,因而其解释和成因亦不尽相同。

上部地壳高导层位于地下10km左右,其显示带有区域性特征。在本测区内除在银川地堑、柴达木盆地该高导层有比较明显的系统性的显示外,在南北地震带北段还似乎与某些大震极震区相关^[2]。

位于地下20—30km的中部地壳高导层,在南北地震带(北段)内部有普遍的显示。此外,在河西走廊东部盆地和西部南山内,该层亦有较清楚的显示。它被解释为其中的矿物脱水,以至部分熔化^[3]。

在整个河西走廊盆地内,位于地下40—50km深处的下部地壳高导层呈一极好的条

本文1986年9月17日收到,1987年7月24日收到修改稿。

1) 本文所用到的大地电磁测深结果系作者所在的兰州地震研究所大地电磁测深组所获得,见文献[1—4,7]及本组即将发表的“河西走廊及邻区的大地电磁测深”、“南北地震带北段地壳上地幔内高导层与地震关系的研究”(《勘探地球物理专辑,第二辑,电磁测深》,地质出版社)。

带状显示。这一高导层的存在可能与该区位于青藏高原东北缘的特定位置有关,而与地震活动的关系并不密切。我们把它解释为该处岩石的部分熔化,将其成因主要归于地壳上地幔内水和二氧化碳的活动^[4]。此外,在南北地震带东侧的甘肃东南部,这一高导层亦有所显示,但中部地壳高导层并无明显显示,从而,明显地不同于地震带内的电性结构。

整个测区所有的测点中,凡勘探深度达及者,都清楚地显示出了上地幔内第一个高导层的存在。我们将其解释为大陆软流圈的一个特殊的顶层^[4]。

本测区内勘探深度达及的几个测点显示了上地幔内第二个高导层的存在,其埋深为250—300km,由现有的资料还看不出其存在和埋深与大的地质构造单元和地震活动的关系,其成因可能与橄榄石-尖晶石的多晶转变有关。

二、圈划南北地震带(北段)展布范围的深部电性标志

地壳上地幔内某些电性特征层——高导电层的展布特征,可以作为圈划南北地震带(北段)展布范围的深部电性标志。图1给出了该地震带及其邻近地区的大地电磁测深点分布,在图上我们区分出了 KD_2 层有清楚显示和无明显显示的测点,对于凡获得了 MD_1 层埋深的测点,在其近傍标出顶面埋深,并将其埋深小于80km的测点圈出,给出了该层在地震带内区域性上隆的大体轮廓。可以看出, KD_2 层有明显显示区域,与 MD_1 层上隆的轮廓比较相近。这二者的东部边界,特别是北段和南段,似乎是比较清楚的。向西,特别是毗连河西走廊一段,则带有某种过渡性的特点, KD_2 层的显示区域有所扩展。在一定意义上说,这二者或许勾画了该地震带的大体轮廓,而1920年海原大地震则位于这一轮廓的中心部位。

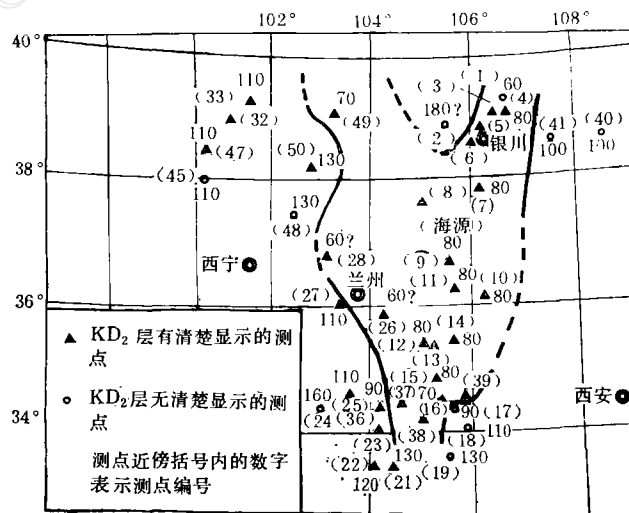


图1 南北地震带(北段)及其邻近地区 KD_2 层和 MD_1 层的展布特征

地壳上地幔的情况无疑是很复杂的。我们仅以一个十分简化的模型说明 MD_1 层上隆在上复岩层内产生的力学效应。由于 MD_1 层是极大地降低了粘滞度、且展布很宽的

软流圈的一个特殊的顶层,并近似成为一个“自由滑动面”,则仅从考虑到该层的“类流体”对压强的传递性质就不难看出,MD₁层上隆区的岩石圈板块底部将受到来自下方的一个上拱力.不失其普遍性,设此岩块还受一水平均匀挤压的区域构造应力作用.图2(a)给出了MD₁层上隆区横断面示意图,将其上复岩体考虑为一均匀弹塑性体.为考虑在此条件下上隆区轴部(OO')岩层内应力沿垂向分布的主要特征,我们将其再简化为一个类矩形的横梁受力情形,用复合应力的迭加法可以得到上隆区轴部OO'在横穿MD₁层上隆方向上正应力沿垂向的分布特征[图2(b)]^[5].

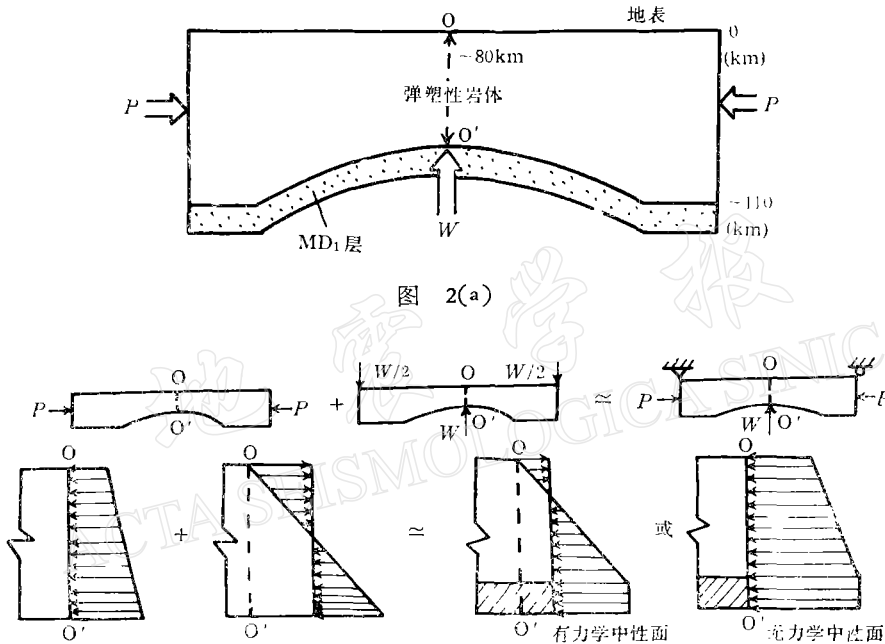


图 2(b)

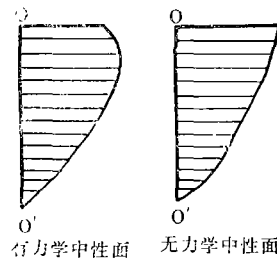


图 2(c)

由于在岩石圈的最下部分迭加应力的模值较大,且该处温度较高,则可能使之成为塑性区.与受到同样的水平均匀挤压力的平展的MD₁层上方岩层中(自然不考虑垂直上拱力)应力分布比较,可以看出,由于MD₁层的上隆,将在大约几何中界面(~40km)上方的岩层内产生一“附加的”沿垂向非均匀分布的张应力,而在其下方产生“附加的”挤压应力[见图2(b)].已有证明,加载梁内的垂直和水平剪应力的最大值将出现在力学中性

面附近,而随至中性面的距离作抛物线衰减^[5]。我们将其特征示意性地表示于图 2(c)中,则由于 MD₁ 层上隆,将在其上方岩层内造成“附加的”沿垂向非均匀分布的剪应力,且上部岩层具有较大值。从上述可见,MD₁ 层上隆对其上方岩层产生的力学效应是有利于其几何中界面上方岩体内的脆性破裂发展和断裂活动的。

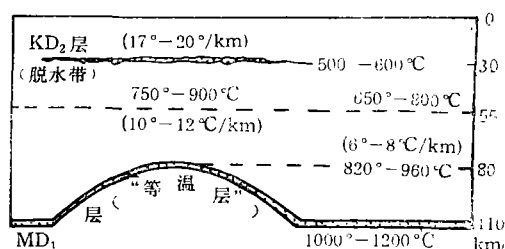


图3 MD₁ 层上隆在上复岩体内造成温度分布差异的示意图

正如我们在文献[4]中所讨论的那样,MD₁ 层是一个富含流体的部分熔化带,且其中熔体连通性较好,故在该层内有可能产生某种热对流,从而较易在层内达到某种热平衡。很容易直观地看出,在 MD₁ 层上方顶层的同一深度上,上隆区具有较高的温度。可以结合我们所研究的地震带的情形(图3),对其温度情况做一个十分粗略的估计。根据地壳中部条件下可能发生的岩石矿物脱水反应的实验结果,我们将埋深约 30km 的 KD₂ 层的温度估计为 500°—600℃。如果我们将 MD₁ 层近似地看成是一个“等温层”,看为有一定水含量的部分熔化带,我们不妨大致取其温度为 1000°—1200℃。很容易粗略导出,在上隆区 KD₂—MD₁ 间中间层的中部,即地下约 55km 处,比 MD₁ 层展平区相应深度温度高约 100℃(实际上,在 KD₂ 层无明显显示区,30km 附近的温度达不到 500°—600℃,则可能有更大的温差),而在地下约 80km 附近则有 180°—240℃ 的温差。上隆区 KD₂—MD₁ 间中间层的较高温度,促使其中之岩石较易发生蠕变、蠕滑和塑性形变,从而将该区岩石圈板块承受到的大区域水平挤压应力更多地转嫁给 KD₂ 层上方的上部地壳。

此外,MD₁ 层上隆造成了上复岩石圈几何中界面上方附加张应力的出现,可能会引起地壳中部的某种“松动”、有效围压降低。并且,如上隆区有较长时间持续,则可能产生较高的“地幔热流”。这些都有利于其间某些矿物脱水反应的进行,从而形成与大震孕育发生可能关系较大的 KD₂ 层。

我们认为,KD₂ 层很有可能成为大陆内某些浅源大震震源体的底,其理由如下:首先,一个已知的事实是,大陆内的浅源大震大都发生在地下 30km 以上的上部地壳内,即 KD₂ 层的上方;KD₂ 层成为某些大震区小震垂向分布的明显的下界(图4),文献[6]给出的邢台和海城震区亦有类似情况,它在一定意义上暗示了该大震破碎区(或震源体)的垂向范围;更直接的证据是,1976 年松潘地震之前,我们观测到震中区地壳深部的电性变化是发生在约 10—30km 的一个中间层内,即 KD₂ 层顶上方的高阻层——即下面所说的 G 层内^[7]。按照 KD₂ 层的物理性质,在地震时,对于上复岩体内的破裂和各种断裂运动,它不仅起到了与下部地壳间的某种“解耦作用”,而且对于正断层和冲断层的运动(或走滑断

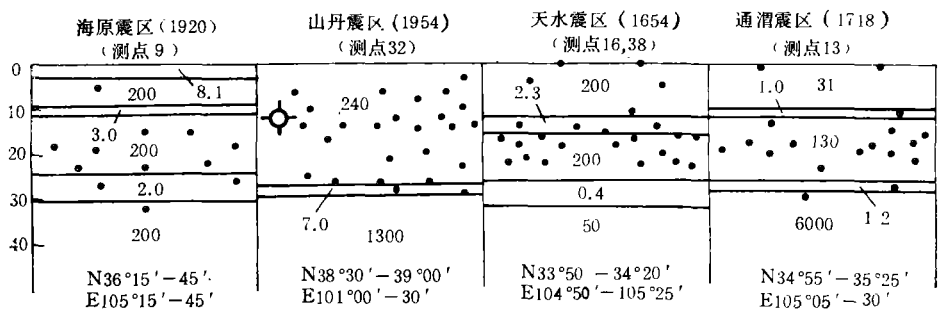


图 4(a) 几个大震震区的地壳电性结构和小震垂向分布

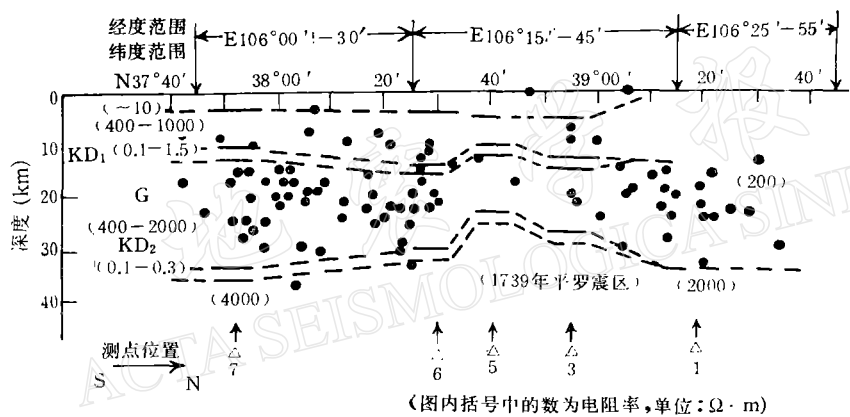


图 4(b) 吴忠—银川—平罗—石嘴山剖面的情形

层运动的垂直分量)在垂向上提供了某种较快速的让位。至于 KD_2 层作为一个弱介质和含水层,而有利于上方大震孕育发生的力学和地球化学方面的效应,我们已在文献[8]中做过比较详细的讨论。

图 5 给出的是横穿南北地震带(北段)南区的一个地电剖面,它可能具有某种典型意

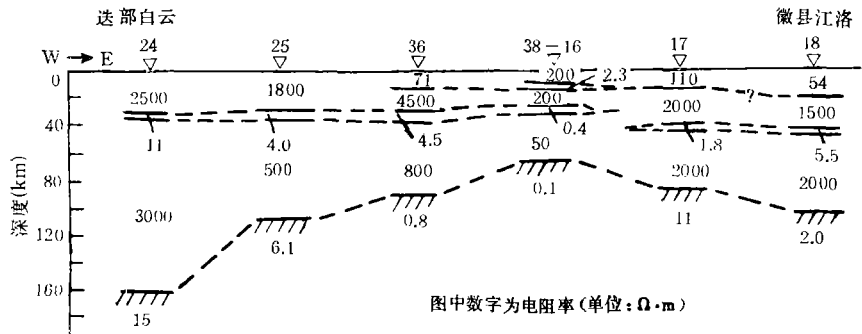


图 5 迭部白云—徽县江洛地电剖面

义。可以看到,除上述两个深部电性标识外,一般说来,地震带内地壳电性分层较细,分层电阻率较低,且 MD_1 层电阻率也较低。地震带内地壳上地幔电导率分布的横向变化比较剧烈,这一点与相邻的较稳定的地块——鄂尔多斯地块、以及青藏高原内部的柴达木盆地,形成了明显的对照。它们内部电导率分布的较小的横向变化,暗示了岩块较好的整体性^[2]。它们所共同存在的约 20—40km 间的导电的下部地壳(柴达木盆地内与面波反演的低速层有较好的对应关系^[9])与加拿大地盾报道的结果很相似^[10]。已有实验结果表明^[11],某些含有沸石和氯化物的玄武岩,在(5—6) 10^2 MPa 围压下,脱水平衡的温度范围大致为 350°—530℃。脱水过程所引起的岩石结构和孔隙度的变化是造成地震波速大幅度降低的原因,而所脱出的水则是造成其体积电导率大幅度上升的原因。若将此机制用于解释这些导电的下部地壳,则可得到地下粗略的温度推断。例如,对鄂尔多斯地块而言,在约 40km 的莫霍面附近有约 530℃ 的温度,而 20km 附近约为 350℃。这样,整个地壳内的平均温度梯度大致为 13℃/km,上部地壳约为 17.5℃/km,下部地壳约为 9℃/km。下部地壳的较低的温度梯度可以解释为其中流体相存在而有较高热导率所致。从而,得到该区内可能具有不高热流值的推论。

三、试论在地震带内部划分地震危险区的深部电性指标

深部电导率分布在一定程度上反映出了地壳上地幔内原地的介质性质和热力学条件,我们将之统称为深部物理环境。寻求地震危险区划分的深部电性指标,就是要研究大震活动的深部物理环境特征,分析各电性参数对其物理环境参数的表现能力,从而筛选出对判定大震易于(或不易于)孕育发生的有意义的电性参数。为此,我们首先分析几个大震震区的电性结构[图 6(a)]。为方便起见,我们把上部地壳高导层和中部地壳高导层之间的高阻层称为 G 层。图 6(b)为横穿本测区的人工地震测深剖面的典型断面^[12]。可以看出,它与我们这里给出的电性剖面,就结构特征而言有着某种可类比的关系,这里的 G 层可能与图中的中部地壳相应。在文献[13]中,我们曾指出, KD_1 —G— KD_2 可能成为大陆内某些大震的震源体(某些地区 KD_1 层显示不清,也可能缺失,则 10—15km 的上部地壳和中部地壳之间的界面可能起着 KD_1 层的作用)。对于地下约 10km 处的 KD_1 层,无论是解释为较发育的孔隙和较多的含水,还是解释为风化的花岗岩顶层^[14],这都意味着,由于它的存在,使得其上部和下部岩层的连接被大大地削弱了。同时,其上方和下方岩层的物理-力学性质可能具有相当的差异,因而 KD_1 层很可能成为大震震源体的顶。如上所述, KD_2 层则可能成为其底。

这样一来,在我们所研究的地震带内,平均厚度约 15km 的 G 层(分布于地下约 10—30km 深处),从垂向上讲,就成为储存大地震弹性能量的区域。G 层内介质具有较高强度和较强脆性的地区,将不仅有利于地震弹性能量的积累,而且将有利于以脆性破坏和粘滑的方式将其地震能量释放出来。根据大量的岩石物理实验结果的分析^[15],在相应于 G 层的热力学条件下,其体积电阻率 ρ_G 主要决定于岩石矿物组构和温度。较低的石英含量、晶体颗粒表面较高程度的异质“污染”、岩石较大的破碎程度、较发育的裂隙,以及较高的原地温度等都是造成较低的 ρ_G 值的因素。而上述因素又都恰巧是引起岩石强度降低

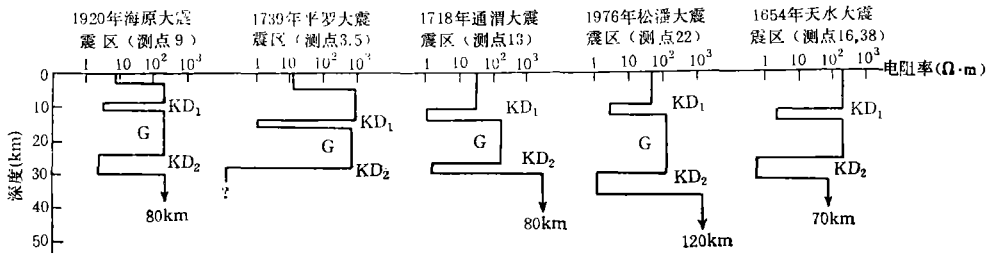


图 6(a) 几个大震震区的电性结构

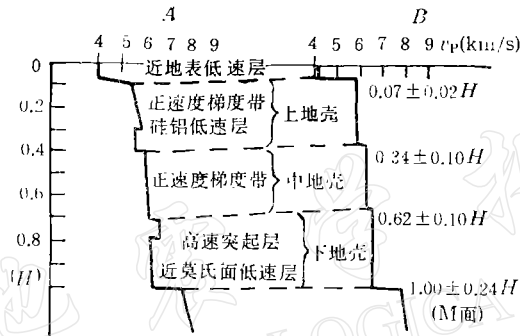


图 6(b) 引自文献[12]

A——大陆地壳结构模型； B——本测区获得的地壳速度结构

乃至脆性向塑性转化,即既不利于G层中弹性能量的积累,也不利于以地震的方式释放所积累的弹性能的重要因素。因而 ρ_G 被用作地震危险区判定的一个指标,较高的 ρ_G 意味着该区附近较易发生大震。

上部地壳高导层和中部地壳高导层在地震孕育发生过程中的作用,上面已做过若干讨论,其发育程度较适当的客观标识是纵电导 S_{KD_1} 和 S_{KD_2} ,较高的纵电导值较有利于大震的孕育发生。图7给出了几个测点的电性结构以及邻近区小震震源随深度分布。可以看出,小震沿垂向的分布显示出了某种成层性的特征,相对地说比较集中于壳内高导层的上下界面附近。它们或许可以成为地震发展过程中这些高导层起着某些重要作用的证据。其可能的主要成因如下:首先,如文献[8]中指出,当这些高导层在水平方向的展布是有限时,则外部均匀水平挤压将在上、下界面附近的强介质内产生最大的差应力;其次,随着进入中部地壳垂向应力的增加,使之有可能超过平面内的最小主应力而成为中等主应力,产生的裂隙将对高导层张开;此外,按照固体力学中像力的概念^[16],层边界附近强介质中的裂隙将在像力的作用下向边界移动,并对着边界张开,这些都很有利于高导层内的水或其它流体进入裂隙,从而大大地促进了其中破裂的发展和断裂运动。

通过岩石的组构特征和原地热力学条件,可以将它的体积电阻率与其某些力学参量,如杨氏模量、剪切模量、抗压、抗拉、抗剪强度、内摩擦系数等联系起来,而这些性质对于岩体内应力的分布及形变和破裂行为都有着重要的影响。事实上,现今已有若干岩石物理

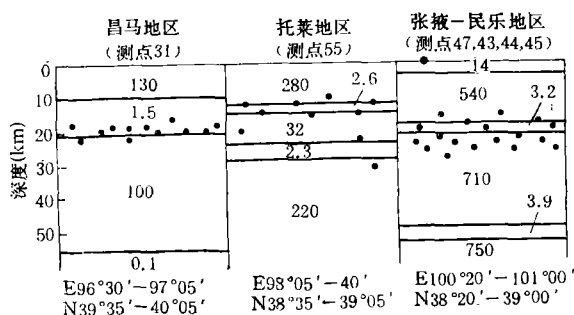


图7 电性结构与小震随深度分布示意图

实验证实了电导率与弹性波速度、泊松比等主要反映岩石力学性质的参量之间的相关联系。相邻层电阻率的反差在一定意义上代表了其力学性质的反差。强弱介质力学性质反差越大,水平挤压在其界面附近产生的差应力就越大,像力效应就越强烈。故取G层电阻率与上、下相邻层的比 $\rho_G/\rho_{\text{上}}$ 为一判别指标,该值取为上、下两界面比值的几何平均值。

在近期内发生的一些大震的极震区,如海原震区、松潘震区、山丹震区、邢台震区,其 KD_2 层上方的上部地壳有相对较高的电导率。这可以被解释为地震所造成的破碎和其中水的较好的连通性,以及相对较高的温度。显然,这种情况是不利于其中大量的弹性能量的积累的。 KD_2 层上方诸层的总纵电导 $S_{KD_2}^{\text{总}}$ 则是描述其中各层导电性的一个较为客观的参量。为了消除 KD_1 层存在的影响,我们由其中剔除 S_{KD_1} 值,取 $S_{KD_2}^{\text{总}} - S_{KD_1}$ 为一判别指标。

KD_2 层与 MD_1 层之间,高阻层的电阻率 $\rho_{KD_2-MD_1}$ 主要决定于温度。岩石电阻率 ρ 、有效粘滞度 η 与温度有相似的指数依赖关系^[17],它们都随着温度的升高而急剧下降:

$$\begin{cases} \rho = \rho_0 \exp[E_0/2kT] \\ \eta = F(\sigma) \exp[(E + PV)/kT] = F(\sigma) \exp(AT_m/T) \end{cases} \quad (1)$$

其中 ρ_0 为不依赖于温度的常数, E_0 为导电活化能, $F(\sigma)$ 为应力的函数, E 为扩散活化能, P 为压强, V 为扩散体积, k 为玻尔兹曼常数, T 为温度, A 为常数, T_m 为熔化温度。在所讨论层中的较高温度情况下,岩石的极限强度比例于熔化温度与原地温度之差^[18]:

$$\sigma(P, T) = \frac{T_m(P) - T}{T_m(P_0) - T_0} \sigma_0(P_0, T_0) \quad (2)$$

其中 $\sigma_0(P_0, T_0)$ 系压强为 P_0 和温度为 T_0 某处的极限强度。这样一来,通过原地热力学量温度将岩石的粘滞度、极限强度与电阻率联系了起来,较低的电阻率意味着岩石较低的粘滞度和极限强度。此层已具有较高的温度,其中一般不发生脆性破坏和粘滑运动,而是通过缓慢的蠕变和蠕滑方式释放、松弛应力。显然,电阻率越低越有利于这一过程的发展。由于 MD_1 层可以看成是上复大陆岩石圈板块的“自由滑动面”,设想大陆岩石圈板块承受大区域水平挤压应力,则在该层释放松弛应力的同时,将加剧该处 KD_2 层上方地壳内的应力积累。另一方面,当晶体结构的岩石有剪应力作用、发生蠕变时,又将造成其中缺陷的增加、一定程度的增温和晶体颗粒表面接触的改善,从而降低其体积电阻率。这样一来,较低的 $\rho_{KD_2-MD_1}$ 值可能成为构造运动活动区的深部电性标志。当其 KD_2 层上

表 1

测 点 编 号	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16	38	39	22	26	28	36	25	37	27	49	50	23	平均值
测点名称	平罗 西大滩	陶乐 芦花台	银川 平吉堡	银川 高子湾	吴忠 子湾	固原 海原	固原 海原	西吉 原	通渭 马营	通渭 威戎	静宁 威戎	甘谷 十里铺	天水 十里镇	礼县 天水石桥	天水 礼县石桥	南坪	榆中	永登	永登 永登铺	卓尼 永登铺	岷县 永登铺	永靖 永登铺	民勤 永登铺	武威 永登铺	武威 永登铺	
电性参数																										
S_{KD_1}	1.07		3.60	15.8	3.70	0.67		1.80		1.30				2.60	4.60	1.50						0.02			1.70	1.56
ρ_g	800	740	800	400	2000	200	400	130	490	130	440	960	230	100	70	120	340	320	4500	1800	510	500	420	1500	180	42.0
ρ_c/ρ_w	1600	130	3300	3600	5200	86	54	96	57	130	78	370	73	360	150	77	41	17	250	450	18	260	92	210	1000	200
$S_{KD_2} - S_{KD_1}$	0.50	0.46	0.60	4.20	1.80	0.49	0.48	0.40	0.06	1.50	0.17	1.0	0.35	0.50	2.30	0.30	0.34	0.20	0.14	0.02	0.09	0.05	0.37	0.14	0.30	0.34
S_{KD_2} 或 $\rho_{KD_2}^*$	0.2*	0.40	0.1*	0.1*	5.80	3.30	0.50	1.00	0.60	1.50	0.80	2.40	14.0	0.1*	0.2*	6.00	1.90	0.76	2.00	1.80	1.70	0.37	0.98	0.69	0.1*	1.45 或 0.13*
$\rho_{KD_2-MD_1}$		1300			4000	200	690	360	4000	6000	980	200	50			1300	1200	600	800	560	180	8000	2000	1500		890

注:表中电阻率单位为欧姆·米;纵电导单位为(欧姆)⁻¹×10³;在 S_{KD_2} 或 ρ_{KD_2} 一栏中,当测点因穿透深度不够而未获得层厚 h_{KD_2} 时,用其电阻率,此时表中数字的右上
角标以“*”

表 2

测点编号	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15	16	38	39	22	26	28	36	25	37	27	49	50	23
初指标数	2	1	3	3	3	1	0	0	2	1	2	3	1	2	0	2	2	1	4	4	3	1	3	3	3
终指标数	2	1	3	3	3	0	-1	-1	2	1	2	4	0	2	0	2	2	0	5	5	4	3	1	3	3

方岩层易于积累弹性能量时,则成为地震危险区的标志,当其 KD_2 层上方岩层易于以蠕变和蠕滑方式松弛、释放应力时,则可能成为“非地震危险区”(“安全区”)的标志。

中国南北地震带(北段)及其邻近地区拥有一定数量的大地电磁测深结果,且测点又有一定程度的合理分布,则可尝试利用上述深部电性指标进行地震危险区划分。我们按照本文上一部分所述的圈划地震带展布范围的深部电性标志,在平面内勾画出了地震带的轮廓。就本部分所述的六个深部电性参数,对划入地震带内的所有的测点进行统计平均,求出其几何平均值。表 1 给出了被圈划在南北地震带北段内的 25 个测点的有关的六个深部电性参数的统计表。由于 KD_1 层仅部分测点有显示,综合判定仅做参考,我们取后五个指标加以比较。对于 ρ_G , $\rho_G/\rho_{\text{地}}$, S_{KD_2} 大于平均值的测点,给危险性指标分别加 1 分;对于 $S_{KD_1}^{\text{地}}$ — S_{KD_1} , ρ_{KD_2} 小于平均值的测点,亦给危险指标分别加 1 分;对于 ρ_{KD_2} — MD_1 小于平均值的测点加 ± 1 分。当前四项指标和大于 2 时,表示危险性增加取正号,当前四项指标和小于 2 时,表示相对安全,取负号。表 2 给出了对表 1 中 25 个测点的打分结果。即在整个测区内指标数较高测点所在地区被判定为相对危险区,而指标数较低测点所在地区则被判定为相对“安全区”。可以看到,测点 36,25 及 17,15 一带(正好相邻而集中在一个地区)较为危险;而测点 9,10,11 一带(亦正好相邻而集中在一个地区),可能较为“安全”。而后一地区又恰是 1920 年海原 8.5 级大震区。

最后,应该指出,这里所提出的几个地震危险区判定的深部电性参数及用以进行区划的方法,也都还是很初步的尝试,可用的大地电磁测深资料还很不够,讨论也还仅限于所研究的地震带的情形。上述研究和所得的地震危险区判定结果都还是比较粗糙的,还有待于进一步积累资料和深入研究。

参 考 文 献

- [1] 林长佑、张云琳,河西走廊地区下部地壳异常低阻层的发现,西北地震学报,1982,4,1,141—142.
- [2] 林长佑、张云琳、梁恕信、司玉兰、蒋梅、江钊,内蒙、甘、宁某些地区地球上部电导率分布的横向变化特征,西北地震学报,1983,5,1,31—42.
- [3] 国家地震局兰州地震大队大地电磁测深组,中国南北地震带北段地壳和上地幔的电性特征,地球物理学报,1976,19,28—34.
- [4] 林长佑、张云琳、司玉兰、蒋梅、李柱国,河西走廊东部地区的大地电磁测深研究,地球物理学报,1984,27,131—143.
- [5] E. P. 波波夫,固体力学引论,王士耕、韩二丽译,165—188,1985,人民邮电出版社.
- [6] 秦保燕、郭增建,由地震时震中区的显著下沉讨论震源的底部条件,西北地震学报,1979,1,1,8—15.
- [7] 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组,与大地震有关的地壳深部的电性变化,大地电磁测深,80—88,1981,地震出版社.
- [8] 林长佑,大震孕震物理过程的初步探讨,西北地震学报,1979,1,3,42—48.
- [9] 姚振兴、李白基、梁尚鸿、朱培定、张立敏、卢善声,青藏高原地区瑞利波群速度和地壳构造,地球物理学报,1981,24,287—295.
- [10] Kurtz, R. D., Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Grenville province, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1982, 70, 373—397.
- [11] Kern, H., Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: the role of the high—low quartz transition and of dehydration reaction, *Phys. Earth Planet. Int.*, 1982, 29, 12—23.
- [12] 张少泉、武利均、郭建明等,中国西部地区门源—平凉—渭南地震测深剖面资料的分析解释,地球物理学报,1985,28,460—472.
- [13] Lin Changyou, Phase transition dehydration—A possible way of interior source of the water in the focal region, 西北地震学报,1984,6,1,84—92.

- [14] Word, D. R., H. W. Smith, and F. X. Jr, Bostic, Crustal investigations by the magnetotelluric tensor impedance method, The structure and physical properties of the earth's crust, Geophysical Monograph 14, 145—167, 1971 American geophysical Union, Washington, D. C.
- [15] 林长佑,第八章地壳上地幔条件下岩石的导电性,大地电磁测深研究,301—341,地震出版社,1985.
- [16] 荣代璐,像力及其在震源过程中的作用,西北地震学报,1982,4,1,7—23.
- [17] Elsasser, W. M., Sea-floor spreading as thermal convection, *J. Geophys. Res.*, 1971, **76**, 1101—1112.
- [18] Stacey, F. D., Chapter 7, Physics of the Earth, John Wiley and Sons, Inc., 1969.

ON THE CONDUCTIVE LAYERS IN SOME REGIONS OF NORTHWESTERN CHINA AND THE DEEP ELECTRICAL INDEXES FOR SEISMOLOGICAL ZONING

LIN CHANGYOU, LIU XIAOLING, JANG MEI and WU YUXIA

(Lanzhou Seismological Institute, State Seismological Bureau)

Abstract

In this paper distributions and lateral changes of five kinds of conductive layers in the crust and upper mantle of Northwestern China are studied; their properties, origins and relations to earthquakes are discussed. Taking the northern portion of the North-South Seismic Belt of China as an example, the deep electrical indexes for delineating the contours of the seismic belt are discussed, and their roles in earthquake activity explained. Analysing some problems of the deep physical circumstance relative to earthquake activity, revealed by the conductivity distributions in the crust and upper mantle, the ability of various deep electrical parameters, as indexes for earthquake risk zoning is discussed; and a method for delineating regions of seismic risk using the above mentioned indexes is given.