



# ПРАМАТАРН МАРІА АЕМ 5946

# ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΙ ΧΕΙΜΩΝΕΣ

# ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2023





## ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΙ ΧΕΙΜΩΝΕΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ ΤΟΛΙΚΑ © ΜΑΡΙΑ Μ. ΠΡΑΜΑΤΑΡΗ Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας - Κλιματολογίας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΙ ΧΕΙΜΩΝΕΣ-Διπλωματική Εργασία

© MARIA M . PRAMATARI, School of Geology, Dept. of meteorology - climatology, 2023

All rights reserved. VOLCANO WINTERS – Bachelor Thesis

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



| ΠΕΡΙΛΗΨΗ  | σελ 6  |
|---|--|
| Abstract  | σελ 7  |
| 1.Εισαγωγή  | σελ 8  |
| 2. Δεδομένα μελέτης                                 | σελ 14                                       |
| 2.1 Πυρήνες πάγου                                   | σελ 14                                       |
| 2.2 Σκοτεινό νέφος                                  | σελ 15                                       |
| 2.2.1 Νέφη, ηφαίστεια και                           | επιπτώσεις σελ 15                            |
| 2.3 Βασαλτικές εκρήξεις                             | σελ 17                                       |
| 3.1 Ηφαίστειο Laki στην Ισ                          | δλανδία σελ 18                               |
| 3.2Εκρήξεις 19 <sup>ου</sup> και 20 <sup>ου</sup> ο | πώνασελ 19                                   |
| 3.3 Ηφαίστεια Αγίας Ελένη                           | ς και El Chichon σελ 20                      |
| 3.4 Έτος χωρίς καλοκαίρι .                          | σελ 21                                       |
| 3.5 Έκρηξη Τοba του Τετα                            | οτογενούς στην Ισλανδίασελ 23                |
| 3.5.1 Προσομοιώσεις έκρηδ                           | ξη Tobaσελ 26                                |
| 3.6 Κλιματική αντιμετώπισ                           | η ηφαιστειακών εκρήξεωνσελ 26                |
| 4 Προϊόντα έκρηξης                                  | σελ 27                                       |
| 4.1 Χωρική έκταση επιπτώ                            | σεωνσελ 28                                   |
| 4.2 Μέθοδοι επιπτώσεων                              | σελ 29                                       |
| 4.3 Χρήση οργάνων θερμοι                            | ςρασίαςσελ 29                                |
| 4.4 Δεδομένα πληροφοριών                            | ν απο εκρήξεις ηφαιστείουσελ 31              |
| 5 Παγκόσμια κλιματικά μο                            | ντέλασελ 33                                  |
| 6 Προσομοιώσεις                                     | σελ 35                                       |
| 6.1 Προσομοιώσεις στις πα                           | γκόσμιες ανωμαλίες μέσης θερμοκρασίας σελ 37 |
| 7 Ακτινοβολίες                                      | σελ 38                                       |
| 8 Συμπέρασμα  | σελ 39                                       |
| Βιβλιογραφία  | σελ 43                                       |



## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

# ΗΦΑΙΣΤΙΑΚΟΙ ΧΕΙΜΩΝΕΣ ΠΡΑΜΑΤΑΡΗ ΜΑΡΙΑ

Παρατηρείται γενικά μια πτώση της παγκόσμιας θερμοκρασίας έπειτα από μεγάλες εκρήξεις ηφαιστείων για τα επόμενα 1-6 χρόνια. Συγκεκριμένα, όταν η έκρηξη συμβαίνει εγγύτερα στον ισημερινό οι επιπτώσεις επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα, ενώ όταν λαμβάνει χώρα σε ένα ημισφαίριο οι επιπτώσεις επηρεάζουν αποκλειστικά εκείνο που πραγματοποιήθηκε η έκρηξη. Την μεγαλύτερη έκρηξη της Τεταρτογενούς περιόδου αποτελεί η έκρηξη του Toba, η οποία εξαιτίας του ηφαιστειακού χειμώνα που προκάλεσε μπορούσε να εξουδετερώσει ένα μεγάλο μέρος των σύγχρονων ανθρώπων. Συνεπώς, έχει διαπιστωθεί ότι ο ηφαιστειακός χειμώνας μπορεί να οδηγήσει σε μείωση του πληθυσμού. Παρόμοια αποτελέσματα σημειώνονται με τις εκρήξεις στρατοηφαιστείων , όπως το Tambora και Pinatubo που μπορούν να διαρκέσουν λίγες ώρες έως εβδομάδες, ενώ οι

εκρήξεις βασάλτη συνεχίζονται για χρόνια ή ακόμα και χιλιετίες. Επίσης, οι "υπέρεκρήξεις " καθίσταται δυνατό να προκαλέσουν ισχυρούς ηφαιστειακούς χειμώνες και βραχυπρόθεσμη ψύξη σε πλήθος περιοχών του κόσμου. Ως μελλοντικό αποτέλεσμα των παραπάνω εκρήξεων είναι πιθανό να επέλθουν μεταξύ άλλων αρνητικές επιπτώσεις στη γεωργία καθώς και ελλείψεις τροφίμων σε ορισμένες άμεσα εμπλεκόμενες περιοχές. Καταλήγοντας, αν και η τοποθεσία και ο χρόνος της επόμενης μεγάλης έκρηξης είναι απροσδιόριστες, είναι αυξημένη η πιθανότητα να συμβούν και στο μέλλον.



# VOLCANIC WINTES MARIA PRAMATARI

After large volcanic eruptions there was a drop in global temperature for the next 1-6 years. When the eruption occurs near the equator the effects affect the global climate, while when it occurs in a hemisphere the effects only affect the specific location of the explosion. The Toba eruption is the largest of the Quaternary period. The volcanic winter caused by the eruption of the Toba volcano could have neutralized a large part of modern humans. Volcanic winters can therefore reduce the population. Unlike the explosive eruptions of camp volcanoes like Toba, Tambora and Pinatubo that last only for hours to weeks, basalt eruption continues for years, if not millennia. "super-eruptions" can cause severe volcanic winters and short-term cooling in several large parts of the world. In the future, a major explosion can have a negative impact on agriculture and lead to food shortages in some areas. Although the location and time of the next big eruption are not yet clear, it is known that they will happen.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1:ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πριν από 450 εκατομμύρια χρόνια, κατά τη διάρκεια της Πρωτοζωικής Εποχής, το σύστημα της Γης και η βιόσφαιρα υπέστη μια απαράμιλλη αλλαγή. Σύμφωνα με μια θεωρία , η περιοχή του πλανήτη που ήταν πλήρως καλυμμένη με πάγο, γνωστή ως "ηφαιστειοκός χειμώνας", ήταν επακόλουθο ηφαιστειακών εκρήξεων. Οι Robert J. et al 2005 δηλώνουν επιπλέον, ότι τα αερολύματα στρατοσφαιρικού θειικού οξέος, τα οποία είναι παράγωγα των έντονων ηφαιστειακών εκρήξεων είναι υπεύθυνα για την ψύξη του κλίματος. Οι ηφαιστειακές εκρήξεις στέλνουν συνεχώς αερολύματα θειικού οξέος στη στρατόσφαιρα, διαταράσσοντας την ισορροπία ακτινοβολίας και παράγοντας σημαντική ψύξη που μπορεί να οδηγήσει σε παγετώνες. Έτσι, στις περιόδους cryogenan και ediacara του γεωλογικού χρόνου, η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνέβη σε συνδυασμό με τον παγετώνα. Η διάσπαση ακόμη, της υπερ-ηπείρου "Ροδινία " έδειξε μια αλληλουχία μεταξύ τους, όπως αποδεικνύεται από την επέκταση του παγετώνα μετά την αύξηση των εκρήξεων. Το κλίμα καθορίζεται επίσης, από τις αλλαγές του τεκτονικού περιβάλλοντος από τα πρώτα έως τα τελευταία στάδια δημιουργίας του (M. Beyth Narbonne 2005). Οι κλιματικές διακυμάνσεις, κατά τη διάρκεια της Προτερόζωικης εποχής αιτιολογούνται από τη βύθιση της πλάκας στην ανατολική Αφρική με την αραβική ασπίδα, σε συνδυασμό με τον παγετώνα (635 εκατομμύρια χρόνια) σε μια ορισμένη στιγμή των εκρήξεων.

Ένα ανάλογο παράδειγμα είναι ο λεγόμενος "καιρός του σκότους", ο οποίος ξεκίνησε στην αρχαία Μινωική Αίγυπτο και συνεχίζεται σήμερα ως αποτέλεσμα ηφαιστειακών εκρήξεων ,οι οποίες συνδέονται με διακυμάνσεις στην τοπική θερμοκρασία που προκαλούνται από νέφη σκόνης (π.χ. έκρηξη Long island στην περιοχή της Νέα Γουινέα). Γενικά είναι προφανή αφενός η συσσώρευση σύννεφων ηφαιστειακών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα , αφετέρου τα προβλήματα που προκύπτουν από τις μαζικές εκρήξεις. Μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις καταλήγουν επίσης σε αλλαγές του κλίματος σε παγκόσμια ή ημισφαιρικά τμήματα με αποτέλεσμα τους "ηφαιστειακοί χειμώνες". (Marinatos 1939 , Blong 1982, , Downey and Tarling 1984, Pang and Chou 1985 , Stanley and Sheng 1986).

Επειτα από τις μεγάλες εκρήξεις του Krakatau (1883) στην Ινδονησία και Laki (1783) στην Ισλανδία, ακολούθησε απότομη θολότητα στα ουράνια σώματα, μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας, περίεργα χρώματα στο φεγγάρι και τη γη (μπλε ή πράσινο), έντονες ανατολές και δύσεις του ηλίου, και τελικά μαύρες σεληνιακές εκλείψεις. Πολλοί ακαδημαϊκοί, συμπεριλαμβανομένων των Burke & Francis et al 1985, κατέληξαν ως εκ τούτου στο συμπέρασμα ότι οι ηφαιστειακές εκρήξεις και η κλιματική αλλαγή σχετίζονται. Δύο επιπρόσθετα στοιχεία που κρίνονται υπαίτια για την εξάπλωση των ηφαιστειακών νεφών είναι η τοποθεσία και η εποχή του έτους. Ο Benjamin Franklin, τότε πρέσβης των ΗΠΑ στη Γαλλία, παρατήρησε ότι το καλοκαίρι του 1783 υπήρχε επίμονη και ξηρή ομίχλη σε μεγάλο μέρος της Ευρώπης, η οποία κατά λεγόμενα του δεν οφειλόταν σε μετεωρολογικά δεδομένα αλλά προκλήθηκε από την έκρηξη των προαναφερθέντων ηφαιστείων ( Stommel H. & Stommel E. 1983). Συμπληρωματικά σχολίασε τη χαμηλή  $\theta$ ερμοκρασία του έτους, σε σύγκριση με τα προηγούμενα και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η έκρηξη του ηφαιστείου Laki το 1783 στην Ισλανδία ήταν γενεσιουργός αιτία των μετεωρολογικών συνθηκών. Η ανακάλυψη του Franklin ώθησε επομένως σύγχρονους επιστήμονες, ιδιαίτερα κλιματολόγους, να ερευνήσουν τις αιτίες της κλιματικής αλλαγής της Γης (Harrigton C.R. 1992, Zielinski G.A. 2000).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αξιοσημείωτη είναι επιπροσθέτως , η ουσιαστική επίδραση του ηφαιστείου στο κλίμα, η οποία ήταν πιο αισθητή το 1815 μετά την έκρηξη του Tambora στη Σουμάτρα της Ινδονησίας. Είναι γνωστό ότι, οι κλιματικές συνθήκες του 1816 χαρακτηρίζονται από αρκετά ασυνήθιστα γεγονότα , εκ των οποίων ήταν και εξαιρετικά δροσερό το καλοκαίρι εκείνης της χρονιάς , γεγονός που παρατηρήθηκε σε όλο το Βόρειο Ημισφαίριο . Ειδικότερα, τον Ιούνιο υπήρχε χιόνι , παγετοί τον Ιούλιο και τον Αύγουστο σε ποικίλες περιοχές των ΗΠΑ. Τέλος, ψυχρό καλοκαίρι εμφανίστηκε σε ένα μεγάλο μέρος της Ευρώπης προκαλώντας καταστροφές στις καλλιέργειες αλλά και λιμό (Lamb H 1970, Ellsaeser H.W 1983 , Kondratyer K.Y et al 1992) . Αυτά τα <<ανώμαλα>> καιρικά και κλιματικά φαινόμενα στην Βόρεια Αμερική και την Ευρώπη οδήγησαν τελικά το έτος 1816 μ.Χ. να αναφέρεται ως <<το έτος χωρίς καλοκαίρι>>.

Επιπροσθέτως, αν και υπάρχουν στοιχεία από τα δεδομένα πυρήνων πάγου για μια ηφαιστειακή έκρηξη το 1807, η έκρηξη αυτή δεν έχει προσδιοριστεί ακόμα. Τα συγκεκριμένα παραδείγματα δίνουν μια σύντομη εισαγωγή στο τρόπο δημοσιοποίησης

του αντικτύπου των ηφαιστειακών εκρήξεων στο κλίμα της γης, κατά τα τελευταία 200 χρόνια. Επίσης, κλιματικά και γεωλογικά στοιχεία προτείνουν μια εναλλακτική υπόθεση για την εξέλιξη του πληθυσμού του Πλειστοκαίνου. Πιο συγκεκριμένα ,η τελευταία παγετώδη εποχή του Πλειστοκαίνου και οι ψυχρές θερμοκρασίες προκλήθηκαν από την έκρηξη του ηφαιστείου Toba 73.000 έτη πριν στην Σουμάτρα. Η έκρηξη του Toba λοιπόν αποτελεί αδιαμφισβήτητα την μεγαλύτερη έκρηξη της Τεταρτογενούς περιόδου η οποία δυνητικά θα μπορούσε να εξουδετερώσει ένα μεγάλο μέρος του πλανήτη. Αν και τα αποτελέσματα των στρατοηφαιστείων όπως το Toba, Tambora και Pinatubo διαρκούν για ώρες έως εβδομάδες, τα αποτελέσματα των εκρήξεων βασάλτη συνεχίζονται για χρόνια και χιλιετίες (Widdowson, 2005). Οι κλιματικές επιπτώσεις τέτοιων εκρήξεων εντούτοις σχετίζονται με την ψύξη που παρέχεται από την ανάκλαση του ηλιακού φωτός βραχέων κυμάτων από αερολύματα H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> που εξισορροπούνται έναντι της θερμικής επίδρασης των εκπομπών CO<sub>2</sub> (Schmidt et al. 2016, Black et al., 2018) Παράλληλα, οι προαναφερθείσες εκρήξεις έχουν εμπλακεί στην θεωρία «υπερθέρμανσης» στην ιστορία της Γης, όπως το φαινόμενο του θερμοκηπίου της Πέρμιας-Τριαδικής περιόδου και το θερμικό μέγιστο Παλαιόκαινου-Ηώκαινου, παρόλα αυτά ο όγκος του εκπεμπόμενου CO2 φαίνεται ανεπαρκής για μια τέτοια θέρμανση (Bond & Sun, 2021).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο βορειοδυτικό Ειρηνικό των Ηνωμένων Πολιτειών ωστόσο συνέβη η έκρηξη του Columbia Basalt (CRB) μεταξύ 15 - 17 Μαΐου το 1850 (Kasbohm & Schoene, 2018). Η οποία αξίζει να σημειωθεί ότι αποτελεί τη μεγαλύτερη πρόσφατη ιστορική έκρηξη αλλά και συγχρόνως τη μικρότερη ηπειρωτική έκρηξη βασάλτη κοντά στο Mid-Miocene Climatic Optimum (MMCO), κατά την οποία εμφανίστηκε μια παγκόσμια θερμή εποχή με δυνητικά αυξημένα επίπεδα ατμοσφαιρικού CO<sub>2</sub> και παρατηρήθηκε λίγο πριν από τη μέση μεταβατική κλιματική αλλαγή(MMCT) (Foster et al., 2012). Οι ηφαιστειακές εκρήξεις εξάλλου, έχουν μοντελοποιηθεί χρησιμοποιώντας το GEOSCCM (Aquila et al., 2021), που απομονώνει την αντίδραση του κλίματος στην απελευθέρωση SO2 μέσω προσομοίωσης έκρηξης αλλά και βασικής προσομοιώσεως χωρίς αυτό. Στο παραπάνω μοντέλο χρησιμοποιείται ο ωκεανός και ατμόσφαιρα σε προβιομηχανική εποχή με σταθερή συγκέντρωση 280 ppm CO2, επίπεδα ουσιών που καταστρέφουν το όζον κατάλληλα για το έτος 1850, σύγχρονα όρια επιφάνειας και αρχικές συνθήκες. Όταν η ευαισθησία του κλίματος είναι υψηλή, το κλιματικό σύστημα αντιδρά σημαντικά σε μια διαταραχή στην ακτινοβολία για να προκαλέσει μια σχετικά σημαντική μετατόπιση της θερμοκρασίας (και συνεπώς μεγάλες αλλαγές σε άλλες κλιματολογικές παραμέτρους).

Αντίθετα, ένας χαμηλός αριθμός για την κλιματική ευαισθησία δείχνει ότι το κλιματολογικό σύστημα θα προκαλέσει μόνο μέτριες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας με την ίδια ακτινοβολία ( Aquila et al., 2021).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αναμφίβολα, ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες στον περιορισμό και τη μείωση της υπερθέρμανσης του πλανήτη είναι η "ευαισθησία" του κλίματος της Γης ως σύστημα (Senior and Mitchell 2000, Boer and Yu 2003b ,Stowasser et al. 2006). Μετά από μια σημαντική έκρηξη, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία αντανακλάται από το ηφαιστειακό νέφος θειικού οξέος, το οποίο παράγει μια δύναμη πολλών Wm<sup>-2</sup> που ψύχει την επιφάνεια. Όταν τα αεροζόλ απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα και η θερμοκρασία της επιφάνειας της γης αυξάνεται για μεγάλο χρονικό διάστημα, αυτή η αρνητική δύναμη εξαφανίζεται μέσα σε λίγα χρόνια. Υπήρξαν και άλλες εκρήξεις αρκετά ισχυρές ώστε να προκαλέσουν ανιχνεύσιμο αντίκτυπο στη θερμοκρασία της επιφάνειας της γης μετά την πρώτη εμφάνιση των σχετικά εκτεταμένων αρχείων θερμοκρασίας αισθητήρων του 19ου αιώνα, με την πιο πρόσφατη έκρηξη του Όρους Pinatubo να συμβαίνει το 1991 (Robock and Mao, 1995). Από την άλλη πλευρά, η μακροπρόθεσμη αντίδραση που καθορίζει την κλιματική ευαισθησία μπορεί να μην αντικατοπτρίζεται στην χρονική διαταραχή των ηφαιστειακών εκρήξεων.

Σύμφωνα με πρόσφατες μελέτες, ο πρώτος χειμώνας στο Βόρειο Ημισφαίριο (BH) μετά από κάθε πρόσφατη σημαντική τροπική ηφαιστειακή έκρηξη (1850–σήμερα) συνοδεύτηκε από επιφανειακή θέρμανση, ενώ έπειτα από μια αλλαγή του κλίματος έχει ως αποτέλεσμα μια αντίδραση υπερθέρμανσης της επιφάνειας (Graf et al., 2007). Παρά το γεγονός ότι οι μεγαλύτερες εκρήξεις είναι απαραίτητες για την παρατήρηση σημαντικών αλλαγών, υπήρξαν μόνο δύο από αυτές στην καταγεγραμμένη ιστορία. Εκ των οποίων η μία ήταν ισχυρότερη από οποιαδήποτε άλλη έως το 1850. Κατά συνέπεια, έχει διαπιστωθεί ότι τα μοντέλα παράγουν ένα σήμα θέρμανσης το πρώτο χειμώνα μετά από μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις, με υψηλότερες θερμοκρασίες πάνω από τις ηπείρους του BH στην κατώτερη στρατόσφαιρα, τα αποτελέσματα όμως εξαρτώνται τόσο από τα συγκεκριμένα πρότυπα όσο και από το σύνολο δεδομένων που χρησιμοποιούνται (Lacis et al., 1992, Stenchikov et al., 1998). Το έτος που έπεται τις εκρήξεις, εξετάστηκαν ακόμη και οι θερινές βροχοπτώσεις και συνάχθηκαν σημαντικές μειώσεις τόσο των Ασιατικών όσο και των Αφρικανικών μουσώνων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πράγματι, οι επιπτώσεις των ηφαιστειακών εκρήξεων στο κλίμα μπορεί να συνεχιστούν για αρκετά χρόνια. Στην πραγματικότητα, τα θειούχα αέρια μπορούν να απελευθερωθούν στη στρατόσφαιρα μέσω μαζικών εκρήξεων, όπου τελικά μετατρέπονται σε αερόλυμα θείου (Robock, 2000). Η γνωστή ψύξη της επιφάνειας της Γης προκαλείται από αυτές τις τεράστιες ποσότητες των αερολυμάτων επειδή απορροφούν την εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία (Robock και Mao, 1995, Robock, 2000). Οι ανακατασκευές του παλαιοκλίματος με την χρήση πυρήνων πάγου έχουν αποδειχθεί απαραίτητα εργαλεία για την τεκμηρίωση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στο μακρινό παρελθόν (Gao et al., 2008, Sigl et al., 2015). Η μεγαλύτερη έκρηξη που ανιχνεύθηκε από αρχεία πυρήνων πάγου κατά τη διάρκεια της περασμένης χιλιετίας,( 850–1850), είναι η έκρηξη Σαμάλα του 1257. Συνολικά, 12 εκρήξεις κατά τη διάρκεια της προηγούμενης χιλιετίας έχουν προσδιοριστεί από τους Gao et al. 2008 ως μεγαλύτερες από την έκρηξη του 1991 του Όρους Pinatubo, η οποία ήταν η πιο πρόσφατη και ως εκ τούτου η πιο καλά μελετημένη (Minnis et al., 1993, Stenchikov et al., 1998, Crowley et al. 2008).

Σε σύγκριση με τα αερολύματα θείου που προέρχονται από ηφαιστειακές εκρήξεις στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, οι οποίες συνήθως παραμένουν σε μεγάλα και μεσαία γεωλογικά πλάτη, τα αερολύματα θείου τα οποία σχηματίζονται από την εισροή θείου στην τροπική στρατόσφαιρα, που μεταφέρονται προς τον πόλο, είναι πιο πιθανό να έχουν μακροπρόθεσμη επίδραση στο παγκόσμιο κλίμα (Toohey et al. 2016). Η εποχή της έκρηξης και το ύψος της είναι δύο πρόσθετες μεταβλητές που επηρεάζουν τον τρόπο με τον οποίο οι ηφαιστειακές εκρήξεις επιδρούν στο κλίμα (Toohey et al. 2016).

Οι Stenchikov et al 2006 και Charlton-Perez et al. 2013 εξετάζοντας τον μέσο όρο των δύο πρώτων χειμώνων στο BH μετά από ηφαιστειακές εκρήξεις μεταξύ 40°S και 40°N, κατέδειξαν ότι τα πρόσφατα κλιματικά μοντέλα παρήγαγαν ατελείωτες προσομοιώσεις αντίδρασης της επιφάνειας για τη θέρμανση τον χειμώνα σε μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις, παράγοντας μόνο μια ελαφρώς ενισχυμένη στρατόσφαιρα, ενώ αποτυγχάνουν να προσδιορίσουν την θερμοκρασία μετά από ηφαιστειακές εκρήξεις . Η προηγούμενη έρευνα έχει συνδέσει μια σειρά από σφάλματα του μοντέλου, όπως μια απλοποιημένη

επεξεργασία των ηφαιστειακών αερολυμάτων (Stenchikov et al. 2006). Αν και οι απόψεις σχετικά με τη σημασία της εξάντλησης του όζοντος για την αντίδραση της θερμοκρασίας της επιφάνειας το χειμώνα είναι διχασμένες, έχει επιπλέον προταθεί ότι η έλλειψη μιας δυναμικής απόκρισης στα μοντέλα οφείλεται στην έλλειψή του όζοντος (Stenchikov et al. 2006).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης των ενώσεων του θείου (S) χρησιμοποιούνται οι πυρήνες πάγου (καρότα πάγου) όπου γίνεται φανερή η διαφορά στην ποσότητα πριν και μετά την έκρηξη. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η έκρηξη του Agung (1970) σύμφωνα με τους Pollack et al(1976), όπου στην Γροιλανδία εξαιτίας της οποίας αυξήθηκε η οξύτητα στους πυρήνες πάγου. Συγχρόνως , όμως γνωρίζουμε από μελέτες των Hammer et al (1980) ότι υπεύθυνη για αυτό δεν είναι μόνο η συγκεκριμένη έκρηξη , αλλά και η μεταφορά αερίων στην τροπόσφαιρα από μικρότερες εκρήξεις κατά το χρονικό διάστημα που παρατηρήθηκε αύξηση της οξύτητας των πάγων. Η ποσότητα μεταφοράς εξαρτάται επιπλέον από την εποχή και την ατμοσφαιρική κυκλοφορία που επικρατεί εκείνη τη χρονική περίοδο. Επιπροσθέτως, σε περίπτωση που μια έκρηξη ανεξαρτήτου μεγέθους δεν εκπέμπει μεγάλη ποσότητα θείου , τότε η οξύτητα στους πυρήνες πάγου δεν μεταβάλλεται.

Συνεπώς, οι πυρήνες πάγου μπορούν να παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για το πώς οι εκρήξεις επηρεάζουν το κλίμα, όμως για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων χρειάζεται η ανάλυση περισσότερων από δύο πυρήνων πάγου. Στην πραγματικότητα, ωστόσο, αυτό είναι μια πρόκληση στην περίπτωση που επιλέγουν πυρήνες από διάφορα μέρη, δεδομένου ότι κάθε περιοχή έχει μια ξεχωριστή ποσότητα χιονιού. Σε ειδικές καταστάσεις ο πάγος γίνεται όλο και πιο όξινος για αρκετές δεκαετίες. Η παρακολούθηση των ηφαιστειακών εκρήξεων από την άλλη γίνεται ευκολότερη για τα πιο πρόσφατα ιστορικά χρόνια (Pollack et al(1976)), επειδή τα ιστορικά αρχεία παρέγουν πληροφορίες για τις εκρήξεις κατά τη διάρκεια των ετών, καθώς και πληροφορίες σχετικά με τις ατμοσφαιρικές διαταραχές που πιθανότατα οδήγησαν σε κάποιες εκρήξεις. Επιπλέον η αντίστοιχη έρευνα στην Ευρώπη αποκάλυψε στοιχεία περίεργων φαινομένων και εξαιρετικά ψυχρών καιρικών συνθηκών που κατέστρεψαν καλλιέργειες και προκάλεσαν λιμό τόσο στους ανθρώπους όσο και στο ζωικό βασίλειο.

#### 2.2 ΣΚΟΤΕΙΝΟ ΝΕΦΟΣ

Το 536-537 στην Μέση Ανατολή και στην Ευρώπη παρατηρήθηκε η πιο πυκνή και ξηρή ομίχλη σύμφωνα με τους Stothers & Rampino 1983a .Τόνισαν επίσης, πως οι καρποί του

αμπελιού παρέμειναν άγουροι ,με αποτέλεσμα τα σταφύλια να είναι ξινά ,ενώ ακόμη οι λιμοί και καταστροφές εκείνη την εποχή ήταν συχνό φαινόμενο. Επιπρόσθετα φαινόμενα ήταν ο δριμύς χειμώνας με έντονες χιονοπτώσεις της Μεσοποταμίας , η κακοκαιρία η οποία αποδεικνύεται μέσα από τα ποικίλα κείμενα της εποχής, καθώς και ότι ο ήλιος ήταν πιο εξασθενημένος. Τα παρόν είχαν ως συνέπεια το σκοτεινό σύννεφο να γίνεται ορατό πρώτη φορά στη Μεσόγειο στα τέλη Μαρτίου το 536 . Συμπληρωματικά ,παρατηρήθηκε ότι στα γεωγραφικά πλάτη 41° με 42° B , οι επιπτώσεις είχαν διάρκεια 12 έως 15 μήνες, ενώ στα γεωγραφικά πλάτη 30° έως 37° B έφτασε τους 18 μήνες. Εφόσον στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη οι επιπτώσεις είχαν μεγαλύτερη διάρκεια ,συμπεραίνεται ότι η έκρηξη αυτή συνέβη στα νότια. Το ίδιο χρονικό διάστημα επικρατούσαν και στη Κίνα παρόμοιες συνθήκες.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σημαντικό κρίνετε ότι μεγάλο μέρος του βόρειου ημισφαιρίου ήταν υπό την επίδραση αυτού του απειλητικού σύννεφου και του ψύχους . Αυτό επιβεβαιώνεται από την συλλογή των καρότων πάγου στη Γροιλανδία, που παρουσιάζουν σημαντική οξύτητα κατά το έτος 540 (Heming 1974). Το 44 π.Χ., υπήρξε μια άλλη περίπτωση μείωσης της φωτεινότητας του ήλιου, βασισμένη σε πληροφορίες από τα αρχεία της κινέζικης δυναστείας Χαν. Σύμφωνα με τελευταία φαίνεται ότι υπήρξε χιονόπτωση τον Απρίλιο και Μάιο του 43 π.Χ., η οποία οδήγησε στην καταστροφή των τειχών, όπως επίσης ότι ο ήλιος δεν μπόρεσε να ρίξει σκιές τον Μάιο και τον Ιούνιο, με αποτέλεσμα οι καλλιέργειες να καταστραφούν από τους παγετούς τον Οκτώβριο, προκαλώντας εκτεταμένη πείνα στον πληθυσμό, αδυνατώντας στο τέλος της φθινοπωρινής περιόδου να γίνει συγκομιδή. Επιπλέον, η οξύτητα υποδεικνύει αρκετές εκρήξεις για τα έτη 44 έως 42 π.Χ. βάσει δεδομένων από τους πυρήνες πάγου που προέρχονται από την Γροιλανδία. (Hammer 1984).

#### 2.2.1 NEFH , HFAISTEIOTHTA KAI ETIITT $\Omega\Sigma EI\Sigma$

Ένα από τα αντικείμενα εξέτασης των γεωλόγων είναι η εξέταση και η ανάλυση των αιτιών των μαζικών εξαφανίσεων . Αρχικά κατά το Κρητιδικό-Τριτογενές λόγω της σύγκρουσης ενός αστεροειδούς ή κομήτη με την γη παρουσιάστηκαν μαζικές εξαφανίσεις πληθυσμών. Συνέπεια της οποίας ήταν σύννεφα καπνού , εξαιτίας των οποίων μελετήθηκαν, από τους Stothers 1983b, οι επιπτώσεις που επιφέρει το νέφος της αυτό στην ατμόσφαιρα. Στην συνέχεια έγιναν προσπάθειες προσομοίωσης «πυρηνικού χειμώνα». Σύμφωνα με μονοδιάστατα μοντέλα ακτινοβολίας – κλίματος, φάνηκε πως υπάρχει το ενδεχόμενο πτώσης θερμοκρασίας μέχρι 30° C και διαστήματα υπό-παγετώνα διάρκειας εβδομάδας έως μήνες σε περιοχές του βορείου ημισφαιρίου, με μερικά φαινόμενα να είναι ορατά και στο νότιο ημισφαίριο. Επομένως, το γεγονός αυτό προκάλεσε το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών να μελετήσουν τις επιπτώσεις του καπνού που προκαλούνται από τον ηφαιστειακό χειμώνα, με δυο ομάδες, ανεξάρτητες η μια από την άλλη, που οδηγήθηκαν στο όμοιο συμπέρασμα πως οι επιπτώσεις στο κλίμα μπορεί να ήταν σημαντικές.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με τα σημερινά πιο προηγμένα κλιματικά μοντέλα (GCMs), αποδεικνύεται ότι η πτώση της θερμοκρασίας θα ήταν σημαντική αλλά λιγότερο επικίνδυνη. Έτσι, στο χειρότερο σενάριο, κατά τη διάρκεια λίγων εβδομάδων, η μείωση θα ήταν 5 °C στα μικρά γεωγραφικά πλάτη (10ο έως 30ο B) και 10° C έως 15° C στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη του βόρειου ημισφαιρίου. Επίσης, η δυνατότητα απομάκρυνσης του 75% του καπνού από τον ουρανό τον πρώτο μήνα είναι πρωτίστως υπεύθυνη για την ψύξη. Επιπλέον, αυτή η σύγκρουση προκάλεσε ταυτόχρονα ηφαιστειακές εκρήξεις στον Βόρειο Ατλαντικό ωκεανό και την Ινδία. Αντίστοιχα στην γεωλογική ιστορία, ηφαίστεια βασαλτικής έκρηξης έχουν διάρκεια αρκετών χρόνων (Rampino 1983). Συμπληρωματικά αξίζει να σημειωθεί ότι τουλάχιστον εννέα συγκρίσιμα μεγάλα περιστατικά έχουν λάβει χώρα κατά τη διάρκεια των προηγούμενων 250 εκατομμυρίων ετών, μερικά εκ των οποίων αντιστοιχούν σε εκρήξεις σε αρκετές γεωγραφικές περιοχές. Κατά συνέπεια με βάση την ανάλυση των χρονοσειρών δημιουργείται η υπόθεση πως υπάρχει μια περιοδικότητα σχεδόν 30 εκατομμύρια έτη και προκύπτει μια περιοδικότητα 26-35 εκατομμύρια έτη από τις ηλικίες των βιολογικών μαζικών εξαφανίσεων και τις ηλικίες των εκρήξεων κρατήρων. Οι χρονολογήσεις εντούτοις περιέχουν στοιχεία για την ηλικία ορισμένων από τους βασάλτες που συμφωνούν σε αρκετά μεγάλο βαθμό με τις προβλεπόμενες ηλικίες των μαζικών εξαφανίσεων και των κρατήρων.

Ανακεφαλαιώνοντας κάποιες εκρήξεις μπορεί να οφείλονται σε παράγοντες της γης ,για την ακρίβεια οι εκρήξεις βασάλτη μπορεί να προκληθούν από ένα περιοδικό φαινόμενο δράσης hot spot που σχετίζεται με τον εσωτερικό μανδύα (Rampino 1983). Πιο

συγκεκριμένα, οι μαζικές εξαφανίσεις μπορούν να συμβούν έπειτα από μια μεγάλη σύγκρουση, είτε από έκρηξη ηφαιστείου. Στην τελευταία περίπτωση, οι χειμώνες μπορούν να διαδεχθούν τους ηφαιστειακούς χειμώνες που προκαλούν δυσκολίες στις συνθήκες επιβίωσης της ζωής.

### 2.3 ΒΑΣΑΛΤΙΚΕΣ ΕΚΡΗΞΕΙΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους Stothers et al. (1986) οι βασαλτικές ηφαιστειακές εκρήξεις έχουν την δυνατότητα να απελευθερώσουν περισσότερες πτητικές ουσίες θείου σε σχέση με τις πυριτικές στον ίδιο όγκο. Τα επεισόδια ηφαιστειακού βασάλτη στο γεωλογικό χρόνο δημιουργούν έκχυση έως και 106 km βασαλτικού μάγματος σε χρονικές περιόδους από ένα εκατομμύριο έως μερικά εκατομμύρια έτη. Όμως, ορισμένες μεμονωμένες εκρήξεις έχουν προκαλέσει δεκάδες έως εκατοντάδες km<sup>2</sup> βασαλτικού μάγματος σε χρονικό διάστημα ημερών έως εβδομάδων. Παλαιότερα υπήρξε η λανθασμένη εντύπωση πως οι μικρές εκρήξεις βασάλτη δεν μπορούν να παράγουν νέφη σε μεγάλο υψόμετρο. Η έκρηξη του Laki το 1783 στην Ισλανδία ήταν εκείνη που διέψευσε την αντίληψη αυτή δημιουργώντας εκτεταμένα νέφη αερολύματος. Επομένως, τα πτητικά θείου (S) απελευθερώθηκαν πλήρως και παρατηρήθηκαν να ταξιδεύουν σε υψηλά υψόμετρα με βάση τη θεωρητική μοντελοποίηση προηγούμενων εκρήξεων.

Σχετικά με τις πηγές λάβας τύπου Χαβάης (χαμηλή εκροή μάζας βασάλτη με χαμηλό ποσοστό αερίου) παρατηρείται ότι παράγονται έως και 10 χιλιόμετρα, με υπολογισμένους ρυθμούς έκρηξης  $10^4 - 10^5$  km<sup>3</sup> / s από 1 έως 10 km. Τέτοιες μαζικές εκρήξεις παράγουν μια ποσότητα ατμοσφαιρικών σωματιδίων που υπολογίζεται και συγκρίνεται με τις γνωστές ποσότητες αερολύματος (Stothers et al. (1986)) . Για παράδειγμα, 12 km<sup>3</sup> μάγματος δημιουργήθηκαν από το ηφαίστειο Laki. Αρκετές προσεγγίσεις εκτιμούν ότι η ποσότητα θείου (S) που εκπέμπεται είναι κοντά σε 30 μt. Κατά συνέπεια, η ποσότητα θείου (S) που εκπέμπεται κατά την έκρηξη Laki υπολογίζεται ότι ήταν (700 km<sup>3</sup> / 12 km<sup>3</sup>) \* 30 μt, ή σχεδόν 6000 μt αερολύματος H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (Stothers et al. (1986)).



ΣΧΗΜΑ 1 :Πρωτεροζωικός χρόνος (αριστερά) που αποτυπώνει τη χρονική στιγμή των παγετωδών επεισοδίων (κέντρο) και τη χρονική στιγμή του μαγματισμού. (Stothers et al (1986))

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

## 3.1 ΗΦΑΙΣΤΕΙΟ LAKI ΣΤΗΝ ΙΣΛΑΝΔΙΑ

Πολλοί κλιματολόγοι και ηφαιστειολόγοι ,όπως ο Thorarinsson (1969) , ασχολήθηκαν με την έκρηξη ηφαιστείου του Laki , και την «ξηρή» ομίχλη που προκάλεσε. Η ηφαιστειακή έκρηξη του Laki ειδικότερα πραγματοποιήθηκε τον Ιούνιο του 1793 στην Ισλανδία και είχε διάρκεια 8 μήνες και παρουσίασε κάποιες διαφορές από τις κοινές εκρήξεις. Πιο συγκεκριμένα, το ηφαίστειο ήταν κυρίως βασαλτικής σύστασης, με το μεγαλύτερο μέρος του να εξερράγη τον Ιούνιο και τον Ιούλιο , δηλαδή τις πρώτες πενήντα ημέρες της έκρηξης και το συνολικό μήκος έφτασε τα 13 km. Ακόμη με βάση από μαρτυρίες οι πρώτες μέρες ήταν βίαιες , έτσι ώστε να θυμίζουν τα ηφαίστεια τύπου Χαβάης.

Σύμφωνα με την εκτίμηση του Thorarinsson (1969), η αρχική έκρηξη παρήγαγε 0,3 km<sup>3</sup> τέφρας, αν και μόνο μια λεπτή σκόνη εγκαταστάθηκε σε όλη τη βόρεια Ευρώπη. Οι επιπτώσεις αυτού του ηφαιστείου ήταν ιδιαιτέρως έντονες .Αρχικά , δημιουργήθηκε μια "μπλε ομίχλη" πάνω από την περιοχή της Ισλανδία με αποτέλεσμα η συγκομιδή να καταστραφεί και προσκλήθηκε λιμός που οδήγησε σε θάνατο το 24% του πληθυσμού της Ισλανδίας . Σύμφωνα με αυτόπτες μάρτυρες , ο Wood (1984) ανέφερε πως το μεγαλύτερο τμήμα της ομίχλης εντοπίζεται πάνω από την Ευρώπη. Ωστόσο, το γεγονός ότι η ομίχλη παρέμεινε ορατή στα υψηλά υψόμετρα των Άλπειων για εβδομάδες αφότου εμφανίστηκε για πρώτη φορά στην Ευρώπη, χωρίς να επηρεαστεί από τον άνεμο, δείχνει ότι επεκτάθηκε μέχρι την ανώτερη τροπόσφαιρα. Ανέφερε επιπλέον ότι η ομίχλη ήταν

βιαιότερη κατά τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο. Η έκρηξη έληξε τελικά τον Φεβρουάριο του 1784, αν και από τον περασμένο Δεκέμβριο 1783 έχει υπάρξει λιγότερη ξηρή ομίχλη (Wood (1984)).

Ακολούθως στους πυρήνες πάγου βρέθηκε η οξύτητα, όπου ήταν αρκετά υψηλή για το 1783, ενώ μειωμένη το 1784, γεγονός που δεν μπορούσε να εκτιμηθεί από τα αερολύματα. Σύμφωνα με την τυπικά σκοτεινή σεληνιακή έκλειψη, φαίνεται ότι οι στάχτες επεκτάθηκαν μέχρι την τροπόπαυση (8–11 km). Συμπληρωματικά, η χαμηλότερη καταγεγραμμένη θερμοκρασία στην Ισλανδία κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου του 1783 ήταν 4,8° C κάτω από τον μέσο όρο. Τέλος, οι δακτύλιοι των δέντρων δείχνουν ότι υπήρξαν ψυχρά επεισόδια το 1783 και το 1784 (Wood 1984), γεγονός που μπορεί να οφείλεται στην οριζόντια διάχυση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων λόγω της ψύξης.

#### 3.2 ΕΚΡΗΞΕΙΣ 19<sup>ου</sup> ΚΑΙ 20<sup>ου</sup> ΑΙΩΝΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στα τέλη της δεκαετίας του 1960 επικρατούσε η υπόθεση πως η ηφαιστειακή τέφρα στην στρατόσφαιρα οφείλεται κυρίως στο SO<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>S. Oι Junge et al 1961 από τις φωτοχημικές αναλύσεις διαπίστωσαν ότι το μεγαλύτερο μέρος του νέφους αποτελείται από αερολύματα θειικού οξέος , καθώς το περισσότερο ποσοστό του SO<sub>2</sub> και του H<sub>2</sub>S σε λίγους μήνες απομακρύνεται από την στρατόσφαιρα, σε αντίθεση με τα θειικά οξέα που παραμένουν για αρκετά χρόνια και εξαπλώνονται σε μεγάλη έκταση στο πλανήτη. Έτσι, λόγω της απορρόφησης και της μείωσης της ηλιακής ενέργειας, τα στρατόσφαιρα αερολύματα έχουν αντίκτυπο στο πλανητικό ενεργειακό ισοζύγιο και προκαλούν ψύξη στην κατώτερη ατμόσφαιρα. Έρευνες των Mitchell 1961 και των Mass & Schneider 1977, αποκάλυψαν ότι μετά τις σημαντικές ηφαιστειακές εκρήξεις, υπήρξε μείωση της θερμοκρασίας κατά 0,2-0,5 °C που διήρκεσε για ένα έως τρία χρόνια.

Επομένως βάσει πρόσφατων μελετών των Taylor et al 1980, εξάγεται το συμπέρασμα πως η θερμοκρασία της επιφάνεια της θάλασσας έχει μικρότερες διακυμάνσεις από τις ηφαιστειακές εκρήξεις. Οι μετρήσεις θερμοκρασίας στην τροπόσφαιρα και τη στρατόσφαιρα γίνονταν συχνά μετά την έκρηξη του 1963 στο Μπαλί, και τα αερολύματα

στη στρατόσφαιρα συλλέχθηκαν χρησιμοποιώντας ένα αεροσκάφος. Επιπλέον, η επίδραση που θα υπήρχε στη θερμοκρασία στα στρώματα της τροπόσφαιρας καθορίστηκε χρησιμοποιώντας μοντέλα μονοδιάστατης ακτινοβολίας, όπου οι τιμές συγκρίθηκαν με εκείνες που είχε συγκεντρώσει το αεροσκάφος. Παρατηρήθηκε λοιπόν, ότι η θερμοκρασία στην στρατόσφαιρα αυξήθηκε κατά 4° C έως 8° C στην περιοχή 10° N και 30° S, ενώ στην επιφάνεια η θερμοκρασία μειώθηκε στην περιοχή 30° N έως 30° S.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Μολονότι μικρές ηφαιστειακές εκρήξεις είναι δυνατό να προκαλέσουν τα πυκνά σύννεφα H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> μέχρι ύψους 10 Km, οι μεγάλες εκρήξεις από την άλλη πλευρά, απελευθερώνουν 50 μt αερολύματος H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, και η διασπορά του στη στρατόσφαιρα επηρεάζεται . Επίσης ,η περιεκτικότητα της στάχτης σε θείο (S) στη στρατόσφαιρα προσδιορίζεται με τη μέτρηση του όγκου του εκπεμπόμενου μάγματος. Είναι γνωστό πως τα βασαλτικά μάγματα περιέχουν περισσότερο θείο (S) σε σχέση με τα υπόλοιπα. Συνεπώς βασαλτικά ηφαιστειακά μάγματα εκπέμπουν περισσότερο θείο(S) από τα πυριτικά. Όμως εξαιτίας ότι τα πυριτικά είναι πιο βίαια φτάνουν και σε αυτή την περίπτωση στη στρατόσφαιρα εξισορροπώντας τις κλιματικές επιπτώσεις.

Ο κύκλος που ακολουθεί περιγράφει την απελευθέρωση θείου (S) κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων. Πρώτα απελευθερώνεται ως διοξείδιο του θείου (SO<sub>2</sub>) και υδροξείδιο (H<sub>2</sub>S), που αργότερα οξειδώνεται για να παράγει SO<sub>2</sub>. Στην συνέχεια χρειάζονται εβδομάδες έως μήνες για το θειικό αέριο (S) να μετατραπεί εντελώς σε αερολύματα (Angel and Korshover 1985). Τέλος, η ανάπτυξη των σταγόνων και η αντοχή των πυρήνων είναι οι δύο παράμετροι που επηρεάζουν το πόσο διαρκεί η διατήρηση του αερολύματος. Πιστεύεται ότι τα αερολύματα χρειάζονται περίπου ένα χρόνο για να φύγουν από τη στρατόσφαιρα.

#### 3.3 ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΑΓΙΑΣ ΕΛΕΝΗΣ ΚΑΙ EL CHICHON

Η έκρηξη του ηφαιστείου της Αγίας Ελένης που πραγματοποιήθηκε τον Μάϊο του 1980, δημιούργησε στρατοσφαιρικό νέφος, με μικρή ποσότητα SO και 0,3 μt αεροζόλ θειικού οξέος και για το λόγο αυτό οι κλιματικές επιπτώσεις ήταν ελάχιστες έως μηδενικές με εξαίρεση σε τοπικό επίπεδο για το χρονικό διάστημα δυο ημερών (Newell and Deepak 1982). Ακόμη το ηφαίστειο El Chichon στο Μεξικό εξερράγη τον Μάρτιο και τον Απρίλιο του 1982, δημιουργώντας ένα νέφος που έφτασε τα 26 χιλιόμετρα στην στρατόσφαιρα και περιλάμβανε μεγάλο ποσοστό διοξειδίου του θείου (SO<sub>2</sub>).

Για την ακρίβεια, υπήρχε ελάχιστη ηφαιστειακή τέφρα από την έκρηξη του El Chichon, αλλά υπήρχαν σχεδόν 20 μt αερολύματα θειικού οξέος. Αυτό οδήγησε σε μείωση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του βορείου ημισφαιρίου. Πριν από την έκρηξη, το 1982 ήταν ελαφρώς πιο δροσερό από το συνηθισμένο, αλλά το καλοκαίρι που ακολούθησε ήταν ακόμα ψυχρότερο, με χιονόπτωση στο Vermont τον Αύγουστο. Στην μελέτη των Kelly and Sear 1984 αναφέρθηκε πως οι εκρήξεις που έγιναν στο βόρειο ημισφαίριο προκάλεσαν ψύξη τους δυο με τρεις πρώτους μήνες μετά την έκρηξη του ηφαιστείου. Ύστερα μεταξύ των ετών 1982 και 1983, υπήρξε επίσης μια τροποποίηση στο φαινόμενο EL Nino. O Handler 1984 καταλήγει ότι αυτό πιθανώς να οφείλεται στο ότι το φαινόμενο El Nino προκλήθηκε από τα αερολύματα του ηφαιστείου El Chichon.

#### 3.4 ΕΤΟΣ ΧΩΡΙΣ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το γνωστό «έτος χωρίς καλοκαίρι» είναι το 1816. Στην πραγματικότητα η δεκαετία 1810 με 1820 αποτελούσε την πιο ψυχρή δεκαετία του βορείου ημισφαιρίου, το οποίο εν μέρει οφείλεται στο περιορισμένο μέγιστο αριθμό των ηλιακών κηλίδων το 1816 (Humphreys 1940). Πέρα από αυτό , οι ψυχρές συνθήκες που επικρατούσαν ενισχύθηκαν και από την έκρηξη του ηφαιστείου Tambora το 1815 στην Ινδονησία. Σε περιοχές ακόμα και 600 χιλιόμετρα από την έκρηξη, δεν υπήρχε φως για δύο ημέρες. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον προκαλεί το γεγονός ότι οι στάχτες ανήλθαν σε ύψος 50 km στη στρατόσφαιρα με βάση το ρυθμό της έκρηξης και την περιοχή διασποράς. Βέβαια μετά την ανάπτυξη, αυτή η ομίχλη παρατηρήθηκε και σε απομακρυσμένες περιοχές της Ευρώπης σε λιγότερο από τρεις μήνες (Self et al 1984). Αργότερα το 1816 εμφανίστηκε μια ξηρή ομίχλη στην τροπόσφαιρα, η οποία ήταν απόρροια της αδυναμίας φαινομένων της επιφάνειας, όπως βροχή, χιόνι καθώς, άνεμοι, να την διασκορπίσουν. Εν τέλει, μέσω των πυρήνων πάγου στην Γροιλανδία επιβεβαιώθηκε η ποσότητα οξύτητας των αερολυμάτων του Tambora για τα έτη 1815-1818.

Τα προβλήματα του κόσμου σχετικά με την πείνα και τις ασθένειες προκλήθηκαν από τις αποτυχημένες καλλιέργειες που οφείλονται στην έκρηξη. Σύμφωνα κυρίως με τους Kelly et al. 1984, οι ηφαιστειακές εκρήξεις και τα αερολύματα που παράγουν μειώνουν σημαντικά τη θερμοκρασία στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη του Βόρειου Ατλαντικού, γεγονός που οδηγεί τους κυκλώνες να κινούνται προς τα νότια. Αποδείχθηκε επίσης ότι τα καλοκαίρια του 1816 και του 1817 στη Βόρεια Αμερική ήταν τα πιο δροσερά και ταυτόχρονα ο Καναδάς και οι ανατολικές Ηνωμένες Πολιτείες είχαν απροσδόκητα δροσερό ανοιξιάτικο και καλοκαιρινό καιρό αυτό το έτος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αδιαμφησβήτητα, το πιο ψυχρό καλοκαίρι από το 1780 έως το 1968 έλαβε χώρα το 1816. Στην Αγγλία ιδιαίτερα, ο παγετός έλαβε χώρα από την άνοιξη μέχρι το καλοκαίρι, βλάπτοντας τις καλλιέργειες και δημιουργώντας προβλήματα για τους ανθρώπους. Κατά συνέπεια αφενός υπήρχε καθυστερημένη συγκομιδή σταφυλιών στη Γαλλία και στα δέντρα στις δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες, αφετέρου το καλοκαίρι ήταν το πιο δροσερό που έχει καταγραφεί από όλους τους κλιματικούς δείκτες σε όλο τον κόσμο (Landsberg & Albert 1974) όπως επιβεβαιώνεται με δεδομένα από τη Νότια Αφρική και τη Γαλλία. Επιπροσθέτως , με βάση τα δεδομένα θερμοκρασίας που συλλέχθηκαν από τον W. Kohlpen (1984), βρέθηκε ότι η μέση απόκλιση θερμοκρασιών για το έτος 1816 ήταν μεταξύ 0,4 και 0,7 °C χαμηλότερη στο Βόρειο Ημισφαίριο και 1 °C μικρότερη στο μέσο και Βόρειο Ημισφαίριο (Lamb et al 1970).

#### 3.5 ΕΚΡΗΞΗ ΤΟΒΑ ΤΟΥ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΟΥΣ ΣΤΗΝ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑ

Αν και οι γνωστές ιστορικές εκρήξεις έχουν προκαλέσει μικρές ποσότητες αερολυμάτων καθίσταται κρίσιμο ότι μπορούν να βοηθήσουν στην εκτίμηση των μεγαλύτερων ηφαιστειακών εκρήξεων που έχουν πραγματοποιηθεί στο γεωλογικό χρόνο. Μεγάλες γνωστές εκρήξεις αποτελούν αφενός το Tambora (1815) στην Ινδονησία ,που αναφέρθηκε αναλυτικά στην προηγούμενη παράγραφο, και αφετέρου το Krakatau (1883) στην Ινδονησία. Ακόμη , σημαντικό παράδειγμα αποτελεί η έκρηξη του Toba , που πραγματοποιήθηκε πριν από 75.000 έτη , η οποία είναι γνωστή ως « υπέρ-έκρηξη» του τεταρτογενούς με 2.000 km<sup>3</sup> έκρηξη μάγματος που έφτασε μέχρι τα 27-37 χιλιόμετρα στη στρατόσφαιρα και έχει τη δυνατότητα να μεταφέρει γραμμάρια λεπτής σκόνης, δημιουργώντας πυκνά νέφη και αερολύματα. Λόγω αυτής της ηφαιστειακής σκόνης, το γεγονός αυτό θα μπορούσε να έχει ως αποτέλεσμα έναν ηφαιστειογενή χειμώνα, ή μια σχεδόν ημισφαιρική πτώση της θερμοκρασίας.

Rampino & Self 1992, υπήρξε ένας πολυετής ηφαιστειακός χειμώνας που προκλήθηκε από την υπέρ-έκρηξη του ηφαιστείου Toba, το οποίο βρίσκεται βορειοδυτικά της Σουμάτρας,

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Zeilinski et al. 1996 αναφέρουν συγχρόνως ότι πυρήνες πάγου παρέχουν δεδομένα που θα μπορούσαν να ανιχνευθούν 71.000 χρόνια πριν . Επομένως η έκρηξη του ηφαιστείου Toba ήταν μεγαλύτερη από οποιοδήποτε γνωστό ηφαίστειο όσον αφορά σε μέγεθος. Οι Hass et al. 1992 από την άλλη επισημαίνουν ότι άλλαξε το κλίμα σημαντικά και πιθανότατα βοήθησε στην πρώιμη άφιξη της επόμενης ψυχρής εποχής. Επιπλέον η ηφαιστειακή τέφρα από την Toba βρίσκεται βορειοδυτικά πέρα από την Ινδία και δυτικά πάνω από τον Ινδικό Ωκεανό (Rose & Chesner 1990). Συμπληρωματικά οι Dauson et al 1992 τονίζουν ότι ,οι στάχτες σε ορισμένους πυρήνες πάγου του Ινδικού Ωκεανού είναι 12 εκατοστά πάχους . Σε αντίθεση με το ηφαίστειο Tambora στην Ινδονησία το 1815, το οποίο παρήγαγε σκόνη σε 20 χλμ., το ηφαίστειο της Αγίας Ελένης (ΗΠΑ) το 1980 παρήγαγε 0,2 χιλιόμετρα σκόνης (Huff et al 1992) ενώ 800 km<sup>3</sup> ηφαιστειακής τέφρας παράχθηκαν από το ηφαίστειο Toba ( Rose & Chesner 1990).

Ως εκ τούτου η έκρηξη αυτή, ήταν η δεύτερη μεγαλύτερη γνωστή έκρηξη στη Φαινοροζωική εποχή και παραμένει η μεγαλύτερη για τα τελευταία 200 χρόνια και μάλιστα 40 φορές μεγαλύτερη από τις υπόλοιπες. Σύμφωνα με τους Zelinski et al. (1996), οι πυρήνες πάγου της Γροιλανδίας αποκαλύπτουν τη χρονο-στρωματογραφική θέση της υπέρ-έκρηξη Toba και την έναρξη της τελευταίας εποχής των παγετώνων, η οποία σηματοδότησε μια απότομη μείωση πριν από 71.000 χρόνια. Στην συνέχεια , μετά την έκρηξη Toba, η Γη βίωσε μια περίοδο 1000 ετών χαμηλότερης από το μέσο όρο θερμοκρασίας λόγω της τήξης όλων των προηγούμενων παγετώνων. Διαπιστώνεται ως εκ τούτου μια ποικιλία στους παράγοντες που επηρεάζουν τον τρόπο με τον οποίο οι ηφαιστειακές εκρήξεις επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα (Rampino & Self 1988).

Για να επηρεάσουν τα ηφαιστειακά αερολύματα το παγκόσμιο κλίμα, είναι απαραίτητο να φτάσουν σε ύψος πάνω από 17 km στη Στρατόσφαιρα (Sigurdsson & Carey 1988). Έτσι, δεδομένου ότι τα μικρά γεωγραφικά πλάτη λαμβάνουν την πλειοψηφία της ηλιακής ακτινοβολίας, οι εκρήξεις κοντά στον Ισημερινό οδηγούν σε σημαντικά μεγαλύτερη ψύξη λόγω της αντανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας . Επιπλέον, τα μόρια θειικού οξέος παραμένουν στην ατμόσφαιρα για πολλά χρόνια, γεγονός που αποδεικνύεται από τα δεδομένα που συλλέχθηκαν από τους πυρήνες πάγου, καθώς και διαπιστώθηκε ότι η ψυχρότερη περίοδος του Πλειστοκαίνου προκλήθηκε από την έκρηξη του ηφαιστείου Toba. Επίσης τα αέρια του θειικού οξέος είχαν διάρκεια ζωής 6 χρόνια σύμφωνα με τους Zielinski et al 1996. Στην συνέχεια , η ανώτερη χιλιετία του Πλειστοκαίνου που ακολούθησε τον ηφαιστειακό χειμώνα της έκρηξης του ηφαιστείου Toba παρουσιάζεται από τα δεδομένα από τα ισότοπα οξυγόνου στους πυρήνες πάγου (Zielnski et al., 1996). Είναι κοινώς αποδεκτό ότι το 1816 ήταν ένα έτος χωρίς καλοκαίρι λόγω του ηφαιστείου Tambora (Harrington 1992), με συνέπεια την καταστροφή των καλλιεργειών, την παγκόσμια πείνα και χιονόπτωση στην Αγγλία τον Ιούλιο και τον Αύγουστο (Sigurdsson & Carey 1988). Συνεπώς αν το Tambora ήταν η πηγή του έτους 1816 χωρίς καλοκαίρι, τότε η Toba, το ηφαίστειο, μπορεί να έχει προκαλέσει έξι χρόνια ηφαιστειακού χειμώνα (Rampino et al 1988).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Rampino et al. 1988 και Handler & Andsager 1994 γνωστοποιούν ότι ως αποτέλεσμα των κλιματικών επιπτώσεων των ηφαιστειακών εκρήξεων είναι η δημιουργία κακών συνθηκών διαβίωσης για το ανθρώπινο είδος . Επίσης η κατανόηση των μακροπρόθεσμων επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής (εποχές των παγετώνων) και ο τρόπος με τον οποίο οι άνθρωποι έχουν προσαρμοστεί σε αυτήν υπήρξαν οι κύριοι τομείς μελέτης για τους Potts et al 1996. Τέλος, η χαμηλή παραγωγή και η πείνα που προκλήθηκαν από τα έξι χρόνια του ηφαιστειακού χειμώνα που ακολούθησε την έκρηξη του Τοba και την επόμενη χιλιετία του ψυχρότερου, ξηρότερου περιβάλλοντος της Τεταρτογενούς είχε ουσιαστική επίδραση στον ανθρώπινο πληθυσμό.

Στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, πολλές τοπικές κοινότητες εξαφανίστηκαν. Με αφορμή αυτό πραγματοποιήθηκαν αρκετές εκτιμήσεις από τους Murrow et al. 1980 οι οποίες δείχνουν ότι η υψηλότερη ποσότητα υλικού που προέκυψε από την έκρηξη ήταν περίπου 0,8%. Επομένως, αν το 10% της σκόνης έφτανε στη στρατόσφαιρα, θα χρειαζόταν μόνο εβδομάδες ή μήνες για να σκοτεινιάσει εντελώς μια μεγάλη περιοχή. Ακόμη, η στάθμη της θάλασσας μειώθηκε και υπήρξε αύξηση του πάγου κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου.

Μετά την έκρηξη, η γραμμική σχέση μεταξύ των φορτίων αερολύματος και της ψύξης του ημισφαιρίου προέβλεπε πτώση 3,5 °C καθώς και ότι το οπτικό βάθος των ηφαιστειακών αερολυμάτων εξαρτάται από τον κατακερματισμό τους. Λόγω των χαμηλών γεωγραφικών πλάτων του Toba , η σκόνη και τα πτητικά ουσιών μπορεί να διασκορπιστούν σε όλη τη στρατόσφαιρα του πλανήτη και στα δύο ημισφαίρια. Επιπροσθέτως , για την αξιολόγηση πιθανών μακροπρόθεσμων ατμοσφαιρικών επιπτώσεων, πρέπει να υπολογιστεί η συνολική ποσότητα των αερολυμάτων θειικού οξέος που παρήχθησαν από το ηφαίστειο Toba. Έτσι, παρά τη χαμηλή περιεκτικότητα σε θείο (S), ένας σημαντικός αριθμός πτητικών ουσιών απελευθερώθηκαν ως αποτέλεσμα της υψηλής ποσότητας που εκκρίνεται. Επομένως στην περίπτωση που ένα τέτοιο νέφος αερολύματος είχε τη δυνατότητα να σχηματιστεί και να παραμείνει στην στρατόσφαιρα , οι επιπτώσεις στο κλίμα ενδεχομένως να είναι εξαιρετικά σοβαρές (Murrow et al. (1980)).

#### 3.5.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΕΚΡΗΞΗΣ ΤΟΒΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (GCMs), θα υπάρξει πτώση της θερμοκρασίας κατά 5 °C στα γεωγραφικά πλάτη 30° έως 70° B, καθώς και μείωση των βροχοπτώσεων και εμφάνιση παγετώνων στα ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη. Επιπλέον, τα ίδια μοντέλα προβλέπουν μείωση της θερμοκρασίας κατά περίπου 10 °C σε μικρά γεωγραφικά πλάτη καθώς και ότι η επιφάνεια της θάλασσας μπορεί να διαταραχθεί από το χιόνι και τον θαλάσσιο πάγο λόγω της εκτιμώμενης πτώσης της θερμοκρασίας της επιφάνειας των ωκεανών κατά 2° -6° C, η οποία μπορεί να διατηρηθεί για αρκετά χρόνια ή ακόμα και δεκαετίες. Επομένως, αυτές οι συνθήκες δικαιολογούν την αύξηση της χιονοκάλυψης, διότι το δροσερό καλοκαίρι εμποδίζει το χιόνι να λιώσει και το διατηρεί στη θέση του μόνιμα. Τέλος, τα πολυδιάστατα μοντέλα δέχονται διακυμάνσεις στο επίπεδο της θάλασσας χωρίς να μειώνονται οι επιπτώσεις ψύξης λόγω των ηφαιστειακών εκρήξεων.

Αντίθετα, τα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας δείχνουν ότι η επικάλυψη χιονιού στο βόρειο ημισφαίριο υπό τις τρέχουσες συνθήκες μπορεί να επηρεάσει περιοχές που είναι "ευαίσθητες στους παγετώνες" και να παρατηρηθεί αύξηση του βάθους χιονιού. Συμπληρωματικά, ένας ηφαιστειακός χειμώνας αναμένεται να προκύψει από μια έκρηξη ίδιας τάξης με την έκρηξη Toba με την ίδια ποσότητα ηφαιστειακής σκόνης στη στρατόσφαιρα και να προκαλέσει μια αντίστοιχη μείωση της θερμοκρασίας στη γη. Λόγω της μικρής ημι-ζωής της ηφαιστειακής σκόνης, οι επιπτώσεις θα είναι τόσο παροδικές όσο και τοπικές. Εάν οι μελλοντικές εκρήξεις προκαλούνται από την κλιματική αλλαγή, οι ηφαιστειακοί χειμώνες που προκαλείται από τη σκόνη και τα αερολύματα από τις μαζικές εκρήξεις μπορεί τελικά να ανταποκριθούν ευνοϊκά στην ψύξη.

#### 3.6 ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΩΝ ΕΚΡΗΞΕΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις είναι δυνατόν να μεταβάλουν το παγκόσμιο κλίμα. Αίτιο αυτών πιθανόν ανερχόμενων αλλαγών είναι η οξείδωση των αερίων παράγει θειικό οξύ στη στρατόσφαιρα, το οποίο απορροφά και αντανακλά την ηλιακή ακτινοβολία και αυτό προκαλεί την ψύξη της επιφάνειας της Γης σύμφωνα με τους Rampino MR 1986. Ειδικότερα, μέσα από τις καταγραφές θερμοκρασίας γίνεται γνωστό ότι τα πρώτα δυο χρόνια η πτώση της θερμοκρασίας είναι 0,2-0,3° C, ενώ μέχρι και το 4° έτος από την έκρηξη μπορεί να εμφανίζεται μικρότερη πτώση της θερμοκρασίας.

Μολονότι οι εκρήξεις στα μεσαία και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη επηρεάζουν μόνο το ημισφαίριο στο οποίο συμβαίνουν, εκείνες στην περιοχή του ισημερινού έχουν αντίκτυπο στο παγκόσμιο κλίμα. Πέρα από αυτό, μέσω μιας ποικιλίας χιονοστιβάδων, συμπεριλαμβανομένης της εξέτασης των πυρήνων του πάγου, των δακτυλίων των δέντρων και των γεωλογικών δεδομένων, αποδεικνύεται πώς αρκετές εκρήξεις μπορούν να αλλάξουν το κλίμα για δεκαετίες , όπως για παράδειγμα κατά τη διάρκεια της σύντομης εποχής των παγετώνων (1400–1800 μ.Χ.) (Rampino MR 1986). Εν κατακλείδι ,υπήρξε μια πτώση της θερμοκρασίας έξι χρόνια μετά τη μεγάλη έκρηξη του Τοba 71.000 χρόνια πριν.

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΠΡΟΙΟΝΤΑ ΤΗΣ ΕΚΡΗΞΗΣ

Είναι δυνατό το υλικό που απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα μετά από μια ηφαιστειακή έκρηξη να απορροφά και να αντανακλά την ηλιακή ακτινοβολία. Γενικά μέρος της εισερχόμενης ηλιακής ενέργειας εμποδίζεται να φθάσει στην επιφάνεια της Γης, ωστόσο αυτή η διαδικασία θερμαίνει το στρώμα της ατμόσφαιρας που περιέχει τα σωματίδια (Pollocks et al 1976). Επιπλέον, το θείο (S), ο άνθρακας (C), το χλώριο (Cl), και το φθόριο (F) είναι μεταξύ των συστατικών που βρίσκονται στα αέρια που εκπέμπονται κατά τη διάρκεια μιας ηφαιστειακής έκρηξης. Ακολούθως , όταν τα αέρια εισέρχονται στην ατμόσφαιρα, συνδυάζονται με άλλες ουσίες για να παράγουν όξινα αερολύματα και σωματίδια, όπως υδροχλώριο (HCL) και θειικό οξύ (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>).

Αξιοσημείωτη είναι η άποψη των Bluth et al 1993, καθώς και των Dorons et al 1992, ότι οι σταγόνες οξέος είναι βαρύτερες από τη σκόνη και διατηρούνται σε υψηλή συγκέντρωση για παρατεταμένες χρονικές περιόδους. Έπειτα από τρία με τέσσερα χρόνια μετά την έκρηξη, υπό τον όρο να υπάρχουν ακόμα αρκετά αερολύματα στη στρατόσφαιρα θα υπάρξει αντίκτυπο στο κλίμα. Ωστόσο, η βροχή ξεπλένει τα αερολύματα που συσσωρεύονται στην τροπόσφαιρα, περιορίζοντας τη διάρκεια ζωής τους σε μία έως δύο εβδομάδες. Ακόμη, τα SO<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>S είναι οι δύο τύποι αερίων που απελευθερώθηκαν κατά τη διάρκεια της έκρηξης και αργότερα συνδυάστηκαν για να παράγουν H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Συνεπώς, τα H<sub>2</sub>S που απελευθερώθηκε συχνά μετατρέπεται σε SO<sub>2</sub>.

Παρόμοια με αυτό που συνέβη μετά την έκρηξη του Pinatubo το 1991 στις Φιλιππίνες, το SO<sub>2</sub> στην ατμόσφαιρα μετατρέπεται σε H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> μέσα σε ένα μήνα από την έκρηξη. Για την ακρίβεια , αρκετά μεγάλη ποσότητα H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> εξακολουθεί να υπάρχει στη στρατόσφαιρα με αποτέλεσμα τη μείωση τη θερμοκρασία του πλανήτη. Έτσι, συνάγεται το ερώτημα σχετικά ποια ποσότητα και συγκέντρωση θείου (S) θα πρέπει να απελευθερωθεί μετά από μία έκρηξη ώστε να υπάρχει επίδραση στο κλίμα (Bluth et al 1993) . Καταλήγοντας , το οπτικό βάθος της στρατόσφαιρας είναι μια σημαντική παράμετρος που καθορίζει την απαιτούμενη ποσότητα θείου (S) για να επηρεάσει το κλίμα.

#### 4.1 ΧΩΡΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ισημερινή ζώνη είναι το σημείο στο οποίο σε περίπτωση που πραγματοποιηθεί μια έκρηξη μπορεί να επηρεάσει το παγκόσμιο κλίμα, δεδομένου ότι τα ηφαιστειακά αερολύματα μεταφέρονται προς τους πόλους με τη γενική κατανομή της ενέργειας στη ροή του αέρα από τις Ισημερινές περιοχές στους πόλους. Κατά συνέπεια, κάθε ημισφαίριο θα δει τα αερολύματα να επεκτείνονται μετά από μια έκρηξη στον ισημερινό (Simaski et al 1992). Οι μεταβατικές εποχές της άνοιξης και του φθινοπώρου παρουσιάζουν αυξημένη ανταλλαγή αέρα μεταξύ των τροπικών και των αρκτικών περιοχών.

Πράγματι λοιπόν, σε περίπτωση έκρηξης κατά τη διάρκεια αυτών των εποχών, οι εποχές με την υψηλότερη συγκέντρωση ηφαιστειακών αερολυμάτων θα είναι εκείνες που έχουν

μια πιο αργή κατανομή από αυτές που συμβαίνουν το καλοκαίρι ή το χειμώνα (Finnegan et al 1994). Επιπλέον, η κατανομή δεν είναι συμμετρική σε κάθε ημισφαίριο, και οι εκρήξεις που συμβαίνουν κοντά σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη επηρεάζουν το εσωτερικό ημισφαίριο στο οποίο συμβαίνουν και όχι το παγκόσμιο κλίμα. Ανακεφαλαιώνοντας, οι μελλοντικές μεγάλης κλίμακας ηφαιστειακές εκρήξεις στο Βόρειο Ημισφαίριο θα έχουν καταστροφικές επιπτώσεις στα γεωργικά και πληθυσμιακά κέντρα της περιοχής.

#### 4.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο επόμενο στάδιο μελέτης της επίδρασης των ηφαιστειακών εκρήξεων στο παγκόσμιο κλίμα, θα πρέπει να οριστούν οι παράμετροι της έκρηξης που θεωρούνται ότι σχετίζονται με την ενδεχόμενη κλιματική αλλαγή. Επίσης , η ανάλυση αυτή ξεκινά με την μελέτη εκρήξεων για τις οποία υπάρχουν τα αντίστοιχα θερμοκρασιακά αρχεία δεδομένων. Ωστόσο, σύμφωνα με τους Zielinski et al 2000 ο αριθμός αυτών των εκρήξεων είναι εμφανώς περιορισμένος προκειμένου να προσδιοριστεί με ακρίβεια το ηφαιστειακό κλιματικά και περιβαλλοντικά αρχεία, επιτρέπεται να αξιοποιηθούν. Καθίσταται επίσης δυνατή, η ανάλυση αυτών των αρχείων και η αξιολόγηση των συνεπειών των μαζικών εκρήξεων που δεν έχουν καταγραφεί ποτέ στην ιστορία, καθώς και οι επιπτώσεις από αρκετές εκρήξεις που συμβαίνουν σε κοντινή απόσταση όπως επισημαίνουν οι Hormann D.J et al 1987.

#### 4.3 ΧΡΗΣΗ ΟΡΓΑΝΩΝ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Οι χαμηλές θερμοκρασίες που έχει βιώσει το βόρειο ημισφαίριο τα τελευταία 200 χρόνια μετά από τις εκρήξεις ηφαιστείων παρέχουν άμεση απόδειξη ότι οι ηφαιστειακές εκρήξεις δημιουργούν ένα ψυχρότερο κλίμα (Bradley, R.S. 1988) . Αυτό το αποτέλεσμα βασίζεται στην χρονοσειρά θερμοκρασίας για τη Βόρεια και Κεντρική Ευρώπη και την κεντρική Αγγλία από το New Haven, σε σύγκριση με την περίοδο όλων των μεγάλων εκρήξεων που ξεκίνησαν το 1740 (Σχήμα 2). Άρα , υπήρξαν χρόνια ψύξης μετά από μια έκρηξη στο παρελθόν και μερικές ηφαιστειακές εκρήξεις έκαναν τον ήδη ψυχρό καιρό ακόμα ψυχρότερο. Οι τελευταίοι δύο αιώνες έχουν δείξει ότι, είτε στο έτος της έκρηξης είτε το έτος που ακολούθησε την έκρηξη , θα μπορούσε να υπάρξει μια παγκόσμια ψύξη 0,2±0,3 °C μετά από μια μεγάλη έκρηξή της Toba , ενώ ειδικότερα η ολική επίδραση μπορεί να διαρκέσει για τέσσερα χρόνια.

Μετά τη μέγιστη περίοδο ψύξης, η ετήσια ψύξη μειώνεται σε μέγεθος τα επόμενα έτη (Bradley R.S. 1988). Για τον λόγο αυτό, τα καλοκαίρια του πρώτου και του δεύτερου έτους μετά από μια έκρηξη παρουσιάζουν μέγιστη ψύξη στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, επειδή κάθε άνοιξη, τα στρατόσφαιρα αερολύματα κινούνται βορειότερα από τις τροπικές περιοχές. Συγκριτικά, το βόρειο ημισφαίριο βιώνει μια ταχύτερη και πιο έντονη ψύξη μετά από μια έκρηξη που έλαβε σε περιοχές μεγάλων γεωγραφικών πλατών του BH . Ακολούθως, οι ΗΠΑ εμφανίζουν μικρότερες θερμοκρασίες από τον μέσο όρο την θερινή περίοδο έπειτα από μια έκρηξη ηφαιστείου. Επιπλέον, η συγχώνευση μιας έκρηξης με ένα γεγονός El Nino είναι για την ακρίβεια ένα άλλο στοιχείο που μπορεί να μεταβάλει τις επιπτώσεις της έκρηξη στο κλίμα σύμφωνα με τους Robock, A.& Mao, J. 1992, γεγονός που θα μείωνε την ψύξη του κλίματος μετά την έκρηξη του El Chichon του 1982.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αξίζει να σημειωθεί το παράδειγμα στο οποίο, μετά το El Chichon, οι επιφανειακές θερμοκρασίες τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο ημισφαίριο ήταν απροσδόκητα υψηλές σε σύγκριση με την επακόλουθη ψύξη μετά την έκρηξη του Agung το 1963 στην Ινδονησία. Επιπροσθέτως, αναμένεται ότι το El Chichon παράγει ελαφρώς λιγότερο θείο από το Agung, . Ωστόσο, δεν υπάρχει καμία απόδειξη ότι το φαινόμενο El Nino προκλήθηκε από μια ηφαιστειακή έκρηξη όπως τονίζουν οι Robock A. et al (1992).



ΣΧΗΜΑ 2 : Τάσεις θερμοκρασίας του βορείου ημισφαιρίου (<sup>0</sup>c) σε σχέση με ηφαιστειακές εκρήξεις τα τελευταία 260 χρόνια (επάνω). Η θερμοκρασία εξομαλύνεται κυρίως μέσω στάθμισης 1-2-1 . Οποιαδήποτε ψύξη στα χρόνια μετά το 1783 μ.Χ. πιθανότατα να οφείλονται στην έκρηξη Laki . Σύνθεση μεταβολών της θερμοκρασίας του βορείου ημισφαιρίου για τα τέσσερα χρόνια πριν και μετά τις εκρήξεις των δυο τελευταίων αιώνων (κάτω σχήμα). (Quaternary Science Reviews 19).

#### 4.4 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΑΠΟ ΕΚΡΗΞΕΙΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ

Ο συνδυασμός δορυφορικών δεδομένων και μετεωρολογικών αρχείων παρέχει πληθώρα πληροφοριών σχετικά με τις επιπτώσεις των ηφαιστειακών εκρήξεων στο κλίμα. Δυστυχώς, το μικρό δείγμα εκρήξεων από τα τελευταία 200 χρόνια που ήταν διαθέσιμα με όργανα, ιδιαίτερα κατά τα τελευταία 20-25 χρόνια που υπήρχαν δορυφόροι, οδήγησε μικρό αριθμό αποτελεσμάτων.

Πρόσθετες μέθοδοι συλλογής δεδομένων περιλαμβάνουν γεωλογικές αποθέσεις από προηγούμενες εκρήξεις, χρονολογήσεις από δακτυλίους δέντρων και ηφαιστειακά αρχεία που ανακτώνται από τους πυρήνες πάγου (Zielinski, G.A. (2000)). Δεδομένου ότι η εναπόθεση αερολύματος στη στρατόσφαιρα είναι άμεσα υπεύθυνη για την εναλλαγή του

κλίματος, οι πυρήνες πάγου προσφέρουν αναμφισβήτητα καλύτερη χρονολόγηση. Επιπλέον έχουν συνεχείς αρχεία υψηλής ανάλυσης. Επειδή τα αρχεία δέντρων συσχετίζουν τις διαφορές στα χαρακτηριστικά δακτυλίων μεταξύ ετών με τεκμηριωμένες ηφαιστειακές εκρήξεις, προσφέρουν ένα αποτελεσματικό μέσο για την ανίχνευση των κλιματικών επιπτώσεων των προηγούμενων εκρήξεων (Zielinski, G.A. (2000)).

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 Παγκόσμια κλιματικά μοντέλα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η έκδοση 2.0.1 του NCAR Community Climate System Model (CCSM2) και η έκδοση 3 του CCCma Coupled Global Climate Model (CGCM3) αντιπροσωπεύουν τα δύο πιο προηγμένα παγκόσμια κλιματικά ατμοσφαιρικά-ωκεάνια μοντέλα που διατίθενται επί του παρόντος. Το μοντέλο NCAR περιγράφεται λεπτομερώς από τους Kiehl and Gent (2004), και προσομοιώσεις της ατμοσφαιρικής του ανάλυσης T32L26. Ακόμη , με βάση το CGCM2 (Flato και Boer 2001), το μοντέλο CCCma προσθέτει μια αναθεωρημένη ατμοσφαιρική συνιστώσα, η οποία εξηγείται στη μελέτη των Scinocca και McFarlane (2004).

Οι υπολογισμοί έγιναν σε γραμμικό πλέγμα 96 \* 48, και οι προσομοιώσεις εκτελούνται σε δυναμική ανάλυση T47L32 και το μοντέλο έχει διπλάσια οριζόντια ανάλυση του ατμοσφαιρικού μοντέλου. Αυτό το σύνολο μελετών χρησιμοποιεί την έκδοση του NCAR όπως αυτά που αναφέρθηκαν από τους Stowasser et al. (2006), αλλά βασίζεται σε μια ενημερωμένη έκδοση του μοντέλου CCCma που έχει μεταφερθεί σε ένα παράλληλο περιβάλλον επεξεργασίας. Επιπλέον, μια έκδοση του μοντέλου CCCma με την ίδια ατμοσφαιρική συνιστώσα και με την πλήρη ωκεάνια συνιστώσα όπου όμως η ωκεάνια ενέργεια μεταφορές συμπεριλαμβανομένης της ανταλλαγής θερμότητας από το βάθος του ωκεανού, χρησιμοποιήθηκε επίσης για την πιο ολοκληρωμένη εξαγωγή αποτελεσμάτων. Συγχρόνως , οι δοκιμές που διεξήχθησαν αφορούσαν την αλλαγή της ηλιακής σταθεράς ώστε να εισαχθούν διαταραχές ηφαιστειακής ακτινοβολίας στα συνδεδεμένα μοντέλα. Συνεπώς ,τα στρατοσφαιρικά αποτελέσματα, όπως σημειώνεται από τους Boer et al. (2005) και οι Stowasser et al. (2006) δείχνουν ότι τα δύο μοντέλα είναι σχεδόν πανομοιότυπα (έως 1%) καθώς και μια σταθερή αύξηση 2,5% στην ηλιακή σταθερά, που είναι f 6  $Wm^{-2}$ , η οποία είναι παρόμοια με την αναμενόμενη εξαναγκασμένη ενέργεια που προκλήθηκε από την αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου τον 21° αιώνα.

Στην περίπτωση αυτή, επιλέγουμε μια τιμή (π.χ., s = 8 μήνες) που προσφέρει μια ρεαλιστική χρονική εξέλιξη της ηφαιστειακής δύναμης, όπως φαίνεται στο σχήμα 3, όπου μια συνάρτηση αυτού του είδους στα παρατηρούμενα αποτελέσματα που αφορούν στην παράμετρο του οπτικού βάθους (Ammann et al. (2003)). Οι Zhang et al. (2005) παρατηρούν ότι τα αεροζόλ ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος είναι κατά προσέγγιση γραμμικά ανάλογο με το ορατό οπτικό βάθος μέσα σε αυτό το εύρος του οπτικού βάθους του αεροζόλ. Από την άλλη, το αεροζόλ της ακτινοβολίας είναι σχεδόν γραμμικά ανάλογο με το ορατό οπτικό βάθος σε αυτή την περιοχή του οπτικού βάθους του αεροζόλ (Zhang et al 2005).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ηφαιστειακή έκρηξη του Pinatubo επιλέγεται για να συσχετίσει άμεσα το ηφαιστειακό πείραμα με το 2,5% του ηλιακού πειράματος με τα μοντέλα, καθώς και για να βελτιώσει το σήμα κατά την ανάλυση που λαμβάνει χώρα (Hansen et al. 2002) .Αυτά τα πειράματα χρησιμοποιούν μια ακτινοβολία που είναι μια εκδοχή του τι συμβαίνει κατά τη διάρκεια μιας πραγματικής ηφαιστειακής έκρηξης. Σε αυτή την περίπτωση, η διακοπή της ακτινοβολίας συμβαίνει μέσα στο ηλιακό σύστημα, προσομοιάζοντας την ηλιακή ακτίνα που αντανακλάται από το ηφαιστειακό αεροζόλ. Επιπλέον, χρειάζονται αρκετοί μήνες για τα αερολύματα από εκρήξεις σε χαμηλά και μεσαία γεωγραφικά πλάτη να διασκορπιστούν ομοιόμορφα στον πλανήτη. Ως παράδειγμα, εξετάστε το σύννεφο αερολύματος από το όρος Pinatubo (Ιούνιος 1991, 15 N), το οποίο εξαπλώθηκε αρκετά ομοιόμορφα τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο ημισφαίριο.(Σχήμα 4) (Hansen et al. 2002).

Αυτό υποδηλώνει ότι υπάρχει μια σειρά συμπεριφορών στη διασπορά αερολύματος, ακόμη και για εκρήξεις αρκετά κοντά στον Ισημερινό. Αλλά ακόμα και στις καταστάσεις του El Chichon και του Agung, τα αεροζόλ εξαπλώθηκαν σε όλο τον κόσμο σε περίπου ένα χρόνο. Ενώ η επίτευξη μιας περισσότερο ή λιγότερο ομοιόμορφης κατανομής αερολύματος διαρκεί λίγο χρόνο, βοηθά στη μεταφορά της ατμοσφαιρικής ενέργειας και στην επίδραση του εξαναγκασμού σε παγκόσμιο επίπεδο, εμποδίζοντας την αντίδραση να εντοπιστεί στον τόπο επιβολής (Boer and Yu 2003a).



**Σχήμα 3**: Ο παγκόσμιος μέσος όρος ορατών οπτικών βάθους Από το σύνολο δεδομένων ηφαιστειακής πίεσης των Ammann et al. (2003) και την προσαρμοσμένη συνάρτηση  $fmax(t/t)e \gamma ια t = 8 \mu \eta v ε c.$  (Ammann et al. (2003)).



Σχήμα 4 : Αποτελέσματα για τη συνολική μέση μεταβολή θερμοκρασίας (T), την καθαρή αλλαγή ροής ακτινοβολίας TOA (R) και την ανάδραση (g) όπου το R = g + f και f είναι η ισχύς ακτινοβολίας. Η πρώτη στήλη δίνει αποτελέσματα από τις τρεις επιμέρους πραγματοποιήσεις του πειράματος ηφαιστειακής διαταραχής με το CCCma CGCM3 και η δεύτερη στήλη δίνει αποτελέσματα για το NCAR CCSM2. Η Τρίτη στήλη δίνει τον

μέσο όρο του συνόλου για τις τρεις υλοποιήσεις για το CGCM3 (πράσινο) και το CCSM2 (κόκκινο). Ο γενικός μέσος εξαναγκασμός (f) είναι η μαύρη καμπύλη που βρίσκεται στα διαγράμματα του R στην μεσαία σειρά του πίνακα. (Hansen et al. 2002).

### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Δεδομένα για το κλίμα, όπως ο ετήσιος κλιματικός κύκλος (CAC) των σχετικών μεταβλητών, παρέχονται για κάθε μοντέλο από την προσομοίωση ελέγχου 100 ετών και για δοκιμές διάρκειας 50 ετών, τα αποτελέσματα είναι επίσης διαθέσιμα. Σύμφωνα με τους Stowasser et al. 2006, η σταθερή ηλιακή ενεργοποίηση αυξάνεται κατά 2,5 και 5% . Σε αυτή την περίπτωση, ούτε η ανταλλαγή θερμότητας με τον βαθύ ωκεανό ούτε οι επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής τροποποιούνται από την οριζόντια μεταφορά ενέργειας μέσω του ωκεανού. Ταυτόχρονα, το σύνολο αυτών των πειραμάτων παρέχουν τη δυνατότητα ανάλυσης και σύγκρισης της εκτίμησης της ευαισθησίας του κλίματος σε διαφορετικές καταστάσεις και περιόδους αναφοράς των μοντέλων που χρησιμοποιούνται. Στο σχήμα 5, οι ετήσιες μέσες ποσότητες προσδιορίζουν τη χρονική εξέλιξη της παγκόσμιας μέσης θερμοκρασίας (κάτω πλαίσιο) και της κλιματικής ευαισθησίας (άνω πλαίσιο) για προσομοιώσεις με εξαναγκασμένες αυξήσεις της ηλιακής σταθεράς από 2,5 έως 5%. Επιπλέον ,μετά από περίπου 30 χρόνια , υπολογισμένη κλιματική ευαισθησία προσεγγίζει μια σταθερή τιμή μετά την εμφάνιση σημαντικής μεταβλητότητας στα πρώτα χρόνια και η εξέλιξη της θερμοκρασίας του σχήματος 5 δείχνει πώς η ευαισθησία του μοντέλου CCCma είναι πάνω από 50% υψηλότερη από αυτή του NCAR.



Σχήμα 5: Η χρονική εξέλιξη του η παγκόσμια μέση θερμοκρασία απόκρισης (κάτω πίνακας) και την ευαισθησία του κλίματος (πάνω πίνακας) υπολογίζεται από ετήσιες μέσες ποσότητες για προσομοιώσεις με επιβεβλημένη ηλιακή σταθερά αυξάνεται κατά 2,5 και 5 %. (Stowasser et al. (2006)).

Τα αποτελέσματα και για τα δύο μοντέλα όπως και το σύνολο των μέσων και για τις τρεις επαναλήψεις του πειράματος ηφαιστειακής διαταραχής παρουσιάζονται στο σχήμα 4. Ειδικότερα, τα αποτελέσματα από το CCCma CGCM3 παρουσιάζονται στην πρώτη στήλη, ενώ τα αποτελέσματα του NCAR CCSM2 παρουσιάζονται στη δεύτερη στήλη και το άθροισμα των μέσων για τις τρεις προσομοιώσεις κάθε μοντέλου παρουσιάζεται στην τρίτη στήλη. Επιπρόσθετα, οι Yokohata et al. 2005 χρησιμοποίησαν δύο ξεχωριστές εκδόσεις μοντέλου με διαφορετική κλιματική ευαισθησία για να προσομοιώσουν την παγκόσμια απόκλιση της θερμοκρασίας σε ένα παρόμοιο ηφαιστειακό γεγονός με την υψηλότερη κλιματική ευαισθησία, η παγκόσμια πτώση θερμοκρασίας είναι μεγαλύτερη και η ανάκαμψη του κλίματος είναι πιο αργή. Τέλος, αυτό φαίνεται να έρχεται σε αντίθεση με τα δεδομένα θερμοκρασίας του σχήματος 4.

Στην πραγματικότητα, το στοιχείο του ωκεανού σε κάθε ένα από τα μοντέλα τους είναι το ίδιο (Yokohata et al. 2005) . Σε αυτή την περίπτωση, η διαφορά θερμοκρασίας

εξαρτάται από το πόσο ευαίσθητες είναι οι δύο εκδόσεις μοντέλου. Ωστόσο, χωρίς την κατανόηση της ικανότητας του ωκεανού να αποθηκεύει θερμότητα, είναι αδύνατο να προσδιοριστεί η ευαισθησία. Επιπροσθέτως, το γεγονός ότι τα δύο μοντέλα που εκτίθενται στο ίδιο ηφαίστειο παρουσιάζουν παρόμοιες θερμοκρασιακές μεταβολές, αλλά διαφορετικές κλιματική ευαισθησία είναι απόδειξη ότι είναι δύσκολο να προσδιοριστεί η ευαισθησία του κλίματος ισορροπίας μόνο από την ανταπόκριση θερμοκρασιών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

#### 6.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΙΣ ΠΑΓΚΟΣΜΙΕΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΜΕΣΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Οι Robock & Mao 1995 θεωρούσαν ότι, εκτός από την παγκόσμια μέση θερμοκρασία, οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες αποτελούν ένα μέσο όρο που προκύπτει από ένα σύμπλεγμα έξι μεγάλων ηφαιστείων του προηγούμενο αιώνα καθώς και ότι οι ανωμαλίες αυτές υπολογίζονται ως ποσοστό του πενταετούς μέσου όρου που προηγείται της έκρηξης. Ακόμη το σχήμα 7 παρουσιάζει τα σχετικά αποτελέσματα για τη σύνθεση τριών ηφαιστειακών προσομοιώσεων από κάθε μοντέλο. Τέλος, οι ανωμαλίες προσδιορίζονται σε σχέση με τις προσομοιώσεις ελέγχου του μοντέλου.

Με μια μετα-εκρηκτική ψύξη παρατηρήθηκε μεγαλύτερη ψυχρή περίοδο στα δύο καλοκαίρια του βόρειου ημισφαίριου με κάποια σημάδια θέρμανσης κατά το χειμώνα του BH στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, τα αποτελέσματα είναι αρκετά παρόμοια με αυτά των Robock & Mao 1995 στο Σχήμα 6. Επακολούθως, η συνέπεια και η σχετικά ισχυρή πίεση των ηφαιστειακών διαταραχών εξηγούν το πλάτος και την ανταπόκριση του σχήματος 7, οι οποίες είναι μεγαλύτερες από εκείνες που παρατηρούνται των Robock & Mao 1995.

Για το μοντέλο CGCM3 το σχήμα 7 υποδηλώνει ότι παρομοιάζει με ηφαίστειο που θα μπορούσε να προκαλέσει χειμώνα μεγάλης γεωγραφικής έκτασης στο μέλλον. Συμπληρωματικά ,τα χαρακτηριστικά αυτής της συμπεριφοράς αναφέρονται από τους Robock and Mao 1995 και Stenchikov et al. 2006. Παρόλο που πολλά ηφαίστεια απελευθερώνουν διαφορετικές ουσίες μετά από εκρήξεις, είναι όλα συνδεδεμένα με την εντατικοποίηση του χειμώνα μετά από ηφαίστεια και την αύξηση των θερμοκρασιών στη βόρεια Ευρασία. Καταληκτικά η αντίδραση της χειμερινής θέρμανσης είναι γενικά ασθενέστερη από ό, τι συμπεραίνεται , συγκρίνοντας τις σύνθετες αποκλίσεις εννέα ηφαιστειακών γεγονότων σε επτά κλιματικά μοντέλα σε κλιματολογικές προσομοιώσεις από το 1850 μέχρι σήμερα (Stenchikov et al. 2006).



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σχήμα 6 : Οι ενσωματωμένες ποσότητες για τα μοντέλα. Η παχιά γραμμή είναι η μέση του συνόλου και οι λεπτές γραμμές οι ατομικές συνειδητοποιήσεις. Η γκρίζα ζώνη υποδεικνύει τα αποτελέσματα για η μέση περίοδος s\* είναι περίπου 8 έτη. ( Robock and Mao 1995).



Σχήμα 7 : Ανωμαλίες της μέσης ζωνικής θερμοκρασίας [Τ] μετά την έναρξη της ηφαιστειακής έκρηξης με το CGCM3 (πάνω πίνακας) και CCSM2 (κάτω πίνακας). (Robock και Mao 1995 και των Stenchikov et al. 2006).

#### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΕΣ

Παρατηρείται από προηγούμενες έρευνες να χρησιμοποιούνται χρονοσειρές ακτινοβολίας στο άνω άκρο της ατμόσφαιρας ως διαμεσολαβητή για το παγκόσμιο ραδιενεργό αποτέλεσμα του ηφαιστειακού αερολύματος (Stenchikov et al. 2006). Αν και υπάρχουν αρκετές διαφορές μεταξύ των μοντέλων, συνολικά όλα συμπεριφέρονται αρκετά σταθερά και δείχνουν αύξηση της αντανακλώμενης ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που συσχετίζεται με τις εκρηκτικές ηφαιστειακές εκρήξεις. Επίσης, η επιλογή του μοντέλου έχει μεγαλύτερη επιρροή στις διακυμάνσεις της αντανακλώμενης

ακτινοβολίας SW από ό, τι η ηφαιστειακή επιλογή εξαναγκασμού. Γενικά, οι ανωμαλίες μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας κλιμακώνονται ανάλογα με την ομάδα μοντέλων που χρησιμοποιείται και φαίνεται ότι ανάλογα με το κάθε σύνολο των μοντέλων η διαφοροποίηση στην προσομοίωση της ακτινοβολίας μπορεί να φτάσει και στο τετραπλάσιο. Ως συμπέρασμα , αξιολογήθηκαν αντίστοιχα και οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες που οφείλονται στο σύνολο των αεροζόλ λόγω των ηφαιστειακών εκρήξεων στην κατώτερη στρατόσφαιρα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 8: Τρίμηνο μέσο των ανωμαλιών της παγκόσμιας μέσης αντανακλούμενης ηλιακής ροής (W /m<sup>2</sup>) για επιλεγμένες περιόδους. Αποτελέσματα σχεδιασμένα για τα έξι σύνολα και αντιπροσωπεύουν τους μέσους όρους όλων των μεμονωμένων επιτευγμάτων για κάθε συγκρότημα. Οι ανωμαλίες GISS-E2-R 2×GRA κλιμακώνονται με συντελεστή 0,25. Τα μπλε, κόκκινα και μαύρα τρίγωνα υποδεικνύουν ηφαιστειακή Οι εκρήξεις αναλύθηκαν μόνο για το GRA, το CEA μόνο, και για τα δύο, αντίστοιχα. (Northern

Hemisphere winter warming and summer monsoon reduction after volcanic eruptions over the last millennium).

### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αρκετές μελέτες έχουν αποδείξει ότι οι ηφαιστειακές εκρήξεις συνδέονται με τις ατμοσφαιρικές διαταραχές που έχουν επιβλαβείς επιπτώσεις στις καλλιέργειες και το περιβάλλον (Burke & Francis 1985, Rampino et al. 1985). Είναι προφανές από μια σύντομη μελέτη των συνεπειών των προηγούμενων εκρήξεων ότι οι "υπέρ- εκρήξεις " μπορούν να προκαλέσουν σοβαρούς ηφαιστειακούς χειμώνες και βραχυπρόθεσμη ψύξη σε αρκετές μεγάλες περιοχές του κόσμου. Στο μέλλον, μια σημαντική έκρηξη μπορεί να έχει αρνητικές επιπτώσεις στη γεωργία και να οδηγήσει σε ελλείψεις τροφίμων σε ορισμένες περιοχές. Είναι συγχρόνως μια απειλή για τον τοπικό πληθυσμό. Αν και η τοποθεσία και ο χρόνος της επόμενης μεγάλης έκρηξης δεν είναι ακόμα σαφείς, είναι γνωστό ότι θα συμβούν. Επιπλέον, αυτές οι εκρήξεις μπορεί να μειώσουν προσωρινά τη θερμοκρασία. Η παρουσία των ηφαιστειακών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα διαρκεί για αρκετά χρόνια. Μία υπόθεση είναι ότι η αύξηση της κάλυψης πάγου σε ευρύτατα γεωγραφικά πλάτη θα μπορούσε να προκύψει από ορισμένα καλοκαίρια.

Δεν υπήρχε ακόμα σαφής αιτιώδης σύνδεση, παρόλο που η έκρηξη Τοba προκάλεσε απότομη πτώση της θερμοκρασίας. Ενώ δεν συμβαίνουν όλες οι σημαντικές ηφαιστειακές εκρήξεις παράλληλα με την ψύξη, ορισμένες κλιματικές συνθήκες είναι ιδιαίτερα ευάλωτες σε ηφαιστειογενείς διαταραχές. Επίσης ,ένας ηφαιστειακός χειμώνας έξι ετών προήλθε από την έκρηξη του Τoba, και η επόμενη χιλιετία είδε ένα δροσερό, ξηρό κλίμα , γεγονός που συνέβη πριν 71.000 χρόνια στη Σουμάτρα (Bray et al 1976). Οι συνέπειες του φαινομένου προκάλεσαν και οικολογικές καταστροφές, οι οποίες επίσης δυσκόλεψαν την επιβίωση της ανθρωπότητας. Ακόμα , οι πλούσιοι σε θείο ατμοί μιας ηφαιστειακής έκρηξης οξειδώνουν σε αερολύματα H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> στη στρατόσφαιρα, τα οποία στη συνέχεια απορροφούν και αντανακλούν την ηλιακή ενέργεια. Είναι φανερό ότι η επιφάνεια της Γης ψύχεται αλλά η στρατόσφαιρα θερμαίνει ως αποτέλεσμα του μηχανισμού διάσπασης. Δεν παραμένει αρκετά υψηλή για να έχει σημαντικό αντίκτυπο στο κλίμα για μεγάλο χρονικό διάστημα λόγω του υλικού που δημιουργήθηκε κατά τη διάρκεια της έκρηξης. Τέλος , τουλάχιστον 1 μt SO<sub>2</sub> πρέπει να απελευθερωθεί στη στρατόσφαιρα κατά τη διάρκεια εκρήξεων που έχουν τη δυνατότητα να επηρεάσουν το κλίμα, καθώς αυτό θα οδηγήσει τελικά στην παραγωγή 12,5 μt αερολύματος H<sub>2</sub>SO4. Η έκρηξη πρέπει να προέρχεται από την ισημερινή ζώνη για να γίνει αισθητή παγκοσμίως (Bray et al 1976). Οι εκρήξεις όμως σε μεσαία έως μεγάλα γεωγραφικά πλάτη θα επηρεάσουν μόνο το ημισφαίριο προέλευσης. Ωστόσο, επειδή η τροπόπαυση είναι χαμηλότερη (8-10 km) σε μεσαία έως μεγάλα γεωγραφικά πλάτη από ό, τι είναι στις ισημερινές περιοχές (15 km), εκρήξεις εκεί μπορούν να φτάσουν στη στρατόσφαιρα, ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύγχρονα ολοκληρωμένα μοντέλα κλίματος χρησιμοποιούνται επιπροσθέτως για να μελετήσουν πώς λειτουργεί το κλιματικό σύστημα της Γης από το παρελθόν έως και σήμερα, αλλά και για να προβλέψουν πιθανές μελλοντικές αλλαγές στο κλίμα που μπορεί να προκληθούν τόσο από φυσικές όσο και από ανθρώπινες πηγές. Αυτά τα μοντέλα βασίζονται σε εξισώσεις που σχετίζονται με τη μεταφορά ακτινοβολίας, τη δυναμική των ρευστών, τη θερμοδυναμική και άλλα θέματα. Περιλαμβάνουν επίσης απεικονίσεις φυσικών φαινομένων όπως οι βροχοπτώσεις και ο σχηματισμός σύννεφων. Σύμφωνα με τους Stenchikov et al. 2006 οι αλληλεπιδράσεις που προσομοιώνονται στο μοντέλο και η ροή από τη δομή του και την απεικόνιση φυσικών διεργασιών οδηγούν στην κλιματική ευαισθησία των μοντέλων, οι οποίες δεν εισάγονται ως παράμετροι.

Ακόμη και με τα συνδυασμένα μοντέλα, τα οποία βασίζονται στις φυσικές διεργασίες που λειτουργούν στο κλιματικό σύστημα, οι προκύπτουσες κλιματολογικές ευαισθησίες του μοντέλου μπορεί να διαφέρουν κατά έναν παράγοντα και δεν προσφέρουν μια οριστική τιμή για το κλίμα της γης, παρά ένα σημαντικό ιστορικό ανάπτυξης, δοκιμών και συγκρίσεων. Συμπληρωματικά, οι ηφαιστειακές δραστηριότητες μεγάλης κλίμακας έχουν σαφή δυνατότητα να προκαλέσουν κλιματικές διαταραχές. Ο προσδιορισμός ωστόσο της ευαισθησίας μιας ηφαιστειακής έκρηξης στην κλιματική αλλαγή είναι ένα πολύπλοκο έργο που μπορεί να μην είναι εφικτό αυτή τη στιγμή .Έτσι, αν και τα δύο μοντέλα έχουν διαφορετικά επίπεδα κλιματικής ευαισθησίας, οι διαφορές στην παγκόσμια μέση θερμοκρασία των δυο μοντέλων με το ίδιο επίπεδο ηφαιστειακής δραστηριότητας είναι αρκετά παρόμοιες. Αυτό δείχνει αμέσως ότι η απάντηση της θερμοκρασίας μόνη της δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της ευαισθησίας του κλίματος. Είναι αδύνατο να αγνοήσουμε την αλλαγή στην αποθήκευση ενέργειας του συστήματος στο μοντελοποιημένο κλίμα, το οποίο αποθηκεύεται κυρίως στους ωκεανούς (Stenchikov et al. 2006). Πέρα από αυτό , η καμπύλη θερμοκρασίας χρησιμοποιείται για να τροποποιήσει την ευαισθησία του κλίματος, η οποία αναπόφευκτα οδηγεί σε υποτίμηση της ευαισθησίας του συστήματος στο κλίμα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Προηγούμενες έρευνες έχουν διαπιστώσει ότι οι αλλαγές κυκλοφορίας και η αντίδραση θέρμανσης του BH που ακολουθούν σημαντικές τροπικές ηφαιστειακές εκρήξεις κατά τη διάρκεια του χειμώνα δεν καταγράφονται σωστά από τα τρέχοντα παγκόσμια κλιματικά μοντέλα όπως τονίζουν οι Stenchikov et al. 2006. Αξίζει να σημειωθεί ότι το μοντέλο του συστήματος της Γης του Ινστιτούτου Max Planck (MPI-ESM; Giorgetta et al., 2013) μπορεί να προσομοιώσει ένα ενισχυμένο πολικό σε μια ηφαιστειακή έκρηξη, όπως αποδείχθηκε πιο πρόσφατα από τους Toohey et al., 2014 και τους Bittner et al., 2016. Ως εκ τούτου ,η αντίδραση εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το επιλεγμένο εξαναγκασμό, και απαιτείται πολύ ισχυρό εξαναγκασμό για να ξεπεραστεί η υψηλή μεταβλητότητα της στρατόσφαιρας κατά τη διάρκεια του χειμώνα .

Έπειτα, μετά από ηφαιστειακές εκρήξεις, το μοντέλο GISS-E2-R παρέχει ένα σημαντικά μικρότερο και ουσιαστικά ασυνήθιστο σήμα με την αναγκαστική CEA, αλλά παράγει έντονη και σημαντική επιφανειακή θέρμανση το χειμώνα και τη μείωση του καλοκαιριού με το 2×GRA. Αυτή η έρευνα δείχνει ότι οι διαφορές στα εξαναγκαστικά σύνολα δεδομένων διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην αντίδραση μοντέλου σε ηφαιστειακές εκρήξεις, η οποία είναι συνεπής με άλλες μελέτες όπως των Toohey et al., 2014 και των Bittner et al., 2016, ακόμη και αν μια ουσιαστική απάντηση μπορεί να προβλεφθεί λόγω της μαζικής εξαναγκασμού.

Οι αντιδράσεις των μοντέλων διαφέρουν σημαντικά μεταξύ των συνόλων PMIP3 που εξαναγκάζονται από το CEA και GRA, όπως και τα σύνολα GISS-E2-R. Αν και τα διάφορα εξαναγκαστικά σύνολα δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν μπορούν αναμφίβολα να κατηγορηθούν εν μέρει η εξέταση των αποτελεσμάτων των μεμονωμένων μοντέλων δείχνει ότι οι διαφορές μεταξύ των υποδειγμάτων διαδραματίζουν επίσης σημαντικό ρόλο σύμφωνα με τους Toohey et al. 2014. Για παράδειγμα, το μοντέλο CSIRO-Mk3L-1-2 εξαναγκασμένο από την CEA προσομοίωσε την πιο αδύναμη απόκριση σε όλους τους τομείς. Αλλά από όλα τα μοντέλα που εξετάστηκαν, αυτό έχει επίσης τη χαμηλότερη οριζόντια και κατακόρυφη ανάλυση. Αντίθετα, το μοντέλο MRI-CGCM3 που εξαναγκάστηκε από το GRA δημιούργησε την υψηλότερη αντίδραση. Επομένως, το



## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Agung (1963) their stratospheric aerosols and climatic impact. Quat. Res. 18: 127-43.

Ammann C, Meehl G, Washington W, Zender C (2003) A monthly and latitudinally varying volcanic forcing data set in simulations of 20th century climate. Geophys Res Lett 30:1657–1660.

Anbar AD, knoll AH (2002) Proterozoic ocean chemistry and Evolution : A bioinorganic Bridge? Science 297: 1137-1142.

Aquila, A., Baldwin, C., Mukherjee, N., Hackert, E., Li, F., & Marshak, J. (2021). Impacts of the eruption of Mount Pinatubo on surface temperatures and precipitation forecasts with the NASA GEOS subseasonal-to-seasonal system. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126.

Barry, T. L., Self, S., Kelley, S. P., Reidel, S., Hooper, P., & Widdowson, M. (2010). New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Grande Ronde lavas, Columbia River Basalts, USA: Implications for duration of flood basalt eruption episodes. Lithos, 118(3–4), 213–222.

Betty Badwin, James B. Pollact, Audrey Summer, Owen B. Toon, Carl and Warren Van Camp (1976). Nature 263, p 551–555.

Boer GJ, Hamilton K, Zhu W (2005) Climate sensitivity and climate change under strong forcing. Clim Dyn 24:685–700.

Brown, W.H, Peczkis, J. 1984. Nuclear war counting the cost. Nature 310:455.

Burke, K., Francis, P. 1985. Climatic effects of volcanic eruptions. Nature 314: 136.

Dansgaard et al. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr icecore record.

Donnadieu Y, Godderis Y, Ramstein G, Nedelee A, Meert J (2004) A snowball Earth climate triggered by continental break – up though changes in runoff. Nature 428:303-306.

Franklin B (1974) Meteorological imaginations and conjectures. Memoirs of the Literary and philosophical Society of Manchester 2:357-361.

Godderis Y, Donnadieu Y, Nedelee A, Dupre B, Dessert C, Grard A, Pamstein G, Francois LM (2003). The Sturtian snowball glaciation : fire and ice. Earth Planet Sci Lett 211:1-12.

Graf, H.-F., Q. Li, and M. A. Giorgetta (2007), Volcanic effects on climate: Revisiting the mechanisms, Atmos. Chem. Phys., 7(17), 4503–4511, doi:10.5194/acp-7-4503-2007.

Hammer C.U. 1984 . Traces of Icelandic eruptions in the Greenland ice sheet . Jokull 34:51-65.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Harrington, C.R., Ed. (1992) The Year Without a Summer? World Climate in 1816. Canadian Museum of Nature, Ottawa.

Heming, R.F. 1974. Geology and petrology of Rabaul caldera, Papua New Guinea. Geol. Soc. Am. Bull. 85: 1253-64.

Herrron, M.M 1982. Impurity sources of  $F^-$ ,  $CL^-$ ,  $NO_3$ - and  $SO_4^{-2-}$  in Greenland and Antarctic precipitation. J. Geophys Res. 87:3052-60.

Hofmann, D.J. (1987) Perturbations to the global atmosphere associated with the El Chichon volcanic eruption of 1982. Rev. Geophys. 25, 743-759.

Johnson PR, Kattan FH (2007). Geochronologic dataset for Precambrian rocks in the Arabian Peninsula: a catalog of U-Pb , Rb-Sr, Ar-Ar, and Sm-Nd ages, Saudi Arabian Deputy Ministry for Mineral Resources Open- File Report USGS-OF-2007-3, 40pp.

Kelly, P. M., Wigley, T. M. L., Jones, P. D. 1984. European pressure maps for 1815-1816, the time of the eruptions of Tambora.

Keppler H (1999) Experimental evidence for the source of excess sulfur in explosive volcanic eruptions. Science 311: 1446-1449.

Lamb HH(1970) Volcanic dust in the atmosphere : with a chronology and assessment of its meteorological significance. Philos Trans R Soc Lond A 266:425-533.

Mao, J., and A. Robock, Surface air temperature simulations by AMIP general circulation models: Volcanic and ENSO signals and systematic errors, J. Clim., 11, 1538-1552, 1998. Maruyama S, Liou JG (1998) Initiation of ultrahigh – pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic – Phanerozoic boundary . IslArc 7:6-35.

Mitchell , J.M. 1961. Recent secular changes of global temperature. Ann. NY Acad. Sci. 95:235-50.

Murrow, P.J., Rose , W. I. Jr., Self, S. 1980. Determination of the total grain size distribution in a vulcanian eruption column and its implications to stratospheric aerosol perturbation. Geophys. Res. Lett. 7: 893-96.

Narbonne GM (2005) The Ediacara Biota : Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. Annu Rev Earth Planet Sci 33: 421-442.

Pang, K. D., Chou H. 1984. Ar correlation between Greenland ice core climatic horizons and ancient Oriental meteorological records. Eos. Trans. Am. Geophys. Union 95:846.

Pollack, J. B., Toon, O. B., Sagan, S., Summers, A., Baldwin, B., Van Capm, W. 1976. Volcanic explosions and climatic change : a theoretical assessment. J. Geophys. Res. 81:1071-83.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Rampino M, R, Self S 1982. Historic eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Robock A (2000) Volcano eruptions and climate. Rev Geophy 38:191-219 From Volcano winter to Snowball Earth.

Robock, A., Review of Volcano Weather: The Story of 1816, the Year Without a Summer, Natl. Weather Dig., 9, 5-6, 1984a.

Russel, F. A. R., Archibald, E.D. 1888. On the unusual optical phenomena of the atmosphere, 1883-1886, including twilight effects ,, coloured suns, moons, etc. In The Eruption od Krakatoa and Sybsequent Phenomena , ed.G. J. Symons , p. 151-463.

Schmidt, G. A., et al. (2011), Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1.0), Geosci. Model Dev., 4, 33–45, doi:10.5194/gmd-4-33-2011.

Self S (2006) The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions . Elements R Soc A 364: 2073-3097.

Sigurdsson H. 1982. Volcanic pollution and climate : the 1783 Laki eruption. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 63:601-2.

Stanley, D.J. and Sheng, H. (1986) Volcanic Shards from Santorini (Upper Minoan Ash) in the Nile Delta, Egypt. Nature, 320, 733-735.

Stommel H., Stommel E., 1983. Volcano Weather. Newport, RI : Seven Seas. 177pp.

Stevenson, S., J. T. Fasullo, B. L. Otto-Bliesner, R. A. Tomas, and C. Gao (2017), Role of eruption season in reconciling model and proxy responses to tropical volcanism, Proc. Natl. Acad. Sci., 114(8), 1822–1826, doi:10.1073/pnas.1612505114

Stothers, R.B. (1984) Mystery cloud of AD 536. Nature 307, 344-345.

Thorarinsson (1969). Greetings from Iceland. Ash-Falls and Volcanic Aerosols in Scandinavia.

Toohey, M., K. Krüger, U. Niemeier, and C. Timmreck (2011), The influence of eruption season on the global aerosol evolution and radiative impact of tropical volcanic eruptions. Young GM (2003) Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. J Afr Earth Sci 35:451. Zielinski GA , Mayewski PA, Meeker LD, Whitlow S, Twickler MS, Taylor K (1996) . Wood , C. A. 1984. Amazing and portentous. Summer of 1973. Eos, Trans. Am. Geophys.

Union 65-440.