

关于近震震相的若干问题

葛 焕 称

(中国南京 210014 江苏省地震局)

摘 要

针对在地震观测领域中存在的关于近震震相识别的若干实际问题，包括： \bar{P} (Pg)与 \bar{S} (Sg)是否直达波； \bar{S} (Sg)与 L_g , l_{lg} 与 \bar{P} (Pg)是否两种波；区域走时表中的震相；地震观测报告中的震相符号和识别； m_{Lg} 与 M_L 的关系等问题，进行了讨论，阐明了一些模糊的认识。

主题词 近震；震相；震级

引 言

1909 年 Mohorovicic 最先发现震中距约 10° 以内，在能传播至较远距离的那种 P 和 S 波(即 P_n 和 S_n)之后，有一对清楚的 P 和 S 波脉冲，命名为“ \bar{P} ”和“ \bar{S} ”震相。他解释为自震源至台站的直达波。

1925 年 Conrad 发现一个新震相“ P^* ”，速度介于 P_n 和 \bar{P} 之间，似乎它是在地壳中间层中传播的。1926 年 Jeffreys 又发现了横波 S^* 震相。 P^* 和 S^* 被认为是在康拉德界面下面滑行的折射波。

1937 年 Jeffreys 联合许多欧洲的研究结果，假定水平均匀双层地壳模型，给出如下震相速度：

Pg	5.57 ± 0.02 km/s	Sg	3.36 ± 0.01 km/s
P^*	6.50 ± 0.03	S^*	3.74 ± 0.03
P_n	7.76 ± 0.03	S_n	4.36 ± 0.02

这里，他将 \bar{P} 和 \bar{S} 改名为“Pg”和“Sg”，解释为沿花岗岩层顶部滑行的折射波。该速度值为 1940 年 J-B 近震走时表所采用，并获得广泛的应用。它已成为一种经典的地壳震相速度图象。

Gutenberg(1951)认为，在南加利福尼亚震中距约 100 km 内， \bar{P} 和 \bar{S} 是直达波，以“p”和“s”记之。在约 100 km 以外， \bar{P} 和 \bar{S} 波群相当于地壳低速通道中的面波。并指出，先前称为 \bar{S} 的震相，在约大于 100 km，相当于 S 波群中最大的起始。它不属于一个确定

1993 年 6 月 3 日收到初稿，1993 年 12 月 5 日决定采用。

的震相。 \bar{S} 的振幅即相当于 Richter(1935) 测量 M_L 时使用的最大振幅。 \bar{P} 相亦可作类似解释。

Press 和 Ewing(1952) 在北美震中距 600—6000 km 范围内，发现一个震相。周期为 0.5—6 s，速度平均 3.51 km/s。命名为“Lg”波。他们指出：当小于 10° 时，Lg 的周期变短，变成公认的 Sg。

Gutenberg(1955) 指出：在南加利福尼亚几度范围（但不小于 120 km）内， \bar{S} 群可能就是 Lg 群。Lg 解释为地壳低速通道内的横导波， \bar{P} 则为对应的纵导波。

Press 和 Gutenberg(1956) 在北美发现在 5°—38° 之间一种变幻无常的小振幅震相，称为“ Πg ”。速度为 6.09 ± 0.06 km/s。 Πg 被解释为 Lg 通道中的纵导波，与在短距离的 \bar{P} 相对应。实际上， Πg 与 \bar{P} 的区分是没有必要的。其后，许多作者一般均将 Πg 和 \bar{P} 相统称为“ \bar{P} （或 Pg）”。

应该指出的是，地壳震相的速度观测值在 20 世纪前半期是偏低的。约至 50 年代以后，随着观测的改善，Pg 和 Sg(Lg) 的速度提高至 6 和 3.6 km/s，Pn 和 Sn 升至 8.2 和 4.7 km/s。另外，许多地区未观测到 P^* 和 S^* ，说明在大陆地壳中，康拉德界面不是普遍存在的。

50 年代以来的许多研究表明， $\bar{P}(Pg)$ ，Lg，Pn 和 Sn 是区域地震图上的 4 个主要波群。这里的符号“Lg”代替了经典的“Sg（或 \bar{S} ）”。经典概念认为， $\bar{P}(Pg)$ 和 $\bar{S}(Sg)$ 是直达波或沿花岗岩层顶部滑行的折射波；近代概念却认为 $\bar{P}(Pg)$ 和 Lg 是地壳中的导波。经典概念认为 Pn 和 Sn 是 M 面下滑行的折射波；而近代认为它们是 M 面以下，上地幔中传播的导波。 P ，Lg，Pn 和 Sn 可在约 100 公里至数千公里的区域距离内传播。在约 100 km 内，它们转化为直达波 p 和 s。这就是近代区域震相的简明图象。

区域震相的历史演变和近代的研究概况在笔者的另一篇文章（葛焕称，1994）中已作详细的论述。

迄今，一些有影响的权威性著作，在阐述区域震相时均存在某种偏向，大体有如下几种：① 基本停留在经典近震震相的概念和图象上（如：Jeffreys，1976；Bullen and Bolt，1985）；② 仅阐明了地壳导波的近代概念，而未提及经典的概念（如：Gutenberg，1959）；③ 分别阐述了经典和近代的震相概念，但对两者之间的过渡关系未能作系统正确的说明（如：Bath，1979；Aki and Richards，1980）；④ Richter (1958) 虽然详细地叙述了 \bar{P} 从经典直达波概念至地壳纵导波的过渡，但对于经典 \bar{S} 与地壳横导波 Lg 的关系却又根本没有提及。此外，对地壳纵导波，Richter(1958) 使用“ \bar{P} ”，而 Gutenberg(1959) 却使用“ Πg ”的符号。由此导致在地震界中，区域震相（主要表现在 10° 内的近震震相）的概念和符号的混乱。笔者(1988) 曾指出过这种状况。以下进一步提出并澄清几个易混淆的具体问题，以供商榷讨论。

1 关于“ $\bar{P}(Pg)$ 和 $\bar{S}(Sg)$ 是约 1000 km 以内的直达波”的问题

显然，这是一个经典的观点，但值得注意的是，不少作者（Jeffreys，1976；Bath，

1979; 刘正荣, 1976; 张少泉, 1977; 傅淑芳等, 1980; 赵荣国, 1980; 徐果明、周惠兰, 1982; 张诚, 1988; 时振梁等, 1990)仍持这种观点.

表 1 中国各区域走时表中的 \bar{P} 和 \bar{S} 速度($h=0$)

地 区	甘青 ⁽¹⁾	陕西 ⁽¹⁾	宁夏 ⁽¹⁾	三峡 ⁽¹⁾	华南 ⁽¹⁾	东北 ⁽¹⁾	华东 ⁽¹⁾
$\bar{P}/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	6.10	5.90	5.99	6.10	6.01	5.95	6.26
$\bar{S}/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	3.55	3.44	3.53	3.54	3.55	3.47	3.61
地 区	新疆 ⁽²⁾	北京 ⁽²⁾	9 区平均	中国 ⁽²⁾	苏皖 ⁽³⁾	西藏 ⁽¹⁾	
$\bar{P}/\text{km} \cdot \text{s}$	5.94	6.32	6.06 ± 0.15	5.71	5.55	5.55	
$\bar{S}/\text{km} \cdot \text{s}$	3.57	3.64	3.54 ± 0.06	3.40	3.20	3.25	

资料表源: (1) 国家地震局科技监测司, 1989; (2) 时振梁等, 1990; (3) 王 、张锁喜, 1992.

我们现在来考察按照经典近震震相图象制定的中国各区域走时表中的“直达波” \bar{P} 和 \bar{S} 速度. 表 1 列出 12 个中国各区域走时表速度值(震源深度 $h=0$). 表中前列的 9 个区, 平均速度 $\bar{P}=6.06 \pm 0.15 \text{ km/s}$, $\bar{S}=3.54 \pm 0.06 \text{ km/s}$. 该 \bar{P} 速度值与世界其它地区的地壳导波 \bar{P} 的约 6 km/s 速度值相近. 该 \bar{S} 速度值与 Bath(1954) 测定的欧亚大陆 Lg 波速度 $3.54 \pm 0.07 \text{ km/s}$, 以及葛焕称等(1992)给出的中国大陆(除新疆和西藏以外)地区 Lg 波速度 $3.54 \pm 0.02 \text{ km/s}$ 的数值一致. 由此可见, 中国各区域走时表中的 P 相实际上就是地壳导波 P 群的起始相, 其 S 相应就是地壳导波 Lg 群的起始相.

此外, 各区域走时表中均给出直至 1000 km 不同震源深度的 \bar{P} 和 \bar{S} 走时. 显然, 这是没有必要的, 因为导波的速度与震源深度是无关的.

表 1 后列的 3 个走时表, 它们的速度值均明显偏低. 除了西藏地区可能为它的特殊的地壳构造所决定外, 郭履灿(1981)的中国地区近震走时表(时振梁等, 1990)和苏皖地区近震走时表(王 、张锁喜, 1992)就难以令人接受了.

2 关于 Sg 和 Lg 的问题

在 Bath(1973)的《地震学引论》中写道: “短距离大陆地震的记录中有一个震相的振幅比 Sg 大, 而被误认为 Sg 相, 这种波就是 Lg1. 它的波速为 3.54 km/s, Sg 的波速为 3.37 km/s”. “观测表明 Lg1 波在震中距超过 5° 的范围出现, 近距离内只产生 Sg 波.” 虽然这两句在该书 1979 年修订版中都被删除了, 然而, 在中国的许多论著中都可以找到类似的叙述.

将 Sg 相仅仅看作是速度为 3.37 km/s 的震相, 这显然是经典的观点. 事实上, 如前所述, 在 50 年代以后, Sg 的观测速度已提高至 3.5—3.6 km/s. 这正是 Lg1 的速度. 所以, 许多地震机构所标注的“Sg”相, 实际上是 Lg 群的起始. 而经典的 Sg(或 \bar{S})实际上不是一个确定的震相, 约相当于 S 波群最大的起始(Gutenberg, 1951).

如果按照 Bath(1973)的观点, 将 3.37 km/s 的经典 Sg 相与 3.54 km/s 的 Lg 波作严格区别. 那么, “在近距离(5°)内只产生 Sg 波”, 就意味着 5° 内观测不到 3.54 km/s 的波. 可是, 事实并非如此.

此外, 关于“Lg1 波在震中距超过 5° 的范围出现”, 其根据似应出自 Press 和 Ewing (1952)发现 Lg 波时所用资料的最小震中距 570 km. 在《地震学引论》(1979 修订版)中虽

然删除了上面的话，但在该书的表3中，却又将Lg1与Sg1的分界距离定为10°。这大概来源于Press和Ewing(1952)：“小于10°时，Lg的周期变短，变成公认的Sg”，以及Bath(1954)对欧亚大陆Lg波观测的最小震中距约为10°。但实际上，Gutenberg及其它作者的专门的观测与研究表明，Lg波开始出现的临界距离约为100 km，已如上述。

3 关于 Πg 和 $\bar{P}(Pg)$

前文已阐明， Πg 与 $\bar{P}(Pg)$ 均代表在区域距离内的同一种波，即在 Lg 通道中传播的短周期地壳纵导波。符号 Πg 仅在 50 年代为 Gutenberg 等少数作者使用过，其后一般习惯使用“ \bar{P} ”或“Pg”的符号。

但应指出，至今仍有一些作者(刘正荣，1976；傅淑芳等，1980；赵荣国，1980；徐果明、周惠兰，1982；时振梁等，1990；Bath, 1979)将 $\bar{P}(Pg)$ 看作是 1000 km 内的直达波，而将 Πg 看作是 5°—10°以外的地壳纵导波。

4 关于 P^* 和 S^*

前文已经提到，在大陆地壳中，康拉德界面并不是普遍存在的。根据中国的观测资料，赵荣国(1980)亦指出：在中国大陆，“ P^* 和 S^* 能识别出的图例不多”。在一些中国区域走时表中都给出了约自 100 km 至 1000 km 之间的 P^* 和 S^* 的理论走时(国家地震局科技监测司，1989)。但是，这些理论走时与实际地震图的符合情况如何？在各自的区域内康拉德界面是否存在？这些应是首先回答的重要问题。

5 关于莫霍面反射波 $P_{11}(P_M)$, $S_{11}(S_M)$ 和 康拉德面反射波 P_c , S_c

赵荣国(1980)指出：“ P_{11} , S_{11} 在 80—120 km 之间记录最好”。张诚(1988)指出：“从我国东部滨海地区到青藏高原，震中距从 70 km 到 170 km，都观测到了清晰的莫霍面上的反射波。”卢守安(1986)根据山东地区的观测指出：在震中距 70—120 km，可观测到清晰的反射波 P_{11} , S_{11} ，至 180 km 仍可观测到；而在较远的台站， P_{11} , S_{11} 已被衰减得十分微弱，因此很难记录到。

至于 P_c 和 S_c ，尚未见实际观测的报道。

在许多中国区域走时表中均列出了震中距 0 至 1000 km 的 $P_{11}(P_M)$, $S_{11}(S_M)$, P_c , S_c 的走时(国家地震局科技监测司，1989)。笔者认为，这些走时表中，超出约 70—180 km 或稍宽的距离范围的 P_{11} , S_{11} 走时，以及 P_c , S_c 走时，是缺乏实际意义的。

区域走时表应反映该地区各区域震相走时的实际情况。纯理论计算的走时，往往与实际观测不符，易造成误解与混乱。

6 关于地震观测报告

国际性权威杂志“国际地震中心报告(BISC)”，在 10° 以内的震相符号是混乱的。它几乎兼收并蓄了世界各国地震机构使用的各种震相符号和用法。据不完全统计，大体可分

以下几种情况：

- (1) 一律使用符号“P”和“S”，各代表 P 和 S 波的初至相.
- (2) 采用 J-B 近震走时表的符号：Pg, Sg, P*, S*, Pn, Sn.
- (3) 对“Sg”和“Lg”的符号使用最为混乱. 有几种情况：仅用“Sg”，不用“Lg”；仅用“Lg”($\Delta > 0^\circ$)，不用“Sg”；Sg 和 Lg 被看作为近和远距离的两种波，其分界距离分别为 5° 或 10° .
- (4) 报告中 Pg 和 Sg 的速度值变化范围很大，复盖了经典 Pg, Sg(速度分别约为 5.6 和 3.4 km/s) 和近代 Pg, Sg(Lg)(速度分别约为 6 和 3.6 km/s) 的速度值乃至更大的范围. 它们的速度差异，除了包括各地区间的速度值的真实差异外，还包括了不同地震机构对 Pg 和 Sg 识别标准上的差别.

上述情况将大大妨碍地震观测报告中数据的正确运用，不能充分发挥其效益. 因此，在世界范围内，统一震相的符号和识别规则是当务之急.

7 关于 m_{Lg} 和 M_L

这里主要从最大振幅的测量方法来考察 m_{Lg} 与 M_L 两种震级标度之间的关系.

1935 年 Richter 提出原始 M_L 标度，测定的是 W-A 标准地震仪的最大记录振幅，一般属于 S 波，少数情况可以是 P 波(Gutenberg and Richter, 1956). Gutenberg(1951)指出：先前称为 S 的震相，它不属于一个确定的震相. S 的振幅即相应于 Richter(1935) 测量 M_L 时使用的最大振幅. Gutenberg(1955)又指出：在约 100 km 以内，S 群可能就是 Lg 群. Nuttli(1973)用 Richter(1935) 的振幅数据去拟合非埃里相 Lg 波理论衰减曲线，在 0.4° — 6° 之间符合得很好. 以上说明测定原始 M_L 的 W-A 仪最大记录振幅，除极少数 P 波外，实际上都是 Lg 波群(包括约 100 km 内的 S 波群，下同)的最大振幅.

中国 M_L 标度使用短周期地震记录的 S(即 Lg) 波群的最大地动振幅，不使用 P 波振幅.

Nuttli(1973)提出的美国中部 m_{bLg} 标度是测量 Lg 波最大持续振幅(指地动振幅，下同). 它定义为群速度 3.55 至 3.30 km/s 之间的第三大振幅(葛焕称等, 1991). 从速度区间来看，它基本上包括了经典 S 相. 取第三大振幅而不取最大振幅，实际得到的是 Lg 群振幅的某种平均. 该方法的优点是可以排除特大反射波振幅等使震级值偏大的影响.

葛焕称等(1991)对中国东部的观测结果表明：Lg 群的最大振幅 max 和 Lg 波最大持续振幅 lg，具有相同的空间衰减系数 γ 值. 据此，中国大陆 m_{Lg} 标度就采用了 max 振幅. 中国 m_{Lg} 与中国 M_L 使用相同的地动振幅，有利于震级标度的衔接和资料的连续性.

m_{Lg} 标度具有明确物理意义的震级基准点；不要求 W-A 仪记录；不同地区仅需测定 Lg 波 γ 值，即可获得全球大陆基本统一的均匀的 m_{Lg} 标度等优点. 这使得 m_{Lg} 优于 M_L 标度，而成为一种良好的区域震级标度.

参 考 文 献

- 国家地震局科技监测司, 1989. 中国分区地震波走时表的研制, 178pp. 地震出版社, 北京.
- 傅淑芳、刘宝诚、李文艺, 1980. 地震学教程(下册), 304pp. 地震出版社, 北京.
- 葛煥称, 1988. Lg 波研究的历史进展. 国际地震动态, 10 : 1—7.
- 葛煥称、倪岳伟、黄才中、李永勤, 1991. 中国东部六省的修订 m_{Lg} 标度. 地震学报, **13**, 171—178.
- 葛煥称、倪岳伟、李敬华、黄才中、李永勤、鹿凤霞、许福喜、蒋耀明, 1992. 中国大陆区域 Lg 震级标度. 地震学报, **14**, 51—61.
- 葛煥称, 1994. 论 P 和 S 及其相关震相. 中国固体地球物理学进展, 305—313. 海洋出版社, 北京.
- 刘正荣, 1976. 地震学基础, 256pp. 科学出版社, 北京.
- 卢守安, 1986. 地震反射波 P_{11} 、 S_{11} 的特征及其应用. 地震, 3 : 17—25.
- 时振梁、张少泉、赵荣国、吴开统、陆其鵠、张敏政、卓钰如, 1990. 地震工作手册, 633pp. 地震出版社, 北京.
- 王 、张锁喜, 1992. 下扬子地区分区走时表及计算机查表实用程序的编制. 地震学刊, 3 : 14—22.
- 徐果明、周惠兰, 1982. 地震学原理, 445pp. 科学出版社, 北京.
- 张少泉, 1977. 近震分析, 271pp. 地震出版社, 北京.
- 张诚, 1988. 地震分析基础, 195pp. 地震出版社, 北京.
- 赵荣国, 1980. 中国地震台站地震记录图集, 187pp. 地震出版社, 北京.
- Aki, K. and Richards, P. G., 1980. *Quantitative Seismology Theory and Methods*, Vol. 1, 557pp. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Bath, M., 1954. The elastic waves Lg and Rg along Euroasiatic paths. *Arkiv för Geofysik*, **2**, 295—342.
- Bath, M., 1973. *Introduction to Seismology*, 395pp. Birkhäuser Verlag, Basel and Stuttgart.
- Bæh, M., 1979(rev. ed). *Intredaction to Seismology*, 428pp. Birkhäuser Varlag, Basel, Boston, Stuttgart.
- Bullen, K. E. and Bolt, B. A., 1985. *An Introduction to the Theory of Seismology*, 4th ed., 499pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gutenberg, B., 1951. Revised travel times in southern California. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **41**, 143—163.
- Gutenberg, B., 1955. Channel waves in the earth's crust. *Geophysics*, **20**, 283—294.
- Gutenberg, B., 1959. *Physics of the Earth's Interior*, 240pp. Academic Press, New York and London.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (second per). *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **46**, 105—145.
- Jeffreys, H., 1976. *The Earth, Its Origin, History and Physical Constitution*, 6th ed., 574pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Nuttli, O. W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations of eastern North America. *J. Geophys. Res.*, **78**, 876—885.
- Press, F. and Ewing, M., 1952. Two slow surface waves across onrth America. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **42**, 219—228.
- Press, F. and Gutenberg, B., 1956. Channel P waves IIg in the earth's crust. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**, 754—756.
- Richter, C. F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **25**, 1—32.
- Richter, C. F., 1958. *Elementary Seismology*, 768pp. W. H. Freeman and Company, San Francisco.