0254-6124/2019/39(1)-028–08 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

WU Weili, ZHAO Puzhi, CAI Qidong. Extreme value model of mid- and low-latitude geoelectric field due to magnetic storms (in Chinese). *Chin. J. Space Sci.*, 2018, **39**(1): 28-35. DOI:10.11728/cjss2019.01.028

基于 Pareto 分布的磁暴感应地电场极值测度模型 *

吴伟丽[1] 赵普志[2] 蔡其东[3]

1(伊犁师范学院电子与信息工程学院 伊宁 835000)

2(国网新疆电力有限公司 乌鲁木齐 830001)

3(国网新疆电力有限公司哈密供电公司 哈密 839000)

摘 要 磁暴感应地电场为电力系统安全运行带来风险, 研究极端磁暴地电场水平能够为量化并防御电力系统磁暴灾害风险提供理论支持. 提出了基于极值理论的磁暴感应地电场极值测度模型. 首先利用地磁观测数据构造年度最大地电场样本数据, 建立地电场广义 Pareto 分布模型, 然后利用剩余寿命图和 Q-Q 图检验模型, 并通过 Bayes 方法估测模型参数, 最后计算模型的分位数, 即地电场极值测度. 利用中国地磁台观测的 52 年磁暴数据, 结合中国喀什地区大地典型结构, 估算出喀什地区五十年一遇的感应地电场可达 3.288 $\mathrm{V\cdot km^{-1}}$, 百年一遇地的感应地电场可达 3.332 $\mathrm{V\cdot km^{-1}}$. 利用相同方法还估测了中国部分地磁台站所在区域的地电场极值. 研究结果可为估计极值地磁暴提供新思路, 也可为分析电力系统磁暴灾害风险提供数据支撑.

关键词 磁暴, 地电场, 极值测度, 广义 Pareto 分布

中图分类号 P 318

Extreme Value Model of Mid- and Low-latitude Geoelectric Field Due to Magnetic Storms

WU Weili[1] ZHAO Puzhi[2] CAI Qidong[3]

1(*School of Electronics and Information Engineering, Yili Normal University, Yining* 835000)

2(*State Grid Xinjiang Electric Power Company Limited, Urumqi* 830001)

3(*Limited Hami Power Supply Company, State Grid Xinjiang Electric Power Company, Hami* 839000)

Abstract Estimation for the level of extreme geoelectric field can provide a basis to quantify the risk of the grounding technology systems due to magnetic storms. The extreme value model of geoelectric field is presented on the basis of the EVT. Firstly, the years maximum sample data of geoelectric field are constructed by using the geomagnetic data, and the general Pareto distribution model is established. Secondly, the model is examined by the mean residual life plot and the Q-Q plot, and the parameters are estimated by Bayes method. Finally, the return period *i.e.*, geoelectric field

* 新疆维吾尔自治区自然科学基金项目 (2017D01C417), 伊犁师范学院重点项目 (2015YSZD03) 和伊犁师范学院博士启动基金项目 (2016YSBS01) 共同资助

2017-08-08 收到原稿, 2017-12-11 收到修定稿

E-mail: wwllxm@163.com

extreme value, was calculated. The 52 years' data of geomagnetic storms and the Earth resistivity model of Shache, Xinjiang are used to estimate the geoelectric field. The geoelectric field of 50-year is 3.288 $\mathrm{V\cdot km^{-1}}$ and that of once-in-a-century is up to 3.332 $\mathrm{V\cdot km^{-1}}$ in mid- and low-latitude area. By contrasting with the existing literature analysis, the credibility of model is validated.

Key words Magnetic storms, Geoelectric field, Extreme value, Generalized Pareto distribution

0 引言

极端地磁暴属于低概率、高风险事件, 一旦发生会对技术系统, 尤其是电力系统造成极大破坏 [1−3]. 中国曾经发生过几次强磁暴侵扰电力变压器运行事件 [4]. 估测极端磁暴水平可为量化技术系统的磁暴灾害风险提供基础, 也可为技术系统规划与设计提供参考. 文献 [5] 指出, 极端地电场是量化极端空间天气对技术系统影响和灾害性社会后果的最重要参数. 但是由于地电场测量远不如地磁场广泛, 且对场地与环境的要求较高, 不易获得高准确率参数. 此外, 中国地电场监测历史较短, 统计数据不足, 因此借助地磁数据建立地电场极值测度模型是一个有效方法.

1859 年 9 月 1−2 日发生的卡林顿事件是史上记录最强烈磁暴 [6]. 由于当时观测手段限制, 采集的地磁数据不能直接用来估测磁暴感应地电场. 也有研究认为, 极端磁暴水平可用 1989 年强磁暴的 10 倍衡量, 但是很难确定采用什么物理参数放大 10 倍表示极端磁暴 [7]. 文献 [8] 建立了地磁水平场分钟变化率的广义 Pareto 分布模型, 并利用欧洲 28 个地磁台观测数据, 估计了 52°N−63°N 地区地磁变化率 ($\mathrm{nT\cdot min^{-1}}$) 的 200 年重现水平, 研究结果可作为计算地电场极值的基础. 文献 [9] 提出了关于 *Dst* 指标的地电场条件概率模型, 文献 [7] 在文献 [9] 基础上, 结合平面波理论 (PWM), 利用高纬地区地磁统计数据估测了地电场极值, 并发现高纬度地区 (50° 以上) 的地电场极值是低纬度地区 (50° 以下) 地电场极值的 10 倍.

磁暴扰动具有十分明显的地理差异性 [7], 但是大地电性结构也是决定地电场的另一重要因素 [10], 仅靠纬度高低判断地电场极值会存在较大误差. 因此, 利用中低纬度地磁台站观测数据和实测大地电性结构参数, 再利用复镜像 (CIM) 与球面元电流 (SECS) 计算地电场 [11], 构造地电场样本统计模型, 能够得到更准确的地电场极值测度.

本文根据地磁指数 *Dst* 筛选历史磁暴数据, 结合 CIM 和 SECS 磁暴感应地电场模型, 构建地电场统计样本数据; 利用极值理论 (EVT) 建立地电场广义 Pareto 分布模型, 并利用 Bayes 方法估计地电场极值模型中的参数; 结合中国地磁台 52 年的观测数据, 计算了中国范围内地电场极值重现水平.

1 磁暴感应地电场统计模型

建立磁暴感应地电场需要地磁暴数据与大地电阻率模型. 前者可通过地磁测量, 后者需要大地电性结构参数, 可通过大地测深数据或已有的地学断面和解释成果提取.

1.1 磁暴数据

Dst 是中低纬度测站专门用来描述磁扰强度的指数. 因此, 可根据 *Dst* 指数筛选磁暴地磁数据. 假定强磁暴阈值为 Dst_{th}, 取 $Dst_i < Dst_{\mathrm{th}}$ 为强磁暴事件. 根据强磁暴事件发生的时间选择地磁数据.

地磁指数信息主要来源于 ISGI*. 地磁数据主要从国家地磁台网中心 ** 获得 (分钟值), 还有一部分来自中国地磁台观测数据 (分钟值). 表 1 列出了用到的 24 个台站及其位置.

1.2 大地电阻率模型

大地电阻率信息主要来源于地质勘探类文献 [12,13] 和大地测深类文献 [14−16], 涉及新疆、西藏、江苏、鲁西及扬子等 15 个地区, 地质成分包括火成岩、沉积岩和变质岩等. 表 1 中没有电阻率测量信息的台站区域采用同类地质结构区域的电性代替.

1.3 地电场统计模型

这里不再叙述太阳耀斑爆发对大地磁场扰动的详细机理 [17,18] 及地磁数据反演球面元电流系统

*http://isgi.cetp.ipsl.fr/presenta.htm

**http://www.geomag.org.cn/WebRelation.aspx/

表 1 台站列表

Table 1 List of the observatories

台站名称	地理纬度/(°)	地理经度/(°)	地磁纬度/(°)	地磁经度/(°)
MHE	53.5	122.4	42.7	190.7
MZL	49.6	117.4	38.7	186.9
BJI	40.0	116.2	29.1	186.2
JIH	38.9	116.8	28.3	187.3
LYH	37.4	114.7	26.4	185.0
WHN	30.5	114.6	19.5	185.0
GZH	23.1	113.3	12.1	184.0
QGZ	19	109.8	7.8	179.4
DED	48.6	126.1	38.0	194.2
CNH	44.0	125.2	33.4	193.8
DLG	39.1	121.5	28.3	190.9
HAZ	30.3	120.1	19.5	190.1
QZH	24.9	118.6	14	188.9
JYG	39.8	98.2	29.2	170.9
LZH	36.1	103.8	25.1	175.3
CDP	31.0	103.7	20.0	175.1
THI	24.0	102.7	13.1	174.0
YON	22.8	108.5	11.8	179.4
KSH	39.5	76.0	30.1	150.9
WLM	43.8	87.7	33.4	161.6
HHH	40.8	111.6	29.8	182.2
CLH	39.7	119.1	28.8	188.8
GRM	36.4	94.9	25.7	167.4
LAS	29.6	91	19.1	163.4

(Spherical Elementary Currents, SECS) 过程 [19]. 感应地电场的计算模型为 [11,20]

$$E=\sum_{i=1}^{K}F_{\mathrm{E}}(\vartheta_i',\varphi_i')I_i\boldsymbol{e}_{\varphi}+\sum_{j=1}^{M}\tilde{F}_{\mathrm{E}}(\vartheta_j',\varphi_j')\tilde{I}_j\boldsymbol{e}_{\varphi}. \quad (1)$$

其中,

$$F_{\mathrm{E}}(\vartheta',\varphi')=\frac{\sqrt{r^2(\vartheta',\varphi')+h^2}-h}{r(\vartheta',\varphi')},$$

$$\tilde{F}_{\mathrm{E}}(\vartheta',\varphi')=\frac{\sqrt{r^2(\vartheta',\varphi')+(h+2p)^2}(h+2p)}{r(\vartheta',\varphi')},$$

$$r(\vartheta',\varphi')=R_{\mathrm{I}}\sqrt{\vartheta'^2+\varphi'^2};$$

而 I_i 和 $\tilde{I}_j$ 分别为利用地磁数据反演的元电流幅值和镜像电流幅值; ϑ', φ' 分别为地表感应地点与 SECS 的余纬差和经度差; R_{e} 和 R_{I} 分别为地球和电离层半径; h 为 SECS 距离地面的高度; p 为复表深度, 与大地电阻率有关, $h+2p$ 为镜像电流的位置.

用历史强磁暴数据和对应的大地电阻率模型计算得到地电场数据. 按照一定长度分组, 选取每组最大值, 记作 $x_1,x_2,\cdots,x_N$, 这里 N 为分组数 (样本数). 假定磁暴间不存在相关性, 则 $x_1,x_2,\cdots,x_N$ 是独立同分布随机变量序列, 即具有相同的分布函数.

2 磁暴感应地电场极值测度模型

2.1 广义 Pareto 模型

根据强磁暴的尖峰厚尾特性, 假定随机变量服从

广义 Pareto 分布 (GPD), 有

$$G(x;\mu,\sigma,\xi)=1-\Big(1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\Big)^{-1/\xi},$$
$$x\geqslant\mu,\quad 1+\frac{\xi(x-\mu)}{\sigma}>0. \tag{2}$$

其中, μ 为位置参数 (阈值), $\xi\in R$ 且 $\xi\neq 0$ 为形状参数, $\sigma>0$ 为尺度参数. 这里 μ 可看作地电场阈值, 函数 $G(x;\mu,\sigma,\xi)$ 表征超过某一阈值的地电场极大值分布概率. 随机变量 $x_1,x_2,\cdots,x_N$ 是否服从广义 Pareto 分布还需要进行模型检验 [21].

对应的密度函数为

$$g(x;\mu,\sigma,\xi)=\frac{1}{\sigma}\Big(1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\Big)^{-1/\xi-1},$$
$$x\geqslant\mu,\quad 1+\frac{\xi(x-\mu)}{\sigma}>0. \tag{3}$$

2.2 阈值选取

估计参数 ξ 和 σ, 首先需选取阈值 μ. 如果 μ 值过小, 无法保证分布函数的收敛, 会产生较大的偏差; μ 值过大, 会使超出阈值的数量过少, 造成估计参数的方差较大. 可通过平均剩余寿命图法确定阈值 μ[21].

首先, 定义样本平均超出量函数

$$e_n(\mu)=\frac{1}{N}\sum_{i\in N_\mu}(x_i-\mu),\quad \mu>0. \tag{4}$$

式中, N_μ 表示超出量的个数. 其次, 定义点集合 $\{[\mu,e_n(\mu)]:\mu<x_{1,n}\}$. 第三, 选取 $\mu_0\geqslant 0$, 并令其逐渐增大并计算相应的 $e_n(\mu_0)$, 根据定义的点集绘制平均剩余寿命图. 最后, 观察 $[\mu,e_n(\mu)]$ 构成的曲线, 如果在某个 μ_0 值后, $e_n(\mu)$ 保持斜率不变, 则可取该 μ_0 值为阈值.

2.3 参数估计

阈值 μ 确定后, 估计参数 $\theta(\xi,\sigma)$ 的方法包括极大似然法 (MLE)、概率加权法 (Probability Weighted Moment, PWM) 及 Bayes 估计法等. 样本数据不充分时, 为了反映极端磁暴不确定信息, Bayes 方法将 $\theta(\xi,\sigma)$ $(\xi>0)$ 看作随机变量, 从而容纳更多不确定信息以避免误差增大问题. Bayes 参数估计法主要有以下 3 步.

步骤 1 选取先验分布密度 $\pi(\theta)$. 可选取平坦分布作为无信息先验分布 [22], 也可根据实际经验确定, 如可取 $\pi(\theta)\propto 1$. 将样本的似然函数记作 $g(x|\theta)$.

步骤 2 根据第 1 步设定的先验分布密度 $\pi(\theta)$, 参数 θ 的后验分布密度可记为

$$g(\theta|x)=\frac{\pi(\theta)g(x|\theta)}{\int_\Theta\pi(\theta)g(x|\theta)\mathrm{d}\theta}. \tag{5}$$

代入样本似然函数和先验分布 $\pi(\theta)$, 式 (5) 可表示为

$$g(\theta|x)\propto\frac{1}{\sigma^{N_\mu}}\prod_{i=1}^{N_\mu}\Big(1+x_i\frac{\xi}{\sigma}\Big)^{-(1+1/\xi)}. \tag{6}$$

步骤 3 利用 Markov Chain Monte Carlo (MCMC) 中的 Gibbs 抽样方法求解式 (6), 可得参数 θ 的统计推断 [23].

2.4 磁暴感应地电场极值测度

得到 μ 和参数估计值 $(\hat\xi,\hat\sigma)$ 后, 进一步求取可以反映突破阈值 μ 频次信息的地电场极值出现概率, 即极值测度. 令

$$\hat F(\mu+y)=\frac{N_\mu}{N}\Big(1+\hat\xi\frac{y}{\hat\sigma}\Big) \tag{7}$$

为 GPD 尾部 $F(\mu+y)$ 估计, 对应的分位数 x_p 估计值为

$$\hat x_p=\mu+\frac{\hat\sigma}{\hat\xi}\Big\{\Big[\frac{N}{N_\mu}(1-p)\Big]^{-\hat\xi}-1\Big\}. \tag{8}$$

分位数 x_p 代表了地电场的极值重现水平, 其中 p 表示极值发生概率.

2.5 地电场极值测度模型建立方法

在地磁数据基础上估测地电场极值的具体方法如下.

步骤 1 获取地磁数据的基本信息, 采集大地测深数据, 根据式 (1) 建立地电场模型.

步骤 2 根据计算的地电场建立样本数据, 并将样本按均匀长度分组.

步骤 3 假定地电场样本数据服从 GPD.

步骤 4 检验模型, 即对样本是否服从 GPD 模型进行检验, 如满足检验条件, 转至第 5 步; 否则进行非参数假设检验, 若仍不满足检验条件则退出.

步骤 5 参数估计, 并根据式 (8) 估计地电场极值测度.

3 中低纬度地电场极值测度

3.1 地电场极值测度

取 $Dst_{\mathrm{th}}=-100\,\mathrm{nT}$, 得到 1957−2008 年共 507 次强磁暴地磁数据. 结合典型高电阻率大地模型, 介

绍应用地电场极值测度模型计算极值地电场的方法. 24 个台站采用的大地电阻率模型列于表 2.

根据强磁暴地磁数据, 结合表 2 的大地电阻率信息, 计算强磁暴期间的地电场, 按年分组并取年最大值, 结果见图 1.

利用 Q-Q 图进行 Pareto 分布检验. Q-Q 图可用于 Pareto 分布比较与检验. 如果数据是 Pareto 分布的随机样本, 则在 Q-Q 图中呈现一条直线. 图 2 为对应的样本数据 Q-Q 图. 由图 2 可见, 样本数据 Q-Q 图近似为直线, 这表明样本数据具有厚尾特征, 服从 Pareto 分布, 因此不需要进行非参数假设检验.

可采用平均剩余寿命图法确定 Pareto 分布的阈值. 图 3 为样本数据的平均剩余寿命. 观察图 3 可知, μ 值大于 2.1 后的分布呈直线. 因此可取阈值 $\mu = 2.1$, 超过阈值的样本数据 $N_\mu = 2$.

根据 MCMC 思想, 选取正态分布作为 $\theta(\xi, \sigma)$ 的先验分布 $\pi(\theta)$. 选取方差较大 $(10^2 \sim 10^4)$ 且期望为 0 的正态分布以示磁暴感应地电场先验信息的缺乏. 因此, 参数 θ 完全取决于后验分布. 分别对参数 ξ 和 σ 产生长度为 1000 的 Markov 链, 并取数据链呈平稳状态的 401 个之后的数据作为后验分布独立样本. 图 4 和图 5 给出了计算得到的独立样本后验分布密度函数 $g(\theta|x)$.

利用 Gibbs 抽样得到参数 $\theta(\xi, \sigma)$ 的估计值及标准差, 结果列于表 3. 为验证所得结果, 利用最大似然法 (MLE) 对参数进行估计, 结果也列于表 3.

表 2 魁北克大地电阻率参数

Table 2 Layered Earth resistivity parameters of Quebec

厚度/km	电阻率/(Ω·m)
0∼15	20 000
15∼25	200
25∼150	1000
150∼350	100
> 350	3

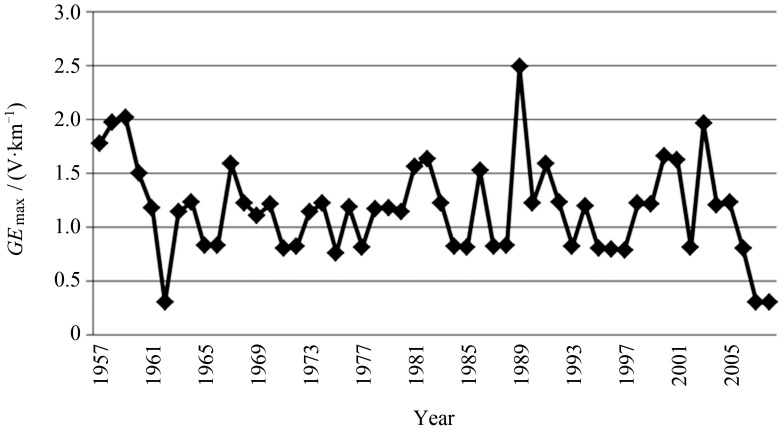


图 1 年度最大磁暴感应地电场

Fig. 1 Yearly maximum geoelectric field

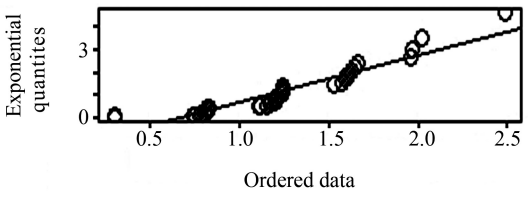


图 2 样本数据无量纲 Q-Q 图

Fig. 2 Dimensionless Q-Q diagram of samples

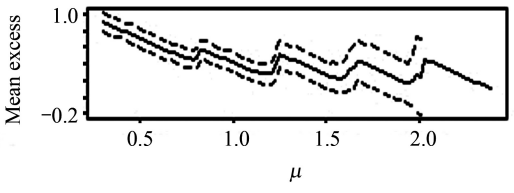


图 3 无量纲平均剩余寿命

Fig. 3 Dimensionless mean residual life plot

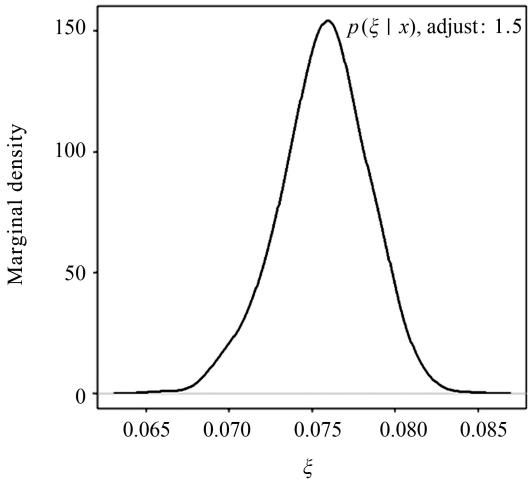


图 4 ξ 的无量纲边缘密度函数

Fig. 4 Dimensionless marginal density function of ξ

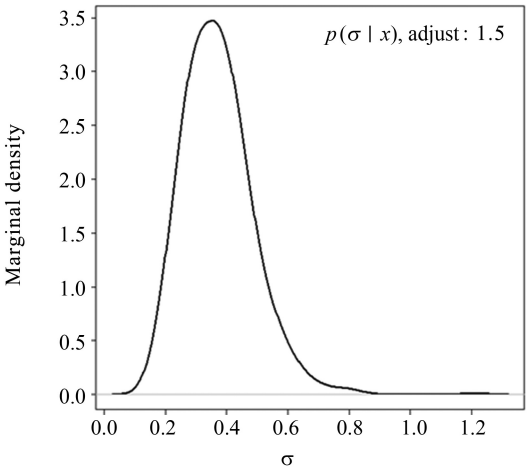


图 5 σ 的无量纲边缘密度函数

Fig. 5 Dimensionless marginal density function of σ

最后, 根据式 (8) 计算分位数 x_p 的估计值, 即给定概率 p 下的磁暴感应地电场极值测度, 结果列于表 4. 同样为了对比, 这里将采用 MLE 方法计算的结果也列于表 4.

由表 4 可以看出, 利用 Bayes 方法计算的重现水平比 MLE 方法计算的重现水平略大, 这是考虑了更多不确定因素所致. 当 $p = 0.02$ 时, 即平均 50 年可能有一次强磁暴超过阈值, 地电场幅值为 3.288 V·km^{-1}; $p = 0.01$ 时, 即 100 年一次的极端磁暴地电场强度约为 3.332 V·km^{-1}. 文献 [8] 在魁北克电阻率模型的基础上, 估测出 50°N 以上地区百年一遇地电场极值约为 20 V·km^{-1}, 50°N 以下地区地电场极值约为 2 V·km^{-1}. 利用 Bayes 参数估计方法计算的地电场极值较大, 由于该方法在计算时考虑了更多不确定信息, 其极值估测结果是可信的.

表 3 利用 Bayes 和 MLE 方法计算得到的参数估计值

Table 3 Parameters estimated by Bayes and MLE method

参数	$\hat{\xi}$	$\hat{\sigma}$
Bayes	0.067	0.242
MLE	0.072	0.239
标准差	0.0157	0.055

表 4 x_p 估计值

Table 4 Estimation for x_p

p	Bayes	MLE
0.020	3.288	3.286
0.010	3.332	3.289

利用同样方法估测 24 个台站所在地区的地电场极值, 结果列于表 5. 表 5 中, "—" 代表缺乏磁暴有效数据, 或虽有磁暴数据但未考虑海岸效应而未给出该地区的地电场极值测度.

3.2 讨论

利用地磁台站历史观测数据, 在极值理论基础上, 建立了中低纬度内陆地区磁暴感应地电场的测度模型, 分别利用 MCMC 和 MLE 方法对模型参数进行估计, 并利用测度模型进行了地电场极值的估测. 通过与其他文献结果进行对比验证了模型的有效性, 为磁暴感应地电场极值估测提供了新方法. 由于掌握的大地电性结构参数和磁暴有效数据有限且未考虑海岸效应, 在未估测的沿海地区是否存在更大地电场极值还不可知. 此外, 虽然利用了 1957—2008 年的磁暴数据, 但其中 1962, 2007 及 2008 年的 $|Dst|$ 均小于 100 nT. 因此, 实际有效数据仅有 49 个, 且利用 52 年的磁暴数据, 至多能估测 $1 - (1/52) = 98.08\%$ 分位数. 要预计更高的分位数, 需要利用 Bayes 模型的外推方法, 在进行大尺度时间范围极值估测时会带来一定误差, 模型的计算精度将随着数据的丰富更逼近实际值.

表 5 24 个台站所在区域地电场极值估测

Table 5 Extreme geoelectric fields of the 24 observatories

台站名称	地理纬度/(°)	地理经度/(°)	50 年地电场/(V·km^{-1})	100 年地电场/(V·km^{-1})
MHE	53.5	122.4	3.781	4.425
MZL	49.6	117.4	3.789	4.231
BJI	40.0	116.2	3.321	3.465
JIH	38.9	116.8	3.202	3.311
LYH	37.4	114.7	3.143	3.423
WHN	30.5	114.6	2.120	2.208
GZH	23.1	113.3	2.987	3.124
QGZ	19	109.8	3.324	3.891
DED	48.6	126.1	3.978	4.124
CNH	44.0	125.2	3.201	3.456
DLG	39.1	121.5	—	—
HAZ	30.3	120.1	—	—
QZH	24.9	118.6	—	—
JYG	39.8	98.2	3.301	3.342
LZH	36.1	103.8	3.234	3.321
CDP	31.0	103.7	2.013	2.310
THI	24.0	102.7	—	—
YON	22.8	108.5	2.137	2.361
KSH	39.5	76.0	3.288	3.332
WLM	43.8	87.7	3.309	3.421
HHH	40.8	111.6	—	—
CLH	39.7	119.1	—	
GRM	36.4	94.9	3.333	3.541
LAS	29.6	91	2.765	2.981

4 结语

基于历史磁暴数据和极值理论, 提出一种估测磁暴感应地电场极值测度的方法. 根据历史地磁数据建立地电场模型, 提取年度最大地电场构建样本数据, 建立地电场广义 Pareto 分布; 采用 Q-Q 图和剩余平均寿命图检验模型, 并运用 Bayes 参数估计方法, 在不考虑任何先验信息的情况下, 利用 Gibbs 抽样对地电场极值进行估测; 为了验证 Bayes 参数估计方法的有效性, 采用 MLE 方法对 GPD 参数进行估计. 由于考虑了更多不确定信息, 利用 Bayes 参数估计方法计算的地电场极值较大.

地电场极值测度能够为技术系统规划部门提供设计参考, 以规避极端情况下的磁暴灾害风险. 然而对于技术系统日常运行调度来说, 更重要的是把握地电场极值分布的时间序列, 以预测极大值的时间分布, 为采取调度措施争取时间. 因此, 需要研究地电场样本数据的平稳分布和非平稳分布情况, 这也将是本文下一步的研究工作.

参考文献

[1] BOTELER D H. Geomagnetic hazards to conducting networks [J]. *Nat. Hazards*, 2003, **28**(2/3): 537-561

[2] KAPPENMAN J G. An introduction to power grid impacts and vulnerabilities from space weather [J]. *Space Storms Space Weather Hazards*, 2001, 38(13): 351-361

[3] NERC Disturbance Analysis Working Group. 1989 March 13 Geomagnetic Disturbance [R]. Atlanta: NERC, 1989: 36-60

[4] LIU Lianguang, LIU Chunming, ZHANG Bing, *et al*. Strong magnetic storm's influence on China's Guangdong power grid [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2008, **51**(4): 976-981 (刘连光, 刘春明, 张冰, 等. 中国广东电网的几次强磁暴影响事件 [J]. 地球物理学报, 2008, **51**(4): 976-981)

[5] NGWIRA C M, PULKKINEN A, WILDER F D, *et al*. Extended study of extreme geoelectric field event scenarios for geomagnetically induced current applications [J]. *Space Weather*, 2013, **11**(3): 121-131

[6] TSURUTANI B T, GONZALEZ W D, LAKHINA G S, *et al*. The extreme magnetic storm of 1—2 September 1859 [J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(A7): 1268

[7] PULKKINEN A, BERNABEU E, EICHNER J, *et al*. Generation of 100-year geomagnetically induced current scenarios [J]. *Space Weather*, 2012, **10**(4): S04003

[8] THOMSON A W P, DAWSON E B, REAY S J. Quantifying extreme behavior in geomagnetic activity [J]. *Space Weather*, 2011, **9**(10): S10001

[9] PULKKINEN A, PIRJOLA R, VILJANEN A. Statistics of extreme geomagnetically induced current events [J]. *Space Weather*, 2008, **6**(7): 07001

[10] PULKKINEN A, PIRJOLA R, VILJANEN A. Determination of ground conductivity and system parameters for optimal modeling of geomagnetically induced current flow in technological systems [J]. *Earth Planets Space*, 2007, **59**(9): 999-1006

[11] PULKKINEN A, AMM O, VILJANEN A. Ionospheric equivalent current distributions determined with the method of spherical elementary current systems [J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(A2): 1053

[12] YUAN Xuecheng. The Chinese Geophysical Atlas [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996 (袁学诚. 中国地球物理图集 [M]. 北京: 地质出版社, 1996)

[13] LU Xinbian, SHI Yan, TIAN Chunlai. Tectonic electrical characteristics and A-model subducting patterns of southwest Tarim basin-West Kunlun Area [J]. *Exp. Pet. Geol.*, 1995, **17**(3): 238-248 (鲁新便, 石彦, 田春来. 塔里木盆地西南部–西昆仑地区构造电性特征与 A 型俯冲模式 [J]. 石油实验地质, 1995, **17**(3): 238-248)

[14] WEI Wenbo, JIN Sheng, YE Gaofeng, *et al*. Conductivity structure of crust and upper mantle beneath the northern Tibetan Plateau: Results of super-wide band magnetotelluric sounding [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2006, **49**(4): 1215-1225 (魏文博, 金胜, 叶高峰, 等. 藏北高原地壳及上地幔导电性结构–超宽频带大地电磁测深研究结果 [J]. 地球物理学报, 2006, **49**(4): 1215-1225)

[15] YAN Yongli, MA Xiaobing, CHEN Yun, *et al*. The study of magnetotelluric sounding on Coqên-Xainza profile in Tibet [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2012, **55**(8): 2636-2642 (闫永利, 马晓冰, 陈坳, 等. 西藏错勤–申扎剖面大地电磁测深研究 [J]. 地球物理学报, 2012, **55**(8): 2636-2642)

[16] ZHANG Fan, WEI Wenbo, JIN Sheng, *et al*. Ocean coast effect on land-side magnetotelluric data in the vicinity of the coast [J]. *Chin. J. Geophys.*, 2012, **55**(12): 4023-4035 (张帆, 魏文博, 金胜, 等. 海岸效应对近海地区大地电磁测深数据畸变作用研究 [J]. 地球物理学报, 2012, **55**(12): 4023-4035)

[17] BOTELER D H, PIRJOLA R, TRICHTCHENKO L. On calculating the electric and magnetic fields produced in technological systems at the Earth's surface by a "wide" electrojet [J]. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 2000, **62**(14): 1311-1315

[18] XU Wenyao. Physics of Electromagnetic Phenomena of the Earth [M]. Hefei: University of Science and Technology of China Press, 2009 (徐文耀. 地球电磁现象物理学 [M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2009)

[19] AMM O. Ionospheric elementary current systems in spherical coordinates and their application [J]. *J. Geomag. Geoelec.*, 1997, **49**(7): 947-955

[20] WU Weili, LIU Lianguang. Calculation Method for geoelectric field in mid-and low-latitude area based on sparse geomagnetic data [J]. *Chin. J. Space Sci.*, 2013, **33**(6): 617-623 (吴伟丽, 刘连光. 基于稀疏地磁数据的中低纬度磁暴感应地电场的算法研究 [J]. 空间科学学报, 2013, **33**(6): 617-623)

[21] SHI Daoji. Practical Extreme Value Statistical Methods [M]. Tianjin: Tianjin Science and Technology Press, 2006 (史道济. 实用极值统计方法 [M]. 天津: 天津科学技术出版社, 2006)

[22] TIWARI R C, YANG Y Z, ZALKIKAR J N. Bayes estimation for the Pareto failure-model using Gibbs sampling [J]. *IEEE Trans. Reliab.*, 1996, **45**(3): 471-476

[23] MOHAMMED AHMED A O, IBRAHIM N A. Bayesian survival estimator for Weibull distribution with censored data [J]. *J. Appl. Sci.*, 2011, **11**(2): 393-396