

综合评述

地震区划中地质因素研究的新进展

张裕明

(国家地震局地质研究所)

摘 要

本文主要介绍近几年来国外利用地质构造资料和某些地球物理成果在评价地震危险性上取得的新进展。活断层各种参数与大地震之间的区域性关系式,为地震区划中未来地震的地点、强度和重复周期的确定提供了定量依据。重力、地热资料与地震在某些特定地区有一定的相关性,也有助于区划中未来地震发生地点和强度的确定。

一、引 言

近些年来,不少从事地震研究的地质工作者和地球物理工作者都在为地震区划中估计长期地震活动危险性探索新的途径。目前,用于评价长期地震活动危险性的地质因素研究已经取得了一些新的进展。本文着重介绍国外利用地质构造资料和某些地球物理资料在评价地震危险性方面所取得的新进展。

二、利用活断层评价地震危险性

人们常常把破坏性地震的发生看作是沿着断裂带地壳断块发生突然错动的结果。因此确定活断层的存在与否,它们在地质、地貌上的反映,以及它们的活动性质和活动量对判定未来地震的危险性有着重要的作用。活断层在判定地震潜在危险性上所取得的进展大体上可分以下几个方面:

1. 地震发生地区或震源带的确定。M·L·Sbar和L·R·Sykes 1973年在研究北美东部的地震活动与构造的关系时提出一种薄弱带学说,并由L·R·Sykes 在1978年扩大到了世界上其它几个板内地震活动区〔1〕。1982年, L·W·Braille 等〔2〕在获得了美国中部大陆新的重磁资料的基础上进一步论证了这种与地震发生密切相关的薄弱带的存在。这种薄弱带起因于古构造破裂带,并在现代的区域应力场作用下发生再活动而引起地震。图1表示新马德里地区一个埋藏的晚前寒武纪裂谷构造。组成裂谷的再活动断裂,有的可以不切过上复的前寒武纪和古生代地层,但照常可成为地震之源。这一研究结果迫使人们在进行地震区划时不仅要考虑地表的活断层,而且要注意埋藏的活断层。

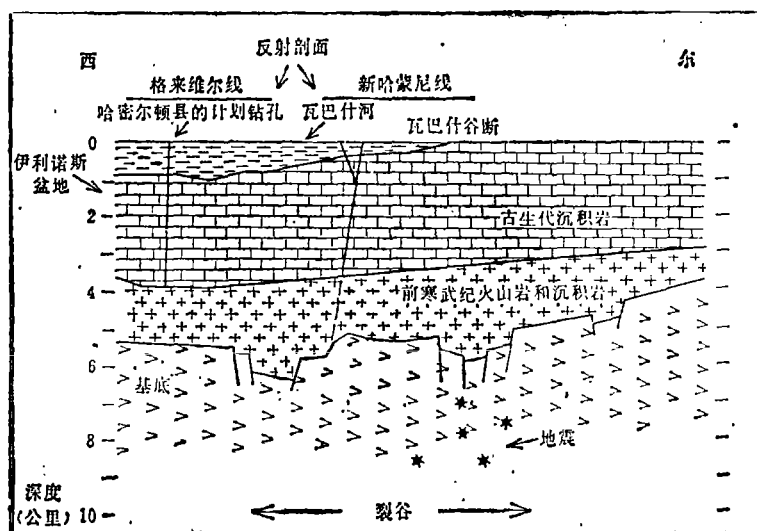


图1 美国南伊利诺斯和西南印第安纳州瓦巴什河谷断裂下面推测的再活动晚前寒武纪裂谷构造略图 (据L. W. Braile等, 1982)

古地震断层的研究有助于查明地震活动带的空间分布, 从而为客观地评价一个地区未来地震的危险性提供依据。例如, 苏联贝加尔区东北部的斯塔诺夫高原过去从来被认为是无震裂谷区, 1956年在这个地区发现了许多古地震的遗迹, 认为这是一个地震潜在危险性很高的地区, 结果以后10年在本区发生了6次八度以上地震, 30多次六至七度地震^[8]。

1. 断层总长度(公里)。

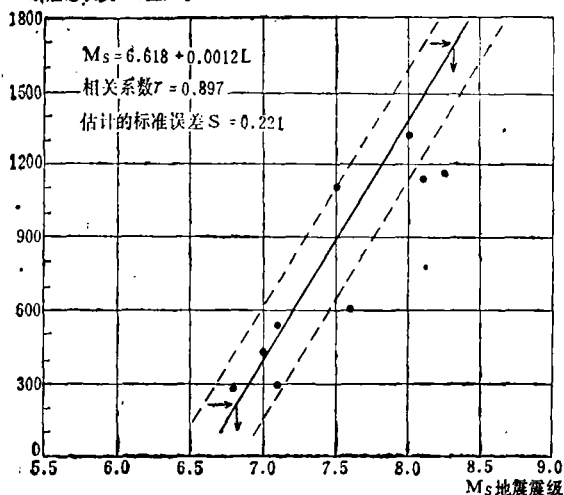


图2 由回归方法得到的走滑断层总长度与最大震级之间关系 (据Slemmons, 1982)

2. 活断层与地震最大震级的关系,

过去国内外已经有很多人作过研究。D. B. Slemmons^[4] 1982年提出了五种确定断层最大地震震级的方法, 使这方面的研究又深入了一步。其中四种是利用断层长度和最大位移量确定最大地震震级: 1) 古地震活动法: 由地貌、地层和土层研究得到断层地表破裂参数——断层破裂长度和最大表面位移求得; 2) 分段法: 是指确定过去地震时已经发生过破裂的某个地段或在特征和方向上有连续性, 将来有可能破裂的那段的最大地震。分段的标志可从断层分支、断层走向的改变和岩石性质的变化等因素确定; 3) 断层长度分数法: 此法原用于所有的滑动断层, 后来Slem-

mons把它提炼为适于走滑断层的方法。断层总长度小于200公里的地震破裂长度为其1/6, 总长度大于1000公里的地震破裂长度为其1/3; 4) 断层总长度法: Slemmons于1980年编辑了关于世界范围内的板块构造边界走滑断层的资料, 得到了断层总长度和最大地震震级

之间的相关关系（图2）。以上介绍的四种方法，其中第一种方法是常用的方法，后面三种在区划中可以根据断层的具体情况统计应用之。

1982年O.W.Nuttli^[5]根据已有的大地震造成的地表破裂参数，按板内和板缘进行比较研究，其结果表示在图3和4上。图3表示板内和板缘平均断层破裂长度与地震矩之间的关系。对于一个已知地震矩来说，板块内部的破裂长度比板缘破裂长度要小。图4表示板内和板缘平均断层位移与地震矩之间的关系。对于一个已知地震矩来说，板内地震的变位大约是板缘的1.5倍到2倍。因此利用断层的破裂长度和位移量来确定最大地震时必须注意所研究的断层是位在板内还是板缘。

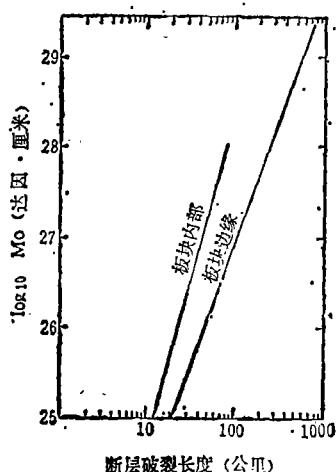


图3 板内和板缘地震的平均断层破裂长度与地震矩的关系（据Nuttli, 1982）

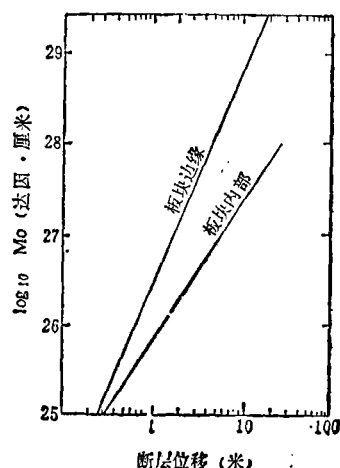


图4 板内和板缘地震的平均断层位移与地震矩的关系（据Nuttli, 1982）

1978年，苏联的В.П.Солоненко和В.С.Хромовский^[6]提出，利用古地震错动资料来确定地震烈度（或震级）时需要满足以下三个假设条件：1）在几公里长的地段上，古地震错动的保存程度是相同的，而且属于同一个地震的震中带；2）所研究的构造是一次地震所造成的；3）古代的和现代的震源位于同一深度。他们根据不同构造带上不同的地震断层类型的各种参数与地震震级的关系，得到了一系列的相关关系式。

从这些关系式中可以发现，不仅不同性质的断层而且单个断层和断层带的长度与地震震级的关系都是不同的。因此在区划中必须注意这一点。

3. 估计大地震重复发生的时间间隔。对于一条活断层带上大地震重复发生的时间间隔来说通常是在 10^2 — 10^6 年间^[4]。1970年R.E.Wallace首先根据圣安德列斯断层的各种参数推导出沿该断层不同震级地震重复发生的可能时间间隔^[7]，为这方面的研究开辟了一条通道。

D.B.Slemmons在1977年建立了活断层应变年速率与震级在 $5\frac{1}{2}$ 级以上各级地震重复发生的时间间隔图表^[8]。最近又根据他自己正在出版中的公式对上述图表做了修改（图5）^[4]。在他的假设中没有包括小地震引起的应变释放、断层蠕动，由牵引、褶皱作用、弯曲或其他非断层作用引起的弹性变形。因此由这个图表所得的估计值一般是最小的重复时

间间隔,实际的重复时间间隔可能大些。

F.H.Swan等^[9]通过对瓦萨契断裂带的研究,认为瓦萨契断裂带全长相当于发生 $6\frac{1}{2}$ — $7\frac{1}{2}$ 级地震破裂的6段,因此整个瓦萨契断裂带的中、大地震的重复时间间隔为单个断层段的 $1/6$ — $1/10$ 。这种方法对已知一条大断层带上的某一段或某几段的地震重复发生的时间间隔求整个断层带上的地震重复时间间隔或相反是十分有用的。

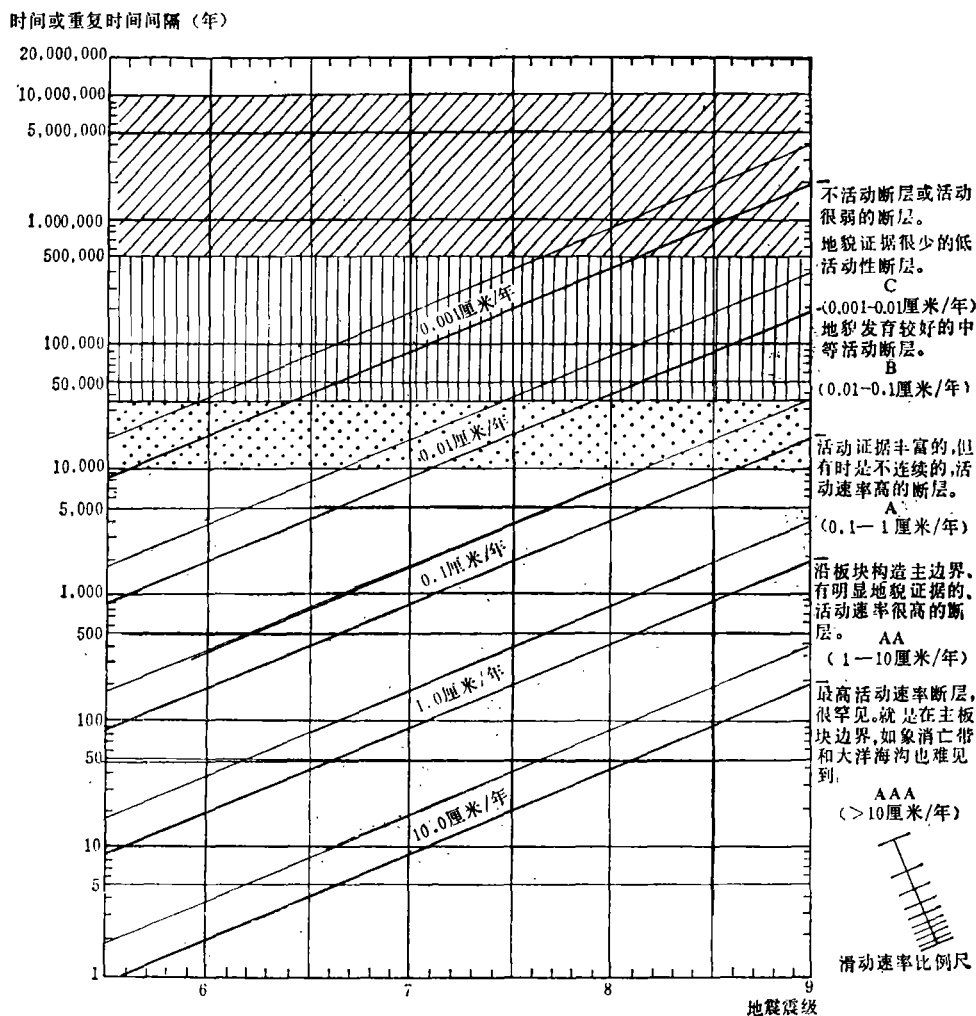


图5 断层滑动速率和地震重复时间间隔关系图表 (据Slemmons, 1982)

三、某些地壳新活动现象与地震危险性的关系

在苏联的地震区划研究中,新构造运动的速度和梯度的评价占有重要的地位^[10]。1977年,Б.Н.Хованский^[11]把北天山垂直构造运动平均速度梯度对数(P)和构造运动

符号变化次数 (T) 资料同已知震级或能级资料进行比较, 得到他们之间的线性关系图 (图 6)。从图 6 可以看出, 构造活动性系数 (P 和 T) 的总和 (K_{Σ}) 最大 ($K-T$ 和 $K-P$ 相交点) 时, 可以有最大的地震发生。因此根据图解就可以确定研究区每个具体地点的最大地震能级或震级。

近几年来, 国际上 (特别是苏联) 对热流变化与地震活动的关系研究也取得了一些进展^[12, 13, 14]。对热流测量工作进行得比较多的地区来说, 这些研究将有助于该区地震危险性的评价。С.Лысак 在研究贝加尔裂谷带的不均一地热场与地震活动的关系中发现热流值与地震危险度线性相关。热流值超过 $(1.5-2.0) \times 10^{-6}$ 卡/厘米²·秒的地区可发生九至十度的地震, 而在小于八度地震的地方, 热流值减少到 $(1.5-1.0) \times 10^{-6}$ 卡/厘米²·秒。其关系为:

$$q = -2.10 + 0.45X \pm 0.14 \dots\dots\dots (1)$$

这里, q 为热流值, 10^{-6} 卡/厘米²·秒; X 为潜在的地震危险程度, 单位是度。

热流和地震重复次数的对数之间关系可表示如下, 当相关比值 η 小于 0.77 时为线性关系。

$$q = 2.17 + 0.521 \lg X \pm 0.16 \dots\dots\dots (2)$$

当相关比值 η 达到 0.67 时, 为非线性关系。

$$q = 0.11 \lg X^2 + 0.79 \lg X + 2.30 \pm 0.21 \dots\dots\dots (3)$$

这里的 X 为一定面积上属于能级 10 (A_{10}) 的地震重复次数。必须指出, 上述关系式是有一定局限性的, 只有在具有高热流的强震区才能成立。

1979 年, J.G. Anderson^[15] 为评价地震危险性提供了一种从地质构造资料估计地震活动性的方法。他假定, 如果由于板块运动所积累的所有滑动是以地震形式释放的, 那么就可以根据板块运动的滑动求得地震活动性。在这里, 地震活动性是指地震矩率。板块运动的滑动可以表现在两个方面, 即沿断层的滑动 (走滑) 和板块沿复杂边界带的滑动 (板块的会聚和离散)。地震活动与上述两种滑动密切相关, 可分别得到以下两个公式:

$$\dot{M}_0 = \mu AS \dots\dots\dots (4)$$

式中的 μ 为切变模量, A 是地震滑动所涉及的断层面积, S 是断层两边的年滑动速率。

$$\dot{M}_0 = |2\mu l_1 l_3 s / 0.75| \dots\dots\dots (5)$$

式中 $l_1 l_3$ 的积是垂直于会聚方向的板块或小板块的会聚速率 S 与会聚区内的平均应变率 $\dot{\epsilon}_{22}$ 有如下关系: $S = \dot{\epsilon}_{22} l_2$ 。这样公式 (5) 既可以适用于会聚速率也适用于应变率。在得到 $\dot{M}_0$ 的基础上, 可以根据下列公式求得选定震级范围 (M_1-M_2) 的年频次:

$$N(M_1-M_2) = \int_{M_1}^{M_2} n(M) dM = \frac{10^a}{b \ln 10} (10^{-bM_1} - 10^{-bM_2}) \dots\dots\dots (6)$$

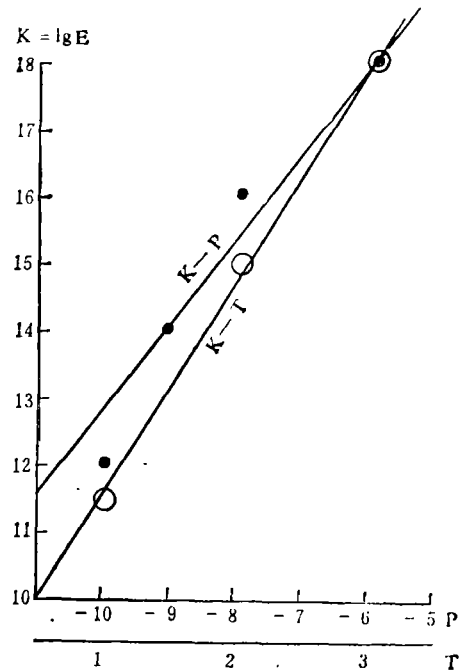


图 6 地震能级 (K) 和垂直构造运动的平均速度梯度对数 (P) 和构造运动符号变化次数 (T) 的关系图 (据 Хованский, 1977)
P 轴上的 -10 相当于 1×10^{-10} 米/米·年的垂直运动速度梯度值。

式中 $n(M)$ 为年频次密度, a 与某个断裂带零级地震的年频次有关, b 为区域或断裂带的大小地震比例关系。

因为地震矩和地震震级之间存在如下关系:

$$\lg M_0 = 16.0 + \frac{3}{2}M \dots\dots\dots (7)$$

所以 α 可通过下式求得:

$$a = C - 16d + \lg \frac{2}{3} \dots\dots\dots (8)$$

其中 $d = \frac{2}{3}b$, c 可由下式求得:

$$\dot{M}_0 = \frac{10^c}{(1-d)\ln 10} 10(1-d) \lg M_{0\max} \dots\dots\dots (9)$$

式中 $M_{0\max}$ 可由断层总长度估计出来。最后根据选定震级范围(M_1-M_2)的重复周期

$$T(M_1-M_2) = \frac{1}{N(M_1-M_2)} \dots\dots\dots (10)$$

四、重力异常与地震活动间的定量关系研究

1975年, 日勃拉泽在“重力异常与地震活动性的关系”一文中提出了重力水平变化与最大能级之间的定量关系^[16]。他根据6次地震的资料得到以下两个相关关系:

$$\lg(\Delta g) = 1.74 + 0.28(K_{\max} - 15) \dots\dots\dots (11)$$

$$\lg A = 2.76 + 0.20(K_{\max} - 15) \dots\dots\dots (12)$$

式中的 Δg (毫伽)为重力水平变化值, $K_{\max}$ 为孕震区的最大能级, A 为长期的平均地震活动度。

Н. И. Камбаров 在1978年计算出残余均衡异常值同能级 $K = 9-16$ 的地震震中分布之间的相关性(图7)^[17]。值得注意的是, 在区划中应用上述关系式时, 必须配合其它结果进行比较研究, 因为最大能级与残余均衡异常值之间的线性关系并不好。

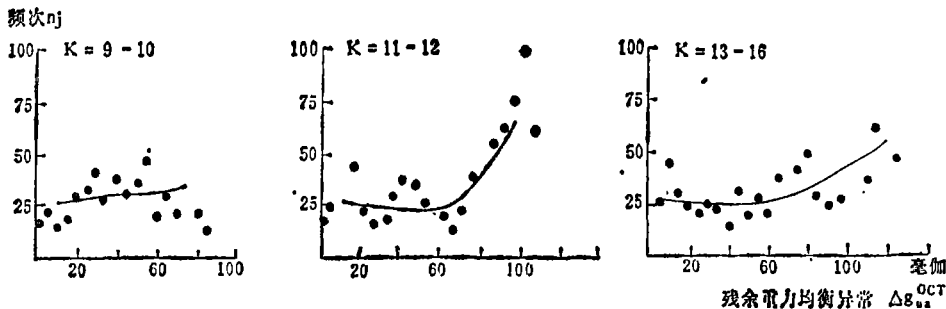


图7. 残余重力均衡异常值与各种能级频次 N_j 的关系图

五、应用图象识别方法确定未来地震危险区

应用图象识别来确定未来地震危险区的方法是在70年代由I.M.Gelfand等〔18〕发展起来的。最近几年在一些多震区也应用此法来确定地震危险区,如意大利〔19〕,中国的华北东北部地区〔20〕。

图象识别实质上是一些图象分类问题。所谓图象,即是表征对象的一组特征,在数学上就是一组简单数值的集合,而每个数值仅描述一个特征状态〔20〕。通过图象识别有可能预报未来大地震发生的地点。目前用于预报地震危险区的图象识别方法有两种:自适应图象识别和Gelfand图象识别方法。

自适应图象识别是在研究已知大地震发生的地质构造和地球物理条件的基础上,列出识别标志,选择一些未来有可能发生大地震的地区作为识别对象。对每个识别对象以数字1和0表示每种标志的有和无。经过多次迭代循环计算,求得线性判别系数和线性判别函数。然后,根据识别计算求得每个识别对象的判别值和识别分类。判别值大于0的为A组训练图象(最大震级范围);小于0的判为B组训练图象(某震级范围);等于0的可划为A—B组。属于A组和A—B组的可划入未来的地震危险区。

Gelfand图象识别方法的识别过程可以分为三个部分:训练、投票和控制实验。通过对研究范围内地震的发震构造特征的研究,如地震是发生在两条或多组断层的交点,或断层的端点,或其它构造部位。例如,假定过去的地震都发生在断层的交叉处,那么就把研究区内的交点都找出来,作为识别对象。我们的目的就是要判别出这些对象中哪些是未来可能发生强震的地点,也就是“危险”点,用D表示,其余的对象为“不危险的”地点,以N表示。这里识别对象有的接近已知震中,为I类,有的远离已知震中为II类,目的是识别每类对象中的D。每个交点(识别对象)都由一系列参数来描述,如新构造运动的强度,断层的级别以及其它的地质特征和地球物理异常等等。具体的计算方法和步骤可参见原文〔18〕。

以上介绍的各种研究确定地震危险区,震级和强震重复的时间间隔的地质和地球物理方法,虽然还谈不上是完美的方法和途径,但毕竟在利用地质资料定量评价地震危险性方面提供了条件。

(1983年7月13日收到修改稿)

参 考 文 献

- 〔1〕L. K. Sykes, Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation, *Rev. phys. space. phys.* 16, 621—688, 1978.
- 〔2〕L. W. Braile et al., Seismicity and tectonics of the midcontinent United States, Third Intern. Earthq. Microzonation Conf. Proceedings, 1, 25—38, 1982.
- 〔3〕黄秀铭, 关于古地震地质研究, 地震地质译丛, 1, 4, 34—44, 1979.
- 〔4〕D. B. Slemmons, Determination of design earthquake magnitudes for microzonation, Third Intern. Earthq. Microzonation Conf. Proceedings, 1, 119—130, 1982.
- 〔5〕O. W. Nuttli, Advances in Seismicity and tectonics, Third Intern. Earthq. Microzonation Conf. Proceedings, 1, 3—24, 1982.
- 〔6〕B. П. Соловченко, В. С. Хромовский, Палеосейсмогеология Большого Кавказа, Гл. 6, 120—137, 1978.

7. R. E. Wallace, Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault, California, Bull. Geol. Soc. Am., 81, 2875—2980, 1970.
8. D. B. Slemmons, state-of-the art for assessing earthquake hazards in the United States, fault and earthquake magnitude, U. S. Army Engineer Waterways Experiment, Station Miscellaneous paper S-3-73-1, Report 6, 1977.
9. F. H. Swan et al., Recurrence of moderate to large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the wasatch fault zone, Utah, Bull. Seismo. Soc. Am., 70, 5, 1431—1462, 1980.
10. Н. П. Есиков, Сейсмология вост. части Алтае-Саянской Гор. области “Наука” 72—78, 1978.
11. Б. Н. Хаванский, Тектоника, рельеф и сейсмичность Северного Тяньшань, “недра”, 1977.
12. С. В. Лысак, результаты компл. Геофиз. исслед. В сейсм. зонах, “наука” 1978.
13. С. В. Лысак, С. И. Ширман, Сейсмичность и глуб. Строение Прибайкалья, “Наука”, 1978.
14. E. A. Lubimova, I. V. Alanjin, 东欧地台及其南部造山带的地震和地震活动之间的关系, 地震地质译丛, 2, 1, 1980.
15. J. G. Anderson, Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies, Bull. Seismo. Soc. Am., 69, 1, 135—158, 1979.
16. Э. А. 日勃拉泽, 重力异常和地震活动性关系, 地震危险性的定量评价问题, 地震出版社, 1981.
17. Н. Ш. Комбаров, результаты компл. геоф. исслед. В сейсм. зонах, “наука”, 27—42, 1978.
18. I. M. Gelfand et al., Criteria of high seismicity determined by pattern recognition applied to strong earthquakes in California, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 11, 3, 1976.
19. M. Caputo et al., 意大利多震区的图象识别, 地震地质译丛, 3, 1, 35—40, 1980.
20. 肖义越, 李坪, 应用图象识别确定京津及邻区强震危险区, 地震地质, 1, 1, 66—67, 1979.

(上接78页)

影响记录曲线的连续性。鉴于数据分析中一般不需要准确的分标, 所以采用普通的无稳态电路来控制主体光源灯的亮暗, 以达到省灯节电的目的。

BG_0 、 BG_1 组成无稳态电路, 比一般无稳电路增加了两支二极管 D_5 和 D_6 , 作用是因开机或其它原因造成 BG_0 、 BG_1 同时饱和停振时, 集电极都将处于低电位, 不能提供基流而迅速退出饱和区, 提高了电路的工作可靠性。 W_2 、 W_3 调节分号灯的点亮时间和熄灭时间, 可调范围分别为3—20秒和20—80秒钟。

其它都是一些常见电路, 这里不再赘述。

本仪器于一九八二年十月份在我区高邑、藁城两县中心站安装使用。采用示波器记录相纸和照相放大纸, 都可收到满意效果。半年多来, 仪器工作稳定, 未出现故障。

本文在定稿过程中, 得到河北化工学院刘玉明老师的热情支持和帮助, 在此谨表谢意。

(1983年4月10日收到修改稿)