

全球地震活动性的定量研究(三)

——全球地震带的划分和 I, II, III 带的地震活动

吴佳翼 何淑韵 章淮鲁
(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

本文根据板块相互作用的原理,对全球地震带作了新的具体的划分: I 带为美洲西海岸地震带; II 带为太平洋西北边缘地震带; III 带为大洋岛弧地震带; IV 带为亚欧地震带; V 带为全球海岭地震带。各带地震活动水平从强到弱的顺序是 III, II, I, IV, V。求出本世纪各年 I, II, III 三带的地震活动性指数 $A(b)$, 并对 $A(b)$ 指数随时间的变化作了最大熵谱分析和周期图分析。结果显示 II, III 两带的周期成分与 I 带有明显不同。I 带的变化较平稳, 富于短周期成分, 在 1942 年和 1960 年有两个峰期; II 带从 1964 年以来处于长趋势下降阶段, 至八十年代已降至极小; III 带的“五十年代事件”效应显著, 其变化趋势能较好地代表全球地震活动的变化总趋势。II, III 两带有较强的长周期变化成分, 可能与太平洋板块的面积较大有关。

关键词 全球地震带; 地震活动性水平; 地震活动性指数; 最大熵谱分析; 周期图分析

一、引言

对于全球地震活动性的研究, 应当包括对几个具有全球尺度的大地震带的研究。按照过去的习惯, 除去一些少震和无震地区以外, 公认全球存在着三个大的地震带体系: 环太平洋带、亚欧带和全球海岭带。但环太平洋带范围太大, 释放地震能量约占全球的 75%^[1], 把它作为一个完整的不可分的地震带, 来讨论地震活动性的地区差异, 无疑是不适宜的, 应当把它作适当的划分。亚欧带的概念存在着一定的混乱和分歧。按古登堡和里克特的意见, 亚欧带原称为地中海和横贯亚洲地震带, 其东端是缅甸^[1, 2]。在文献[1]的两次版本中, 都把巽他弧看作环太平洋带的一个分支。K. E. 布伦^[3]却认为地中海和横贯亚洲地震带在东印度群岛与环太平洋地震带相连接。霍奇森 (J. H. Hodgson)^[4]更明确指出, 阿尔卑斯带在新几内亚与环太平洋带相遇。M. 巴特^[5]认为亚欧带有两个端点: 堪察加和印度尼西亚。李善邦^[6]称亚欧带为地中海南亚地震带, 他所说的南亚也包括苏门答腊和爪哇岛。在中国, 一般认为班达海是两大带的会合点。实际上, 从安达曼群岛直到新

本文 1986 年 7 月 1 日收到, 1987 年 1 月 5 日收到修改稿。

西兰是属于大洋岛弧的构造体系，与阿尔卑斯和喜马拉雅的大陆板块碰撞带有本质区别。从这一点考虑，古登堡的划分法还比较合理。

在全球分带的问题中，中国大陆地震区的归属问题应予解决。李善邦^[6]认为中国的“地震活动不完全属于世界两主要地震带，而是另一体系”。但中国独立成为一个地震带显然不合适。中国西部地区有许多板内地震出现于贝加尔—帕米尔和缅甸—喜马拉雅之间的广大地区，其震源分布特征与亚欧带的其余部分（如高加索、中亚等地区）是同一类型的：震源在面上的散布较宽，震源机制的类型多样，绝大部分地区只有浅源地震。因此，中国的西半部（108°E 以西）应列入大陆板块碰撞带的扩展部分，属于亚欧地震带的一部分。中国东半部并不在喜马拉雅板块碰撞边界的正面，在地震活动上与日本海沟和日本海有相关关系^[7]，虽然有时东半部与西半部也有呼应^[8]，但东半部的大地震重复期显然较长。所以中国东半部与西半部在地震分带上应有不同。尽管如此，从全球尺度来看，中国大陆地震区应划入亚欧带，舍此没有别的更好的选择。

J. 米尔恩曾经把全球划分为 12 个地震带^[9]。古登堡^[11]提出包括全球两大地震带在内的 7 种不同地带。里克特^[2]在文献[1]的基础上又增加为 10 个带。所有这些带的划分没有统一的标准和原则。所划各带不全是同一种级别的，有的是全球尺度的大带，也有的是局部的小区，也有的是少震和无震区。为了研究全球地震活动性，有必要对全球主要地震带作一次重新划分，并在此基础上研究各大地震带地震活动的特征。

二、全球主要地震带的划分

在回顾和总结以往经验的基础上，我们提出以下几个分带的原则：

1. 全球地震带的划分必须有统一的原则和根据。在这方面，应考虑板块构造和板块的相互作用。
2. 只考虑划分具有全球尺度的大地震带，小地震活动区或无震区不包括在内。
3. 所划地震带必须在空间尺度上是同级别的，所包含区域的地震活动水平应是可以比较的。在主要地震带之下可进一步划分次一级的地震带。

根据上述原则，对全球地震带作了重新划分和重新组合，现在分述如下：

（I）美洲西海岸地震带

本带的北端是亚历山大群岛，南端延伸至南设得兰群岛，包括加勒比地区和南桑韦奇群岛在内。本带在地域上有一定宽度。例如在美国，规定以古登堡^[11]指出的落基山脉为界，凡在 105°W 以西发生的地震均收入本带范围。在马尾藻海，凡发生在 59°W 以西（按 E. A. 弗林等^[10]的划分法）的地震均列入加勒比地区的范围。本带的北端与太平洋西北边缘地震带（II 带）相连接，其界限为 140°W；南端的南桑韦奇群岛以 22°W 为界同全球海岭地震带（V 带）相接触。

本带从板块构造上可分为四段：（1）可可斯板块与北美板块、加勒比板块的相互作用带，包括墨西哥、中美洲（危地马拉—巴拿马）、加勒比地区各国；（2）纳斯卡板块与南美板块的相互作用带，包括厄瓜多尔、秘鲁、智利等国；（3）太平洋海岭北段与北美大陆边缘耦合带，包括加拿大西部与美国西部的较宽区域，特别是加利福尼亚地区；（4）从智利南端经

过南桑韦奇群岛到南设得兰群岛。(1),(2),(3)三段反映东太平洋海岭板块发散带与美洲大陆的相互作用,(4)段则直接反映了太平洋与大西洋两个相邻的板块发散带的相互作用。阿拉斯加虽属美洲,但从地震带走向的扭转和板块移动矢量的一致性^[11]来考虑,阿拉斯加应同阿留申群岛一起列入 II 带。(3)段与(1),(2) 段虽分属两性质不同的板块边界,但其地震活动都可看作是东太平洋海岭板块发散带与美洲大陆边缘的相互作用结果,故将它们合并统称为美洲西海岸地震带是有理由的,如果将它们分开各自独立则是没有必要的。

(II) 太平洋西北边缘地震带

本带的东北端是阿拉斯加,西南部有两个分支,其端部为马里亚纳岛弧与菲律宾吕宋岛。本带可大致分为阿拉斯加—阿留申、堪察加—千岛、日本、小笠原—马里亚纳、琉球、台湾—吕宋等六个部分。所有这些部分的地震活动都反映着太平洋板块直接或间接地对太平洋西北边缘岛弧系的作用。马里亚纳群岛西南方的雅浦群岛和帕劳群岛应归入本带范围。

(III) 大洋岛弧地震带

这是一个绵延比较长的地震带,由数量极多的岛屿组成。本带可大致分为以下四个部分:(1)从安达曼群岛到班达海,即所谓巽他弧;(2)从班达海经马鲁古群岛到菲律宾;(3)从西伊里安经所罗门群岛到瓦努阿图;(4)萨摩亚、斐济、汤加,经克马德克、新西兰,到麦夸里岛为止。本带南端以 60°S 为界与全球海岭地震带相连。本带岛屿离主要大陆较远(澳洲除外),所处的位置恰在太平洋和印度洋两个浩瀚的大洋之间,因此这里的地震活动理所当然地反映着这两个大洋板块的相互作用。本带的地震活动水平是全球五大地震带中最高的。斐济与汤加之间的深震也是全球深震带中频度最高的。

从班达海到菲律宾是 III 带的一个小分支。它与 II 带同处于太平洋西部,岛弧和地震带都是互相连接的。III 带与 II 带的分界线应在菲律宾群岛附近划定。但吕宋岛与台湾岛之间的震中分布是连续的,难以找出分界的标志;同样,棉兰老岛与马鲁古群岛之间的联系也非常紧密。作者发现,菲律宾群岛以东的棉兰老海沟位置偏南,其北端最多延伸到 13°N 附近,再向北则已知的浅震震中非常稀少,深震至此绝迹。另一方面,吕宋岛的西海岸消减带似乎向东倾斜^[12]。从台湾到吕宋,浅震和中深震的分布都是连续的,偏于吕宋岛的西部,一直达到 13°N 附近。看来在 13°N 附近,地震带的南北向延续似乎有一个断错。菲奇 (T. J. Fitch) 等^[13]甚至认为此处可能存在一个近东西向的断层线。根据以上诸方面情况,本文将 II, III 两带的分界线定在 13°N,以北属太平洋西北边缘带,以南则划入大洋岛弧地震带。

(IV) 亚欧地震带

本带的西端为亚速尔群岛地区,与大西洋海岭地震带的分界为 29°W;东端包括中国的华北地区、东北地区和东部浅海,以及贝加尔以东地区。本带以 65°E 为界可以分为东西两段。西段为亚速尔—伊朗段,东段为巴基斯坦—中国段。两段之间在 65°E 附近,震中分布有一个明显的间断。西段又可分为亚速尔—直布罗陀,西班牙—摩洛哥—阿尔及利亚,意大利,巴尔干—爱琴海—土耳其西部(以 32°E 为界),土耳其东部—高加索—伊

朗,共五个小区;东段又可分为巴基斯坦—印度北边界—缅甸,帕米尔—贝加尔,中国西部和中国东部(以 108°E 为界),共四个小区。

本带在板块动力学上是属于非洲板块和印澳板块对欧亚大陆板块的碰撞带。主要的动力来源是印度洋海岭板块发散带的扩张作用。本带的东端濒临太平洋西北边缘,故受到II带地震活动的影响。本带地震活动的特征是,(1)震中分布由狭窄的带扩展成宽阔的面,特别是东段更加明显;(2)绝大多数地震为浅源地震,有几个中深震集中发生的小区域;(3)地震活动水平较I,II,III带为低;(4)地震活动的逐年变化有较大起伏,常出现无强震的年份,但在某些年也曾发生过8级左右的大地震。

(V) 全球海岭地震带

本带包括全球所有海岭系及其外延部分。主要是印度洋、太平洋和大西洋三个大洋海岭带,北冰洋和南极洲周围的海岭可分别并入上述三个大洋海岭带。本带的地震活动水平是全球五大带中最低的,一般只发生6级多地震,7级以上地震是很少见的。但全球海岭带是全球板块发散带活动的体现,所以本带的地震活动在全球地震活动中可能具有某种第一性的意义。

三、I, II, III三带的 $A(b)$ 指数

地震资料以阿部胜征^[14]和阿部、野口^[15,16]提供的目录和震级校订值为准。全球地震目录当分为三大带分别整理时,某一带在某一年将会出现没有地震记录的情况。为了使 $A(b)$ 指数的时间序列完整和连续,有必要在阿部目录的基础上补充一些地震资料。根据文献[1], [17]和美国 NEIS 所编 PDE 月报所提供的地震资料,分别作了震级值的校正。对于 I, II, III 三带分别补充了 24, 37, 4 个地震,并将全部资料延长到 1985 年,这样就得到一份 1897—1985 共 89 年的全球三大带的地震目录。因为这目录是以阿部目录为基础,故在计算 $A(b)$ 指数时仍取 $b = 1.17^{[18]}$,以便于三大带的 $A(b)$ 指数与全球 $A(b)$ 指数在相同的尺度上互相比较。计算结果表明,III 带的地震活动性水平最高,居各大地震带的首位。由此可见,在全球板块动力学的格局中,两大洋板块(太平洋板块和印-澳板块)之间的相互作用是最强烈的。表 1 给出了 I, II, III, IV 四大带每年 $A(b)$ 指数的平均值和标准偏差。可见,地震活动水平按 III, II, I, IV 的次序逐渐减低(V 带的地震活动水平应当是最低的)。各带之间相比,平均地说,III 带和 II 带之间差一个 7.3 级地震;II 和 I 之间差一个 6.9 级地震;I 和 IV 之间差一个 7.2 级地震。从表 1 还可见,II 和 IV 两带的 $A(b)$ 指数的起伏幅度较 I, III 两带更大些。

表 1

全球地震带	I	II	III	IV
$\bar{A}(b)$	7.59	7.65	7.77	7.42
σ_{n-1}	0.43	0.46	0.43	0.50

对于各带每年的 $A(b)$ 计算值作了两次三年滑动平均,第一次是等权的,第二次按

$$\bar{x} = \frac{1}{4} (x_1 + 2x_2 + x_3)$$

作加权平均,所得结果如图1。可见,I, II, III三带的 $A(b)$ 指数随时间的变化是各不相同的,虽然三者原来都属于环太平洋的范围。I带的特征是短周期(直观的平均周期为6.5年)的上下扰动,在1950年以前和以后各有一次振幅较大的扰动,同时整体呈现一种缓慢的下降趋势,变化率为-0.0034/年。很可能,I带显示的这种长趋势下降正反映了本世纪全球地震活动缓慢下降的总趋势^[48],而这种下降的总趋势在全球和其他各带却不能一眼看得这样清楚,往往有些短周期的起伏干扰了这种均匀的缓慢的下降。II带的特征是 $A(b)$ 指数逐年变化的上下起伏较大,特别是1955年以后,先是起伏地上升至1964年的顶峰,然后再较快地下降至1975年的低值,至1985年仍处在低水平范围的小扰动状态。从1955到1975的二十年之内包括了本带最活跃的一个时期,其中的最高峰是1964年。可以看到,中国大陆地区最近的一次十一年高潮活动期(1966—1976)正是在II带的这个背景下发生的。1975年至今这个背景已不复存在,这与1977年以后中国大陆(特别是东半部)地震活动趋向平静的事实正相吻合。此外,1920年的中国海原大地震也是在II带的一个高活动背景下发生的。从图1中的 $A(b)$ 值曲线可以看到,与I带相比,II带的长趋势下降不甚明显,但长周期变化的成分较为丰富。同II带相似,III带也有起伏大、周期长的特点,特别是1950年前后连续15年的大幅度下降最为突出。1959年以后的变

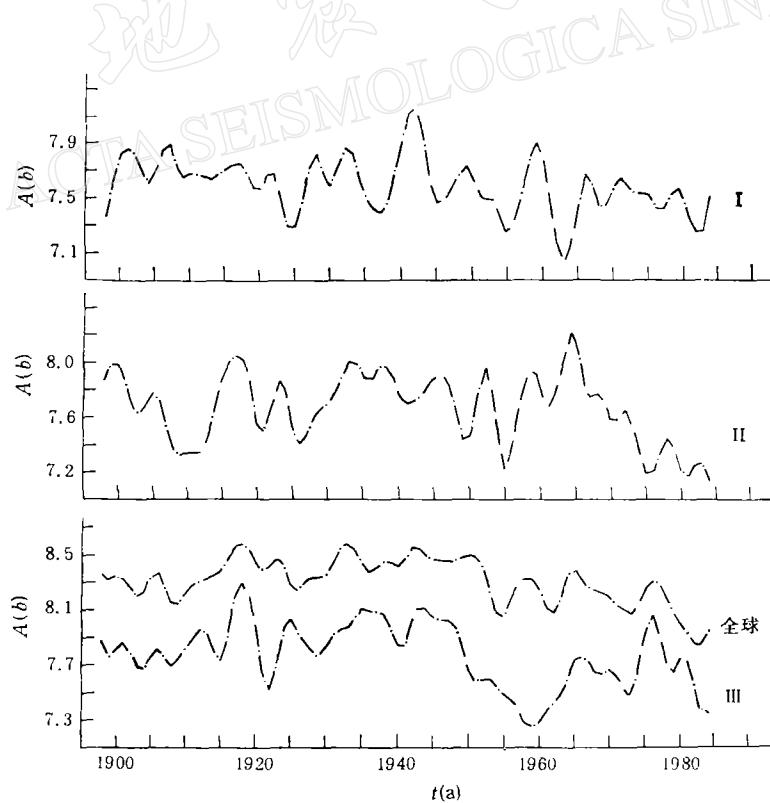


图1 全球 I, II, III 带 $A(b)$ 指数随时间的变化

化, 显示 III 带的地震活动进入了一个低水平阶段, 与 1950 年以前相比好象下了一个台阶。这与作者在文献[18]中所指出的, 全球地震活动于 1950—1955 期间大幅度下降的情况十分相似, 只是 III 带所表现的这次下降幅度更大, 持续时间更长。

为方便起见, 我们把文献[18]中所提出的, 全球地震活动于 1950—1955 年期间大幅度下降所反映的地球物理过程称为“五十年代事件”。从图 1 中可见, 在 I, II, III 三带的变化中, 只有 III 带的变化与全球的总体变化较为符合, 不仅是大趋势, 而且有许多细节也相符合。当然并非在一切细节上都相符合, 如 1958 和 1959 年位相恰好相反。III 带与全球的变化相似, 部分因为 III 带的地震活动水平是全球各带中最高的, 另外也因为其余各带的综合效应与 III 带的变化趋势无大出入。III 带的另一个特征是, 在 1948 年以前, 除 1920 年前后有一次大的起伏外, 其长期变化趋势是缓慢上升的, 其变化率为 0.0055/年, 大于全球的变化率 0.0047/年。因此 III 带的地震活动可以看作是全球总体变化的一个缩影。

四、最大熵谱分析和周期图分析

为了进一步研究各大地震带 $A(b)$ 指数的周期成分, 首先需要对图 1 中所示曲线作些调整, 以尽可能消去长趋势成分。由于“五十年代事件”的效应, 各曲线的后半部都趋向低水平, 因此需要将后半部的曲线作适当提高。对于 I 带, 从 1953 年起各年的 $A(b)$ 值加 0.26; 对于 III 带, 从 1950 年起各年的 $A(b)$ 值加 0.16; 对于 II 带, 因下降的趋势不明显故不作调整。图 2 给出了 $t = 1 - 50$ (年) 的熵谱值。从图 2(a) 可见, I 带与 III 带的熵谱值分布具有极不相同的特征, 形成了鲜明的对照。I 带的短周期成分比较丰富, 于 $t = 9$ (年) 和 $t = 14$ (年) 有两个尖锐的峰, 而在长周期部分曲线呈低平状态, 无峰值。这个分析结果与直观印象基本符合。I 带的周期图分析结果与熵谱分析的估计很好地一致。表 2-1 列出资料长度为 54 年和 56 年的共四组结果。 $t = 9$ (年) 和 $t = 13.5$ (年) [或为 $t = 9.3$ (年) 和 $t = 14$ (年)] 的功率谱值居第一、第二位, 且费希尔值都在 0.01 以下。但对于 1898 和 1908 年以后的时间段, 所得结果的费希尔值大于 0.01, 有的功率谱值也较低, 这可能与早期的原始数据不确实有关。

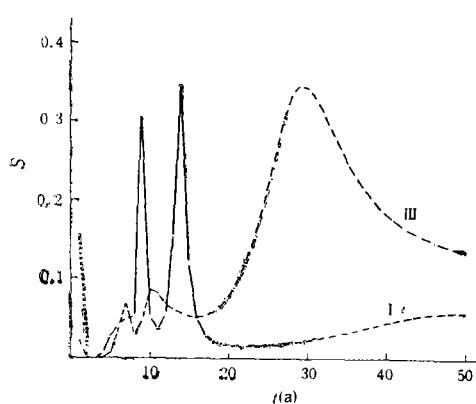


图 2(a) 全球 I, III 两带的 $A(b)$ 曲线的最大熵谱分析

III 带的最大熵谱曲线显示出另一种特征。在短周期部分, 于 $t = 7$ (年) 和 $t = 10$ (年) 有两个不显著的极大值, 表明短周期变化较弱。只有一个较宽的显著峰值位于 $t = 29-30$ (年) 及其附近。周期图分析也得到相似的结果。表 2-3 列出资料长度为 54, 56, 58, 60 年的共十二组结果, 表明 $t = 27, 28, 29, 30$ (年) 的周期变化都很显著, 但同时 $t = 54, 56, 58, 60$ (年) 的周期变化也很显著, 其功率谱值甚至超过前者。后者在熵谱图上并无任何显示。返观图 1, 我们看到 III 带的“五十年代事件”效应很强, 可能正是 1945—1959

表 2-1 I带的周期图分析

资料长度 (年)	时 间 段 (年)	周期(年)	功率谱值*	费希尔(Fisher)值
54	1918 至 1972	13.5000	0.2746	0.6405×10^{-2}
		9.0000	0.2567	0.3157×10^{-3}
		6.0000	0.0714	0.1374×10^{-1}
54	1928 至 1982	9.0000	0.3283	0.8662×10^{-3}
		13.5000	0.1904	0.4660×10^{-2}
		6.0000	0.0871	0.2218×10^{-1}
56	1918 至 1974	14.0000	0.2731	0.5098×10^{-2}
		9.3333	0.2330	0.8219×10^{-3}
		6.2222	0.1658	0.4471×10^{-3}
56	1928 至 1984	9.3333	0.3121	0.1148×10^{-2}
		14.0000	0.1873	0.5254×10^{-2}
		6.2222	0.1409	0.2318×10^{-4}

注：已作归一化处理，即令总功率值为 1(下同)。

表 2-2 II带的周期图分析

资料长度 (年)	时 间 段 (年)	周期(年)	功率谱值	费希尔(Fisher)值
54	1918 至 1972	27.0000	0.2987	0.2663×10^{-2}
		6.7500	0.2235	0.1255×10^{-2}
		10.8000	0.0422	0.2507×10^{-1}
54	1928 至 1982	27.0000	0.4613	0.2796×10^{-5}
		54.0000	0.1338	0.1610×10^{-1}
		6.7500	0.1284	0.1337×10^{-2}
56	1918 至 1974	28.0000	0.2653	0.6783×10^{-2}
		7.0000	0.1738	0.1911×10^{-1}
		6.2222	0.0557	0.7584×10^{-2}
56	1928 至 1984	28.0000	0.4601	0.1660×10^{-5}
		56.0000	0.1902	0.2267×10^{-3}
		6.2222	0.0947	0.5563×10^{-2}
		7.0000	0.0777	0.1531×10^{-2}

连续 15 年的大幅度下降，使得 III 带产生了周期为 54—60 年的长期变化。作者认为，“五十年代事件”是一种灾变性变化，周期为 54—60(年)的长周期成分的出现可能带有偶然因素，它可能不是全球各大地震带地震活动所固有的经常性变化。另外，从 80 余年的地震资料中分析出来的 50—60 年的周期成分，实际资料尚不够两个周期的长度，这样的结果本身也是不太可靠的。

图 2(b) 给出 II 带的熵谱曲线。可见 II 带的周期成分比 I, III 两带都复杂，具有 $t = 7, 16, 27—28$ (年)的三个峰值，谱值都大于 0.4，显然超过 I, III 两带的峰值，这可能与 II 带 A(b) 曲线的起伏幅度较大有关系。周期图分析的结果表明，只有 $t = 27—28$ (年)的周

表 2-3 III 带的周期图分析

资料长度(年)	时 间 段 (年)	周期(年)	功率谱值	费希尔(Fisher)值
54	1908 至 1962	54.0000	0.2852	0.4362×10^{-2}
		27.0000	0.2846	0.4991×10^{-4}
		9.0000	0.1432	0.7263×10^{-3}
		6.0000	0.0609	0.2202×10^{-2}
54	1918 至 1972	54.0000	0.3638	0.2115×10^{-3}
		27.0000	0.2282	0.2606×10^{-3}
		9.0000	0.0997	0.1854×10^{-1}
		6.0000	0.0748	0.1961×10^{-1}
54	1928 至 1982	54.0000	0.4731	0.1570×10^{-3}
		27.0000	0.1770	0.6446×10^{-3}
		10.8000	0.1434	0.2995×10^{-4}
56	1904 至 1960	28.0000	0.2751	0.4736×10^{-2}
		56.0000	0.2679	0.1090×10^{-3}
		6.2222	0.1231	0.5872×10^{-2}
		9.3333	0.1193	0.1839×10^{-3}
56	1914 至 1970	56.0000	0.3240	0.7182×10^{-3}
		28.0000	0.2691	0.3127×10^{-4}
		9.3333	0.1594	0.4169×10^{-4}
		6.2222	0.0490	0.1206×10^{-1}
56	1924 至 1980	56.0000	0.4567	0.1961×10^{-3}
		28.0000	0.1907	0.2385×10^{-3}
		11.2000	0.0839	0.9934×10^{-3}
58	1904 至 1962	58.0000	0.3225	0.5348×10^{-3}
		29.0000	0.2828	0.7800×10^{-3}
		6.4444	0.0915	0.1794×10^{-1}
		9.6667	0.0910	0.1317×10^{-2}
58	1914 至 1972	58.0000	0.3238	0.5068×10^{-3}
		29.0000	0.2580	0.4163×10^{-4}
		9.6667	0.1479	0.1426×10^{-3}
		6.4444	0.0427	0.7895×10^{-1}
58	1924 至 1982	58.0000	0.4324	0.3757×10^{-3}
		29.0000	0.2119	0.6022×10^{-4}
		9.6667	0.0944	0.5155×10^{-2}
60	1898 至 1958	60.0000	0.2432	0.9285×10^{-2}
		30.0000	0.1721	0.1685×10^{-1}
		8.5714	0.1392	0.1125×10^{-1}
		6.6667	0.1035	0.6511×10^{-3}
60	1908 至 1968	60.0000	0.3053	0.7751×10^{-3}
		30.0000	0.2783	0.1076×10^{-4}
		10.0000	0.0758	0.8768×10^{-1}
		6.6667	0.0723	0.2974×10^{-1}
60	1918 至 1978	60.0000	0.3017	0.9001×10^{-3}
		30.0000	0.2478	0.9072×10^{-4}
		10.0000	0.1436	0.4385×10^{-3}

期变化有意义(见表 2-2). $t = 16$ (年) 的周期成分只在 1899—1941, 即在本世纪前半叶才比较显著; $t = 7$ (年) 的功率谱值较小, 且多不能通过费希尔检验.

综合以上结果可以看出, I 带同 II, III 两带似乎分属性质不同的两类. I 带无长周期成分, 本身只是一种短周期的, 振幅时大时小的接近正弦形的变化, 表现为一种比较自由的扰动; II, III 两带则以长周期变化为主, 波形不甚规则, 且两带的周期很接近, 约在

$\tau = 27-30$ (年)的范围内。从熵谱和周期图分析统观 I, II, III 三带, 短周期变化都是存在的, 大约有 $\tau = 6-7, 9-10, 14-16$ (年)等三组。其中只有 I 带的短周期变化成为主要成分。II, III 两带由于长周期变化相当强, 其短周期变化已经成为叠加在长周期变化的背景之上的小扰动。既然短周期变化是三带所共有, 我们可以设想短周期变化原是全球地震活动固有的基本变化, 可能有一种 I 带不具有而 II, III 两带却具备的附加条件, 使得 II, III 两带出现长周期成分。从板块构造的观点可以很自然地想到, I 带与 II, III 两带的区别可能来源于板块面积大小的不同, 即板块发散带与汇聚带距离的不同。显然, 可可斯板块和纳斯卡板块比太平洋板块小很多, 从东太平洋海岭到美洲西海岸的距离也短得多。如果用应力波传递和能量积累的概念可以设想, 应力波从板块发散带通过较小板块到达较近的汇聚带容易保存原有的波谱成分, 畸变应较小, 汇聚带介质的能量积累和释放也容易同发散带的物质上涌节奏相合拍。如果应力波通过较大板块到达较远的汇聚带则相反, 短波易被吸收, 长波则易占优势, 能量的积累和释放也容易落后于发散带的物质运动, 从而出现长周期变化的成分。作者在提出以上的定性解释之后感到, I 带和 II, III 两带在 $A(b)$ 指数随时间变化上显示出来的差异可能不是偶然的, 它可能反映着全球板块动力学的内在过程。

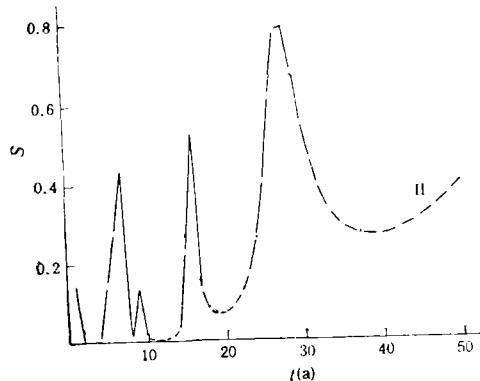


图 2(b) 全球 II 带的 $A(b)$ 曲线的最大熵谱分析

五、结 束 语

本文的主要结果如下:

1. 本文应用板块观点重新将全球划分为五大地震带, 把过大的环太平洋地震带合理地分解为三个地震带, 并解决了亚欧地震带在命名和范围方面的混乱和分歧。
2. 新的全球五大地震带的划分结果证明是好的: (1)符合全球板块构造格局; (2)评定了五大带各自的地震活动水平, 按 III, II, I, IV, V 的顺序, 活动强度属于同一量级, 但又有适当的区别; (3)各大地震带的地震活动在时间进程上各有其特点, 周期成分各不相同, 显示在板块动力学上各自的特性。
3. I 带的 $A(b)$ 指数随时间变化是短周期的近正弦形扰动, 显示一种未受强烈干扰的固有变化。
4. II 带对中国大陆(特别是东半部)有影响, 这与日本-华北地震相关^[7]是一致的。
5. III 带的地震活动大趋势与全球地震活动大趋势基本一致, 可以考虑把 III 带作为观察全球地震活动动态的一个“窗口”。

作者对于时振梁、鄢家全等同志提出的修改意见表示衷心感谢。

本工作是地震科学联合基金会的资助项目。

参 考 文 献

- [1] Gutenberg, B. and C. F. Richter, Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 1954, Princeton Univ. Press.
- [2] Richter, C. F., Elementary Seismology, 1958, Freeman.
- [3] Bullen, K. E., An Introduction to the Theory of Seismology 242, 1953, Cambridge Univ. Press.
- [4] Hodgson, J. H., Earthquakes and Earth Structure, 109, 1964, Prentice-Hall.
- [5] Båth, M., Introduction to Seismology, 160, 1979, Birkhäuser.
- [6] 李善邦, 中国地震, 163—165, 1981, 地震出版社。
- [7] 吴佳翼、郁曙君、何淑韵, 华北地震同日本地震的相关性, 地球物理学报, 1979, **22**, 415—438.
- [8] 刘正荣、孔昭麟, 珠峰以东的地震活动性, 地震研究, 1983, **6**, 569—576.
- [9] Davison, C., The Founders of Seismology, 199, 1927, Cambridge, Univ. Press.
- [10] Flinn, E. A. and others, Seismic and geographical regionalization, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1974, **64**, 771—993.
- [11] Morgan, W. J., Convection plumes in the lower mantle, *Nature*, 1971, **230**, 42—43.
- [12] Isacks, B. and P. Molnar, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1971, **9**, 103—174.
- [13] Fitch, T. J., Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1970, **60**, 565—591.
- [14] Abe, K., Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Int.*, 1981, **27**, 72—92.
- [15] Abe, K. and Sh. Noguchi, Determination of magnitudes for large shallow earthquakes 1898—1917, *Phys. Earth Planet. Int.*, 1983, **32**, 45—59.
- [16] Abe, K. and Sh. Noguchi, Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897—1912, *Phys. Earth Planet. Int.*, 1983, **33**, 1—11.
- [17] Rothé, J. P., The seismicity of the earth 1953—1965, Unesco, 1969.
- [18] 吴佳翼、曹学锋, 全球地震活动性的定量研究(一): 全球浅震和深源地震活动性随时间的变化, 地震学报, 1987, **9**, 1—14.

QUANTITATIVE STUDIES OF GLOBAL SEISMICITY (3) ——REDIVISION OF GLOBAL SEISMIC BELTS AND SEISMIC ACTIVITIES OF THE BELTS I, II, III

WU JIAYI, HE SHUYUN AND ZHANG HUAJU

(Institute of geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

In this paper, the global seismic belts are redivided into five divisions based on the principle of plate interactions. The first belt (I) is the west coastal range of the Americas; the second belt (II) is the northwestern margin of the Pacific ocean; the third belt (III) is the oceanic island arcs between the Indian and Pacific oceans; the fourth belt (IV) is the Eurasia; the fifth belt (V) is the global oceanic ridges. The order of the seismicity level of each belt from high to low is III, II, I, IV, V. The seismicity indexes of the belts I, II, III, for each year of the present century are calculated. The maximum entropy analysis and the periodogram analysis are made for the temporal variations of the $A(b)$ indexes. It is shown that the periodic composition of the variations for the belts II and III is quite different from that for the belt I. The variation of the belt I is comparatively smooth and abundant of short-period components with two peaks in 1942 and 1960 respectively. The variation of the belt II had been in a phase of long-term decrease since 1964 and reached the lowest point in 1984. The effect of "the 1950s event" in the belt III was prominent. The variation of the belt III can be a good representative of the general trend of the variation of the global seismic activity. The variations of the belts II and III have stronger long-period components which may be attributed to the vast area of the Pacific Plate.