

华北地区壳内高导层及其与地壳构造活动性的关系

刘国栋 史书林 王宝钧

(国家地震局地质研究所,北京)

摘 要

本文论述了自 1976 年以来在华北地区所进行的 40 多个大地电磁测深点的观测,在大多数测点下发现了壳内高导层,其埋深 15—25 km,纵向电导值在数百—一千 Siemens 以上.本区壳内高导层埋深与人工地震测深法所确定的壳内低速层最小速度值埋深一致.大多数震源深度均位于壳内高导层之上,大量的浅部正断层也终止该层之上.壳内高导层埋深浅、纵向电导值大的地区,大地热流值高、新生代以来的构造活动强烈.推测平原下的壳内高导层起因于长英质矿物的部分熔融,而其周围地区下的壳内高导层起因于含结晶水矿物的脱水作用.

一、引 言

七十年代以来发表的关于壳内高导层的报道显著增加了^[1,2].一般地说,该层埋深约 15—25 km,厚数公里,电阻率值几—几十 $\Omega \cdot m$.在构造活动区和高大地热流区,壳内高导层和壳内低速层常常一致.尤其在新生代裂谷区几乎普遍有壳内高导层和壳内低速层存在.大陆地区的多数地震都发生在该层之上^[3].因此,很多地球学家对其很感兴趣并对它的成因及其在地壳动力学中的作用提出了各种见解.

大地电磁测深法有利于探测壳内高导层,因为该层有较高的电导率,它们强烈地吸收天然电磁波能使波长变短.壳内高导层在大地电磁测深视电阻率曲线上的表现特征,是在中等周期范围内有极小值或拐点存在.然而,实验结果和理论计算表明,沉积层中的水平非均匀性也可以在视电阻率曲线上引起假极小或假拐点,它可能会被误认为是壳内高导层的反映^[4].因此,在确定壳内高导层时详细地研究大地电磁资料是非常重要的.本文在对华北地区大地电磁资料详细研究的基础上,讨论了该区壳内高导层的分布、特点以及它们与壳内低速层和地震活动性的关系,同时也讨论了该层的地球物理和地质学的含意.

二、华北地区壳内高导层的确定

华北平原是一新生代裂谷系,早第三纪形成,其中有大量的北东—北北东向的正断层和一些隆起与拗陷.一些大的断层把拗陷切割成一系列的凸起和凹陷.自晚第三纪以来,华北新

生代裂谷系整体下沉。在某些凹陷内新生代堆积的最大厚度达 8—10 km, 某些隆起区仅有几百—一公里^[5]。在某些地区, 低阻的新生代沉积 (3—8 $\Omega \cdot m$) 下伏高阻的古生代地层, 而在另一些地区则下伏中等电阻率的中生代地层。在周围山区, 自新生代以来地表一直抬升、高阻基底直接出露于地表。

1976 年以来, 在华北地区完成了 40 多个大地电磁测深点的观测, 大部分大地电磁测深曲线的周期范围是 10—2,000 s (用模拟大地电磁仪); 少数是 0.1—1,000 s (用数字大地电磁测深仪记录)。多数大地电磁测点分布在平原及其周围地区, 并位于不同的地质构造单元之上(图 1)。

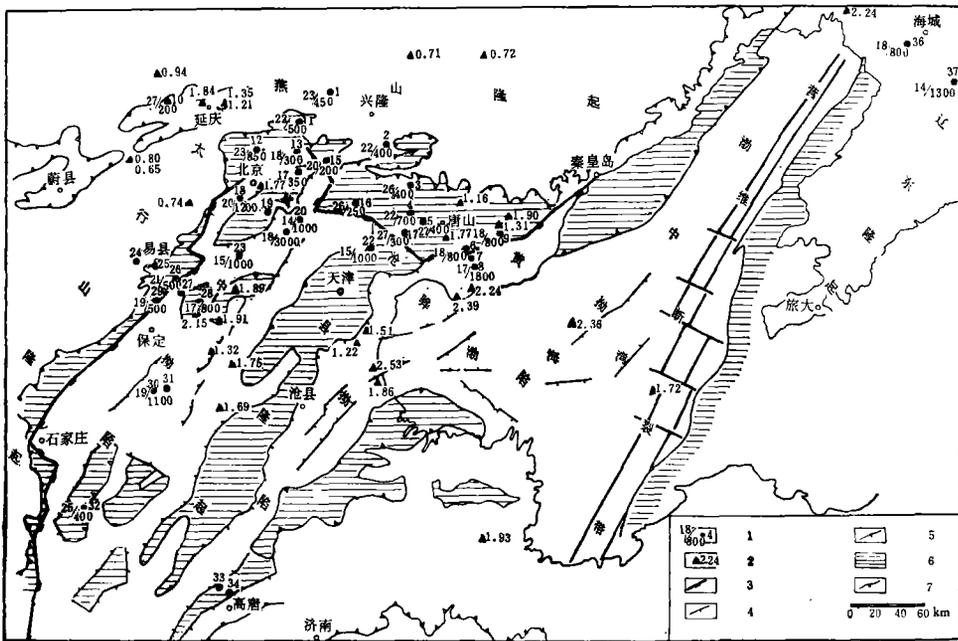


图 1 大地电磁测深点、点号及有关壳内高导层的参数

- 1——大地电磁测深点及编号, 分子代表壳内高导层深度 (km), 分母代表壳内高导层纵向电导值 (siemens);
- 2——大地热流值 (HFU);
- 3——边界大断裂; 4——浅部断裂; 5——老第三纪沉积缺失线; 6——老第三纪隆起; 7——平原山区边界。

肉眼检测模拟记录并选择高质量记录段用于分析。用 2 s 的数字化间隔对所有的模拟记录进行数字化。为了降低截断误差用高通数字滤波器对数据进行预白并用汉宁窗口做褶积, 再用傅氏变换将其转换成频率域的谱。然后, 校正仪器的频率响应, 在给定的频带内计算平均功率谱、张量阻抗元素、主轴方位、二维判别系数以及全信息矢量相干度等参数。最后, 选择满足质量标准的数据用来计算纵向视电阻率曲线 ($\rho_{||}$) 和横向视电阻率曲线 (ρ_{\perp})。为了估算张量阻抗元素, 在某些时候也应用改进了的有限带宽大地电磁信号对的分析法以及互功率谱法^[6,7]。现将部分大地电磁测深视电阻率曲线列于图 2。

从图 2 可见, ρ_{\perp} 曲线的视电阻率值(虚线)往往低于 $\rho_{||}$ 曲线的视电阻率值(实线), 并且两者之间的差别随着频率的降低而增加。此外, 虽然大多数 ρ_{\perp} 曲线在中等周期范围内有极小值出现, 但在不同的 ρ_{\perp} 曲线之间极小值出现的周期且有很大差别。这些特征表明, ρ_{\perp} 曲线可

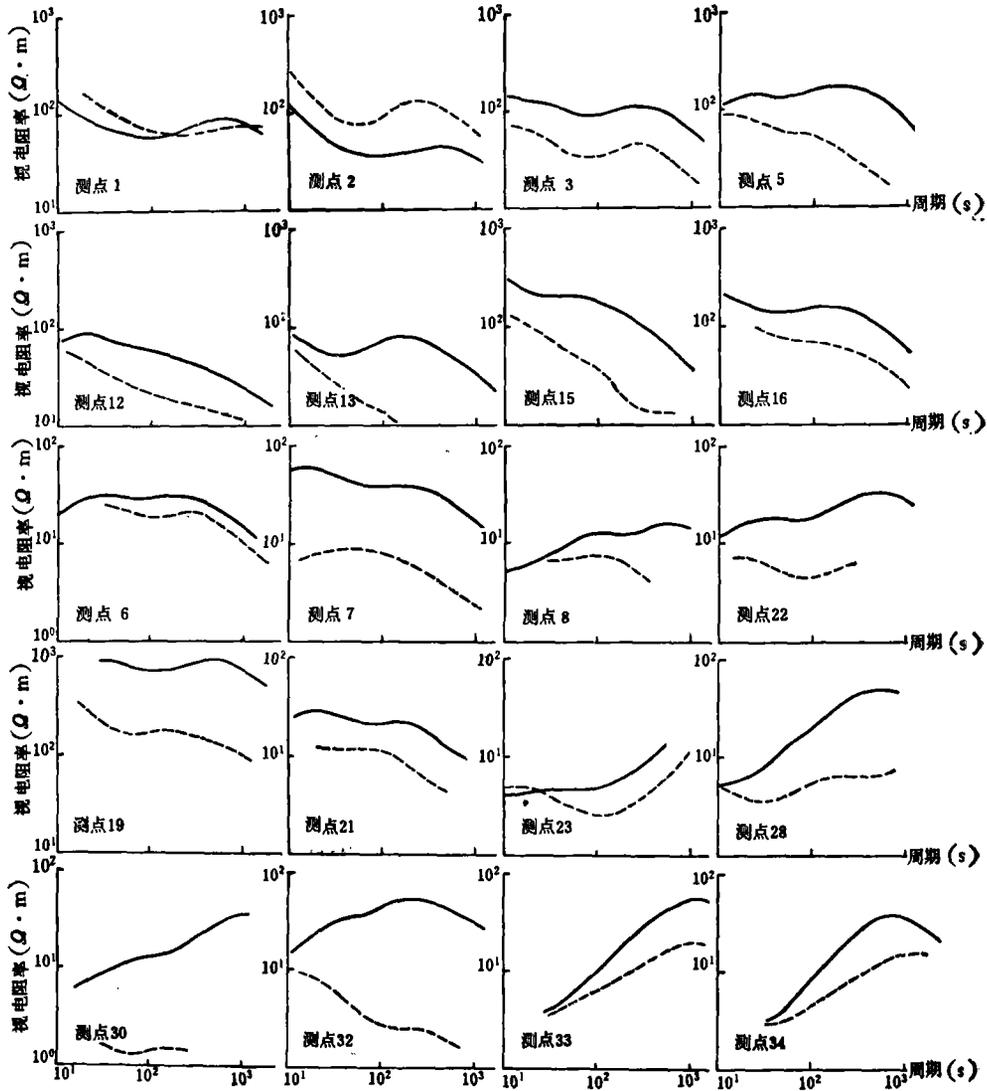


图 2 华北地区的部分大地电磁测深曲线

能强烈地遭受了边缘效应和 S 效应畸变，因此不能用其解释深部的电性结构。然而，大多数 ρ_{II} 曲线的形态是可信的。例如，位于高阻基底直接出露地表或者低阻沉积很薄处的各测点（如 1, 2, 3, 13, 15, 16 等，见图 2）， ρ_{II} 曲线的形态是：左枝上的高电阻率值随着周期的增加逐渐降低，并在 60—80 s 的周期范围上达到极小值，然后随着周期的增加电阻率值开始上升、直到极大值，最后电阻率值又迅速下降并在长周期范围内接近其右枝渐近线。位于低阻沉积很厚的新生代拗陷内的各测点（如 5, 6, 7, 8, 21, 22...等，见图 2）， ρ_{II} 曲线的形态是：左枝上的低电阻率值随着周期的增加逐渐上升、直到极大值，然后电阻率值开始逐渐下降并在 100—120 s 周期范围上达到极小值，此后电阻率值再次上升到极值，最后迅速降低并在长周期范围内接近其右枝渐近线。上述事实表明，在中等周期范围上的 ρ_{II} 曲线的极小值不是假极小，应该是壳内高导层的反映。因此，当我们应用一维理论模型去拟合 ρ_{II} 曲线时，可以期望获

得关于壳内高导层的可信结果。一维反演结果表明,本区壳内高导层的深度为 15—25 km, 纵向电导值从几百变化到一千 simens 以上(图 1)。

为了证实壳内高导层的存在,做一些定量分析是很重要的。正如前述,在某些情况下沉积

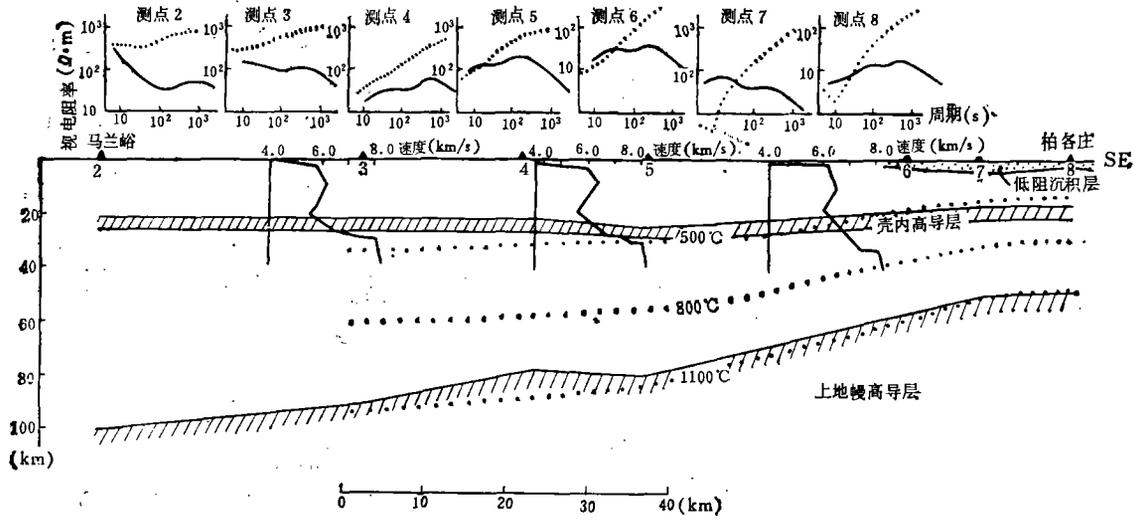


图 3 沿北西方向从渤海北岸到燕山隆起的大地电磁测深剖面,以及地壳和上地幔的电性、速度和热结构

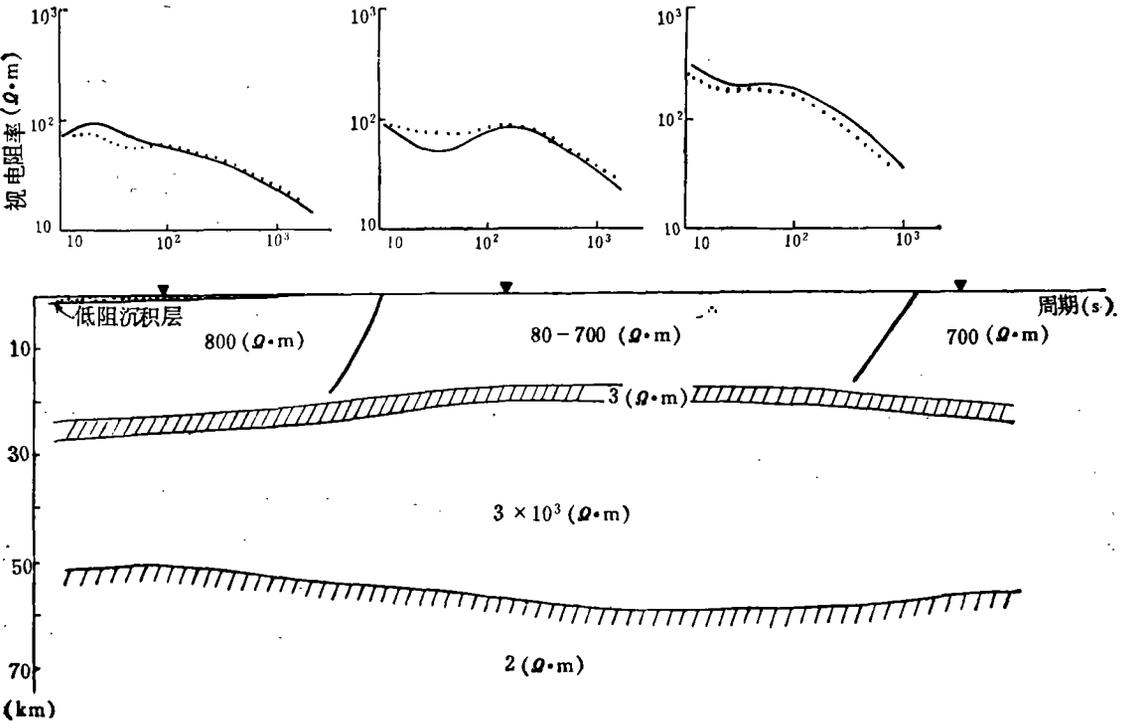


图 4 冀中拗陷北缘大地电磁测深剖面的二维解释结果(实线表示实测的 $\rho_{//}$ 曲线,虚线表示计算的地电断面的二维响应)

盖层的水平非均匀性可以在 $\rho_{||}$ 曲线上引起假极小，如果应用一维理论模型对这样的 $\rho_{||}$ 曲线进行反演，将得到假的导电层。在华北地区，沿倾斜方向新生代沉积变化很大，故而检验这种变化是否在 $\rho_{||}$ 曲线上引起了假极小是非常重要的。为此根据已知资料沿大地电磁测深剖面绘制了新生代沉积的分布，并应用有限元方法计算其二维电磁响应 ($\rho_{||}$ 曲线)，然后分析其中是否有假极小存在。如果出现了假极小，再将其与实测的 $\rho_{||}$ 曲线上的极小做对比；如果这两类极小值的出现周期差别很大，则实测 $\rho_{||}$ 曲线上的极小值就可能不是新生代沉积的水平非均匀性所引起的畸变结果。在此，我们给出一个从渤海北岸到燕山隆起地区的、这种计算的大地电磁测深剖面的实例 (图 3)。从图 3 可见，在某些计算的 $\rho_{||}$ 曲线上 (虚线) 确有假极小存在，但假极小的出现周期远小于实测 $\rho_{||}$ 曲线上极小值的出期周期 (实线)，因此这种假极小不会与反映壳内高导层的极小值混淆。

为了检验壳内高导层，我们还对少数的大地电磁测深剖面做了二维解释。首先根据一维反演结果形成地电断面的初始模型，然后用有限元法计算该初始模型的二维电磁响应，再将这个响应与实测的大地电磁测深曲线对比以寻找两者之间的差异，最后再根据这种差异人工修改初始模型。不断重复上述过程，直到计算的曲线与实测曲线相接近为止。显然，这种方法要花费大量时间。在此，做为例子我们给出一个冀中拗陷北缘的大地电磁测深剖面的二维解释结果。

从图 4 可见，实测的 $\rho_{||}$ 曲线和理论的 $\rho_{||}$ 曲线是比较接近的。此外，实测的和理论的 ρ_{\perp} 曲线也大体接近，但在图 4 中没有列入，这个例子说明，在二维构造意义上壳内高导层是存在的。

实验结果和理论分析表明，沉积盖层的水平不均匀性对 $\rho_{||}$ 曲线的影响是以感应形式表现出来的^[8]。在低阻拗陷内的纵向电流增加，在高阻隆起上纵向电流减小，因此在隆起上的大地电磁测深结果必然包含有拗陷的影响，反之拗陷上的大地电磁测深结果必然包含有隆起的影响。感应效应的大小依赖于测点下低阻沉积盖层的纵向电导值 S 以及测点距导电沟的距离 L ，因为电流分布受 S 和 L 影响。因此，可以应用 H 值 (壳内高导层深度) 和 S 值以及 H 值和 L

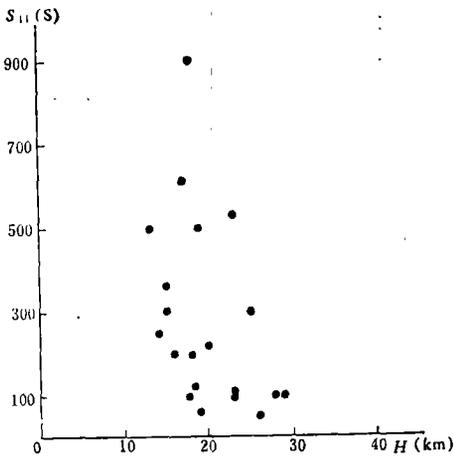


图 5a 华北地区壳内高导层深度 H 与新生代沉积的纵向电导 S 之间的对比

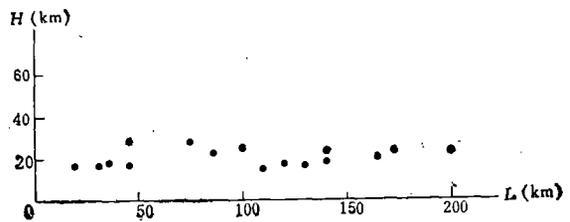


图 5b 华北地区壳内高导层深度 H 与测点到渤海岸边的距离 L 的对比

值之间的相关图来检验 ρ_{II} 曲线上的极小值是否遭受了感应畸变^[9]。图 5 a 表示本区 H 和 S 之间的相关图, 图 5 b 表示本区 H 和 L 之间的相关图。 L 是渤海岸边到大地电磁测深点的距离。由于渤海下的新生代沉积是本区内最厚的, 因此我们把渤海视为导电沟。从图 5 a 和图 5 b 可见, 虽然 S 值从几十变化到 900 siemens, L 值从 20 变化到 200 km, 但 H 值仅在 15 到 25 公里之间变动。这表明 H 和 S 以及 H 和 L 之间没有联系, 因此根据 ρ_{II} 曲线的一维反演所获得的深度 H 基本上是可靠的。

三、华北地区壳内高导层的分布及其地质和地球物理含义

从图 1 可见, 本区壳内高导层的深度为 15—25 km, 但平原区较浅、山区较深。然而, 在西部山区 24 和 25 号测点下, 在高唐地区的 33 和 34 号测点下没有发现壳内高导层。

理论计算表明, 高导层在大地电磁曲线中是按纵向电导 $S = h/\rho$ 等效的, 其中 h 和 ρ 是壳内高导层的厚度和电阻率值。当 h 和 ρ 按相同比值同时变化时, 大地电磁曲线的形状在等值范围内是不变化的。这意味着, 虽然根据大地电磁资料可以解出壳内高导层的厚度和电阻率, 但解不是唯一的。因此, 通常可应用纵向电导 S 值描述壳内高导层的电性。本区的 S 值从 200 变化到 1,000 siemens 以上, 平原区的 S 值比周围地区要大。

壳内高导层的深度和纵向电导值的变化趋势, 与本区新生代以来的构造活动性有很好的联系。自新生代以来, 平原区经受了强烈构造活动, 正断层大量发育, 上地壳明显扩张, 有巨厚的新生代沉积和强烈的火山活动; 然而, 周围山区则稳定地整体抬升^[10]。我们把已发表的一些热流值列在图 1 中^[11-13], 可见高热流地区往往具有比较浅的壳内高导层埋深和比较高的纵向电导值; 相反, 在低热流地区壳内高导层埋深加大, 纵向电导值降低(表 1)。这些事实表明, 壳内高导层与壳内的温度分布有密切关系。

表 1 壳内高导层埋深与纵向电导值的关系

地 区	壳内高导层深度 (km)	纵向电导值 (siemens)	平均大地热流值 (HFU)
渤海北岸	16—17	>1,000	2.30
冀中拗陷	15—19	>1,000	1.72
北京周围地区	17—23	200—1200	1.77
唐山周围地区	22—25	200—700	1.48

以大地电磁测深资料为基础, 我们编制了冀中拗陷及其相邻地区的壳内高导层等深线图(图 6)。从图可见, 在拗陷区下壳内高导层的埋深约 15 km, 在拗陷区的边缘约 20 km, 向山区则加深到 25 km 左右。本区壳内高导层深度的变化与莫霍界面和软流圈顶面的深度变化一致。壳内高导层隆起恰好位于由人工地震测深和大地电磁测深所确定的莫霍面隆起和软流圈隆起之上^[10]。这个事实表明, 壳内高导层的产生可能与上地幔过程有关。

自 1976 年以来, 在华北地区做了很多条人工地震测深剖面。用理论地震图和射线追踪方法对人工地震测深资料进行了解释, 发现本区有壳内低速层存在, 其最小速度值为 5.4—6.0 km/s, 比直接上覆岩层的速度值低 12—18%, 而最小速度值的埋深为 16—27 km。与平原区

相比,山区下的壳内低速层埋藏较深,厚度较薄并具有较高的速度值,似乎由高速和低速夹层所组成¹⁾. 这些特点与壳内高导层的深度及其纵向电导值的变化相一致. 在图 3 中我们列出了三条取自人工地震测深资料的速度-深度分布断面,可见最小速度层的深度与壳内高导层的深度非常接近. 这表明,它们可能有类似的成因. 有趣的是,本区的大多数震源深度都位于该层之上. 这表明,壳内高导层可能是弹性应力积累和脆性破裂的下限.

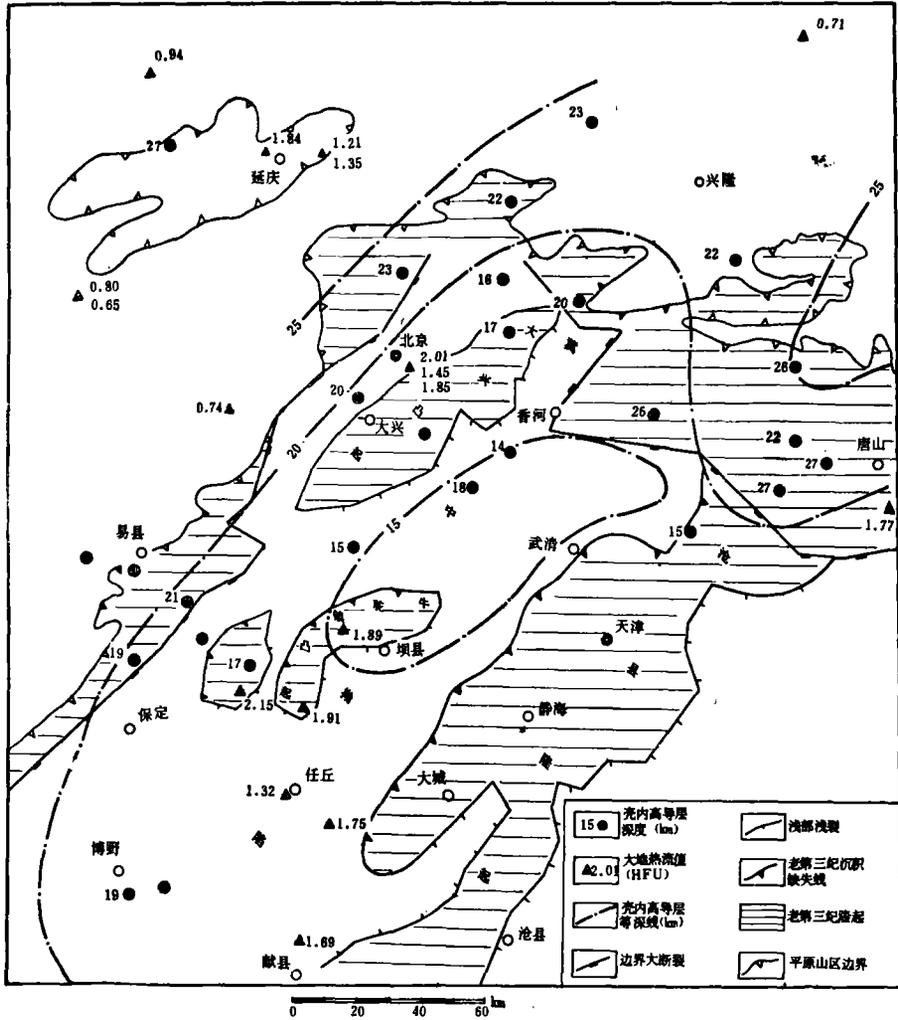


图 6 冀中拗陷及其邻区的壳内高导层等深线图

根据平均大地热流值和人工地震测深给出的地壳结构,应用二维有限元法沿着从渤海北岸到燕山隆起的北西向剖面计算了岩石圈内的温度分布(图 3 中虚线).在此计算中,各层的热参数假设如下:沉积层、上地壳、下地壳和上地幔的热导率分别为 5.0×10^{-3} 、 6.0×10^{-3} 、 6.0×10^{-3} 和 8.0×10^{-3} Cal/cm²·s;而这些岩层的热产生率分别为 3.0×10^{-13} 、 5.0×10^{-13} 、 1.0×10^{-13} 和 0.02×10^{-13} Cal/cm³·s.从图 3 可见,在平原区壳内高导层的温度值大约为

1) 刘昌铨等,燕山与华北平原地壳结构特征的初步分析,1982年.

500—600°C, 在其周围地区大约为 400°C. 根据该层埋深所估算的压力值, 在平原区大致为 3.5—4.5 kb, 在其周围地区大致为 5.0—6.5 kb.

四、壳内高导层的起因及其与构造活动性的关系

壳内高导层起因的假说. 某些研究者认为, 壳内高导层可能起因于花岗岩化过程中的脱水或者在一定温压条件下含结晶水矿物的脱水^[14,15]. 脱出的水储存于壳内并形成具有高电导率的潮湿层位. 如果岩石中的水压 P_{H_2O} 小于岩石的全压 P_s , 那么在 300—400°C 的温度条件下, 在地壳内部就可以发生某些矿物的脱水过程. 如果岩石被部分熔融, 且部分熔融组分围绕着固体部分形成了连续的导电薄膜, 那么岩石的电导率的数量级可以提高^[11]. 对广泛出露于地表的花岗岩化的研究表明, 花岗岩化是起因于壳内的部分熔融或深熔作用¹⁾, 因此在某些地区的地壳内部存在着部分熔融地带是毋庸置疑的. 混合岩和花岗岩的 $P-T$ 曲线图表明, 如果壳内有水存在并且 $P_{H_2O} = P_s = 3-4$ kb、温度为 550°C, 那么长英质矿物将开始部分熔融(图 7), 因此, 在高大地热流区壳内高导层可能起因于长英质矿物的部分熔融.

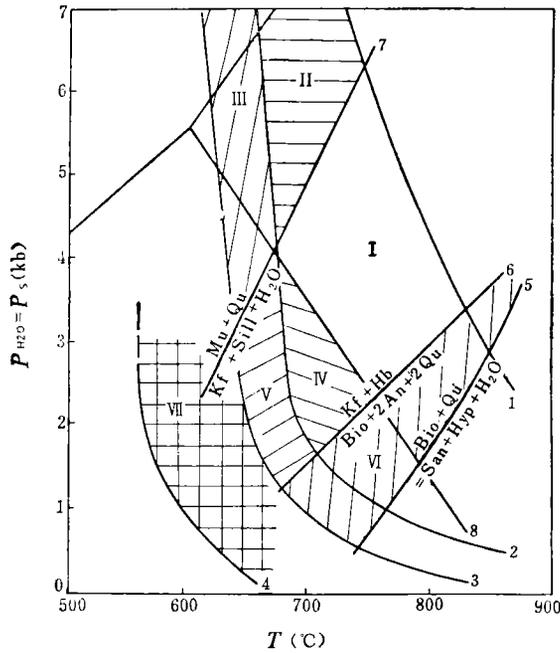


图 7 混合岩和花岗岩的 $P-T$ 曲线图

(据应思准、马杏垣, 1982 年)

I—混合岩; II—斜长花岗岩; III—白云母花岗岩; IV—角闪石斜长片麻岩; V—微斜花岗岩; VI—黑云母花岗岩; VII—长英质注入岩.

曲线据: 1—Yoder, H.S 和 Yilley, C. E. 1962; 2—Tuttle, O. F. 和 Bowen, N.L. 1958; 3—同 2; 4—Jahns, R. H. 和 Barnham, C. W. 5—Wones, D. R 和 Eugster, H. P. 1965; 6—由应思准计算, 1982; 7—Weill, D. F. 1966; 8—Holdaway, M. J. 1971.

如果壳内存在含有自由水或部分熔融的层位, 将会同时形成壳内高导层和壳内低速层.

1) 应思准、马杏垣, 华北前寒武纪花岗岩化的岩石成因, 1982 年.

此外,热激发下的晶格缺陷和杂质以及导电矿物的存在也将引起岩石电导率的提高,但它们不会引起地震波速度的降低。如果岩石中的孔隙压增高到岩石压力时^[3],地震波速将下降,但电导率没有很大的增加。因此,如果壳内高导层和低速层一致,则它们最可能的起因是壳内部分熔融或者是自由水的存在。

本区,壳内高导层和低速层是一致的,它们的埋深大约为 15—25 km。在平原区与其周围地区相比,该层埋藏较浅、厚度较大、纵向电导值较高、速度值较低。在平原区下该层的温度和压力值分别为 500—600°C 和 3.5—4.5 kb,在周围地区分别为 400°C 和 5.0—6.5 kb。根据人工地震测深资料,本区地壳可分为三层^[10],高导-低速层位于中地壳内,我们认为中地壳是偏中性的并含有较多的长英质矿物。根据上面的讨论和事实,本区平原下的壳内高导-低速层可能起因于长英质矿物的部分熔融,平原外围地区下的壳内高导-低速层可能起因于含结晶水矿物的脱水作用。该层的形成过程可能:由于晚白垩纪时期,库拉-太平洋洋脊向北西西迁移并倾没于亚洲大陆的东部边缘之下^[16],使华北地区的上地幔受到扰动和加温,并引起壳内温度的升高,结果某些矿物发生了脱水作用,脱出的水储存于中地壳之内,自始新世开始,华北平原下的软流圈强烈上隆,基性岩浆大量溢出,地壳减薄,地表强烈下沉,上地壳侧向扩张^[10]。由于热活动和侧向滑动使壳内迅速增温,加之自由水的存在,引起了华北平原新生代拗陷区的中地壳内出现了部分熔融。所以,新生代拗陷区与其周围地区相比,大地热流值较高、地壳较薄、壳内高导-低速层较浅、高导层的纵向电导值较高、低速层厚度较厚。

某些大陆地区的人工地震测深和大地电磁测深工作表明,壳内低速层和高导层不是构造活动区所特有的,在某些稳定的陆台区也发现了它们的存在。然而,这两个层位共存往往是构造活动的特点^[3],在这种地区壳内高导层的电导值经常大于 1,000 simens 以上。

本区,大多数震源深度均位于壳内高导-低速层之上,平原内新生代正断层的倾角随深度逐渐变小并以平坦的角度消失在该层之上。高导-低速层是比较软的层位,难于积累应变能、易于吸收上部脆性地壳中的破裂。当地壳受力时,该层容易蠕变,其中的应力将传递给上部脆性地壳,并在上地壳内集中。因此,壳内高导-低速层具有调整和转移壳内应力的作用^[7],地震易于在该层之上发生。在已详细做过人工地震测深的邢台和唐山地震区,发现壳内低速层向震中区加厚,这可能与上地壳沿壳内高导-低速层顶面做侧向滑动所引起的拖曳效应有关^[10]。地壳内部的高导-低速层、地震活动性和动力学过程之间的关系,为世界上很多地球科学家们所注意,本文内观点仅是初步的。

顾群、张木生、孙洁、晋光文、邓前辉、秦国卿等很多同志参加了本文的野外资料收集和计算工作,在此一并表示感谢!

参 考 文 献

- [1] Azám, A., *Phys. Earth Planet Inter.*, **17**(1978), 21—28.
- [2] Rotstein, Y. et al., *Tectonophysics.*, **80**(1981), 147.
- [3] Eaton, G.P., *Continental Tectonics.*, Washington, D.C.1980, 84—95.
- [4] Бердичевский, М. Н. и др., *Физика земли*, **1**(1973), 80.
- [5] 刘国栋等,地震地质背景(1976年唐山地震),地震出版社,1982, 71—130.
- [6] 晋光文等,地球物理学报(增刊), 1983.
- [7] 邓前辉等,石油地球物理勘探, **4**(1982), 57—64.

- [8] Berdichevsky, M.N. & Dmitriev, V.I., *Geoelectric and Geothermal studies.*, Budapest, 1976, 165—221.
- [9] Kaufman, A. A. & Keller, G. V., *The magnetotelluric sounding method.*, Amsterdam-Oxford-New York, 1981, 552—559.
- [10] 刘国栋、刘昌铨, 中国科学B辑, 1982, 12: 1132—1140.
- [11] 中国科学院地质研究所地热组, 地热论文集, 科学出版社, 1978.
- [12] 陈墨香等, 中国科学院地质研究所地质科研成果选集(第一集), 文物出版社, 1982, 72—79.
- [13] 张汝惠等, 地震地质, 4(1982), 4: 57—66.
- [14] Бубнов, В. П. и Стратов, В. В., *Прикладная геофизика.*, 65 (1972), 121.
- [15] Mitchell, B. J. & Landisman, M., *Geophysics*, 36 (1971), 71.
- [16] Uyeda, S. & Miyashiro, A., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85(1974). 1159.
- [17] 罗焕炎、徐煜坚等, 地震地质, 4(1982), 1: 31—36.
- [18] 刘国栋、顾群等, 地球物理学报, 26(1983), 2: 149—157.