

1 Zhang, H., F. Wang, J. Li, et al., 2022: Potential impact of Tonga volcano eruption on
2 global mean surface air temperature. *J. Meteor. Res.*, **36**(1), 1–5, doi:
3 10.1007/s13351-022-2013-6

4 网址: <http://jmr.cmsjournal.net/article/doi/10.1007/s13351-022-2013-6>

6 如何估算火山爆发对全球平均地表气温的影响?

7 ——以汤加火山为例

8
9 张华^{1,2*} 王菲^{2,1} 李建¹ 端义宏¹ 祝从文¹ 何静怡¹

10 1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

11 2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏南京 210044

12 通讯作者: 张华, huazhang@cma.gov.cn

14 摘要

15 2022年1月14至15日, 南太平洋岛国汤加境内的海底火山猛烈喷发。这
16 次火山爆发引起了气候学界的广泛讨论, 有专家认为, 这次事件对全球气候变化的
17 影响可以忽略不计, 但也有专家认为汤加火山会像1815年坦博拉火山那样引
18 发“无夏之年”, 那么这次汤加火山爆发对气候的影响到底有多大呢? 我们基于过
19 去火山活动指数和可以参考的1982年埃尔奇琼火山爆发事件, 利用简化的辐射
20 能量平衡模型对此次火山爆发导致的平流层气溶胶辐射强迫及其对全球平均地
21 表气温的影响进行了定量估算。结果表明, 在未来1–2年内全球平均地表气温可
22 能降低0.0315–0.1118℃, 汤加火山爆发会在短期内略微减缓全球变暖, 但不会
23 改变全球变暖的长期趋势。本文提出的这个简单估算方法亦可用于快速评估今
24 后的火山爆发对全球平均地表气温的定量影响。

25
26 **关键词:** 汤加火山爆发, 简化的辐射能量平衡模型, 辐射强迫, 全球平均地表气
27 温, 全球变暖

29 **1. 背景与理论基础**

30 对于与火山相关的气候变化研究而言，最重要的物理量不是火山爆发的猛烈
31 程度，而是火山爆发引起的气溶胶光学厚度及其造成的辐射强迫。与这两个量关
32 系最为密切的是火山喷发向平流层注入的硫化物或硫酸盐。火山爆发后会向平流
33 层注入大量的含硫气体，主要是 SO_2 ，有时也会有 H_2S ；这些气体可以在几周内
34 与 OH 、 H_2O 发生化学反应，形成硫酸盐气溶胶，这些气溶胶需要几个月甚至数
35 年才能沉降到地面。硫酸盐气溶胶作为散射性气溶胶，可以强烈反射太阳辐射，
36 减少到达地面的太阳辐射，这是造成火山爆发后全球变冷的主要原因。

37 根据全球平流层硫酸盐气溶胶辐射强迫 ΔF 和光学厚度 τ 的经验公式(石广
38 玉, 2007)：

39
$$\Delta F \approx -30\tau, \quad (1)$$

40 在光学厚度 τ 已知的情况下，即可计算火山活动导致的平流层气溶胶辐射强迫
41 ΔF （注意该公式只适用于光学厚度较小的情况）。

42 全球能量平衡公式可表示为：

43
$$\Delta R = \Delta F + \frac{1}{\alpha} \Delta T_s, \quad (2)$$

44 其中， ΔR 表示大气顶的辐射能量收支， ΔT_s 表示全球平均地表气温的变化， α 为
45 气候灵敏度参数（即气候反馈参数的倒数），表示每单位辐射强迫增加导致的
46 稳定状态下全球平均地表气温的升高（Gregory and Andrews, 2016）。当大气顶
47 辐射通量达到平衡（ $\Delta R = 0$ ）时， ΔT_s 可由 ΔF 和 α 计算得到（石广玉, 2007），
48 即

49
$$\Delta T_s \approx -\alpha \Delta F. \quad (3)$$

50 根据经验，对于历史火山爆发， α 取值为 $-0.3 (\text{W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$ ；但对于当前
51 或未来新的火山活动，依据 IPCC AR6 最新评估结果， α 取值为 $-1.961 \sim -0.552$
52 或 $-0.862 (\text{W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$ （最优估计值）。

53 综上，要想估算得到全球平均地表气温的变化 ΔT_s ，最重要的是确定平流层
54 气溶胶光学厚度 τ 。

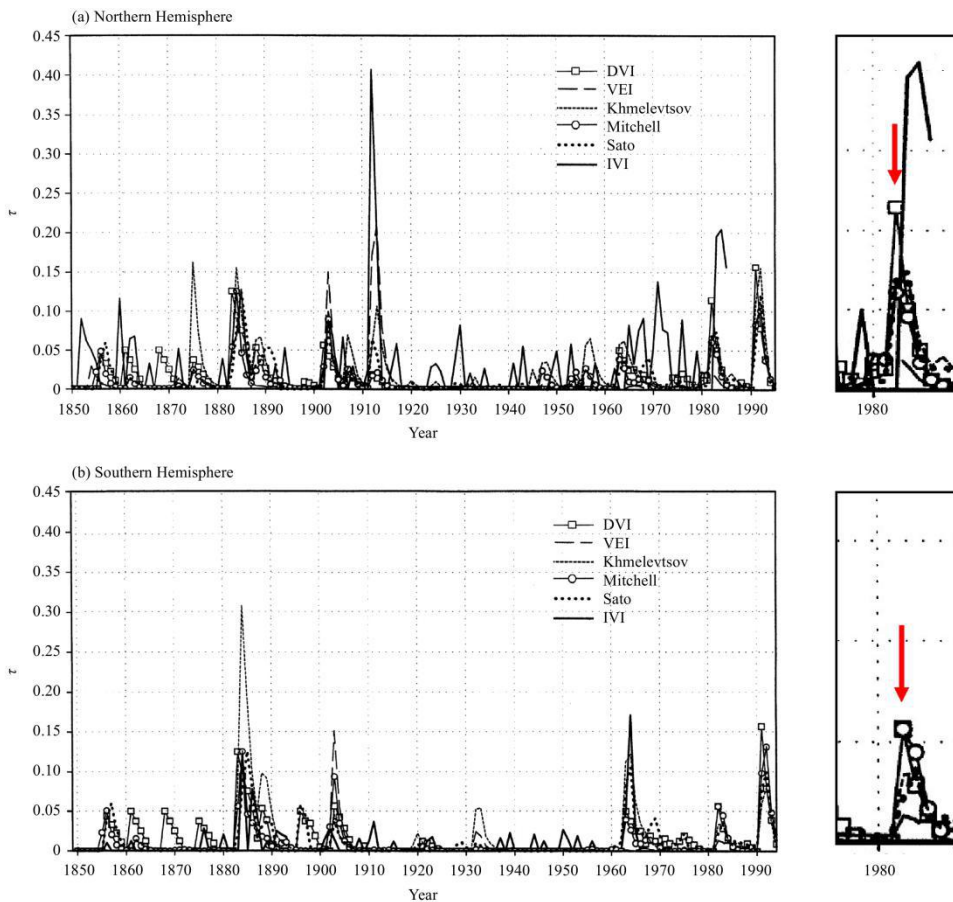
55

56 2. 历史个例——1982 年埃尔奇琼火山

57 1982 年位于墨西哥的埃尔奇琼火山爆发，产生的气溶胶对全球特别是北半
58 球气候产生了重大影响，使全球气温显著下降。此次火山爆发已具有较多观测资
59 料，便于定量分析与其相关的平流层气溶胶光学厚度 τ ，计算其造成的全球平均
60 地表气温的改变，并用观测结果进行验证。

61 为确定埃尔奇琼火山爆发后平流层气溶胶光学厚度 τ ，先看看历史火山活动
62 与 τ 的关系。图 1 给出了过去 150 年南北半球 6 种火山活动指数对应的气溶胶光
63 学厚度（波长为 0.55 μm ）。火山活动指数用于描述过去火山活动的相对强弱
64 （Robock and Free, 1995），包括尘幕指数（DVI）、Mitchell 指数、火山喷发
65 指数（VEI）、Sato 指数、Khmelevtsov 指数和冰芯火山指数（IVI）（表 1）。
66 这些指数可以基于火山爆发造成的气溶胶质量浓度、光学厚度和气溶胶的其他属
67 性来推算得到。

68



69

70 Fig. 1. Aerosol optical thickness (τ) at the 0.55- μm wavelength in association with six different volcanic indices
71 for the (a) Northern and (b) Southern Hemispheres in the past 150 years [from Robock and Free (1995)]. The
72 zoomed-in panels on the right show details of the relationship during the 1982 El Chichón eruption.

73 图 1. 过去 150 年内 (a) 北半球和 (b) 南半球 6 种火山活动指数对应的 $0.55 \mu\text{m}$ 处的气溶胶光
 74 学厚度 (Robock and Free, 1995)。右侧小图上的箭头表示 1982 年埃尔奇琼火山活动。

75

76 Table 1. Indices of past volcanic eruptions (Robock, 2000; Shi, 2007)

77 表 1. 过去火山活动指数 (Robock, 2000 ; 石广玉, 2007)

Name	Base unit	How it was calculated	Reference
Dust veil index (DVI)	Krakatau = 1000	Sapper (1917, 1927), sunsets, eruption, and radiation observations	Lamb (1970, 1977, 1983)
Mitchell	Aerosol mass	Based on H. H. Lamb (personal communication, 1970)	Mitchell (1970)
Volcanic explosivity index (VEI)	Krakatau = 6	Explosivity, from geologic and historical reports	Newhall and Self (1982) Simkin et al. (1981) Simkin and Siebert (1994)
Sato	$\tau (\lambda = 0.55 \mu\text{m})$	Mitchell (1970), radiation and satellite observations	Sato et al. (1993)
Ice core volcanic index (IVI)	$\tau (\lambda = 0.55 \mu\text{m})$	Average of ice core acidity or sulfate measurements	Robock and Free (1995, 1996)

Note: τ represents aerosol optical thickness; λ represents wavelength; and Krakatau denotes the volcano that erupted in 1883 in Indonesia, whose strength is used as a base reference for DVI and VEI.

78

79

80 根据图 1, 我们推算出埃尔奇琼火山爆发产生的全球平均气溶胶光学厚度约
 81 为 0.0325。取 α 为 $-0.3 (\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$, 由此 τ 值计算出地表气温大约降低
 82 0.2925°C (见表 2), 这与观测结果 0.3°C (Hofmann, 1987) 非常吻合。

83

84 Table 2. Estimates of aerosol optical thickness (τ), radiative forcing (ΔF), and surface air temperature change
 85 (ΔT_s) caused by volcanic eruptions of El Chichón (1982) and Tonga (2022, three scenarios)

86 表 2. 火山爆发引起的气溶胶光学厚度(τ)、辐射强迫 (ΔF) 和地表气温变化 (ΔT_s) 的估算

Volcanic eruption	τ	$\Delta F (\text{W m}^{-2})$	$\alpha (\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$	$\Delta T_s (^\circ\text{C})$
El Chichón (1982)	0.0325	-0.9750	-0.3	-0.2925
Tonga (2022) (present scenario)	0.0019	-0.0570	-1.961 to -0.552	-0.1118 to -0.0315
Tonga continues to emit 0.4 million tons of SO_2 (future scenario)	0.0038	-0.1140	-1.961 to -0.552	-0.2235 to -0.0630
Tonga continues to emit 0.8 million tons of SO_2 (future scenario)	0.0057	-0.1710	-1.961 to -0.552	-0.3353 to -0.0945

87

88

89 根据图 1a, b, 首先估计出 DVI、Mitchell、Sato 和 IVI 指数对应的南、北半
 90 球平均的光学厚度, 南北半球的均值即是全球平均光学厚度。其中, 由于 VEI
 91 和 Khmelevtsov 指数与其他四种指数的光学厚度结果有重叠, 因此本文同时也给
 92 出了 6 种指数对应的最大和最小光学厚度, 然后根据公式 (1) 和 (3) 计算出这
 93 些光学厚度引起的地表气温变化 ΔT_s (见表 3)。

94

95

96 **Table 3.** Manual estimation of aerosol optical thickness (τ) according to Fig. 1, and the calculated [based on Eqs.
 97 (1) and (3)] ΔT_s caused by El Chichón eruption [$\alpha = -0.3 \text{ (W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$]
 98 表 3. 根据图 1 估算埃尔奇琼火山爆发引起的气溶胶光学厚度 τ , 根据公式 (1) 和 (3) 计算 ΔT_s
 99 [其中 α 取值为 $-0.3 \text{ (W m}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$]

Volcanic index	τ	$\Delta T_s \text{ (}^\circ\text{C)}$
DVI	0.0875	-0.7875
Mitchell index	0.0605	-0.5445
Sato index	0.0460	-0.4140
IVI	0.0190	-0.1710
Average of Sato and IVI	0.0325	-0.2925
Six indices	0.0190–0.0875	-0.7875 to -0.1710

100
101

102 从表 3 可以看出, 与 Hofmann (1987) 给出的地表气温变化的观测结果相比,
 103 若仅参考某一种指数来估算光学厚度就会低估或高估 ΔT_s ; 如果取 Sato 和 IVI 指
 104 数估算的气溶胶光学厚度的平均值 (即 0.0325) 来计算 ΔT_s , 则与 Hofmann (1987)
 105 的观测值最接近, 因此我们选取 0.0325 作为埃尔奇琼火山爆发产生的全球平均
 106 平流层气溶胶光学厚度。

107
108

109 3. 汤加火山影响估算

110 根据过去火山活动指数 (见表 1) 和估计火山喷发指数的判据 (见表 4),
 111 估算汤加火山爆发的 VEI 约为 5 级, 与 1982 年埃尔奇琼火山活动的强度相当。
 112 根据相关报道信息综合得到汤加火山活动排放到平流层的 SO_2 量为 40 万吨, 为
 113 埃尔奇琼火山活动 (700 万吨) 的 5.7%。因此, 汤加火山爆发产生的气溶胶光学
 114 厚度约亦为为埃尔奇琼火山气溶胶光学厚度的 5.7%, 即 0.0019。

115
116
117
118
119
120
121
122

123 **Table 4.** Criteria for estimation of volcanic explosivity index (VEI) (Newhall and Self, 1982; Shi, 2007)

124 表 4. 估计火山喷发指数 (VEI) 的判据 (Newhall and Self, 1982; 石广玉, 2007)

125

Criterion	VEI									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Description	Non-explosive	Small	Moderate	Moderate-large	Large	<-----Very large----->				
Volume of ejection (m ³)	< 10 ⁴ (I)	10 ⁴ -10 ⁶ (II-III)	10 ⁶ -10 ⁷ (IV)	10 ⁷ -10 ⁸ (V)	10 ⁸ -10 ⁹ (VI)	10 ⁹ -10 ¹⁰ (VII)	10 ¹⁰ -10 ¹¹ (VIII)	10 ¹¹ -10 ¹² (IX)	> 10 ¹² (X)	
Column height (km)	< 0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	> 25	> 25	> 25	> 25	
Qualitative description	<"Gentle, effusive">		<-----"Explosive"----->		<-----"Cataclysmic, paroxysmal, colossal"----->					
			<-----"Severe, violent, terrific"----->							
Classification	<-----"Hawaiian"----->		<-----"Strombolian"----->			<-----"Vulcanian"----->			<-----"Plinian"----->	
						<-----"Ultraplinian"----->				
Duration (h) of continuous blast	< 1	< 1	< 1 1-6	1-6 6-12	> 12 1-6 6-12	> 12 6-12	> 12	> 12	> 12	
CAVW max explosivity	Lava flows <Dome or mudflow>	<-----Phreatic----->				<-----Explosion or nuee ardente----->				
Tropospheric injection	Negligible	Minor	Moderate	<-----Substantial----->						
Stratospheric injection	<-----None----->			Possible	Definite	<-----Significant----->				

Note: CAVW refers to Catalog of Active Volcanoes of the World.

126

127

128 根据公式 (1) 可得出平流层气溶胶辐射强迫约为 -0.057 W m^{-2} 。根据 IPCC
 129 AR6 的最新评估结果, 气候反馈参数的很可能区间为 $-1.81 \sim -0.51 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
 130 (Forster et al., 2021), 即 α 为 $-1.961 \sim -0.552 (\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$, 结合公式 (3)
 131 可以估算出未来 1-2 年内地表气温变化范围为 $-0.1118 \sim -0.0315 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。为了与埃
 132 奇琼火山活动进行比较, 相应的结果也在表 2 中列出。

133 综上, 汤加火山爆发对全球平均地表气温影响的简单估算方法可概括为下
 134 面的流程图 (图 2)。

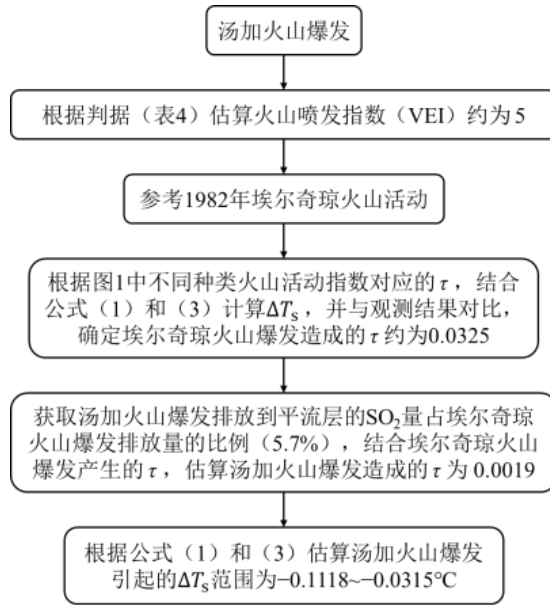


Fig. 2. Flow chart for estimating ΔT_s caused by Tonga volcanic eruption.

图 2. 汤加火山爆发对全球平均地表气温的影响的定量简化评估方法。

此外，我们也根据 6 种指数对应的气溶胶光学厚度范围（见表 3），并结合气候反馈参数的最佳估计 $-1.16 \text{ W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Forster et al., 2021)，即 α 为 $-0.862 \text{ (W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1})^{-1}$ ，给出了相应的地表气温变化范围为 $-0.1290 \sim -0.0280 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。

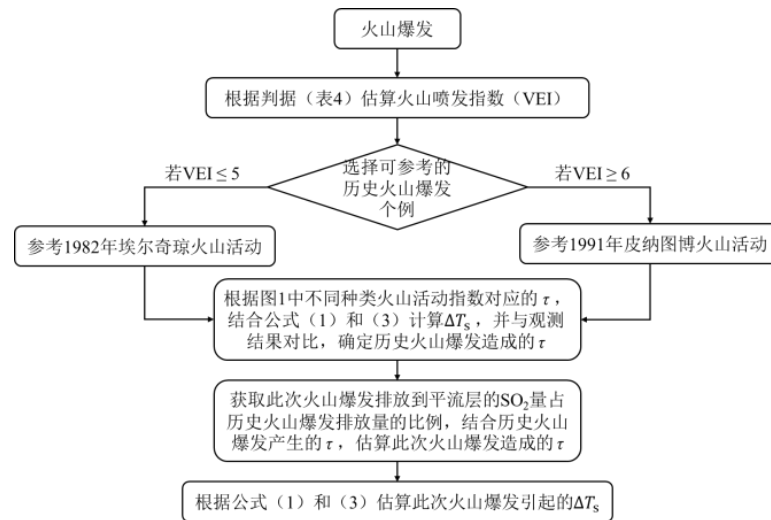
4. 总结与讨论

综上所述，这次汤加火山活动和 1982 年埃尔奇琼火山活动强度相当，火山活动指数约为 5 级，但是这次火山喷发产生的平流层气溶胶辐射强迫仅为 -0.057 W m^{-2} ，未来 1–2 年内全球平均地表气温约下降 $0.0315 \sim 0.1118 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。汤加火山爆发在短期内减缓全球变暖的幅度很小，也不会改变未来全球平均地表气温长期上升的趋势。

根据目前掌握的相关资料以及本文以此为基础的定量估算可知，此次汤加火山爆发对全球气候变化的影响远远比不上 1982 年的埃尔奇琼火山活动，前者产生的辐射强迫仅为后者的 5.7%；从地表温度变化来看，前者的影响仅为后者的 11%–37%。此外，IPCC AR6 对当前温室气体有效辐射强迫的最新估算结果是 3.84 W m^{-2} (Forster et al., 2021)，而汤加火山活动造成的辐射强迫仅为温室气体强迫的 1.5%（符号相反）。因此，我们推断这次位于南半球的汤加火山爆发对未来全球变暖趋势的影响很小。

156 但是，如果未来汤加火山再次爆发相同强度甚至两倍强度的情景下（即再向
 157 平流层注入 40 万吨或 80 万吨 SO_2 ），它对全球变暖的影响将变得非常显著，与
 158 1982 年埃尔奇琼火山活动对气候的影响相当，在当前高气候灵敏度的背景下（张
 159 华等，2021），甚至会超过埃尔奇琼火山活动对气候造成的影响，全球地表气温
 160 下降的最大幅度可分别达到 0.2235°C 和 0.3353°C （具体见表 2）。

161 考虑到未来火山爆发的可能情况，我们进一步提出一个通用的简单估算流
 162 程，见图 3。这个通用流程可用于快速评估今后的火山爆发对全球平均地表气温
 163 的定量影响。



164

165 Fig. 3. Flow chart for estimating ΔT_s caused by a future volcanic eruption.

166 图 3.今后火山爆发对全球平均地表气温的定量影响的一个简单估算流程。

167

168 需要注意的是，利用本文的方法只能估算火山爆发造成的平流层气溶胶辐射
 169 强迫以及以此为基础得到的在火山爆发后 1-2 年内对全球平均地表气温的影响
 170 大小。如若讨论火山爆发对大气温度、降水和大气环流等气候场的其他时间尺度
 171 （如月、季节）和空间尺度（如不同地区）的定量影响，则需要利用更复杂的模
 172 式来进行研究。