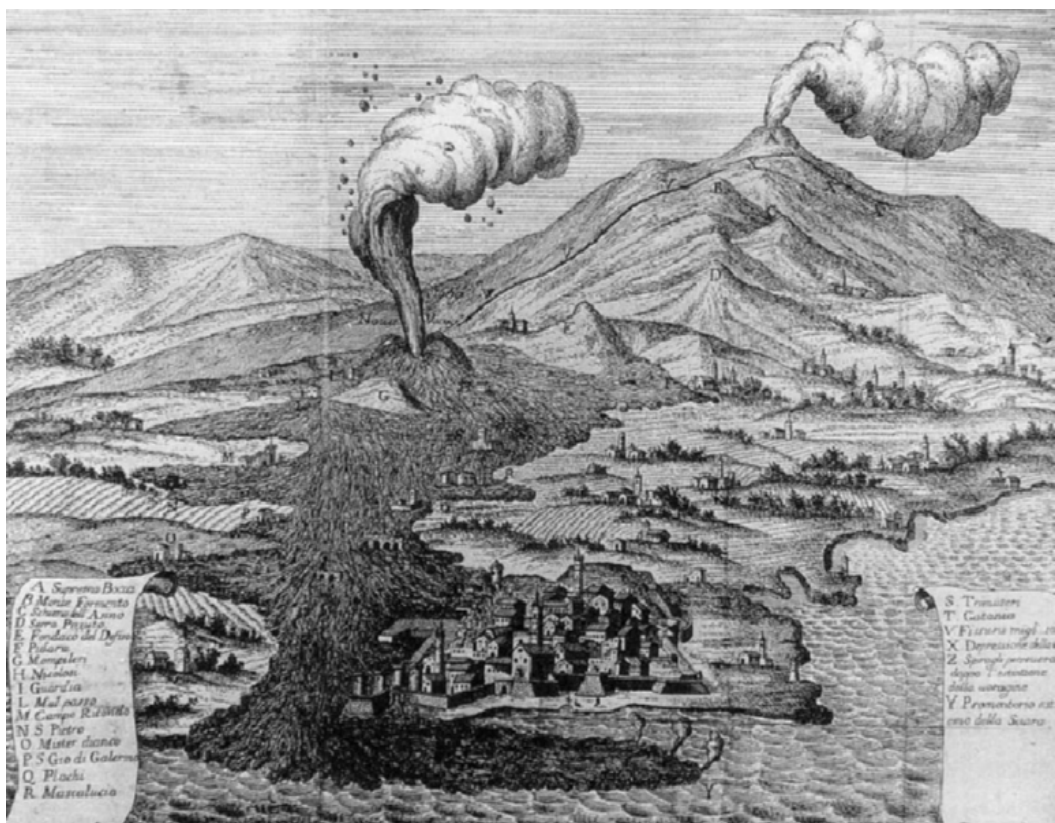




ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*Συσχέτιση σεισμικότητας και ηφαιστειότητας για το
ηφαίστειο της Αίτνας, στη Σικελία, Ιταλία.*



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

ΚΑΒΥΡΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΣΤΑΜΠΟΥΛΟΠΟΥΛΟΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ

ΑΘΗΝΑ 2024

Περιεχόμενα:

- 1. Εισαγωγή. (σελ.7)**
- 1.2. Σχηματισμός ηφαιστείου. (σελ.8)**
- 1.3.1. Γεωτεκτονικό καθεστώς. (σελ.9)**
- 1.3.2. Τεκτονική Ιστορία. (σελ.10)**
- 1.3.3. Συστήματα ρηγμάτων στην Αίτνα. (σελ.11)**
- 1.4.1. Τύπος ηφαιστείου. (σελ.16)**
- 1.4.2. Τύπος μάγματος. (σελ.16)**
- 1.4.3. Τύπος έκρηξης. (σελ. 17)**
- 1.4.4. Κατηγορίες εκρήξεων. (σελ.17)**
- 1.5. Κρατήρες. (σελ.19)**
- 1.6. Καταγραφή ηφαιστειακών εκρήξεων. (σελ.20)**
- 1.6.1. Ιστορικά γεγονότα. (σελ.21)**
- 1.6.2. Ενόργανη περίοδος. (σελ.21)**
- 1.6.3. Πρόσφατη περίοδος. (σελ.25)**
- 1.7. Εκμετάλλευση ορυκτών πρώτων υλών. (σελ.26)**
- 1.8. Πολιτισμική κληρονομία – UNESCO. (σελ.26)**
- 2. Πως συνδέεται η σεισμολογία με την ηφαιστειολογία. (σελ.27)**
- 2.1. Διακριτοποίηση σεισμικών κυμάτων σε ηφαιστειακά συστήματα. (σελ.27)**
- 2.1.1. Ερμηνεία φασματογραφημάτων. (σελ.28)**
- 2.1.2. Κατηγορίες ηφαιστειακών σημάτων. (σελ.31)**
- 2.1.3. Τεκτονικοί σεισμοί. (σελ.39)**
- 2.2. Τι άλλο μπορώ να δω σε ένα φασματογράφημα; (σελ.40)**

3. Επεξεργασία επιλεγμένων γεγονότων στην σεισμική κρίση του 2014. (σελ.42)

3.1. Πληροφορίες για το λογισμικό Seisgram 2K. (σελ.42)

3.2. Διαγράμματα και χάρτες. (σελ.44)

3.3. Σεισμολογικοί σταθμοί Αίτνας. (σελ.47)

4. Συμπεράσματα. (σελ.49)

5. Βιβλιογραφία. (σελ.50)

Ευχαριστίες

Πρωτίστως, ευχαριστώ θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή της εργασίας κ. Γεώργιο Καβύρη για τη συνεχή καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια διεξαγωγής της παρούσας μελέτης. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον μεταδιδακτορικό ερευνητή, κ. Ανδρέα Καρακωνσταντή για τις συμβουλές του σε ζητήματα ηφαιστειακής και σύγχρονης σεισμολογίας. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια και τους φίλους μου για τη στήριξη και την ενθάρρυνσή τους όλα αυτά τα χρόνια.

Περίληψη

Η Αίτνα είναι ένα ενεργό ηφαίστειο στη νότια Ευρώπη, το μεγαλύτερο σε ύψος της ηπείρου. Από την αρχαιότητα έως σήμερα, το συγκεκριμένο ηφαίστειο εκρήγνυται, καθώς είναι ένα από τα πιο ενεργά ηφαίστεια. Η συνεχής παρακολούθηση του ηφαιστείου είναι υποχρέωση της κοινωνίας, καθώς στις πλαγιές του ηφαιστείου ζουν χιλιάδες κάτοικοι. Στην παρούσα εργασία, με χρήση του προγράμματος Seisgram, αναλύθηκαν σήματα από γεγονότα του Αυγούστου και Σεπτεμβρίου 2014 για να χαρακτηριστούν τα είδη των σημάτων με την βοήθεια φασματογραφημάτων. Σκοπός της εργασίας είναι να κατανοηθεί η συσχέτιση των σεισμικών σημάτων με τις εκρήξεις του συστήματος της Αίτνας. Η λήψη κατάλληλων μέτρων, όπως προσθήκη περισσότερων σεισμολογικών σταθμών, συστημάτων GPS και ανίχνευσης ηφαιστειακών αερίων, θα συμβάλει στην άμεση ενημέρωση των πολιτών πριν από μια έκρηξη, για να μειωθεί όσο το δυνατόν περισσότερο ο ηφαιστειακός κίνδυνος. Δεδομένου ότι σε κάθε έκρηξη πυροκλαστικού υλικού, οι κρατήρες του ηφαιστείου διογκώνονται, με αποτέλεσμα το ηφαίστειο να αλλάζει μορφή, είναι σημαντική η δημιουργία ενός μοντέλου, το οποίο θα μπορεί να προβλέψει μελλοντικές διαφορές στην εικόνα του ηφαιστείου και των κρατήρων, χρησιμοποιώντας και στοιχεία που ήδη υπάρχουν από παλαιότερες εκρήξεις.

Λέξεις κλειδιά: Σικελία, Ιταλία, ηφαίστειο Αίτνα, φασματογράφημα, σύστημα ρηγμάτων, σεισμικότητα, ηφαιστειότητα

Seismicity and volcanic correlation at Etna volcano, Sicily, Italy

Etna is an active volcano in southern Europe, the continent's highest. From ancient times to the present day, this volcano has been erupting, as it is among the most active ones. The continuous monitoring of the volcano is an obligation of society, as thousands of residents live on the slopes of the volcano. In this work, using the Seisgram program, we analyzed the signals from events of August and September 2014 to characterize the type of signals. The purpose of the work is to understand how a seismic signal affects the eruptions of the Etna system. Taking the appropriate measures, for example adding more seismological stations, GPS and volcanic gas detection systems, the citizens can be notified before an eruption, to reduce the volcanic risk as much as possible. Given that during each eruption of pyroclastic material, the craters of the volcano expand, causing the volcano to change shape, a model that will be able to predict future differences in the image of the volcano and craters is required.

Key-words: Sicily, Italy, Etna volcano, spectrogram, fault system, seismicity, volcanism.

1. Εισαγωγή

Η Αίτνα βρίσκεται στην Ανατολική Σικελία της Ιταλίας, πάνω από την πόλη της Κατάνιας. Αποτελεί το υψηλότερο και μεγαλύτερο ενεργό ηφαιστειο στην Ευρώπη, καθώς αποτελεί και το πιο ενεργό στρωματοηφαιστειο σε όλο τον κόσμο (Branca and Del Carlo, 2004). Η ονομασία της έχει δοθεί πιθανότατα από την ελληνική λέξη 'αιθώ' που σημαίνει καίγομαι ή από την φοινικική λέξη 'attano'. Καλύπτει έκταση 1190 km² και η περιφέρεια της βάσης του ηφαιστείου είναι 140 km. Το γεγονός ότι η περιοχή γύρω από την Αίτνα είναι κατοικήσιμη, καθώς η Σικελία είναι από τα νησιά της Μεσογείου με αρκετό πληθυσμό, καθιστά το φαινόμενο της έκρηξης αρκετά επικίνδυνο για περίπου 900.000 κάτοικους της περιοχής καθώς και για τους τουρίστες που επισκέπτονται το νησί για την φυσική ομορφιά του (Andronico and Lodato, 2005). Οι βίαιες εκρήξεις του ηφαιστείου έχουν καταστρέψει τη γύρω περιοχή αρκετές φορές από την αρχαιότητα έως και σήμερα.

Η Αίτνα είναι ένα χαρακτηριστικό στρωματοηφαιστειο, με συχνή εκρηκτική δραστηριότητα από τους κορυφαίους κρατήρες καθώς και για τις πλευρικές εκρήξεις από τις ρωγμές που εμφανίζονται στις πλαγιές του ηφαιστείου. Πέρα από την καταστροφική δράση του ηφαιστείου, αξίζει να σημειωθεί ότι αποτελεί ένα από τα αρχαιότερα ηφαιστεια του κόσμου, για αυτόν τον λόγο η UNESCO από τον Ιούνιο του 2013, κατατάσσει το ηφαιστειο ως μνημείο παγκόσμιας κληρονομιάς. Τα προνόμια που αποδίδει το ηφαιστειο της βορειοανατολικής Σικελίας στον πληθυσμό της περιοχής είναι το ηφαιστειογενής υπέδαφος (εύπορο για καλλιέργειες) που ωθεί τους κατοίκους να ασχοληθούν με τη γεωργία (π.χ. αμπέλια) και την κτηνοτροφία. Μην ξεχνάμε ότι η Αίτνα αποτελεί τουριστικό προορισμό για πολλούς γεωλόγους και φυσιολάτρεις (Εικόνα 1).



Εικόνα 1. Έκρηξη του ηφαιστείου της Αίτνας

1.3.1. Γεωτεκτονικό καθεστώς

Το γεωτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή της Ιταλίας και πιο συγκεκριμένα στη νήσο Σικελία, είναι συμπιεστικού τύπου που οφείλεται στη σύγκλιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Αφρικής με την ηπειρωτική της Ευρασίας από το τέλος του Ολιγόκαινου (Gvirtzman and Nur, 2001; Di Maggio et al., 2017), όπως ακριβώς συμβαίνει στο ελληνικό τόξο, στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Η σύγκρουση και η υποβύθιση των πλακών αυτών έχει άμεση σχέση με την ύπαρξη ηφαιστειότητας και σεισμικότητας στη Σικελία (Branca et al., 2008). Η υποβύθιση συμβαίνει νότια της Ιταλίας-Σικελίας, στον χώρο του Ιονίου πελάγους, με την Ιταλία να βρίσκεται πάνω στην Ευρασιατική πλάκα. Επομένως, η Σικελία βρίσκεται σχετικά κοντά στο ενεργό περιθώριο που σχηματίζουν αυτές οι δύο τεκτονικές πλάκες. Πιο συγκεκριμένα, ο ωκεάνιος φλοιός της Αφρικανικής πλάκας υποβυθίζεται κάτω από την πλάκα Αδριατικής/Απουλίας στα νοτιοδυτικά της νήσου Σικελίας. Αυτές οι κινήσεις καθιστούν το ηφαίστειο της Αίτνας πολύ ενεργό, όπως και άλλα ηφαίστεια της Ιταλίας, όπως το ηφαίστειο Στρόμπολι και ο Βεζούβιος. Αξιοσημείωτο είναι, πως η Αίτνα παρουσιάζει διαφορετικά χαρακτηριστικά από τα άλλα ηφαίστεια και αυτό γιατί η Αίτνα βρίσκεται μπροστά από τη ζώνη υποβύθισης και όχι πάνω σε αυτήν ή πίσω από αυτήν, όπως τα υπόλοιπα ηφαίστεια.

Η Αίτνα βρίσκεται μπροστά από την οροσειρά των Απεννίνων και στις BBD-NNA πτυχές της τάφρου της Μάλτας, πάνω από αργιλώδη-αμμώδη ιζήματα πλειόκαινου-πλειστόκαινου. Η τάφρος της Μάλτας είναι ένα περιφερειακό τεκτονικό χαρακτηριστικό που ελέγχει το νοτιοανατολικό άκρο της Σικελικής υφαλοκρηπίδας, σηματοδοτώντας έτσι το όριο της με τη λεκάνη του Ιονίου πελάγους, στα ανατολικά. Η τάφρος τέμνει την ανατολική ακτή της Σικελίας, προκαλώντας έτσι ενεργά ρήγματα. Άρα η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενεργών και μη ενεργών ρηγμάτων κατά το Νεογενές. Τα ενεργά ρήγματα αποτελούν τον λόγο για τους κυριότερους σεισμούς και εκρήξεις στην ιστορία της Αίτνας. Μάλιστα, το ηφαίστειο της Αίτνας συνδέεται άμεσα με αρκετά βαθιά σεισμογενή ρήγματα στην ηπειρωτική περιοχή της Σικελίας. Επιπλέον, πολλοί σεισμοί στην ιστορία της Ιταλίας, πρόσφατοι και μη, που κατέστρεψαν μεγάλες πόλεις, όπως η Κατάνια, η Μεσσήνη και τις περιοχές γύρω από τη Νότια Καλαβρία, έχουν προκληθεί από υποθαλάσσια ενεργά ρήγματα. Παλαιότερα, δεν είχαμε τα απαραίτητα τεχνικά υποθαλάσσια όργανα για αυτές τις μετρήσεις, παρόλα αυτά πλέον παίρνουμε αποτελέσματα από τέτοιους σεισμολογικούς σταθμούς, που βρίσκονται κοντά ή πάνω σε υποθαλάσσιες περιοχές (OBS, Ocean Bottom Seismometers). Τα ρήγματα στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ιταλίας έχουν αρκετές διευθύνσεις, αλλά διεγείρονται ταυτόχρονα ορισμένα από αυτά που έχουν κοινή διεύθυνση και βρίσκονται σχετικά σε μικρή απόσταση, έτσι ορίζεται το σύστημα ρηγμάτων.

1.3.2. Τεκτονική ιστορία

Ύστερη Τριασική- πρώιμη Ιουρασική περίοδος:

Κατά την ύστερη Τριασική περίοδο ο αρχαίος ωκεανός της Τηθύος σχηματίστηκε από ένα γεγονός ηπειρωτικής ρήξης και από μία τεκτονική καθίζηση. Ίχνη του τεκτονικού γεγονότος μπορεί να βρεθούν στην οροσειρά των Ιβλίων και στη Δυτική Σικελία.

Πρώιμη Ιουρασική- Ύστερη Κρητιδική περίοδος:

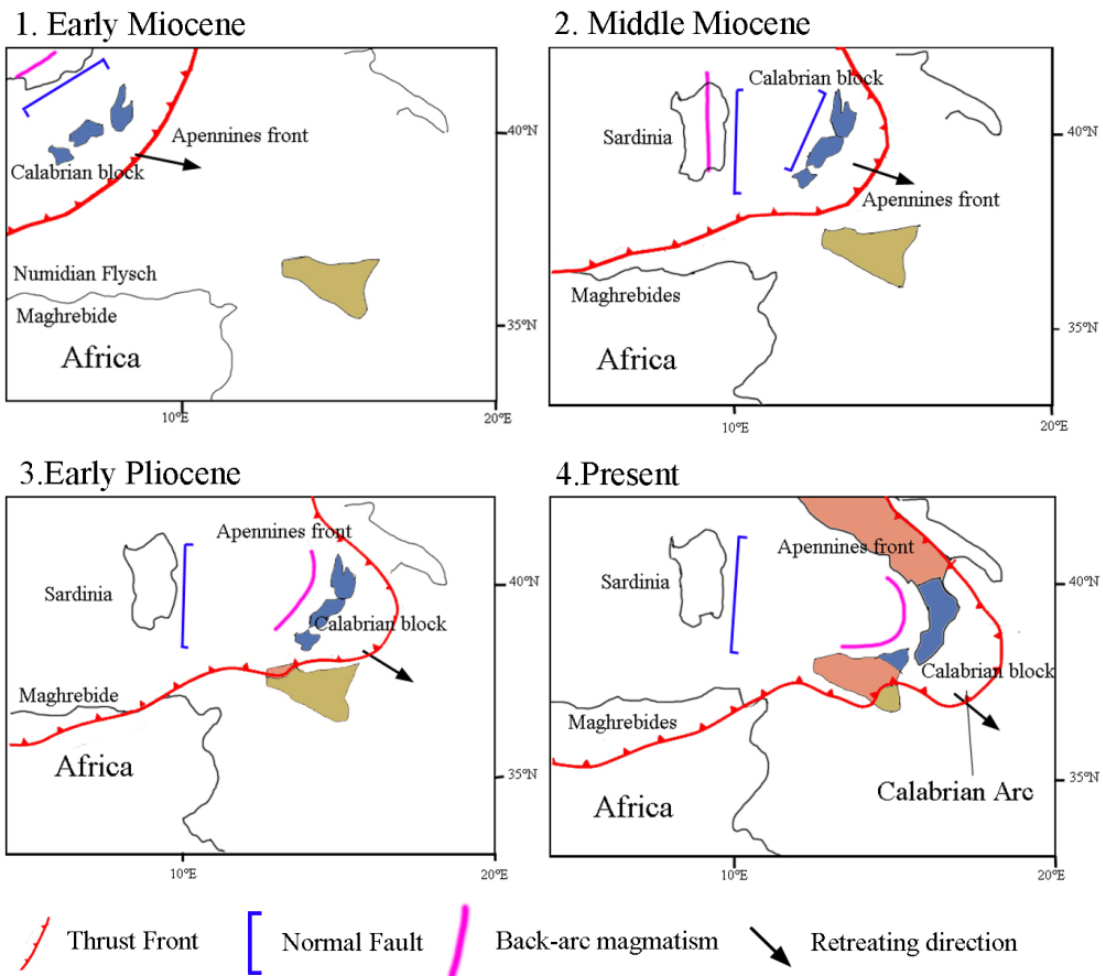
Αυτά τα χρόνια συμβαίνει μια θερμική καθίζηση στη θάλασσα της Μεσογείου και σχηματίζεται η ανθρακική πλατφόρμα της Νεοτηθύος.

Ανώτερο Κρητιδικό- Παλαιόκαινο:

Κατά αυτή την περίοδο λαμβάνει χώρα η σύγκρουση των τεκτονικών πλακών Ευρασίας και Αφρικανικής, επομένως η σύγκρουση προκαλεί πιέσεις στα ηπειρωτικά τεμάχη, ο ωκεανός της Νεοτηθύος κλείνει και το ηπειρωτικό περιθώριο γίνεται ενεργό.

Νεογενές- τεταρτογενές:

Η Σικελία περνάει μια φάση ανύψωσης και υποβύθισης κατά το Νεογενές. Η Αφρικανική πλάκα υποχωρεί προς τα ανατολικά και συνεχίζεται η σύγκρουση με την Ευρασιατική πλάκα. Από το ύστερο Ολιγόκαινο, η ορογενετική διαδικασία ξεκίνησε όταν τα ιζήματα συσσωρεύτηκαν στην Καλαβρία, ενώ ο φλύσχος εναποτέθηκε στον πρόσθιο χώρο. Έπειτα η Σαρδηνία υποβλήθηκε σε αριστερόστροφη περιστροφή και η Καλαβρία σε δεξιόστροφη περιστροφή. Κατά τη διάρκεια του Πρώιμου- μέσου Μειόκαινου, εμφανίστηκε μικρή ώθηση, όπου δημιούργησε τις λεκάνες εξαιτίας της σφήνας που δημιουργήθηκε μεταξύ των ηπειρωτικών πλακών. Τέλος, κατά το ύστερο Μειόκαινο η Καλαβρία και η ορογένεση της Σικελίας εμφάνισαν ανύψωση. Η επέκταση και ο μαγματισμός στο οπισθότοξο εμφανίστηκε εξαιτίας της γρήγορης υποβύθισης της Ιόνιας πλάκας, ενώ η Καλαβρία μετατοπίστηκε στη σημερινή θέση βορειοανατολικά της Σικελίας (Εικόνα 3).



Εικόνα 3. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Σικελίας (Πηγή: Wikipedia)

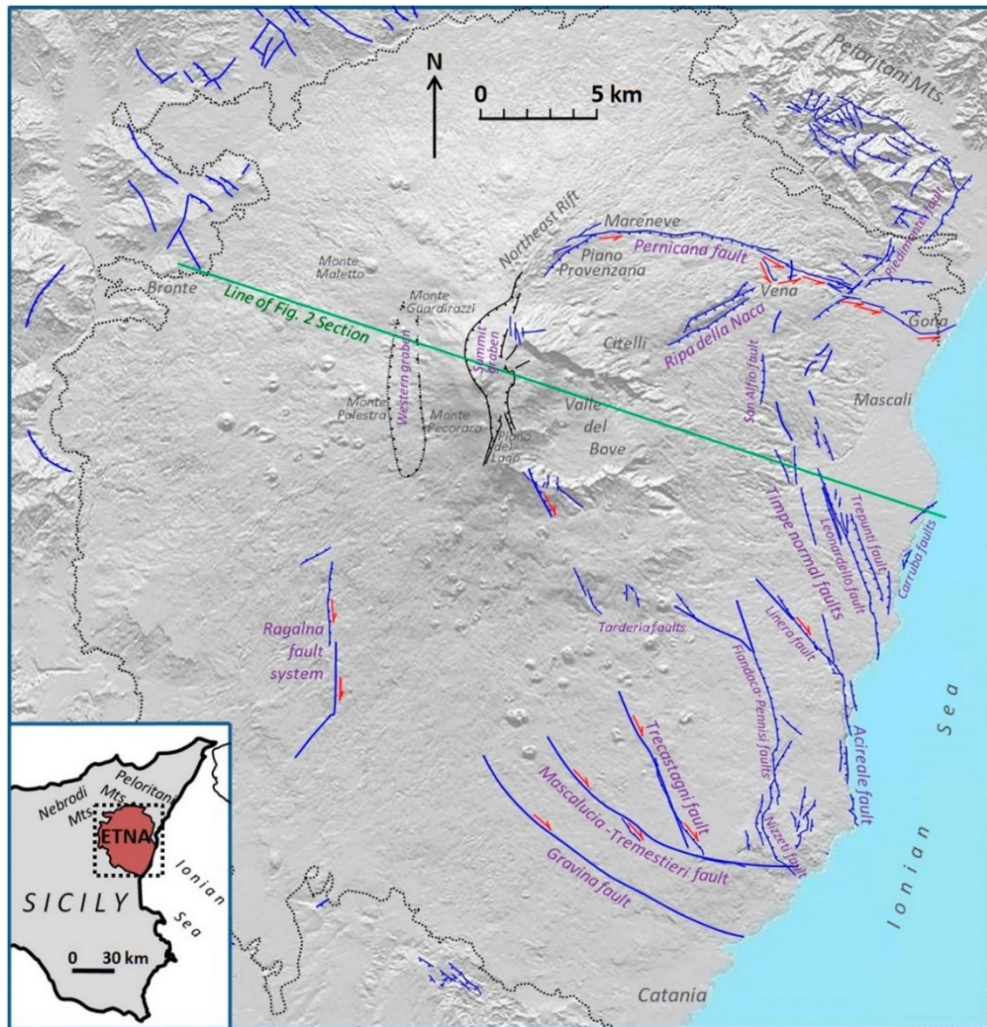
1.3.3. Συστήματα ρηγμάτων στην Αίτνα

Τα κυριότερα ρήγματα είναι εμφανή στην ανατολική και νοτιοανατολική πλευρά του ηφαιστείου. Εκεί, σεισμογενή ρήγματα μπορεί να σχετίζονται με τη ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση της τάφρου της Μάλτας, η οποία αποτελεί την κύρια τεκτονική δομή στην ανατολική Σικελία. Άλλα σεισμικά ενεργά ρήγματα, αν και δεν είναι εμφανή στην επιφάνεια, μπορεί να συνδέονται με διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ, ΑΒΑ-ΔΝΔ που ελέγχουν την τεκτονική εξέλιξη του βόρειου περιθωρίου του οροπεδίου των Ιβλίων. Στο παρελθόν, η διάταξη των ρηγμάτων της Αίτνας αποδόθηκε σε καθεστώς τάσεων που σχετίζονται με το περιφερειακό τεκτονικό περιβάλλον της ανατολικής Σικελίας (Rittmann, 1973 ; Grindley, 1973 ; Lo Giudice et al., 1982). Πιο πρόσφατα, έχει αναγνωριστεί η επίδραση της πίεσης του μάγματος, εντός των ρηγμάτων για μεγάλο χρονικό διάστημα (Walker, 1992 ; Tibaldi and Gropelli, 2002 ; Solaro et al., 2010 ; Murray, 2019). Αναγνώριση της αστάθειας της ανατολικής πλευράς της Αίτνας (Murray et al., 1994 ; Rasá et al., 1996 ; Rust and Neri, 1996 ; Acocella et al., 2013 ; Urlaub et al., 2018) έχει οδηγήσει σε καλύτερη κατανόηση του τρόπου με τον οποίο αυτά τα ρήγματα σχετίζονται με βαρυτικές τάσεις που προκαλούνται, καθώς

το οικοδόμημα της Αίτνας παραμορφώνεται υπό το βάρος του. Επιπλέον, έχουμε το αποτέλεσμα της ολίσθησης της κατωφέρειας ολόκληρου του ορεινού όγκου της Αίτνας, εξαιτίας των εκρήξεων και των σεισμών (Murray et al., 2018).

- Η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου χαρακτηρίζεται συχνά από μικρού εστιακού βάθους σεισμούς (<7 km) και από ερπυσμό κατά μήκος ορισμένων ενεργών ρηγμάτων.
- Αντιθέτως, η δυτική πλευρά του ηφαιστείου της Αίτνας χαρακτηρίζεται από σεισμικότητα μεγαλύτερου εστιακού βάθους (>7 km) και θεωρείται πιο σταθερός τομέας από ότι το ανατολικό τμήμα του ηφαιστείου. Δυτικά δεν υπάρχουν αρκετά μορφολογικά στοιχεία ρηγμάτων, εκτός από μερικά μικρά ρήγματα που παρατηρούνται στη νοτιοδυτική κλιτύ (όπως **τα ρήγματα του συστήματος Ragalna**).
- Επομένως στο ηφαιστειο της Αίτνας, από το παρελθόν έως σήμερα, οι περισσότεροι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα στη γύρω περιοχή είναι ενδιάμεσου έως μικρού εστιακού βάθους, ενώ ελάχιστοι εμφανίζονται σε μεγαλύτερα βάθη.

Στην Αίτνα εμφανίζονται αρκετές ζώνες ρηγμάτων γύρω από τους κρατήρες του ηφαιστείου. Αρχικά, κοντά στις κορυφές του ηφαιστείου, σχηματίζονται **τα ρήγματα τεκτονικής τάφρου κορυφής(I)**, τα οποία οριοθετούν την κορυφή του ηφαιστείου σε διεύθυνση Β-Ν. Στις πλευρές του ηφαιστείου, βόρεια εμφανίζεται το **σύστημα Pernicana(II)**, ένα αριστερόστροφο σύστημα ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης που εκτείνεται από το βορειοανατολικό άκρο του ηφαιστείου, καμπυλώνεται ανατολικότερα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, φτάνοντας ως το Ιόνιο πέλαγος. Νοτιοανατολικά από το **σύστημα Pernicana**, εμφανίζεται το **ρήγμα Ripa della Naca(III)**, βορειοανατολικά της περιοχής Citelli. Το κύριο σύστημα ρηγμάτων είναι το σύστημα **Timpe (IV)**, βρίσκεται στην ανατολική πλευρά του ηφαιστείου και έχει διεύθυνση περίπου Β10°Δ προς ΒΔ. Στο νότιο άκρο του συστήματος Timpe, εξελίσσεται το **ρήγμα Acireale**, το οποίο φτάνει ως την παράκτια περιοχή του Ιονίου. Το ρήγμα San Alfio, το οποίο ανήκει και αυτό στο σύστημα Timpe, είναι από τα βασικότερα ρήγματα του ηφαιστείου της Αίτνας, καθώς είναι η δίοδος μάγματος για τις περισσότερες εκρήξεις. Στη νότια πλευρά του ηφαιστείου, επικρατούν 3 ρήγματα, τα οποία αποτελούν το σύστημα ρηγμάτων, όπου χαρακτηρίζονται από δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση: **i) ρήγμα Trecastagni**, **ii) ρήγμα Mascalucia-Tremestieri**, **iii) ρήγμα Gravina (V)** (νοτιότερα ρήγματα στη Σικελία), τα οποία αποτελούν το νότιο σύστημα ρηγμάτων. Τέλος, δυτικότερα εμφανίζονται τα ρήγματα με δεξιόστροφη οριζόντια ολίσθηση, με διεύθυνση σχεδόν Β-Ν, τα οποία αποτελούν το σύστημα **ρηγμάτων Ragalna (VI)**. Επιπλέον, εμφανίζεται δυτικά από την τεκτονική τάφρο κορυφής, μια τεκτονική τάφρος, η **δυτική τεκτονική τάφρος (VII)**, η οποία δημιουργήθηκε από έντονη καθίζηση (Εικόνα 4).



Εικόνα 4. Χάρτης των ρηγμάτων της Αίτνας και του γειτονικού περιβάλλοντος. (Rust and Neri, 1996; Rasá et al., 1996; Monaco et al., 1997; Froger et al., 2001; Neri et al., 2004; Branca et al., 2011; Murray, 2019) (Πηγή: Murray and van Wyk de Vries, 2022.)

Αναλυτικότερα, ξεκινώντας από τον βορρά:

- **(I) Συστήματα κανονικών ρηγμάτων ηφαιστειακού οικοδομήματος.**

Η τεκτονική τάφρος που σχηματίζεται στην κορυφή του ηφαιστείου είναι η πιο ενεργή τεκτονική δομή του, όσον αφορά την αθροιστική κίνηση των ρηγμάτων (Murray, 2019). Οι μέσοι ετήσιοι ρυθμοί κίνησης της τάφρου κυμαίνονται από 61 mm/y στα νότια της κορυφής ως 88 mm/y βόρεια της κορυφής. Ο εφελκυσμός κατά μήκος της τάφρου είναι σαφώς μεγαλύτερος, δηλαδή στα βόρεια της κορυφής λαμβάνει τιμές από 229 mm/y έως 179 mm/y (νότια της κορυφής). Τα επεισόδια βύθισης και επέκτασης της τάφρου συχνά συνοδεύουν πλευρικές εκρήξεις, ιδιαίτερα τα έτη 1981, 1983, 1985, 1989, 1991–1993, 2002–2003, 2008–2009, 2014 (Gambino et al., 2016) και 2018 (Pezzo et al., 2020). Σε κάθε περίπτωση, η βύθιση και η επέκταση επιταχύνονται γρήγορα στην αρχή της έκρηξης και στη συνέχεια ακολουθούν πιο αργούς ρυθμούς σε διάστημα 1 έως 3 ετών.

- **(II) Το σύστημα ρηγμάτων Pernicana (PFS→ Pernicana Fault System)**
 Το σύστημα αυτό αποτελεί μια από τις πιο ενεργές τεκτονικές δομές του όρους Αίτνα. Το σύστημα ρηγμάτων Pernicana έχει μία σύνθετη τεκτονική δομή με διεύθυνση Α-Δ, η οποία συνορεύει με τη βόρεια ολισθαίνουσα πλαγιά. Αυτό το σύστημα ρηγμάτων εκτίνεται από τα Βορειοανατολικά του ηφαιστείου προς την ακτογραμμή, σε μία απόσταση περίπου 18 km. Η ανατολική πλευρά του ρήγματος χαρακτηρίζεται ως ληστρικό ρήγμα (ρήγμα το οποίο όσο αυξάνεται το βάθος, καμπυλώνεται) (Groppelli and Tibaldi, 1999). Μικρού εστιακού βάθους (< 2-3 km) και ενδιάμεσου μεγέθους σεισμούς ($2.0 < M < 4.2$). Στην περιοχή ανά καιρούς έχουν καταγραφεί από συστήματα GPS ορισμένες ολισθήσεις της τάξης των μερικών δεκάδων χιλιοστών έως και εκατοντάδων χιλιοστών τον χρόνο (26-28 mm/y) (Palano et al., 2006; Bonforte et al., 2007).
- **(III) Το σύστημα ρηγμάτων Ripa della Naca**
 Το σύστημα Ripa della Naca βρίσκεται νότια του συστήματος ρηγμάτων Pernicana, έχει διεύθυνση προς τα νοτιοανατολικά και μήκος άνω των 100 m, θεωρείται ανενεργό για τα τελευταία 15.000 χρόνια (Tibaldi and Groppelli, 2002). Παρόλα αυτά, το συγκεκριμένο ρήγμα έπαιξε σημαντικό ρόλο στην έκρηξη του 1928, δημιουργώντας ένα καινούριο μονοπάτι για τη διέλευση μάγματος, το οποίο κατέστρεψε την περιοχή Mascali (Branca et al., 2017). Πέντε χιλιόμετρα ανατολικότερα από το ρήγμα Ripa della Naca, εμφανίζεται το ρήγμα Piedimonte, το οποίο τέμνει το ρήγμα Pernicana. Το Ripa della Naca και το ρήγμα Piedimonte έχουν ίδιο προσανατολισμό, ΒΒΔ-ΝΝΑ, επιπλέον παρουσιάζεται άλλο ένα σύστημα ρηγμάτων δίπλα στον θαλάσσιο χώρο, 12 km νοτιοανατολικότερα των προηγούμενων, το οποίο ονομάζεται Carruba.
- **(IV) Το σύστημα ρηγμάτων Timpe (TFS→ Timpe Fault System)**
 Νοτιότερα από το σύστημα Pernicana και το σύστημα Ripa della Naca, εντοπίζεται το σύστημα ρηγμάτων Timpe, το οποίο αποτελείται από κανονικά δεξιόστροφα ρήγματα που βυθίζονται στο Ιόνιο πέλαγος και αποτελούν το πιο σημαντικό τεκτονικό χαρακτηριστικό του ηφαιστείου. Τα ρήγματα εμφανίζονται σε ένα μεγάλο μέρος της ανατολικής πλευράς του νησιού, με διεύθυνση περίπου Β-Ν και ΒΔ-ΝΑ. Το ρήγμα Acireale στα νότια (σχεδόν παράλληλο με την ακτογραμμή) και το ρήγμα San Alfio στα βόρεια, αποτελούν τα κύρια στοιχεία του συστήματος ρηγμάτων Timpe. Το ρήγμα San Alfio, παρουσιάζει κατακόρυφη ολίσθηση περίπου 1-2 mm/y τα τελευταία 80.000 χρόνια (Monaco et al., 1997). Επιπλέον, το σύστημα Timpe αποτελείται και από τα παράλληλα σε αυτό ρήγματα Leonardello και Trepunti, τα όποια σχηματίζουν τεκτονική τάφρο μεταξύ τους μήκους 5 km. Το ρήγμα Linera με διεύθυνση Β40°Δ, χαρακτηρίζεται από δεξιόστροφη κίνηση και βρίσκεται στο δυτικό άκρο. Το σύστημα Timpe χαρακτηρίζεται από όχι και τόσο επιφανειακή σεισμικότητα και από χαμηλούς ρυθμούς κατακόρυφης ολίσθησης (1-2 mm/y) τα τελευταία 200.000 χρόνια περίπου (Monaco et al., 1997). Σύμφωνα με τους Azzaro et. al. (2020), για σύντομες

χρονικά περιόδους κατεγράφη τουλάχιστον 100 mm κατακόρυφη μετατόπιση στο ρήγμα Leonardello κατά την περίοδο μεταξύ του 2009 και του 2016. Το σύστημα ρήγματος Timpe πιθανότατα σχετίζεται με την αστάθεια του υποθαλάσσιου περιθωρίου (Chiocci et al., 2011; Argnani et al., 2013; Gross et al., 2016; Azzaro et al., 2020).

- **(V) Το σύστημα ρηγμάτων Mascalucia- Tremesteri- Trecastagni & Gravina (MTFS)**

Το σύστημα αυτό είναι μία ασυνέχεια που αναπτύσσεται στη νότια κλιτή του όρους Αίτνα. Είναι ένα σύστημα ενεργών ρηγμάτων με διεύθυνση BBD-NNA στην πυκνοκατοικημένη νότια πλαγία της Αίτνας, εξαιτίας των σεισμών μικρού εστιακού βάθους (εστιακό βάθος 1-2 Km) και του ερπυσμού (Bonforte et al., 2012). Το σύστημα Mascalucia- Tremesteri- Trecastagni- Gravina αποτελεί τον σημαντικότερο λόγο για την αστάθεια που επηρεάζει την νοτιοανατολική κλιτή της Αίτνας. Οι Rust and Neri (1996) αναφέρουν ότι το σύστημα ρηγμάτων Trecastagni-Mascalucia πιθανόν να έχει δημιουργηθεί από μετακινήσεις, εντός του τομέα κατάρρευσης του ηφαιστείου. Τα ρήγματα Mascalucia – Tremesteri έχουν μήκος 12 Km και διεύθυνση παρόμοια με το σύστημα Pernicana. Το ρήγμα Gravina (που βρίσκεται 3 Km νοτιότερα) και το ρήγμα Trecastagni-Mascalucia χαρακτηρίζονται από δεξιόστροφη πλευρική ολίσθηση. Για παράδειγμα, το 1993-1997, οι ταχύτητες του δεξιού πλευρικού ερπυσμού ήταν της τάξης των 15 mm/y για το ρήγμα Gravina, 10 mm/y για το ρήγμα Mascalucia-Tremestieri και 5 mm/y για το ρήγμα Trecastagni (Ranvier, 2004).

- **(VI) Το σύστημα Ragalna**

Το σύστημα Ragalna είναι το νοτιοανατολικότερο ενεργό σύστημα ρηγμάτων του ηφαιστείου της Αίτνας, το οποίο ορίζει το δυτικό όριο του ασταθούς ανατολικού τομέα του ηφαιστείου. Το ρήγμα έχει διεύθυνση περίπου B-N, παρουσιάζει ολίσθηση 1.4 mm/y και είναι περιοχή όπου εμφανίζονται σμήνη σεισμών και μετασεισμοί, όπως το 1977-78 (Cristofolini et al., 1981) και το 1991 (Ferruci and Patané, 1993).

- **(VII) Δυτική τεκτονική τάφρος**

Πέρα από τα παραπάνω συστήματα ρηγμάτων, εμφανίζεται δυτικά του ηφαιστείου μια περιοχή με έντονη καθίζηση, μεταξύ Monte Palestra και Monte Pecoraro, δημιουργώντας έτσι μία φυσική τεκτονική τάφρο. Γενικά στην περιοχή δεν εμφανίζονται επιφανειακά ρήγματα, καθώς από τον 18^ο αιώνα και έπειτα, οι περιοχές αυτές έχουν καλυφθεί από ροές λάβας αρκετές φορές. Οι ρυθμοί καθίζησης στη δυτική τάφρο είναι μικρότεροι κατά μια τάξη μεγέθους από ότι στην τάφρο κορυφής, και οι ρυθμοί επέκτασης είναι ακόμα μικρότεροι.

- Οφείλουμε να σημειώσουμε πως υπάρχουν και άγνωστα ρήγματα, τα οποία είναι ενεργά η μη, αλλά έχουν καλυφθεί από την τέφρα και τα ηφαιστειακά προϊόντα ή ακόμα και ροές λάβας.

Επομένως, τα πιο σεισμογενή ρήγματα του ηφαιστείου της Αίτνας συγκεντρώνονται στις ανατολικές πλαγιές του ηφαιστείου, και πιο συγκεκριμένα στο σύστημα Pernicana και στο σύστημα Timpe.

1.4.1. Τύπος ηφαιστείου

Το ηφαίστειο της Αίτνας είναι ένα σύνθετο ηφαίστειο ή στρωματοηφαίστειο (stratovolcano), τεταρτογενές, βασαλτικής έως ενδιάμεσης σύστασης. Τα λεγόμενα στρωματοηφαίστεια έχουν δημιουργηθεί από συνεχόμενες αποθέσεις τέφρας και άλλων εκρηκτικών υλικών, προερχόμενα από τις παλαιότερες εκρήξεις του ηφαιστείου. Η λάβα αποτελείται από αρκετή ποσότητα διοξειδίου του πυριτίου. Με αυτόν τον τρόπο οι ροές λάβας δεν απομακρύνονται πολύ από το σημείο παραγωγής τους, έτσι αποκτά το ηφαίστειο μια ασπιδωτή μορφή με απότομες πλαγιές. Η μορφολογία του ηφαιστείου βέβαια δεν διατηρείται σταθερή, καθώς έχουμε είτε αποθέσεις τέφρας ύστερα από την έκρηξη, είτε την κατάρρευση κάποιου τόφφου ή εδάφους έπειτα από ένα έντονο σεισμικό γεγονός. Το ηφαίστειο της Αίτνας οφείλει την ύπαρξη του στην υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ηπειρωτική λιθόσφαιρα της Ευρασίας. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα εξατμίζεται, δημιουργούνται πτητικά συστατικά, συσσωρεύονται στη μανδυακή σφήνα και έπειτα ανέρχονται στην επιφάνεια εξαιτίας των υψηλών θερμοκρασιών. Για αυτόν τον λόγο το μάγμα είναι βασαλτικής έως ενδιάμεσης σύστασης. Παρόλα αυτά εμφανίζονται αέρια είτε από τους κρατήρες του ηφαιστείου είτε από τις ρωγμές, όπου αυτά αποτελούν τα πτητικά συστατικά. Η άνοδος του μάγματος συμβαίνει μέσω των εσωτερικών αγωγών που υπάρχουν στη Γη. Τα σύνθετα ηφαίστεια, όπως η Αίτνα, συνήθως κατά την έκρηξη τους αποβάλλουν μεγάλες ποσότητες τέφρας, λάβας ή ακόμα και πυροκλαστικού υλικού. Τα ανωτέρω είναι καταστρεπτικά για τις καλλιέργειες, για την ορατότητα των αεροδιαδρόμων και σαφώς για την υγεία των πολιτών. Το ιξώδες της λάβας είναι πολύ υψηλό, εξαιτίας της παρουσίας του πυριτίου, για αυτόν τον λόγο δεν εξαπλώνεται μακριά.

1.4.2. Τύπος μάγματος

Η δημιουργία ηφαιστείου και η τροφοδοσία του με μάγμα οφείλεται στις κινήσεις των πλακών. Πιο συγκεκριμένα, με την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, η οποία αποτελείται κατά κύριο λόγο από βασάλτη, κάτω από την ηπειρωτική λιθόσφαιρα, σε κατάλληλες συνθήκες πιέσεις και θερμοκρασίας, προκαλείται απομάκρυνση των πτητικών συστατικών από την πλάκα που συνεχώς βυθίζεται. Τα πτητικά συστατικά κατευθύνονται προς την επιφάνεια, συγκεντρώνονται αρχικά κάτω από την ασθενόσφαιρα, όπου μειώνουν το σημείο τήξης των πετρωμάτων της Έτσι ανέρχεται το μάγμα προς την επιφάνεια, μέσω του φλοιού, όπου έρχεται σε επαφή με πετρώματα που είναι πλούσια σε Si και Al. Με αυτόν τον τρόπο το μάγμα αποκτά μια ενδιάμεση σύσταση-θολεϊτική σύσταση, με περιεκτικότητα 52-63% SiO₂. Επομένως, το μάγμα στο ηφαίστειο της Αίτνας έχει θολεϊτική σύσταση.

1.4.3. Τύπος έκρηξης

Η Αίτνα χαρακτηρίζεται από ήπιες δραστηριότητες κατά κύριο λόγο πλέον, δηλαδή από εκρήξεις Στρομβολιανού τύπου. Πέρα από τις στρομβολιανές εκρήξεις, συμβαίνουν και ροές λάβας καθώς και παροξυσμικά γεγονότα (πίδακες λάβας). Τα τελευταία χρόνια τα σιντριβάνια λάβας τα όποια εμφανίζει η Αίτνα έχουν κεντρικό ρόλο στις έρευνες, καθώς αποτελούν ηφαιστειακό κίνδυνο για την περιοχή και οι ερευνητές στοχεύουν στη διαχείρισή τους. Σε γενικές γραμμές, οι στρομβολιανές εκρήξεις είναι ελεγχόμενες, καθώς χαρακτηρίζονται από σύντομες εκρήξεις με χαμηλή ένταση, οι οποίες διαρκούν από μερικές ώρες έως και χρόνια. Κατά τη διάρκεια των εκρήξεων, πέρα από τις ροές λάβας και τους πίδακες, εμφανίζονται προϊόντα όπως βολίδες, οι οποίες κινούνται με 50 m/s, ή λεπτότερα υλικά όπως πυροκλάστες που κινούνται με 200m/s καθώς και αέρια, τα όποια είναι η αιτία για τα νέφη που σχηματίζονται πάνω από το ηφαίστειο της Αίτνας. Πλέον χρησιμοποιούνται ολοένα και πιο σύγχρονες μέθοδοι, όπως τα όργανα Lidar ή οι δορυφορικοί αισθητήρες, ώστε να έχουμε πιο ακριβή αποτελέσματα και καλύτερη ηφαιστειακή παρακολούθηση (είτε αερίων, είτε σεισμών κτλ) (Pioli et al., 2022).

1.4.4. Κατηγορίες εκρήξεων

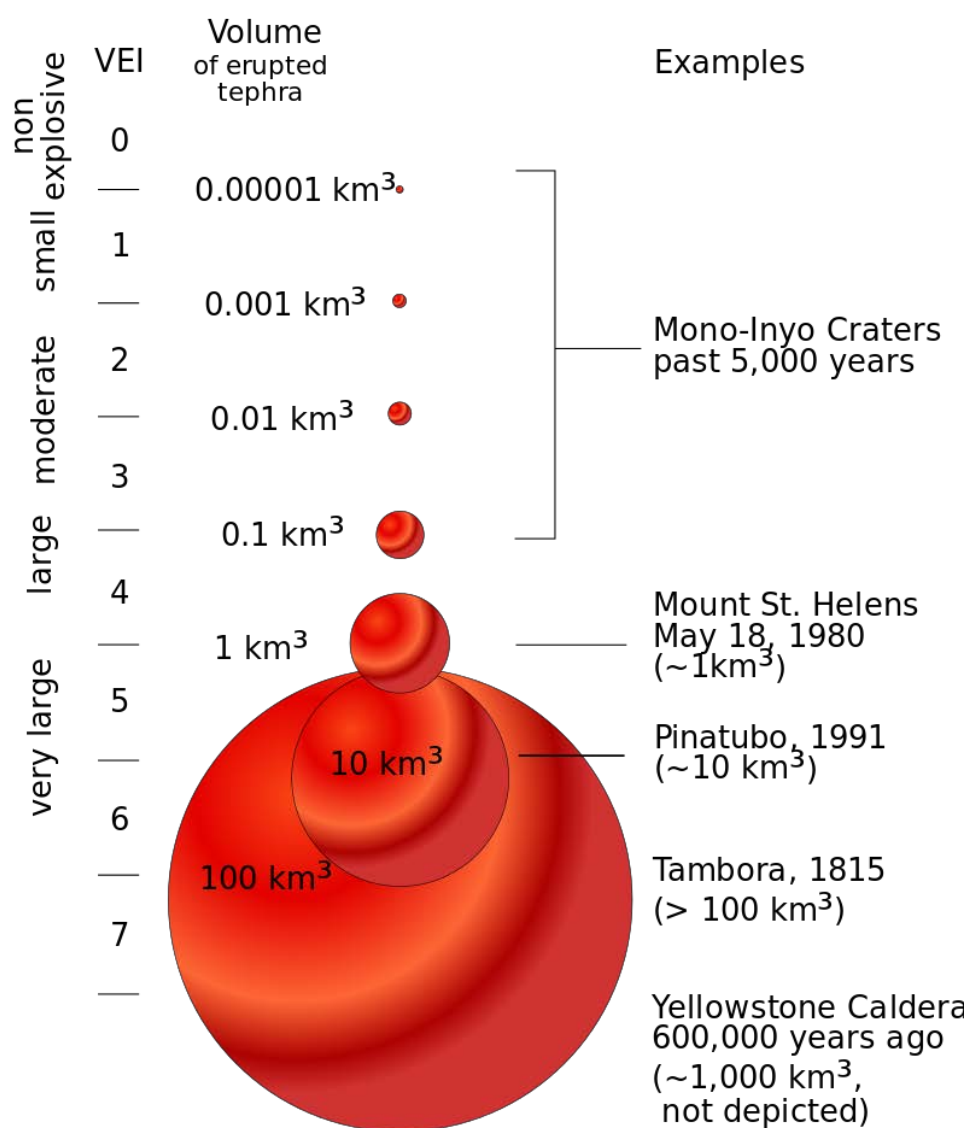
Η κατηγοριοποίηση των εκρήξεων γίνεται με τα κριτήρια που περιγράφονται παρακάτω:

A) Θέση

Οι εκρήξεις της Αίτνας ακολουθούν πολλαπλά μοτίβα. Αρχικά οι εκρήξεις της Αίτνας συμβαίνουν είτε από τους κρατήρες που εμφανίζονται στην κορυφή του βουνού, οι οποίες δεν είναι τόσο έντονες και επικίνδυνες για τις γύρω περιοχές. Το δεύτερο μοτίβο έκρηξης είναι οι πλευρικές εκρήξεις, οι οποίες είναι επικίνδυνες για τα χωριά τα όποια βρίσκονται γύρω από το ηφαίστειο, καθώς η έκρηξη συμβαίνει σε πολύ κοντινή απόσταση από αυτά. Από το 1600 μ.Χ. έχουν συμβεί τουλάχιστον 60 πλευρικές εκρήξεις και αμέτρητες εκρήξεις κορυφής. Από το 2000, στην Αίτνα έλαβαν χώρα 4 πλευρικές εκρήξεις: 2001, 2002-2003, 2004-2005, 2008-2009. Οι εκρήξεις κορυφής σημειώθηκαν το 2006, το 2007-2008, τον Ιανουάριο-Απρίλιο 2012, τον Ιούλιο- Οκτώβριο 2012, τον Δεκέμβριο του 2018 και τον Φεβρουάριο του 2021. Σε αρκετές εκρήξεις υπάρχει το ενδεχόμενο του συνδυασμού των μοτίβων, δηλαδή σε ένα ηφαιστειακό γεγονός να ενεργοποιούνται δύο συστήματα ρηγμάτων ταυτόχρονα. Οι κρατήρες κορυφής τροφοδοτούνται με μάγμα από έναν βαθύ μαγματικό θάλαμο, ο οποίος βρίσκεται σε βάθη 20-25 km.

B) Βαθμός εκρηκτικότητας (VEI)

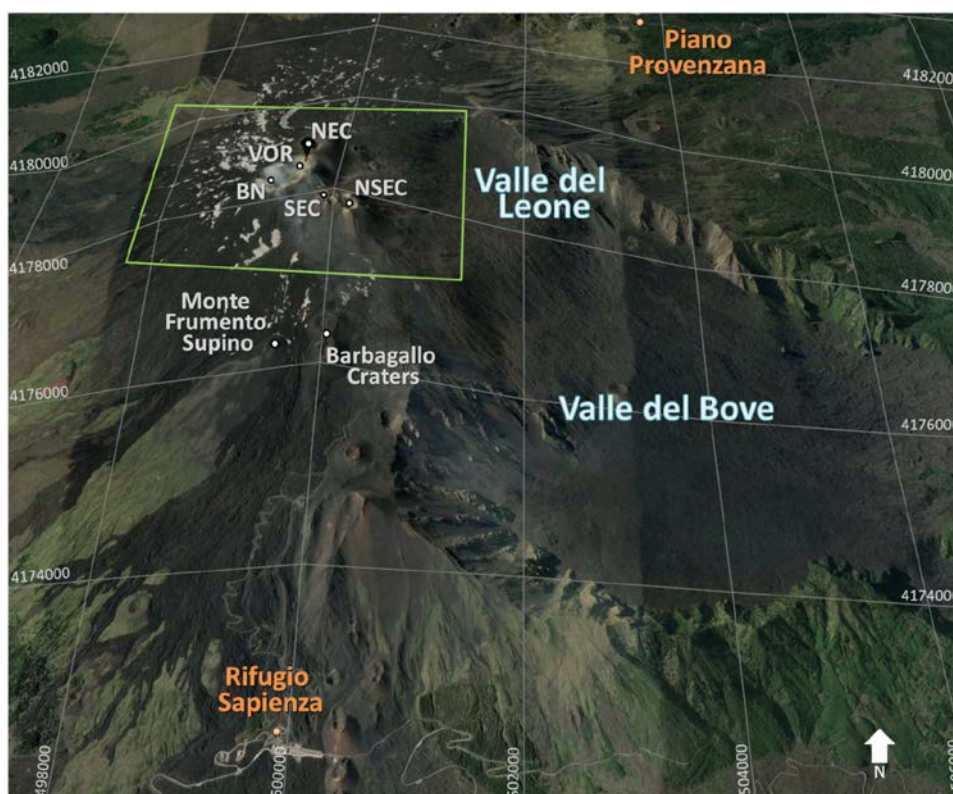
Ο δείκτης ηφαιστειακής εκρηκτικότητας VEI είναι ένα σχετικό μέτρο της εκρηκτικότητας των ηφαιστειακών εκρήξεων, το οποίο επινοήθηκε από τον Christopher G. Newhall του γεωλογικού Ινστιτούτου των Ηνωμένων Πολιτειών και τον Stephen Self, το 1982. Η τιμή του βαθμού εκρηκτικότητας προσδιορίζεται με βάση τον όγκο των προϊόντων, το ύψος του πυροκλαστικού νέφους (εκρηκτική στήλη) και τις ποιοτικές παρατηρήσεις. Η κλίμακα είναι ανοιχτού τύπου με τις μεγαλύτερες εκρήξεις να έχουν μέγεθος 8 (κολοσσιαία έκρηξη), όπου εκτοξεύονται 240 κυβικά μίλια τέφρας και νέφος πάνω από 20 km (π.χ. η έκρηξη στο Yellowstone πριν από 600.000 χρόνια). Η τιμή 0 δίνεται σε μια έκρηξη μικρού μεγέθους με λιγότερο από 10.000 m³ τέφρας (Εικόνα 5).



Εικόνα 5. Βαθμοί εκρηκτικότητας VEI (Πηγή: USGS, Science for a changing world).

1.5. Χαρτογραφημένοι κρατήρες

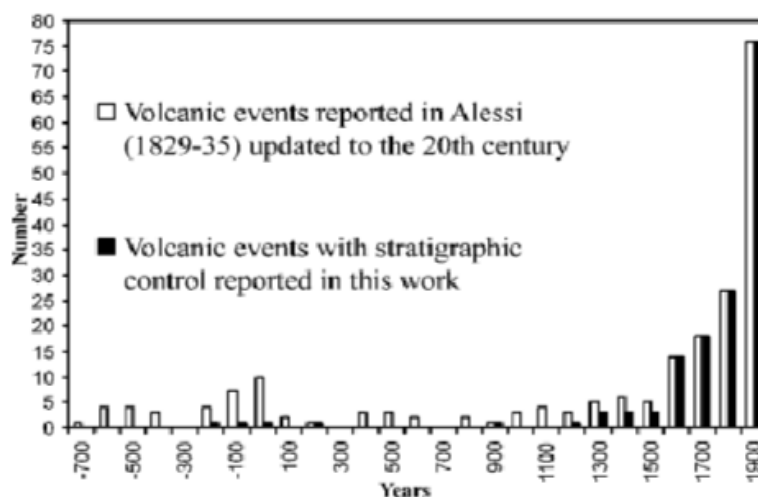
Στην κορυφή του βουνού, το ηφαίστειο αποτελείται από 4 ενεργούς κρατήρες: τον Voragine (VOR), τον Bocca Nuova (BN), τον Νοτιοανατολικό Κρατήρα (SEC) και τον Βορειοανατολικό Κρατήρα (NEC) και ο Νέος νοτιοανατολικός κρατήρας (NSEC). Δευτερεύοντες κρατήρες υπάρχουν και στις πλαγιές του ηφαιστείου, υπό τη μορφή ρηγμάτων, οι λεγόμενοι ηφαιστειακοί κώννοι σκωρίων (θα αναλυθεί παρακάτω), π.χ. Monte Frumento Supino και Barbagallo, όπου δημιουργήθηκαν το 2017 (Εικόνα 6).



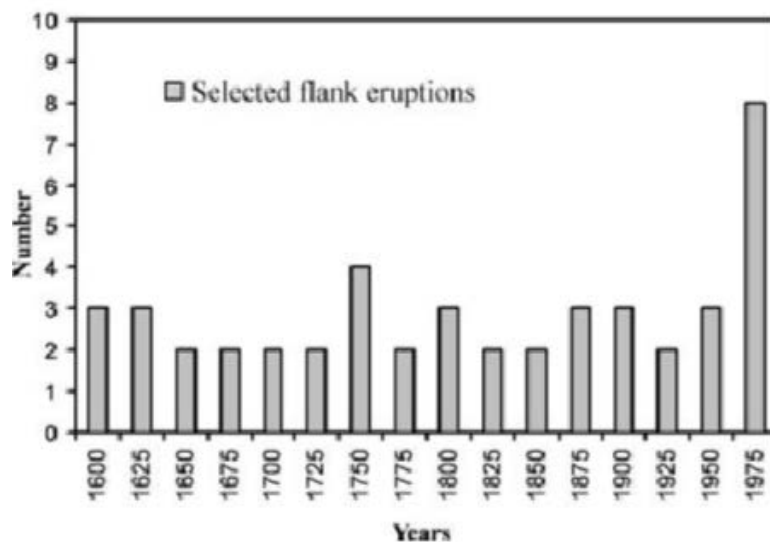
Εικόνα 6. Τρισδιάστατη λοξή όψη του Google Earth (από νότο) της περιοχής κορυφής της Αίτνας. Οι ενεργοί κρατήρες κορυφής υποδεικνύονται: Βορειοανατολικός κρατήρας (NEC), Voragine (VOR), Bocca Nuova (BN), Νοτιοανατολικός κρατήρας (SEC) και Νέος Νοτιοανατολικός κρατήρας (NSEC). Οι κρατήρες Monte Frumento Supino και Barbagallo είναι οι κώννοι που εκτρέπουν τις ροές λάβας που εκπέμπονται από το NSEC τον Φεβρουάριο και τον Μάρτιο του 2017. Η Valle del Leone είναι το BA τμήμα της Valle del Bove. Το Rifugio Sapienza και το Piano Provenzana είναι οι δύο κύριες τουριστικές εγκαταστάσεις που βρίσκονται αντίστοιχα, στη νότια και βόρεια πλευρά της Αίτνας (Πηγή: Carrello et. al., 2019).

1.6. Καταγραφή ηφαιστειακών εκρήξεων

Το ηφαίστειο της Αίτνας από την αρχαιότητα έως σήμερα είχε ιδιαίτερη σημασία, επομένως έχουμε αρκετές πληροφορίες από το απώτερο παρελθόν. Τα περισσότερα δεδομένα βέβαια, είναι σαφώς καταγεγραμμένα από τον 20^ο αιώνα, αφού έλαβε χώρα η βιομηχανική επανάσταση, οπότε εφευρέθηκαν τα όργανα παρακολούθησης.



Εικόνα 7α. Ιστόγραμμα των ηφαιστειακών εκρήξεων από το 700 π.Χ. που αναφέρονται στον κατάλογο Alessi (1829-1835) και Tanguy (1981) (Πηγή: Branca and Carlo, 2004).



Εικόνα 7β. Ιστόγραμμα των πλευρικών εκρήξεων που σημειώθηκαν από το 1600 έως το 2000, επιλεγμένο με βάση την διάρκεια (>3 ημέρες) και το υψόμετρο εξαιρισμού (<2500 m) (Πηγή: Branca and Carlo, 2004)

1.6.1. Ιστορικά γεγονότα

Η γνωστή ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Αίτνα άρχισε πριν περίπου 500.000 χρόνια με μια υποθαλάσσια ηφαιστειακή έκρηξη, όταν το ηφαίστειο της Αίτνας βρισκόταν ακόμα κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Πριν 3.500 χρόνια έχει καταγραφεί η πρώτη καταστρεπτική έκρηξη του ηφαιστείου, από τον ιστορικό φιλόσοφο Διόδωρο Σικελιώτη. Το 396 π.Χ. σημειώθηκε μια έκρηξη, η οποία ματαίωσε τα σχέδια των Καρχηδονίων για εισβολή στις Συρακούσες κατά τον πρώτο Σικελικό πόλεμο.

1908-1911:

Σε εκείνο το χρονικό διάστημα είχαν συμβεί 3 εκρήξεις, αλλά σε διαφορετικά εκρηκτικά συστήματα του ηφαιστείου (στην ανατολική πλευρά, την βόρεια πλευρά, και την βορειοανατολική πλευρά).

1.6.2. Ενόργανη περίοδος

1981-1996:

Εκρήξεις από διάφορους κρατήρες του ηφαιστείου

❖ 7 κύριες εκρήξεις:

Μάρτιος 1981, η βόρεια πλευρά του ηφαιστείου (NEC): Στρομβολιανού τύπου.

Μάρτιος-Αύγουστος 1983, Μάρτιος- Ιούλιος 1985, Δεκέμβριος 1985: η νότια πλευρά του ηφαιστείου.

Οκτώβριος 1986-Μάρτιος 1987, Σεπτέμβριος-Οκτώβριος 1989, Δεκέμβριος 1991-Μάρτιος 1993): η ανατολική πλευρά του ηφαιστείου.

❖ 4 δευτερεύοντες εκρήξεις:

Φεβρουάριος 1981, Σεπτέμβριος 1986: (NEC)

Απρίλιος - Οκτώβριος 1984, Ιανουάριος - Φεβρουάριος 1990: ο νότιο-ανατολικός κρατήρας του ηφαιστείου (SEC).

Όλες αυτές οι εκρήξεις της εποχής συνδέθηκαν με σεισμούς. Από τις αρχές του 1981 έως τα τέλη του 1996, περίπου 5.000 σεισμοί καταγράφηκαν από το Πανεπιστήμιο της Κατάνια, το International Institute of Volcanology (Catania), National Group for Volcanology, University of Cambridge (1982) ARGOS (1983).

1991-1993.

Το 1991-1993 συνέβη έντονη πλευρική δραστηριότητα, κατά την οποία δημιουργήθηκαν στις πλευρές του ηφαιστείου εκρηκτικές ρωγμές, από όπου οι

ροές λάβας ξεκίνησαν να εμφανίζονται φτάνοντας ως τη Zafferana, την οποία κατέστρεψαν (Calvari et al., 1994).

Από τα μέσα του 1995 έως τα μέσα του 2001, μία προοδευτική αύξηση της εκρηκτικής δραστηριότητας έλαβε χώρα, η οποία εκδηλώθηκε με πίδακες λάβας και παραγωγή λάβας από πολλούς κρατήρες της κορυφής. (Osservatorio Etneo - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV)).

Ιούλιος- Αύγουστος 2001

Η έκρηξη του 2001 άρχισε με μια έντονη σεισμική δραστηριότητα και τη δημιουργία μιας ζώνης ρηγμάτων μήκους 7 km. Τα πολλά στοιχεία από τους σεισμολογικούς σταθμούς, έδωσαν τη δυνατότητα να μελετηθεί η μετανάστευση και η θέση του μάγματος κάτω από την επιφάνεια της Γης. Η ζώνη των ρηγμάτων που δημιουργήθηκε νότια της κορυφής του ηφαιστείου είχε διεύθυνση περίπου B-N. Μεταξύ 12 και 18 Ιουλίου προσδιορίστηκαν 61 σεισμοί, μεγέθους μεγαλύτερου του $M_w=2.2$, αλλά μικρού βάθους (1-3 km). Τα περισσότερα ρήγματα που δημιουργήθηκαν πριν την έκρηξη ήταν κανονικά (περίπου το 44% των ρηγμάτων), ενώ υπήρχαν και ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης (30% των ρηγμάτων) και ανάστροφα ρήγματα (περίπου 9%). Η έκρηξη έγινε υπό τη μορφή μιας στήλης λάβας που εκτινάχθηκε στον αέρα, χαρακτηρίστηκε από στρομβολική έως φρεατομαγματική δραστηριότητα. Είναι χαρακτηριστική έκρηξη κατά την οποία ενεργοποιήθηκαν δύο συστήματα ρηγμάτων, δηλαδή έλαβαν χώρα, έκρηξη από κρατήρες κορυφής καθώς και από ρωγμές στις πλαγιές του ηφαιστείου ταυτόχρονα.

2002-2003: Από τα πιο σημαντικά γεγονότα της ιστορίας της Αίτνας.

Η έκρηξη του 2002-2003 (Στρομβολιανού τύπου) ξεκίνησε στις 27 Οκτωβρίου 2002 και συνεχίστηκε έως τις 28 Ιανουαρίου 2003.

Η αρχή αυτής της έκρηξης συνέβη το βράδυ της 27^{ης} Οκτωβρίου 2002 με ένα σεισμικό σμήνος, το οποίο διήρκεσε μερικές ώρες. Η εκρηκτική δραστηριότητα αφορούσε πρώτα τη νότια πλευρά του ηφαιστείου, όπου δημιουργήθηκαν ρωγμές, εκ των όποιων ροές λάβας έρεαν μέχρι τις 31 Οκτωβρίου 2002 (Andronico et al., 2005). Σε λιγότερο από 24 ώρες, μια άλλη σχισμή στη βόρειο-ανατολική πλευρά δημιουργήθηκε με έκταση περίπου 3.7 km. Από εκείνο το σημείο συνεχίστηκε η έκρηξη μέχρι τις 5 Νοεμβρίου 2002. Στη νότια πλευρά, κατά τη διάρκεια της έκρηξης, δημιουργήθηκαν 2 κώνοι σκωριών.

Κατά τη διάρκεια αυτής της μεγάλης έκρηξης του 2002, η εκρηκτική δραστηριότητα τόσο από τη βόρεια πλευρά του ηφαιστείου όσο και από τη νότια, ήταν σχεδόν ταυτόχρονη. Κατά τη διάρκεια των εκρήξεων είχε σχηματιστεί ένα λοφίο τέφρας πάνω από το ηφαίστειο, το οποίο είχε δημιουργηθεί από την τέφρα των δύο ταυτόχρονων εκρήξεων (του βόρειου και νότιου κρατήρα). Στη συνέχεια, η εκρηκτική δραστηριότητα στον νότο έγινε πιο έντονη, με τη στήλη τέφρας να φτάνει ως τα 7 km υψόμετρο στις 31 Οκτωβρίου. Με το πέρας μιας εβδομάδας, το ηφαίστειο μετέβη σε φάση ηρεμίας, σταματώντας τα εκρηκτικά φαινόμενα στις 5

Νοεμβρίου. Ηφαιστειακές βολίδες και τέφρα κάλυψαν τις πλαγιές του ηφαιστείου, δημιουργώντας έτσι κώνους σκωριών.

Τα δεδομένα έδειξαν πως η εκρηκτική δραστηριότητα στη νότια πλευρά του ηφαιστείου ήταν ισχυρότερη από ότι στη βόρεια και το ηφαιστειακό γεγονός χωρίστηκε σε 8 φάσεις, καθώς η εκρηκτική δραστηριότητα διήρκεσε περίπου 3 μήνες.

1^η-2^η φάση: από την αρχή του φαινομένου έως τις 12 Νοεμβρίου, υπήρχαν συνεχείς εκρήξεις σιντριβανιών λάβας, οι οποίες δημιούργησαν έναν κώνο σκωρίας στα 2750 m.

3^η φάση: συνεχίστηκαν στρομβολικές δραστηριότητες μεταξύ 12 και 13 Νοεμβρίου.

4^η φάση: πυρκαγιές και στρομβολική δραστηριότητα από των κώνο.

5^η φάση: μια εκρηκτική ρωγμή, η οποία ήταν ενεργή τις πρώτες μέρες, ενεργοποιήθηκε ξανά και μετατοπίστηκε στα 2800 m, αντικαθιστώντας ουσιαστικά τον κώνο στα 2750 m, ως κύρια πηγή δραστηριότητας. Έτσι ένας νέος κώνος δημιουργήθηκε κοντά στον κώνο των 2750 m, ο οποίος τελικά συνενώθηκε με τον προηγούμενο.

6^η φάση: η βίαιη δραστηριότητα του κώνου των 2800 m σταμάτησε μεταξύ 8 και 10 Δεκεμβρίου, ταυτόχρονα με την ενεργοποίηση του κώνου των 2750 m.

7^η φάση: από αυτή την περίοδο και έπειτα, άρχισε μια μακρά διάρκεια ύφεσης, που χαρακτηρίζεται από λιγότερο παρατεταμένη και ασυνεχή δραστηριότητα, η οποία μειώθηκε περαιτέρω τον Ιανουάριο του 2003 (8^η φάση), όταν σχηματίστηκαν μέτρια λοφία στον κώνο των 2750 m. Ακολούθησε μια διάχυτη δραστηριότητα που έληξε οριστικά στις 28 Ιανουαρίου 2003 (Osservatorio Etneo - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV).

Κώνοι σκωριών: Οι **κώνοι σκωριών** (*scoria cones, cinder cones*) είναι ο συνηθέστερος τύπος ηφαιστείου. επίσης, είναι ο μικρότερος τύπος με ύψος συνήθως μικρότερο από 300 m. Βρίσκονται είτε ως ξεχωριστά ηφαιστεια σε πεδία βασαλτικών λαβών ή ως παρασιτικοί κώνοι στις πλευρές ασπιδόμορφων ηφαιστειών ή ακόμα και στρωματοηφαιστειών.

Οι κώνοι σκωριών αποτελούνται κυρίως από **βασαλτική τέφρα** (*basaltic tephra*) που εκτοξεύθηκε από το ηφαίστειο. Η τέφρα περιέχει κατά κανόνα λιθάρια που συνοδεύονται από ηφαιστειακές βολίδες και θραύσματα συγκολλημένης λάβας. Τα λιθάρια και οι βολίδες εμφανίζουν συνήθως σκωριώδη υφή λόγω των άφθονων φυσαλίδων. Η τέφρα συσσωρεύεται γύρω από τον ηφαιστειακό πόρο ως υλικό πτώσης και έτσι σχηματίζεται το ηφαιστειακό οικοδόμημα που ονομάζεται κώνος σκωριών.

Οι κώνοι σκωριών εμφανίζουν απότομες πλευρές, έως 35°, μολονότι στους παλαιότερους και πιο διαβρωμένους κώνους οι πλευρές είναι πιο ομαλές, από 15-20° εξαιτίας της επικάλυψης των επόμενων δημιουργημάτων από το ηφαίστειο.

Είναι συνήθως συμμετρικοί, αν και πολλοί κώννοι σκωριών έχουν ασύμμετρο σχήμα που οφείλεται στο ότι:

α) η τέφρα συγκεντρώνεται στη μία πλευρά του κώννου λόγω του πνέοντος ανέμου, β) ο πόρος είναι κάποια ηφαιστειακή ρωγμή με αποτέλεσμα ο κώννος να έχει επίμηκες σχήμα,

γ) κάποια από τις πλευρές του κώννου διογκώνεται ή διαρρηγνύεται λόγω της διείσδυσης βασαλτικής λάβας. Συχνά το εσωτερικό τους έχει κόκκινο χρώμα λόγω της οξειδωσης.

Οι κώννοι σκωριών δημιουργούνται από εκρήξεις **τύπου Στρόμπολι**, οι οποίες παράγουν εκρηκτικές στήλες βασαλτικής τέφρας ύψους μερικών δεκάδων έως εκατοντάδων μέτρων. Πολλοί κώννοι σκωριών σχηματίζονται από μία και μοναδική έκρηξη, σε αντίθεση με τα ασπιδόμορφα ηφαίστεια και τα στρωματοηφαίστεια που σχηματίζονται συνεχώς.

7 Σεπτεμβρίου 2004 έως τέλη του 2006

Μια έκρηξη που διέφερε σημαντικά από τις δύο προηγούμενες. Ξεκίνησε με μια φρεατική έκρηξη, από δύο ηφαιστειακές ρωγμές στη Valle del Bove, το πρωί της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 2004, από όπου απελευθερώθηκαν μαγματικά αέρια. Ύστερα από 15 μήνες κυρίως εξαερισμού, η εκρηκτική δραστηριότητα συνεχίστηκε στην ανατολική πλευρά του ΝΑ κρατήρα στο τέλος του 2006, με δραστηριότητα Στρομβολιανού τύπου, πίδακες λάβας και υπερχειλίσεις λάβας, επιπλέον δημιουργήθηκαν περισσότερες σχισμές στη νοτιοανατολική πλευρά του ηφαιστείου. Κατά τη διάρκεια των εκρήξεων αυτών, δημιουργήθηκαν ρωγμές από τις οποίες ελευθερώθηκαν μαγματικά αέρια είτε ροές λάβας από υψόμετρο περίπου 2600-2800 m.

Από 4 Σεπτεμβρίου του 2006 έως τον Μάιο του 2007

Συνέβησαν 22 επεισόδια έντονης δραστηριότητας Στρομπόλιου τύπου (ΝΑ κρατήρας έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας) με πίδακες λάβας που έλαβαν χώρα στον ΝΑ κρατήρα του ηφαιστείου, μετά τον Σεπτέμβριο του 2006. Αρχικά ενεργοποιήθηκε ο νότιο-ανατολικό κρατήρας, ο οποίος στις 4 Σεπτεμβρίου εξερράγη με ένα σιντριβάνι λάβας, το οποίο έφτασε τα 2 km ύψος. Το γεγονός αυτό συνδυάστηκε και με ένα παροξυσμικό γεγονός που συνέβη νωρίτερα. Τέλος, μετά από την εμφάνιση ενός πίδακα λάβας στις 10 Μαΐου 2008 στον ΝΑ κρατήρα, μία καινούργια έκρηξη έλαβε χώρα στις 13 Μαΐου από μία εκρηκτική φλέβα, η οποία διέρρηξε την ανατολική περιοχή της κορυφής. Αυτή η έκρηξη που έληξε στις 9 Ιουλίου 2009 χαρακτηρίστηκε από έντονη δραστηριότητα τύπου Χαβάης (ηπιότερη έκρηξη από όλες της υπόλοιπες ηφαιστειακές δραστηριότητες, ήρεμες εκχύσεις ρευστής βασαλτικής λάβας με χαμηλό ποσοστό αερίων, μικρό ποσοστό πυροκλαστικών υλικών, πίδακες λάβας και λεπτές εκχύσεις λάβας που δημιουργούν ασπιδόμορφα ηφαίστεια, η λάβα κατέρχεται την πλαγιά των ηφαιστειών με τη

μορφή κοιτών λάβας ή στοών λάβας), στην αρχή και από μία μακρά φάση σταδιακής μείωσης σε δραστηριότητα.

2007-2009 (Στρομπόλιου τύπου)

Τα 3 αυτά χρόνια είχαμε μια εκτενή δραστηριότητα του ηφαιστείου της Αίτνας, η οποία άρχισε το 2007, με αποκορύφωμα μια δυνατή έκρηξη στις 13 Μαΐου 2008, η οποία διήρκησε περίπου 14 μήνες. Τα σεισμολογικά όργανα της περιοχής κατέγραψαν περισσότερα από 230 συμβάντα τις πρώτες ώρες της έκρηξης. Επιπλέον, τα συστήματα GPS ανέδειξαν σημαντική εδαφική παραμόρφωση. Το εκρηκτικό φαινόμενο συνοδεύτηκε από σιντριβάνια λάβας και ροές που κατέκλυσαν την πεδιάδα Valle del Bove στα νοτιοανατολικά του ηφαιστείου (Osservatorio Etneo - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV).

2011

Στις 12 Αυγούστου 2011 έλαβε χώρα το 10^ο εκρηκτικό γεγονός για το έτη 2011-2012. Αξίζει να σημειωθεί ότι το σιντριβάνι λάβας από αυτή την έκρηξη έφτασε σε ύψος 6 km και σε μερικές περιπτώσεις ακόμα και 8 km.

1.6.3 Πρόσφατη περίοδος

Δεκέμβριος 2018

Η έκρηξη εκείνης της παραμονής των Χριστουγέννων στο νησί της Σικελίας είχε ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς με το σύγχρονο δίκτυο εκτιμήθηκαν οι ποσότητες αερίου και μάγματος που απελευθερώθηκαν από μια τόσο μεγάλη έκρηξη. Παρόλη τη μικρή διάρκεια της ηφαιστειακής έκρηξης, η έκρηξη αυτή συνδυάστηκε με μεγάλη απαέρωση.

2021-2022

16 Φεβρουαρίου 2021

Πρόκειται για φαινόμενο παροξυσμού, δηλαδή ενός σεισμού μεγάλου μεγέθους (ασυνήθιστο φαινόμενο), αλλά μικρής διάρκειάς. Πριν τον Φεβρουάριο 2021, η Αίτνα βρισκόταν σε φάση ηρεμίας, χωρίς σεισμούς και εκρήξεις. Παρόλα αυτά, μετά τις 16 Φεβρουαρίου έλαβαν χώρα 44 εκρήξεις. Ο παροξυσμός αποτελείται από μεγάλους πίδακες λάβας, οι οποίοι εκτοξεύονται στον αέρα σε μεγάλο μήκος (εκείνη την εποχή, η λάβα έφτασε περίπου 500 m ύψος). επίσης, δημιουργήθηκε μια ροή λάβας και μια πυροκλαστική ροή. Το φαινόμενο αυτό θεωρείται σπάνιο για την Αίτνα, καθώς συνοδεύτηκε από σιντριβάνια λάβας, μικρές εκρήξεις (τύπου Στρόμπολι) και ροές λάβας.

10 Φεβρουαρίου 2022. Πρώτο εκρηκτικό φαινόμενο του ηφαιστείου για το 2022. Ενεργοποιήθηκε ο SEC (νοτιοανατολικός κρατήρας), με αποτέλεσμα μεγάλες ποσότητες καπνού και λάβας να απελευθερωθούν. Ακολούθησε σεισμική

δραστηριότητα. Επιπλέον, με την έκρηξη, πυροκλαστικά υλικά εκτοξευτήκαν και αποτέθηκαν στις πλαγιές του βουνού. Ο καπνός έφτασε 10 km πάνω από την πόλη της Κατάνια και επηρέασε την ατμόσφαιρα της περιοχής.

22 Φεβρουαρίου 2022. Το ηφαίστειο εκρήγνυται και αποβάλλει στήλη τέφρας ύψους 12 km, μεγαλύτερη της προηγούμενης εκρήξης. Λόγω του έντονου νέφους που προκάλεσε η Αίτνα, σταμάτησαν οι αεροπορικές πτήσεις λόγω κινδύνου. Δεν υπήρχαν καταστροφές και τραυματίες.

1.7. Εκμετάλλευση ορυκτών πρώτων υλών

Το ηφαίστειο της Αίτνας από την αρχαιότητα έως και τον 19^ο, φημίζεται για την παραγωγή θείου από τα ορυχεία του Casteltermini, Enna, Caltanissetta. Κατά τον 19^ο αιώνα η Σικελία παρήγαγε τα $\frac{3}{4}$ του θείου παγκοσμίως. Οι Ιταλοί είχαν βρει την πρώτη υπόγεια μέθοδο εκμετάλλευσης του θείου, την οποία ονόμασαν μέθοδο της Σικελίας. Η μέθοδος αυτή στηριζόταν σε μια στήλη (ή τύμβο) στην οποία τοποθετούσαν το μέταλλευμα (θειούχο ιζηματογενές, π.χ. γύψος). Με τη διαδικασία της τήξης (το θείο έχει σημείο τήξης 115^οC), το κοίτασμα του θείου έρεε προς τα κατώτερα μέρη από όπου συλλεγόταν, όταν είχε σταθεροποιηθεί. Να σημειωθεί ότι το θείο το οποίο παράγονταν στη Σικελία δεν είχε ιδιαίτερη καθαρότητα, αντιθέτως προκαλούσε μεγάλη ρύπανση στο περιβάλλον. Για οικονομικούς κυρίως λόγους, η μέθοδος της Σικελίας αντικαταστάθηκε μετά το 1912, από την διαδικασία Frash, στα ορυχεία του Τέξας και της Λουιζιάνας. Μετά τον 2^ο παγκόσμιο πόλεμο τα ορυχεία της Σικελίας έκλεισαν (Ziegenbalg et al., 2010).

1.8. Πολιτισμική κληρονομιά – UNESCO

Η UNESCO το 2013 ενέταξε το ηφαίστειο της Αίτνας στα μνημεία παγκόσμιας κληρονομιάς. Η απόφαση λήφθηκε τον Ιούνιο του 2013, κατά την 37^η σύνοδο Επιτροπής Παγκόσμιας κληρονομιάς. Το ηφαίστειο της Αίτνας στο νησί της Σικελίας είναι ενεργό για πάνω από 2.700 χρόνια. Αυτό το καθιστά ιδιαίτερα σημαντικό για γεωλογικές έρευνες στον τομέα της σεισμολογίας, της γεωφυσικής και της ηφαιστειολογίας, σύμφωνα με τους ειδικούς της UNESCO.

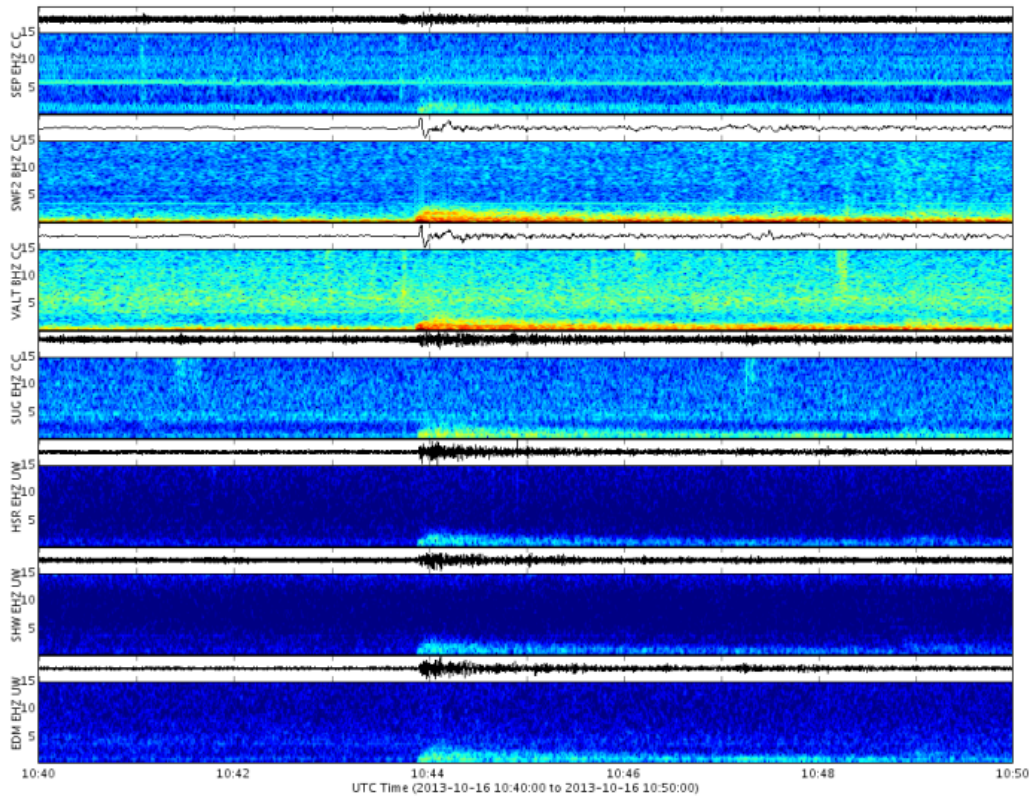
2. Πώς συνδέεται η σεισμολογία με την ηφαιστειολογία

Από το 1960, η ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων παγκοσμίως, και περισσότερο γύρω από ηφαιστειακά κέντρα, έχουν οδηγήσει σε ερμηνείες, οι οποίες έχουν κύριο στόχο τη συσχέτιση του σεισμικών κυμάτων και της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Χαρακτηριστική ερμηνεία, ως επί τον πλείστον, είναι η εμφάνιση μιας ποικιλίας σεισμικών σημάτων, πριν ή κατά την διάρκεια ή ακόμα και μετά από μια ηφαιστειακή έκρηξη, τα οποία συχνά διαφέρουν από αυτά που παράγονται από κοινές πηγές τεκτονικών σεισμών, από πηγές διπλού ζεύγους (double- couple), δίνοντας μια ιδιαίτερη μορφή μηχανισμών γένεσης. Από τα τέλη της δεκαετίας του 1980 έως τις αρχές της δεκαετίας του 1990, η χρήση φορητών και ευαίσθητων σεισμομέτρων ευρέος φάσματος, καθώς και η εκτεταμένη χρήση τεχνικών σεισμικής συστοιχίας (seismic array, seismic array techniques), διευκόλυναν τον προσδιορισμό μηχανισμών γένεσης των ηφαιστειακών σεισμών και έπαιξαν σημαντικό ρόλο στη διακριτοποίηση τους στο πλαίσιο της έγκαιρης προειδοποίησης.

Από την αρχαιότητα κιόλας παρατηρήθηκε πως οι σεισμοί συνδέονται άμεσα με τη δημιουργία και την έκρηξη ενός ηφαιστείου. Πλέον, με την ανάπτυξη της τεχνολογίας και την ανάλυση των σημάτων, μπορούμε να καταλήξουμε σε πιο εξειδικευμένα συμπεράσματα, όπως το βάθος του σεισμού, την ταχύτητα των σεισμικών σημάτων, το είδος του σχηματισμού του υπεδάφους, όλα αυτά σχετιζόμενα πάντα και με την ηφαιστειακή έκρηξη, αν βρισκόμαστε σε ηφαιστειακό σύστημα. Από τις καταγραφές των σειсмоγράφων, έχουμε φθάσει στο σημείο να επιτυγχάνεται ικανοποιητικός συσχετισμός μεταξύ ηφαιστειακών σεισμών και ηφαιστειακών εκρήξεων, ώστε να μπορούμε να προβλέψουμε και μια ηφαιστειακή έκρηξη

2.1. Διακριτοποίηση σεισμικών κυμάτων σε ηφαιστειακά συστήματα

Η διακριτοποίηση των σεισμικών κυμάτων γίνεται με τη βοήθεια των φασματογραφήματων. Το φασματογράφημα είναι ένας ποιοτικός τρόπος ώστε να οπτικοποιηθεί η ένταση ενός σεισμικού σήματος για ορισμένες συχνότητες σε συνάρτηση με τον χρόνο. Επομένως, τα φασματογραφήματα είναι 2D γραφήματα, με την τρίτη διάσταση να αντιπροσωπεύεται από χρωματική κλίμακα. Στον άξονα x βρίσκεται ο χρόνος, στον άξονα y οι συχνότητες, ενώ την τρίτη διάσταση του πίνακα αντιπροσωπεύει το πλάτος – ενέργεια του σήματος, δηλαδή από μπλε έως πιο θερμά χρώματα, όπου αυξάνεται η ένταση του σήματος.



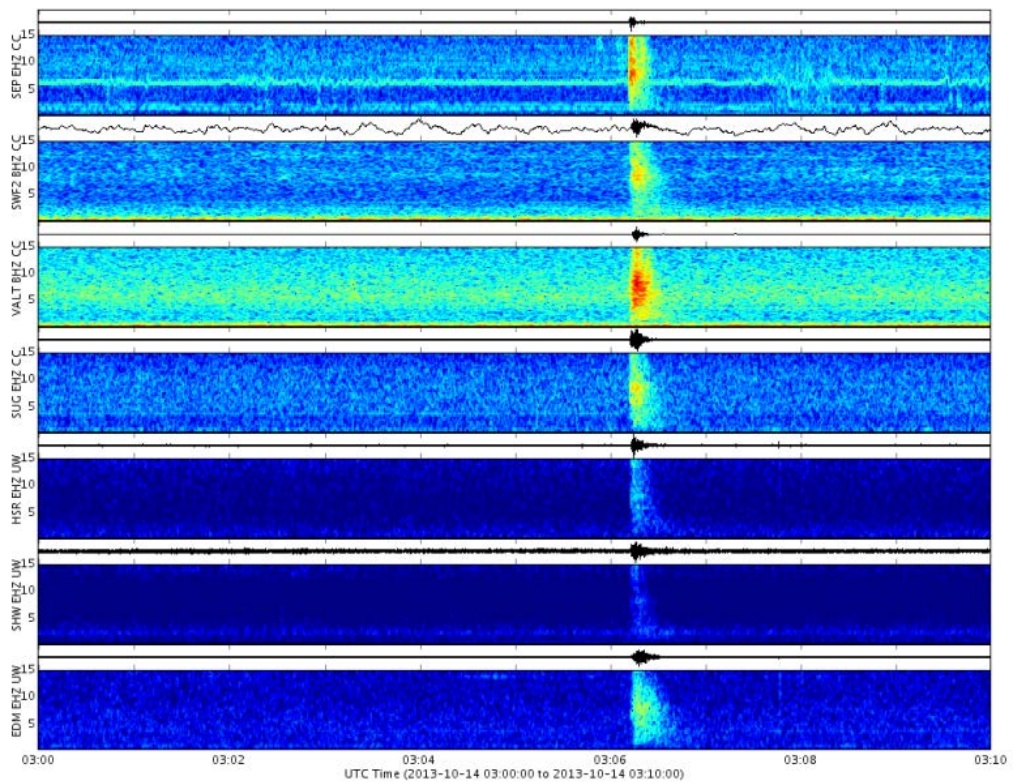
Εικόνα 8. Φασματογράφημα από τον σεισμό της 2013.10.16 με $M=6$, στη New Guinea και εστιακό βάθος 54 km (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022)

2.1.1 Ερμηνεία φασματογραφημάτων

Έχουμε τρεις κύριες κατηγορίες σημάτων που προκύπτουν από τα φασματογραφήματα, και αυτές ορίζονται με βάση την απόσταση του σεισμού και του σεισμολογικού σταθμού.

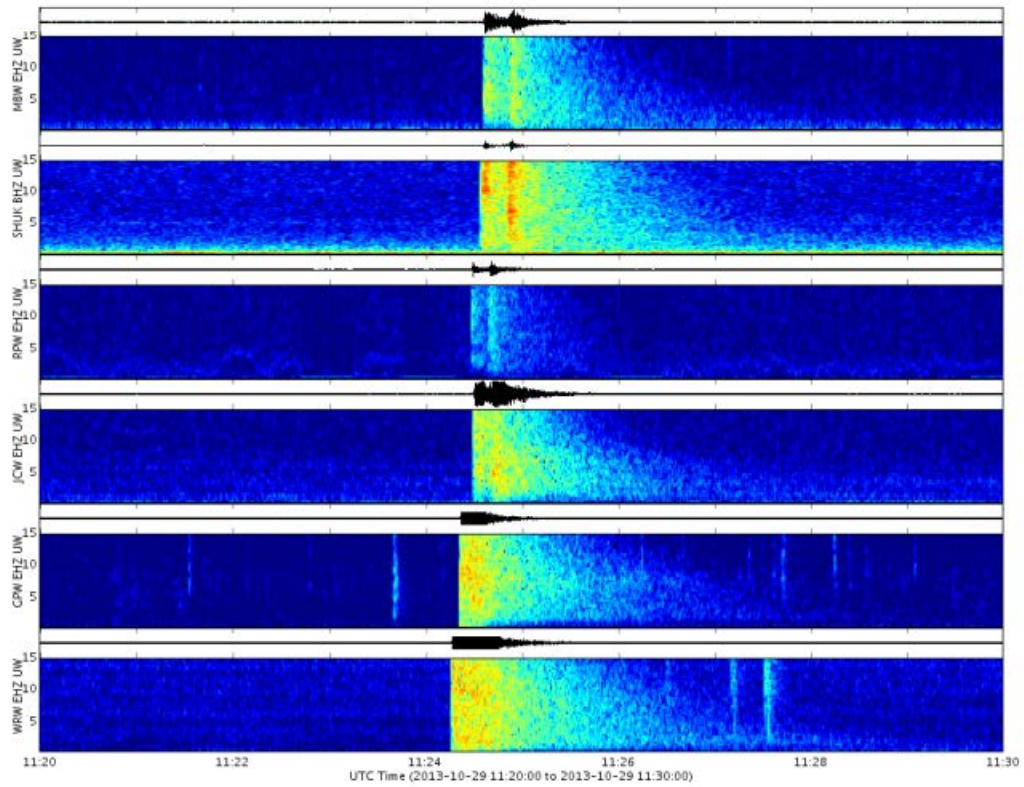
Αυτές είναι οι κάτωθι κατηγορίες:

1) Σήματα τοπικών σεισμών.



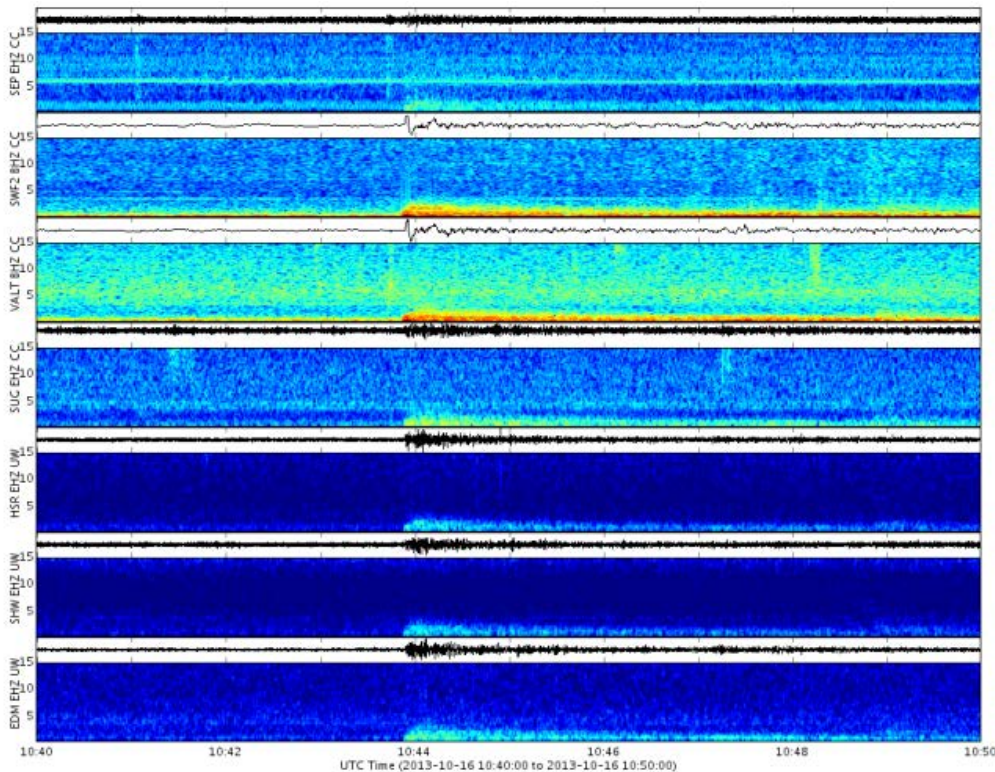
Εικόνα 9. Φασματογράφημα από τον σεισμό της 2013.10.14 κάτω από τον δόμο του ηφαιστείου της Αγίας Ελένης (ΗΠΑ) με $M=1.2$ (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

2) Περιφερειακής κλίμακας σήματα.



Εικόνα 10. Φασματογράφημα από τον σεισμό της 2013-10-29 με $M=3.3$ από την λίμνη Wenatchee στις ανατολικές Cascades (δυτικές ΗΠΑ), όπου καταγράφηκε από το δίκτυο που είναι τοποθετημένο στον παγετώνα Baker (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

- 3) Σήματα τηλεσεισμών (δηλαδή σεισμών που έχουν καταγραφεί σε επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες από 1000 km).

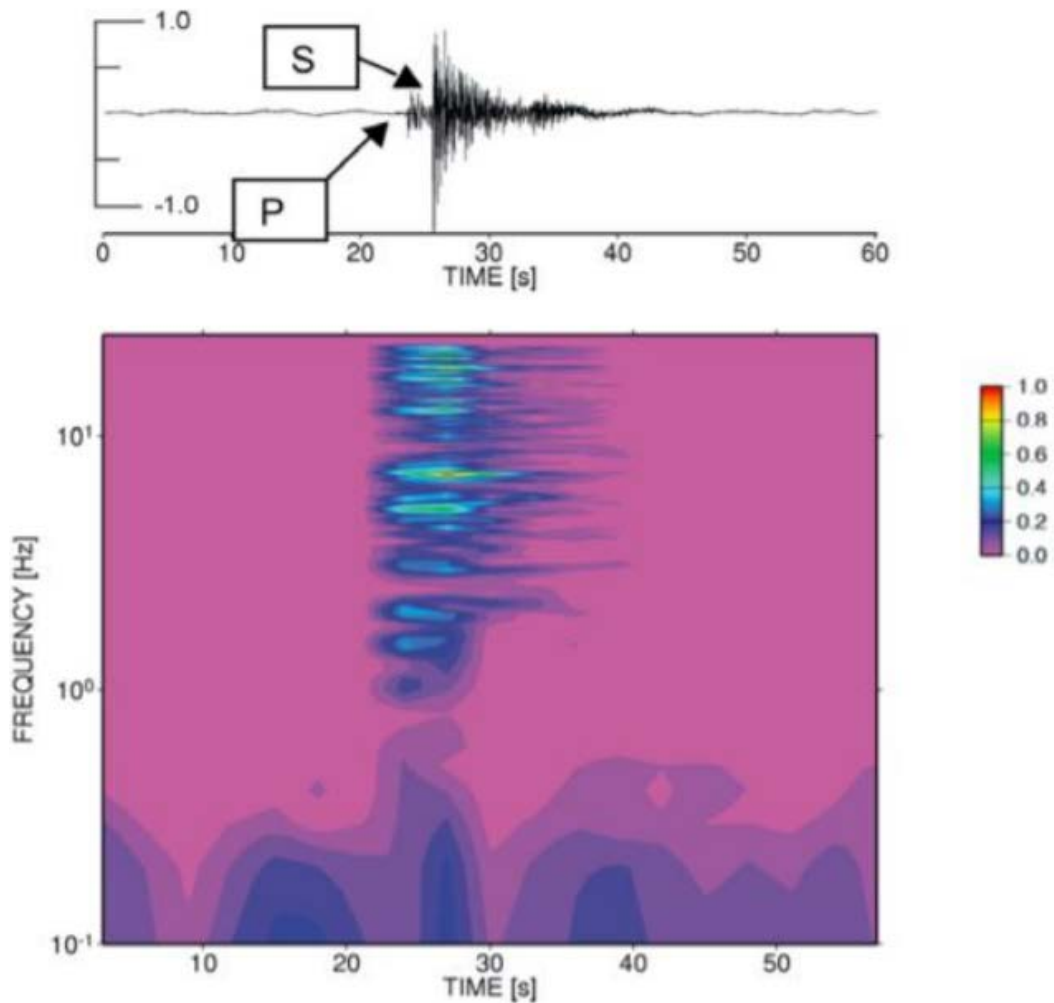


Εικόνα 11. Φασματογράφημα τηλεσεισμού της 2013.10.16 με $M= 6.8$ στην Ραρια New Guinea, βάθους 54 km (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022)

2.1.2 Κατηγορίες ηφαιστειακών σημάτων

- 1) **Υψίσυχνα σήματα ή ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί τύπου A (high frequency HF, ή volcanotectonic earthquakes VT).**

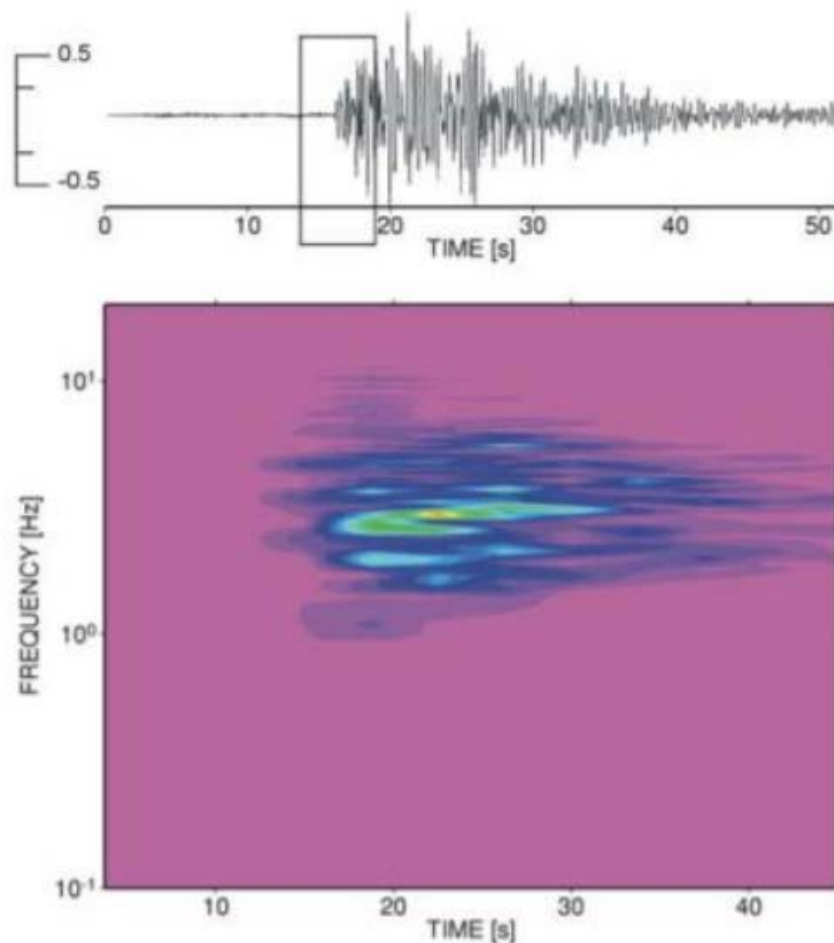
Οι ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί τύπου A εμφανίζονται σε ρήγματα, καθώς εισέρχεται μαγματικό υλικό, το οποίο μειώνει τον συντελεστή τριβής μεταξύ των ρηξιτεμάχων. Το εστιακό βάθος μπορεί να είναι παραπλήσιο με των τεκτονικών σεισμών (~20 km). Χαρακτηριστικό των κυματομορφών τους είναι ότι παρουσιάζουν έντονες αφίξεις επιμηκών, η ουρά του σήματος εμφανίζει σχεδόν εκθετική μείωση του πλάτους με την πάροδο του χρόνου, ενώ οι κυρίαρχες συχνότητες που συνθέτουν τέτοιου είδους σήματα, είναι μεταξύ 15 Hz και 20 Hz. Ένα παράδειγμα ηφαιστειοτεκτονικού σεισμού που έχει καταγραφεί στο ηφαίστειο Μεγαρί της Ινδονησίας βλέπουμε παρακάτω.



Εικόνα 12. Ηφαιστεοτεκτονικό σήμα τύπου A, με ευδιάκριτες διακυμάνσεις των κυμάτων S και P. Οι συχνότητες δεν ξεπερνούν τα 20 Hz (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

2) Ηφαιστεοτεκτονικοί σεισμοί τύπου B (B-type earthquakes, volcanotectonics(VT) earthquakes type B)

Αυτοί οι σεισμοί συνήθως συμβαίνουν πιο επιφανειακά, κοντά στον μαγματικό θάλαμο) (5-8 km εστιακό βάθος). Οι VT-B ηφαιστεοτεκτονικοί σεισμοί οφείλονται στην κίνηση του μαγματικού υγρού, για αυτό και οι συχνότητες είναι πολύ μικρότερες από ότι στους VT-A ηφαιστεοτεκτονικούς σεισμούς. Η συχνότητα επανάληψης αυτών των σεισμών είναι μεγαλύτερη, καθώς και η αισθητότητα τους.



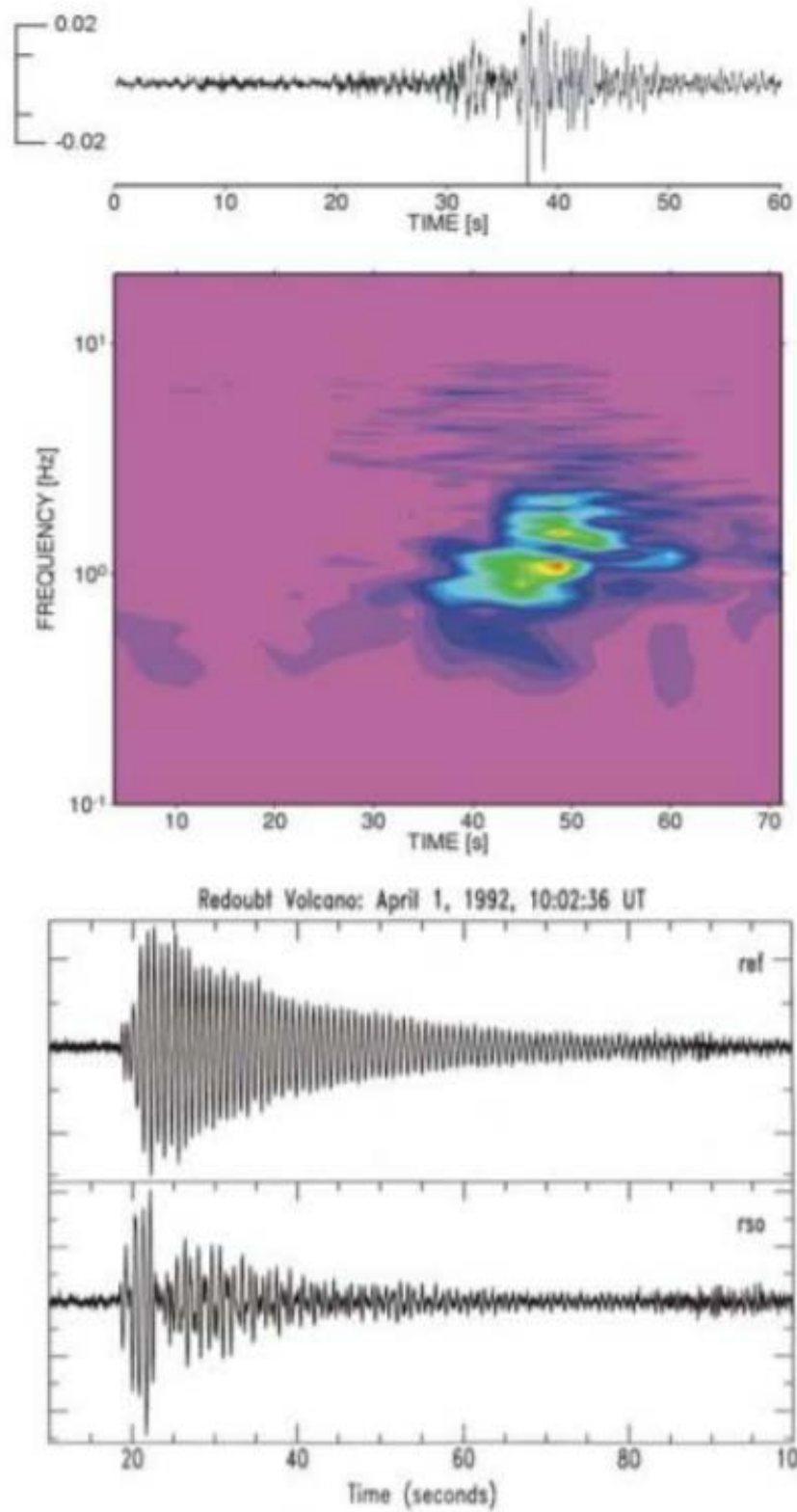
Εικόνα 13. Ηφαιστεοτεκτονικό σήμα τύπου B (VT-B) που έχει καταγραφεί στο ηφαίστειο Merapi της Ινδονησίας (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

3) Χαμηλόσυχνα σήματα ή μεγάλης περιόδου σήματα (LF-low frequency ή LP long period volcanic earthquakes).

Η πηγή αυτών των σημάτων LP και VLP γεγονότων καθορίζεται με μεθόδους μέγιστης πιθανοφάνειας, όπως η ανάλυση συχνότητας της βραδύτητας (Almendros et al., 2001), αντιστροφή και ετεροσυσχέτιση κυματομορφών (De Barros et al., 2009), και ομοιότητα κυματομορφών (Almendros et al., 2002). Η πλειοψηφία των πηγών που παράγουν σήματα LP και VLP σε ηφαίστεια έχουν εντοπιστεί σε βάθος μεταξύ 100 m και 400 m κάτω από τον ενεργό κρατήρα ή δόμο (Merapi, Hidayat et al., 2002; Stromboli, Chouet et al., 2003; Mount St. Helens, Kilauea, Kumagai et al., 2005; Waite et al., 2008; Etna, De Barros et al., 2009). Μερικοί όμως βρίσκονται αρκετά βαθύτερα μεταξύ 1 km και 8 km (Aso, Legrand et al., 2000; Kilauea, Almendros et al., 2002; Popocatepetl, Chouet et al., 2005;). Χαρακτηρίζονται από όχι απότομη άφιξη διαμηκών κυμάτων, έλλειψη εγκάρσιων και από ουρά η οποία αποσβαίνεται με αργό ρυθμό στο πέρασμα του χρόνου. Η ενέργεια του φάσματος εκτείνεται σε ένα πλάτος συχνότητας 1-5 Hz (Kawakatsu et al. 2001). Στην Εικόνα 14

παρουσιάζεται ένα παράδειγμα χαμηλόσυχνου σήματος με το αντίστοιχο φασματικό του πλάτος, το οποίο έχει καταγραφεί στην περιοχή του Redoubt (Αλάσκα, ΗΠΑ). Είναι εμφανή από την κυματομορφή του παραδείγματος αυτού, όλα τα παραπάνω χαρακτηριστικά (έλλειψη εγκαρσίων κυμάτων, μη απότομη άφιξη διαμηκών κυμάτων και ουρά με αργή απόσβεση) που χαρακτηρίζουν τα χαμηλόσυχνα σήματα, καθώς και η χαμηλόσυχη κατανομή των κυρίαρχων συχνοτήτων (περίπου 2.5 Hz). Οι μέθοδοι εντοπισμού των χαμηλόσυχνων σημάτων στηρίζονται στις ευκρινείς καταγραφές των πρώτων αφίξεων είτε σε τεχνικές που μελετούν την κίνηση υλικών σημείων και στις τρεις συνιστώσες, οι οποίες καταγράφονται από ένα δίκτυο ευρέος φάσματος σεισμομέτρων.

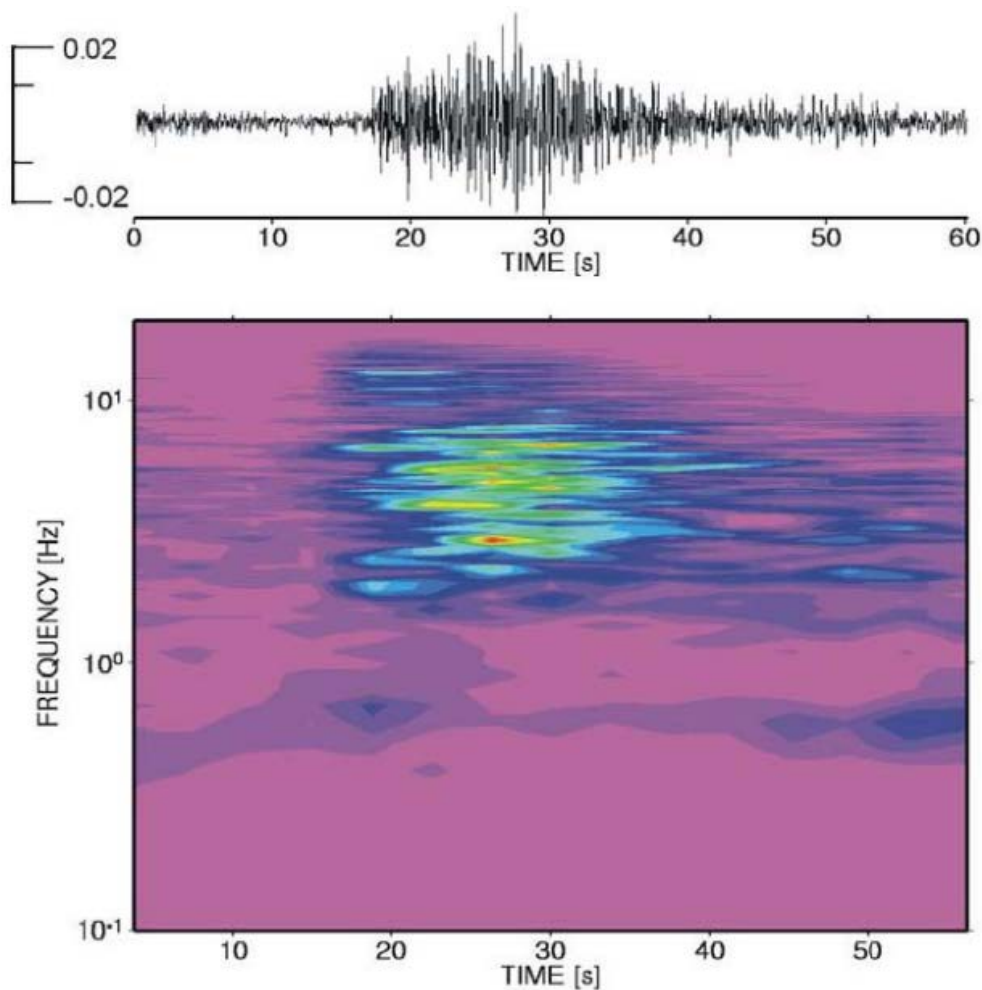
Επομένως, τα VLP σήματα περιέχουν παλμούς περιόδων περίπου 20 s, και κατά το στάδιο της έκρηξης αναγνωρίζονται μόνο μετά από εφαρμογή κάτω-περατού φίλτρου ($f < 0.125\text{Hz}$). Συνήθως προηγούνται από τα σήματα Μακράς Περιόδου (LP) και παρατηρούνται πάντα, ανεξαρτήτως του σταδίου της έκρηξης, καθώς και του τύπου του ηφαιστείου, για παράδειγμα στα ηφαίστεια Fuego, Kilauea και Cotopaxi. Το πλάτος των σημάτων Πολύ Μακράς Περιόδου (VLP) είναι άμεσα συγκρίσιμα με την ένταση της επικείμενης έκρηξης, όπως φάνηκε στο Santiaguito (Guatemala) από τους Johnson et. al., (2009).



Εικόνα 14. Φασματογράφημα από χαμηλόσυχνα σήματα στην περιοχή Redoubt (Αλάσκα, ΗΠΑ) (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

4) Σήματα βαθιών γεγονότων Μακράς Περιόδου (DLPs)

Τα βαθιά γεγονότα Μακράς Περιόδου (DLP's) λέγονται και αλλιώς ηφαιστειακοί σεισμοί χαμηλής συχνότητας (volcanic low-frequency earthquakes- LFE). Οι ηφαιστειακοί DLP's γίνονται σε όλο τον όγκο της μαγματικής πηγής και μπορεί να έχουν ιδιαίτερο μηχανισμό γένεσης, ανάλογο με τον Non Double Couple των επιφανειακών σεισμοτεκτονικών σεισμών (Nakamichi et al., 2003 ; Aso et al., 2014). Αντίστοιχα, οι τεκτονικού τύπου LFEs έχουν μηχανισμό γένεσης ανάλογο με τους επιφανειακούς σεισμούς και γίνονται κατά μήκος της διεύθυνσης του ενός επιπέδου (Vidale and Houston, 2012).



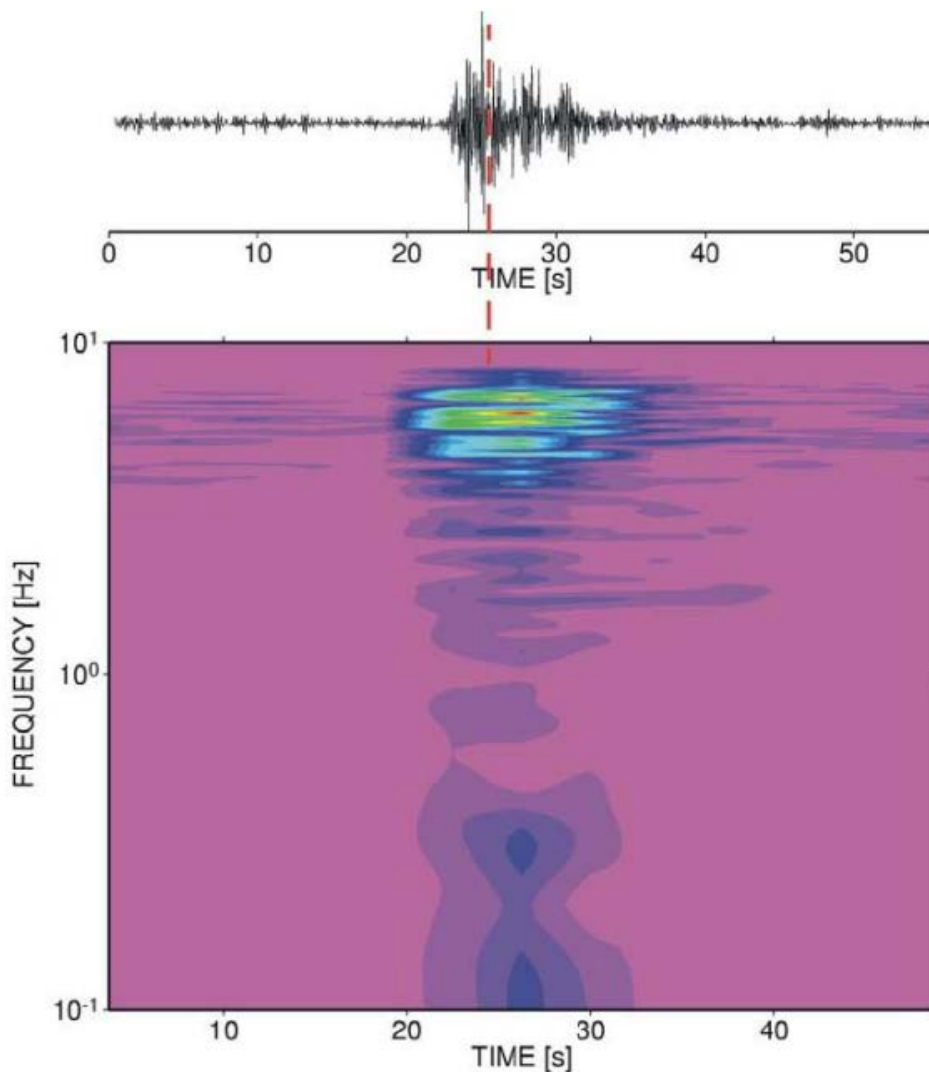
Εικόνα 15. Φασματογράφημα από Πολλαπλών Φάσεων σήμα στο ηφαίστειο Merapi της Ινδονησίας (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

5) Υβριδικά σήματα (hybrid events) και πολλαπλών φάσεων

Τα ηφαιστειογενή αυτά σήματα περιλαμβάνουν τα κυματικά και συχνотικά χαρακτηριστικά των υψίσυχνων και χαμηλόσυχνων ηφαιστειακών σεισμών. Επειδή αυτό μπορεί να αντικατοπτρίζει μια πιθανή ανάμιξη των διαδικασιών γένεσης τους, για αυτό και ονομάζονται υβριδικά σήματα. Δεν έχει ακόμα απολυτά διευκρινιστεί ο μηχανισμός διεγέρσεως τους.

6) Χαμηλόσυχνα σήματα εκρήξεων ή σεισμοί έκρηξης (Explosion earthquakes)

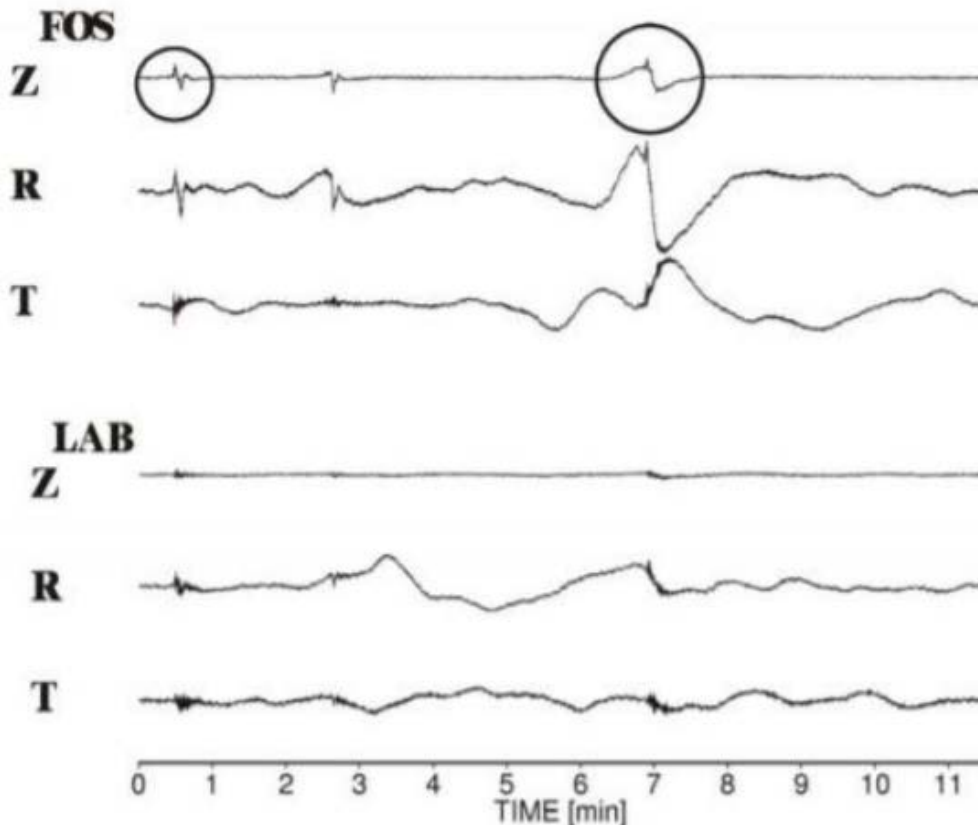
Είναι σεισμοί που συνοδεύουν μεμονωμένες εκρηκτικές δραστηριότητες ενός ηφαιστείου και πολλοί χαρακτηρίζονται από την παρουσία ενός κρουστικού κύματος στο σεισμόγραμμα. Στην Εικόνα 16 παρουσιάζεται ένας σεισμός έκρηξης με το αντίστοιχο φασματογράφημά του, ο οποίος έχει καταγραφεί από σταθμό ο οποίος βρίσκεται σε απόσταση 400 m από τον ενεργό κρατήρα του ηφαιστείου Stromboli (Ιταλία). Η διακεκομμένη κόκκινη γραμμή στην κυματομορφή συμβολίζει την άφιξη του κρουστικού κύματος, το οποίο είναι ορατό και στο φασματογράφημα, στην περιοχή με τα 5 Hz. Το μέγεθος αυτών των σεισμών γενικά είναι ανάλογο του μεγέθους της εκρηκτικής δραστηριότητας του ηφαιστείου. Πολλοί χαμηλόσυχοι σεισμοί δείχνουν την ίδια συμπεριφορά, τόσο χρονική όσο και συχνοτική, με τους σεισμούς έκρηξης, αλλά με απουσία της ηχητικής φάσης (McNutt, 1986; Neuberg et al., 2000). Χαρακτηριστικό αυτών των σημάτων είναι ότι εντοπίζονται κάτω από τον πυθμένα του ενεργού κρατήρα, ενώ οι πρώτες αφίξεις των επιμηκών κυμάτων είναι συμπιεστικές προς όλες τις κατευθύνσεις.



Εικόνα 16. Φασματογράφημα από χαμηλόσυχνα σήμα έκρηξης στο Stromboli (Πηγή: Καρακωσταντής, 2022).

7) Πολύ μεγάλης περιόδου σεισμοί (VLP- very long period events)

Η εκτεταμένη χρήση των ευρέως φάσματος σεισμομέτρων έχει δημιουργήσει ένα σύνολο νέων δεδομένων από πολύ μεγάλης περιόδου σήματα. Αυτά τα σήματα έχουν περιόδους που κυμαίνονται από 2 s έως 100 s ή και περισσότερο. Ένα παράδειγμα VLP παρουσιάζεται σεισμού στην Εικόνα 17. Είναι εμφανές πως το σήμα χαρακτηρίζεται αρχικά ως VLP, εφόσον οι κυρίαρχες συχνότητες βρίσκονται κάτω από 0.5 Hz, και στη συνέχεια μετατρέπεται σε χαμηλόσυχο, εφόσον το φασματικό εύρος βρίσκεται στην περιοχή από 0.5 Hz έως 2.0 Hz.

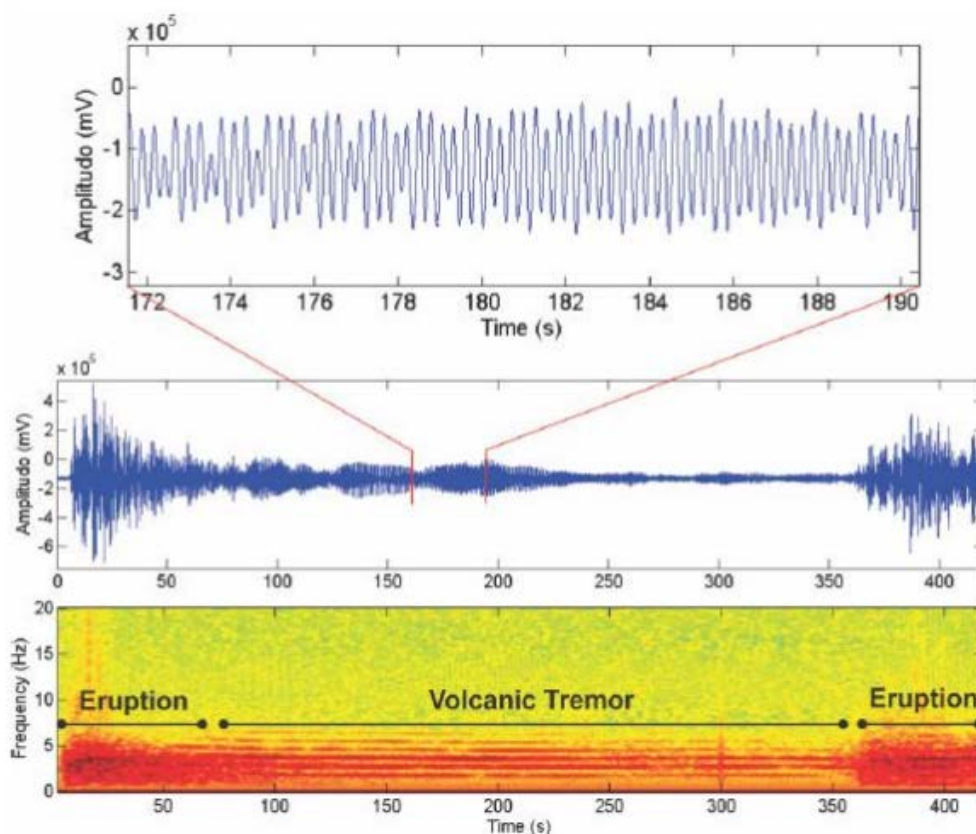


Εικόνα 17. Σεισμική καταγραφή VLP σεισμού στο ηφαίστειο Cotopaxi, στο Εκουαδόρ (Πηγή: Καρακωσταντής, 2022).

8) Ηφαιστειακές δονήσεις (Volcanic tremors)

Η ηφαιστειακή δόνηση είναι ένα ημι-συνεχές ή συνεχές σήμα, διάρκειας από μερικά δευτερόλεπτα ως μερικές μέρες ή και περισσότερο. Σε πολλές κατηγοριοποιήσεις ηφαιστειακών σημάτων (Minakami, 1960; Latter, 1979), ο όρος ηφαιστειακή δόνηση χρησιμοποιείται για να περιγράψει σήματα δονήσεων με μεταβλητά πλάτη και διάρκειες. Η πλειοψηφία των κυματομορφών των ηφαιστειακών δονήσεων δεν έχουν σαφή πρώτη άφιξη. Για αυτό οι μέθοδοι εντοπισμού, οι οποίες χρησιμοποιούνται για τους τεκτονικούς σεισμούς δεν μπορούν να εφαρμοστούν (Hofstetter and Malone, 1986). Στο πεδίο συχνοτήτων, οι

ηφαιστειακές δονήσεις παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία όσον αφορά στη μορφή και το φασματικό περιεχόμενο. Οι κυρίαρχες συχνότητες συχνά είναι εντοπισμένες στο μεταξύ 0.5 Hz και 7.0 Hz (Konstantinou and Schlindwein 2003), ωστόσο μεγαλύτερες συχνότητες, μέχρι 15 Hz, έχουν εμφανιστεί σε υποθαλάσσιες ηφαιστειακές δραστηριότητες, καταγεγραμμένες από υδρόφωνα (Dziac and Fox, 2002) και σεισμολογικούς σταθμούς σε νησιά (Talandier and Okal, 1996).



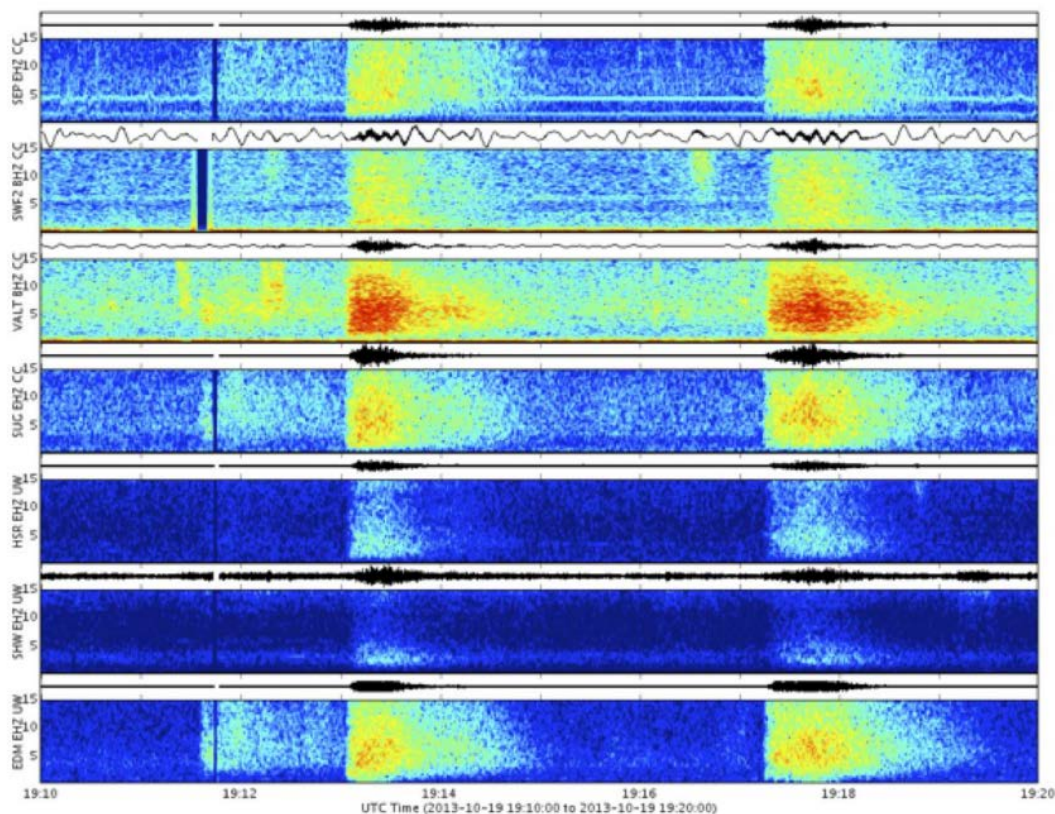
Εικόνα 18. Σεισμική καταγραφή (πάνω) και φασματογράφημα (κάτω) ηφαιστειακής δόνησης μεταξύ δύο εκρήξεων στο ηφαίστειο Semeru (Ιάβα, Ινδονησία) το 2009, στον σταθμό KLP του σταθμού Ηφαιστειολογίας και Εκτίμησης γεωλογικών κινδύνων (Center for Volcanology and Geological Hazard Mitigation-CVGHM) της Ινδονησίας (Konstantinou et al., 2013).

2.1.3. Τεκτονικοί σεισμοί

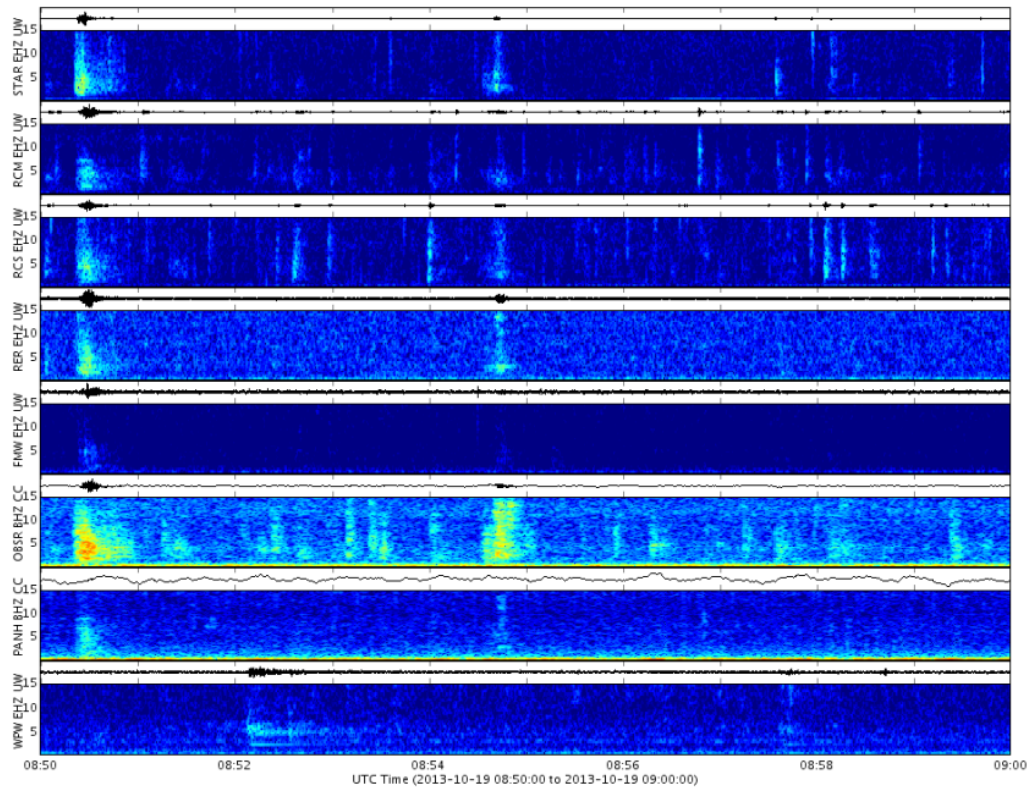
Οι τεκτονικοί σεισμοί σχετίζονται με τους ηφαιστειοτεκτονικούς σεισμούς τύπου A, αφού λαμβάνουν χώρα σε παραπλήσια βάθη (5-20 km), δηλαδή στη σχιζόσφαιρα (ανώτερος τεκτονικός όροφος). Η βασική διαφορά είναι, πως οι μεν πρώτοι (τεκτονικοί) εμφανίζονται κοντά σε ρήγματα, ενώ οι δεύτεροι (ηφαιστειοτεκτονικοί τύπου A) εμφανίζονται σε ρήγματα κοντά σε ηφαίστεια. Ακόμα μια διαφορά των παραπάνω είναι στις συχνότητες. Οι κυματομορφές των τεκτονικών σεισμών παρουσιάζουν ακόμα μεγαλύτερη (πιο απότομη) αύξηση στα κύματα P από ότι η ηφαιστειοτεκτονικοί τύπου A.

2.2. Τι άλλο μπορώ να δω σε ένα φασματογράφημα;

Σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα και κατά την παρατήρηση των φασματογραφημάτων, μπορεί να γίνει η παρατήρηση διαφόρων σημάτων, τα οποία έχουν προκληθεί από κατολισθήσεις, καταπτώσεις βράχων ή και ακόμα χιονοστιβάδες, όπως στο Fuji (Ιαπωνία). Στα σειсмоγράμματα της Εικόνας 19 παρατηρείται πως η κυματομορφή έχει οξύ σχήμα, με βραδεία απόσβεση. Η διάρκεια και το εύρος των συχνοτήτων αυτών ποικίλει.



Εικόνα 19. Σεισογράμματα και φασματογράμματα από μία σειρά κατολισθήσεων στο ηφαίστειο της Αγίας Ελένης που καταγράφηκε σε ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων και με υψηλές τιμές ενέργειας (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).



Εικόνα 20. Σεισμόγραμμα και φασματογράφημα από μια σειρά επιφανειακών γεγονότων στο ηφαίστειο Rainier (ΗΠΑ) που συνδέονται με χιονοστιβάδες (Πηγή: Καρακωνσταντής, 2022).

Παρατηρείται ότι τα σήματα από τις καταπτώσεις χιονοστιβάδων διαρκούν μερικές δεκάδες δευτερόλεπτα και η ενέργεια τους βρίσκεται μεταξύ συχνοτήτων 2 Hz και 5 Hz. Σημειώνεται ότι η πολύ μικρή διάρκεια τους οφείλεται και στο γεγονός ότι η καταγραφή τους συμβαίνει από 2-3 σταθμούς που βρίσκονται κοντά στην εστία του σήματος.

3. Επεξεργασία επιλεγμένων γεγονότων στην σεισμική κρίση του 2014

3.1 Πληροφορίες για το λογισμικό Seisgram2K

Το λογισμικό Seisgram2K είναι ένα λογισμικό Java, το οποίο αναπαριστά διαδραστικά τις καταγραφές ενός σεισμού είτε από έναν σταθμό είτε από όλο το δίκτυο. Το Seisgram2K εμφανίζει ένα ή περισσότερα σειсмоγράμματα τριών συνιστωσών. Οι δυνατότητες που αποκτά ο χειρίστης από το λογισμικό είναι τα εξής: ζουμ στις κυματομορφές, προσδιορισμός μεγεθών με μετρήσεις πλάτους ή μέσω φασμάτων, μετασχηματισμός των σειсмоγραμμάτων, επιλογή χρόνου και πλάτους, τρισδιάστατα μοντέλα, προβολή σημάτων σε φάσματα και φασματογραφήματα, φίλτρα κλπ. Με την κατάλληλη επεξεργασία από μεριάς του αναλυτή, μπορούν να προκύψουν αποτελέσματα για το είδος του σήματος και για το εστιακό βάθος του σεισμού. Πιο εξειδικευμένα οι ηφαιστειολόγοι μπορούν να κρίνουν από τα σήματα που καταγράφουν οι σταθμοί, αν επηρεάζεται το ηφαιστειακό κέντρο και αν υπάρχει η πιθανότητα έκρηξης. Αυτό θα επιχειρηθεί στην παρούσα εργασία. Θα αναλυθεί ένα σύνολο σημάτων που έχουν καταγραφεί κατά την περίοδο του Αυγούστου και Σεπτεμβρίου 2014. Θα πραγματοποιηθεί κατηγοριοποίηση των σημάτων και θα διερευνηθεί αν συσχετίζονται με έκρηξη.

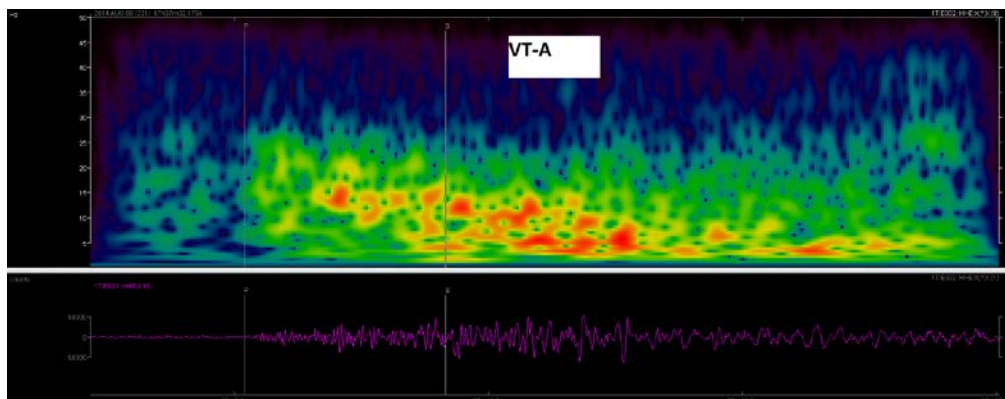
Με επισκόπηση των καταγραφών με το σεισμολογικό πρόγραμμα Seisgram2K, απορρίφθηκαν τα σήματα που δεν σχετίζονται με σεισμούς (π.χ. θόρυβος). Ακολουθώντας, στις καταγραφές σεισμών που επελέγησαν, προσδιορίστηκαν οι χρόνοι άφιξης των P (επιμηκών) κυμάτων και S (εγκαρσίων) κυμάτων. Από τη διαφορά μεταξύ των χρόνων άφιξης των S και P κυμάτων, εκτιμήθηκε η επικεντρική απόσταση του πιο κοντινού σεισμολογικού σταθμού. Στην πορεία χρησιμοποιείται η λειτουργία φασματογραφήματος (spectrogram) του Seisgram, ώστε να χαρακτηριστεί κάθε σήμα ως ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός τύπου A, τύπου B ή τεκτονικό γεγονός. Τέλος, συνοψίζοντας όλα τα στοιχεία σε ένα φύλλο Excel, όπως παρουσιάζεται στον Πίνακα 1.

Ημερομηνία	Ωρα	Είδος σήματος
8/9/2014	07:07:00	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου A
8/12/2014	14:37:01	Τεκτονικός σεισμός
8/20/2014	00:34:54	Τεκτονικός σεισμός
8/20/2014	12:37:28	Τεκτονικός σεισμός
8/21/2014	05:49:06	Τεκτονικός σεισμός
8/23/2014	23:05:23	Υψίσυχνα σήματα, ηφαιστειοτεκτονικός τύπος A
8/24/2014	00:00:07	Τεκτονικός σεισμός
8/25/2014	01:35:21	Τεκτονικός σεισμός
8/26/2014	06:50:08	-

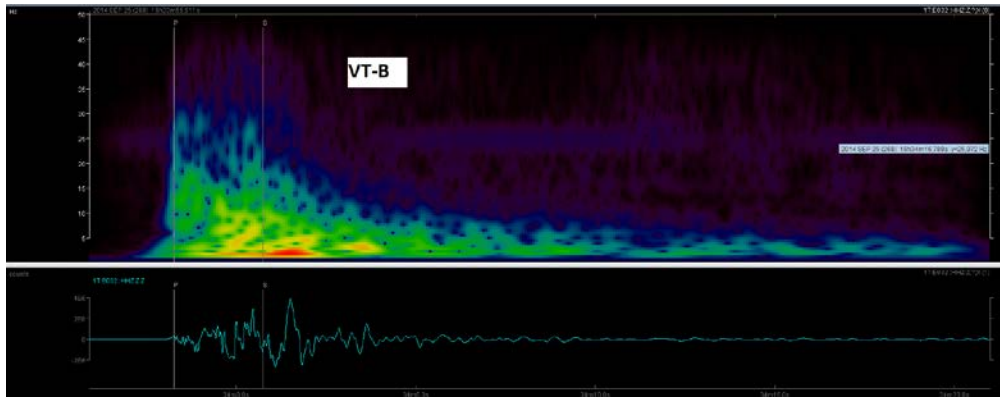
9/2/2014	20:10:31	Τεκτονικός σεισμός
9/5/2014	22:45:29	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Α
9/9/2014	17:47:43	Τεκτονικός σεισμός
9/10/2014	20:26:28	Τεκτονικός σεισμός
9/11/2014	14:41:25	Τεκτονικός σεισμός
9/13/2014	16:02:48	Τεκτονικός σεισμός
9/20/2014	16:30:20	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Α
9/23/2014	16:41:03	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Α
9/25/2014	16:33:57	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Β
9/26/2014	00:11:25	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Β
9/30/2014	07:26:44	Ηφαιστειοτεκτονικός τύπου Α

Πίνακας 1. Κατηγοριοποίηση σεισμικών σημάτων.

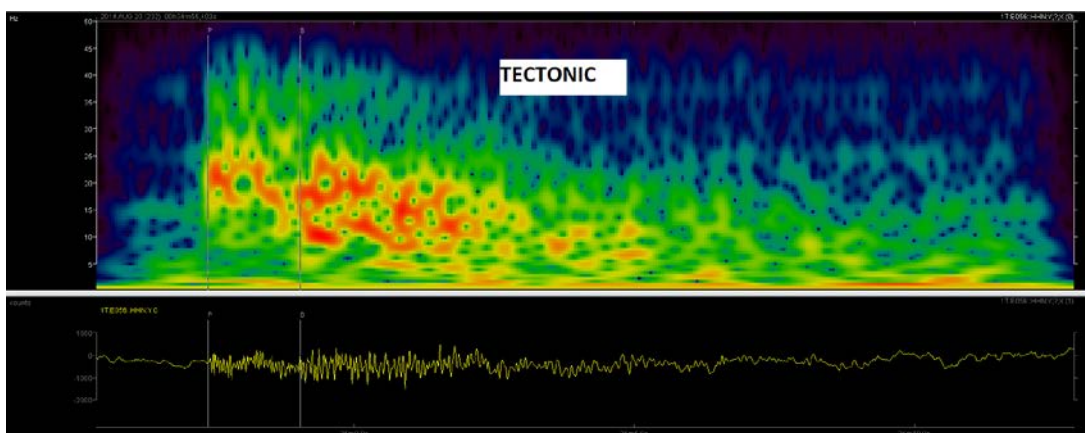
Στις Εικόνες 21, 22, 23 παρουσιάζονται τα φασματογραφήματα των VT-A, VT-B και τεκτονικών σεισμών, από τα οποία προκύπτουν οι διαφορετικές επικρατούσες συχνότητες της κάθε κατηγορίας. Συγκεκριμένα για τα VT-A οι επικρατούσες συχνότητες βρίσκονται στο εύρος 15-20 Hz, για τα VT-B μεταξύ 2 Hz και 5 Hz, ενώ για τους τεκτονικούς σεισμούς επικρατούν υψηλότερες συχνότητες της τάξης των 25-30 Hz.



Εικόνα 21. Ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός τύπου Α, με ευδιάκριτες τις αφίξεις των Ρ και των S κυμάτων. Με συχνότητες περίπου 15-20 Hz.



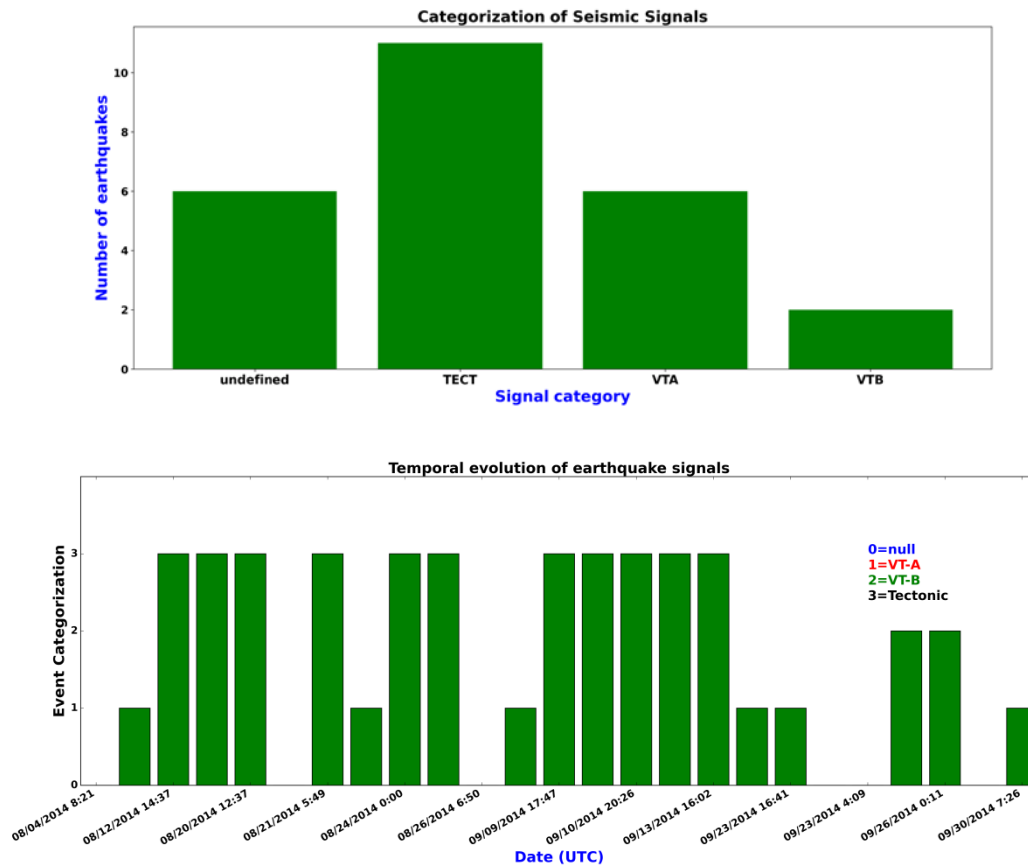
Εικόνα 22. Ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός τύπου Β, με συχνότητες πολύ χαμηλές, περίπου 2-5 Hz.



Εικόνα 23. Τεκτονικός σεισμός με πολύ υψηλές συχνότητες, δηλαδή 25-30 Hz.

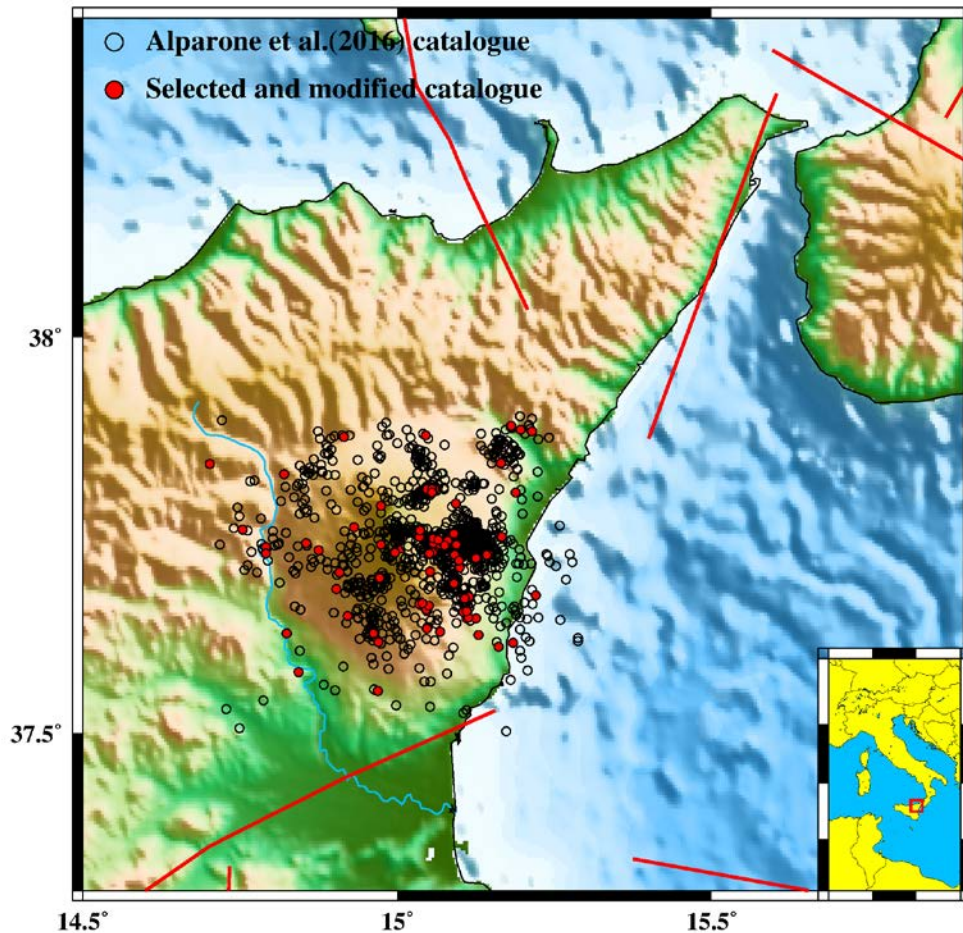
3.2. Διαγράμματα και χάρτες

Τα αποτελέσματα του Πίνακα 1 παρουσιάζονται με χρήση Pythοn με διαγράμματα στην Εικόνα 24. Συνολικά κατά την περίοδο Αυγούστου - Σεπτεμβρίου 2014, παρατηρήθηκαν 25 σεισμικά σήματα στην περιοχή της Αίτνας. Αυτά αναλύθηκαν με το Seisgram και, με τη βοήθεια φασματογραφημάτων, χαρακτηρίστηκαν 11 από τα 25 σήματα ως τεκτονικοί σεισμοί, οι οποίοι εμφανίζονται κατά κύριο λόγο σε χαρτογραφημένα ρήγματα της Αίτνας. Πέρα από τους τεκτονικούς σεισμούς, είχαμε 6 σήματα τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως θόρυβος, 6 σήματα που χαρακτηρίστηκαν ως ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί τύπου Α (VT-A) και μόλις δύο σήματα ηφαιστειοτεκτονικών σεισμών τύπου Β (VT-B). Αυτά τα στοιχεία δίνονται από το πρώτο διάγραμμα της Εικόνας 24. Στο δεύτερο εμφανίζεται η κατανομή των σημάτων κατά τη διάρκεια των 2 μηνών που έγινε ανάλυση. Παρατηρήθηκε πως πριν από κάποια έκρηξη, λαμβάνουν χώρα αρκετοί τεκτονικοί σεισμοί, σαν σμήνη σεισμών. Για παράδειγμα, μεταξύ 08/12/2014 και 08/21/2014, κατεγράφησαν 12 σήματα τα οποία εκτιμήθηκαν ως τεκτονικοί σεισμοί, ενώ κατά την κορύφωση του γεγονότος στις 08/24/2014, οπότε και εμφανίστηκε ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός τύπου Α. Ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί τύπου Β (VT-B) εμφανίστηκαν μόνο μετά την έκρηξη.



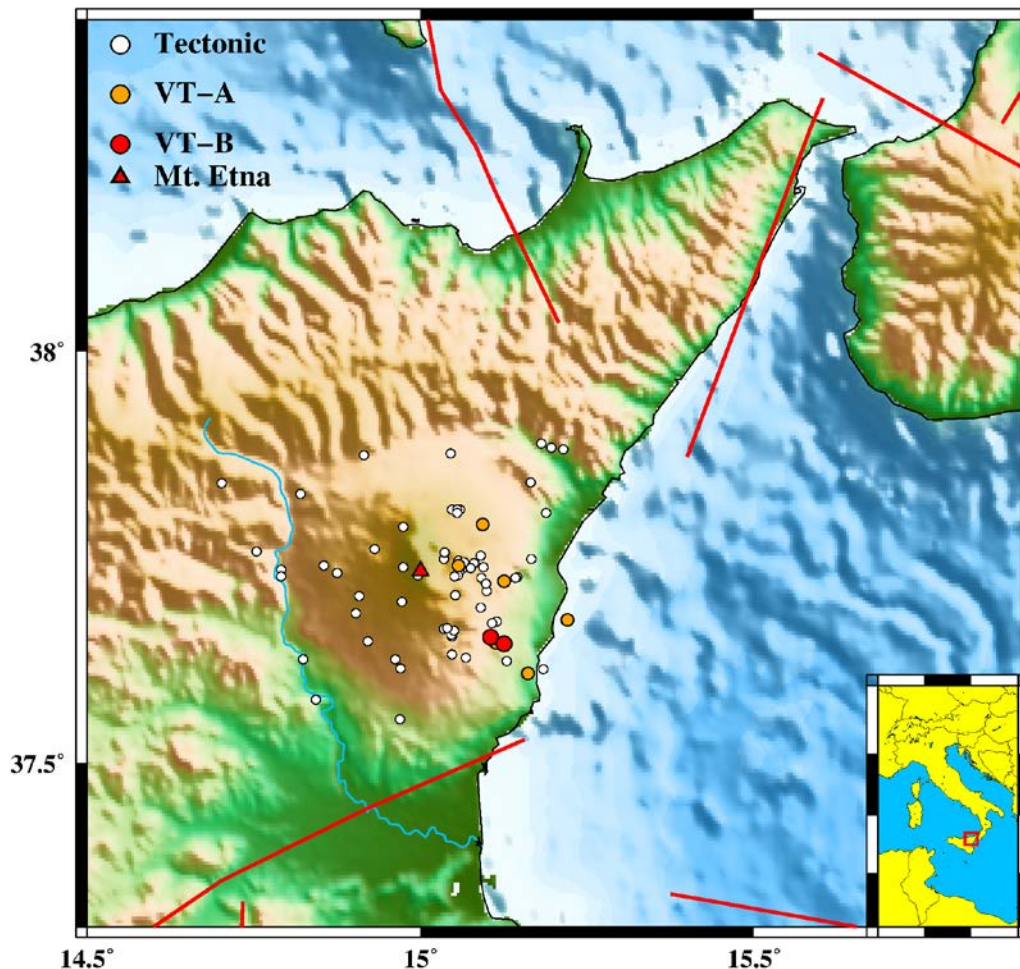
Εικόνα 24. Σχεδιαγράμματα κατηγοριοποιημένων σημάτων.

Στην Εικόνα 25 παρατηρήθηκε ότι τα επίκεντρα των σεισμών κατά κύριο λόγο εμφανίζονται πάνω στο ηφαίστειο, κοντά στους κεντρικούς κρατήρες. Ανατολικότερα προς τις ακτές τις Σικελίας, ο αριθμός των επικέντρων γίνεται ακόμα μεγαλύτερος, καθώς η περιοχή αυτή βρίσκεται πιο κοντά στο ενεργό περιθώριο των τεκτονικών πλακών και στην υποβύθιση που λαμβάνει χώρα στην περιοχή αυτή. Κοντά στη περιοχή βρίσκονται και τα ρήγματα Timpe και Pernicana, τα οποία θεωρούνται τα πιο ενεργά και σημαντικά ρήγματα του ηφαιστείου της Αίτας. Παρατηρήθηκε επίσης πως τα επίκεντρα των σεισμών που αναλύθηκαν ακολουθούν τη διεύθυνση των ρηγμάτων της ευρύτερης περιοχής, δηλαδή ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση.



Εικόνα 25. Επίκεντρα σειμών γύρω από το ηφαίστειο της Αίτνας. Διαφανής κύκλοι από τον κατάλογο του Alparone et. al. (2016), κόκκινο χρώμα, οι σειμοί της παρούσας εργασίας (2014). Κόκκινες γραμμές, ρήγματα από την εργασία του Styron et al., (2020). Κάτω δεξιά το υπόμνημα της τοποθεσίας του ηφαιστείου στην Σικελία.

Σύμφωνα με την Εικόνα 26, οι VT-A και VTB ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί λαμβάνουν χώρα στο ανατολικό και νοτιοανατολικό τμήμα του ηφαιστείου. Στο ρήγμα San Alfio και γενικότερα στο σύστημα Timpe έχουν εμφανιστεί VT-A ηφαιστειοτεκτονικούς σεισμούς κατά την περίοδο Αύγουστος - Σεπτέμβριος 2014. Το ρήγμα San Alfio παίζει σημαντικό ρόλο στη δίοδο του μάγματος από τον μαγματικό θάλαμο προς την επιφάνεια. Οι VT-B σεισμοί έχουν εμφανιστεί λίγο πιο νότια, κοντά στο σύστημα ρηγμάτων Mascalucia- Tremesteri- Trecastagni - Gravina, στο ρήγμα Fiandaca-Pennis. Πιθανόν να υπάρχει μαγματικός θάλαμος κάτω από τα ρήγματα Mascalucia- Tremesteri- Trecastagni - Gravina, σε μικρό βάθος. Επίσης, ένα ακόμα χαρακτηριστικό των σειμών και των εκρήξεων είναι ότι εμφανίζονται σε διεύθυνση Β-Ν ή ΒΔ-ΝΑ, παράλληλα με τις ρωγμές της νοτιοανατολικής πλευράς του ηφαιστείου. Οι τεκτονικοί σεισμοί εμφανίζονται σε όλη την έκταση του ηφαιστείου, όμως πάντα σε άμεση σχέση με τις διευθύνσεις των ρηγμάτων της περιοχής.



Εικόνα 26. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων. Άσπρος κύκλος= τεκτονικός σεισμός, Πορτοκαλί κύκλος= VT-A ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός, Κόκκινος κύκλος= VT-B ηφαιστειοτεκτονικός σεισμός και με κόκκινο τρίγωνο, η τοποθέτηση του ηφαιστείου Αίτνα. Κόκκινες γραμμές, ρήγματα από την εργασία των Styron et al. (2020). Κάτω δεξιά το υπόμνημα της τοποθεσίας του ηφαιστείου στην Σικελία.

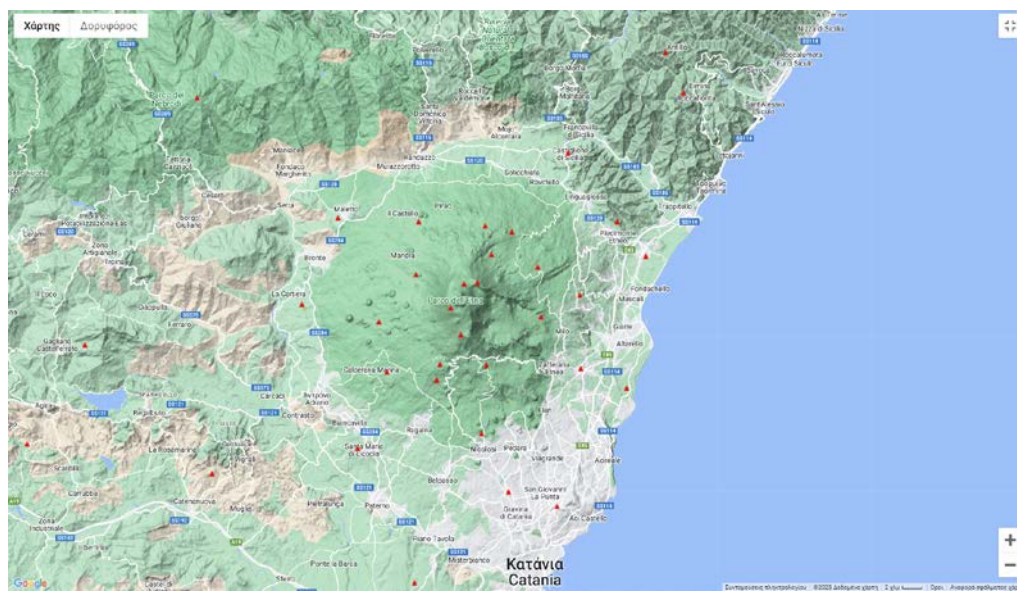
3.3. Σεισμολογικοί σταθμοί Αίτνας

Στην ευρύτερη περιοχή της Αίτνας έχουν εγκατασταθεί αρκετοί σεισμολογικοί σταθμοί, καθώς η επικινδυνότητα του ηφαιστείου είναι μεγάλη. Να σημειωθεί ότι οι πλαγιές του ηφαιστείου είναι κατοικήσιμες, όπως και ότι η πόλη της Κατάνιας (βλέπουμε τη θέση της στον χάρτη της Εικόνας 27), οι οποία βρίσκεται σε κοντινή απόσταση από το ηφαίστειο. Επομένως, η έγκαιρη προειδοποίηση για μια έκρηξη είναι όφελος την Ιταλικής κοινωνίας, γεγονός που θα πραγματοποιηθεί με την επαρκή κάλυψη σεισμολογικών σταθμών σε όλη την επιφάνεια της γύρω περιοχής.

Πιο συγκεκριμένα, γύρω από το ηφαίστειο και βορειοδυτικά, στην περιοχή Maletto βρίσκεται ο σταθμός EPZF (Pizzo Felice). Νοτιότερα από αυτόν, εντοπίζεται ο σταθμός ESCV (Etna Scornianacca). Ακόμα πιο νότια, ο σταθμός ESML βρίσκεται στην

περιοχή της Santa Maria di Licodia. Νοτιοδυτικά του ηφαιστείου υπάρχουν δύο σταθμοί γύρω από την Gravina di Catania (βόρεια της Κατάνιας), οι οποίοι ονομάζονται EMAS και GIO (Monte San Gregorio), έξω από το Aci Castello. Στα ανατολικά απαντώνται δύο σταθμοί, ο EVR στην περιοχή της Santa Vanerina και κοντά στην ακτογραμμή ο EPOZ. Βορειοανατολικά εμφανίζονται τρεις σταθμοί: α) ECTS (Castioglione), β) EPMN (Piedimonte Etneo) και παραλιακά γ) EFIU (Fiumefreddo di Sicilia). Όλοι αυτοί οι σταθμοί βρίσκονται περιμετρικά του βουνού της Αίτνας.

Στο ηφαίστειο της Αίτνας έχουν εγκατασταθεί περισσότεροι σεισμολογικοί σταθμοί. Βορειοδυτικά των κρατήρων της Αίτνας, στις πλαγιές του βουνού, στην περιοχή Il Castello, βρίσκεται ο σταθμός EMSG, λίγο νοτιότερα και δυτικά από το ηφαίστειο οι σταθμοί ESVO (Etna Moute Scavo) και ECZM (Etna Case Zampini). Ακόμα νοτιότερα απαντάται ο σταθμός ECHR (Santa Chiara), στην περιοχή Calcerana-Marina. Στις νότιες πλαγιές του ηφαιστείου έχουμε ένα δίκτυο σταθμών το οποίο αποτελείται από τους: α) EMFS (Etna Monte Frumento Supino), β) ESLN (Serra La Nave), γ) EMPL (Etna Monte Parmenteli), δ) EPC (Etna Serra Pizzuta Calvarina). Ανατολικότερα έχουμε τους σταθμούς: α) EMFO (Etna Moute Fontane), β) ESAL (Etna Sant Alfio), γ) ECBD (Etna Case Bada). Στις βόρειες πλαγιές του ηφαιστείου συναντάμε τους σταθμούς: α) EMCN (Monte Conca), β) EPIT (Pozzo Pitarrone, Linuaglossa, Catania) και γ) EMNR (Etna Moute Nero). Γύρω από τους κεντρικούς κρατήρες του ηφαιστείου, στο Parco del' Etna έχουν εγκατασταθεί οι σταθμοί: α) ECPN (Etna Creater del Piano), β) ECNE, γ) EPDN (Etna Pizzi Deneri) (Εικόνα 27).



Εικόνα 27. Σταθμοί στο ηφαίστειο της Αίτνας. Πηγή: Osservatorio Etneo - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV).

4. Συμπεράσματα

Το 2014, στην περιοχή της Αίτνας σημειώθηκαν αρκετοί σεισμοί και εκρήξεις κατά τους καλοκαιρινούς μήνες Αύγουστο-Σεπτέμβριο. Με την ανάλυση των σημάτων με το πρόγραμμα Seisgram2K και της λειτουργίας των φασματογραφήματων, κατηγοριοποιήθηκαν οι σεισμοί σε τεκτονικούς, ηφαιστειοτεκτονικούς τύπου A και B, ανάλογα με τις κυρίαρχες συχνότητες που παρατηρήθηκαν στα φασματογραφήματα. Παρατηρήθηκε ότι η Νοτιοανατολική πλευρά του ηφαιστείου της Αίτνας είναι πιο ενεργή τεκτονικά από ότι η δυτική πλευρά του ηφαιστείου, καθώς βρίσκεται πιο κοντά στο ενεργό περιθώριο της υποβύθισης της ωκεάνιας πλάκας. Στην πλευρά αυτή του ηφαιστείου εντοπίζονται τα συστήματα ρηγμάτων Pernicana και Timpe, τα συνδέονται με τη σεισμικότητα της ανατολικής πλευράς. Οι VT-A ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί περιορίζονται στο σύστημα Pernicana και Timpe. Στο σύστημα Timpe ανήκει και το ρήγμα San Alfio, το οποίο διαδραμετίζει σημαντικό ρόλο στην κίνηση του μάγματος δια μέσω των ρωγμών από τον μαγματικό θάλαμο προς την επιφάνεια της Γης. Τα ρήγματα Mascallucia-Tremesteri-Trecastagni - Gravina εμφανίζουν και VT-B ηφαιστειοτεκτονικούς σεισμούς, οι οποίοι είναι χαμηλόσυχνι (~5 Hz) και συσχετίζονται με την ύπαρξη μαγματικού θαλάμου, δεδομένου ότι τα VT-B σήματα οφείλονται στις κινήσεις του μαγματικού υλικού μέσα και γύρω από τον μαγματικό θάλαμο. Ακόμα ένα συμπέρασμα είναι ότι πριν από κάθε έκρηξη, έχουν προηγηθεί σμήνη τεκτονικών σεισμών, τα όποια προετοίμαζαν την εκρηκτική δραστηριότητα τις επόμενες ημέρες. Μετά την έξαρση του σεισμικού σμήνους, ακολουθούν VT-A ή VT-B ηφαιστειοτεκτονικοί σεισμοί, οι οποίοι εντοπίζονται στη βάση του ηφαιστείου σε μεγαλύτερα και μικρότερα βάθη, αντίστοιχα.

4. Βιβλιογραφία

- V. Acoccela, M. Neri, G. Norini, 2013. An overview of experimental models to understand a complex instability: Application to Mount Etna, Italy, *J Volcanol. Geotherm. Res.*, 251, p. 98-111.
- G. Alessi, 1829-1835. Storia delle eruzioni dell'Etna. *Atti Acc. Gioenia Sci. Nat.*, Catania, ser. 1, vol. 3 (17-75), 4 (23-74), 5 (43-72), 6 (85-116), 7 (21-65), 8 (99-148), 9 (127-206).
- J. Almendros, B. Chouet, and P. Dawson, 2001. Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea Volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity: 2. Results, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13581-13597.
- D. Andronico, L. Lodato, 2005. Effusive Activity at Mount Etna Volcano (Italy) During the 20th Century: A Contribution to Volcanic Hazard Assessment, *Natural Hazards*, 36, p 407-443.
- D. Andronico, S. Branca, S. Calvari, M. Burton, T. Caltabiano, R. A. Corsaro, P. Del Carlo, G. Garfi, L. Lodato, L. Miraglia, F. Murè, M. Neri, E. Pecora, M. Pompilio, G. Salerno, L. Spampinato, 2005. A multi-disciplinary study of the 2002-03 Etna eruption: insights into a complex plumbing system, *Bulletin of volcanology*, p. 314-330.
- A. Argnani, F. Mazzarini, C. Bonazzi, M. Bisson, I. Isola, 2013. The deformation offshore of Mount Etna as imaged by multichannel seismic reflection profiles. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 251, p.50-64.
- N. Aso, V. C. Tsai, 2014. Cooling magma model for deep volcanic long-period earthquakes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 8442-8456, doi:10.1002/2014JB011180.
- R. Azzaro, A. Bonforte, S.D. D'Amico., F. Guglielmino, L. Scarfi, 2020. Stick-slip vs stable sliding fault behavior: a case-study using a multidisciplinary approach in the volcanic region of Mt. Etna (Italy). *Tectonophysics*, 790.
- L. De Barros, C.J Bean, I. Lokmer, G. Saccorotti, L. Zuccarello, G.S. O'Brien, J.P Metaxian, D. Patane, 2009. Source geometry from exceptionally high resolution Long Period event observations at Mt Etna during the 2008 eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi: 10.1029/2009GL041273.
- A. Bonforte, A. Bonaccorso, F. Guglielmino, M. Palano, G. Puglisi, 2008. Feeding system and magma storage beneath Mt. Etna as revealed by recent inflation/ deflation cycles. *J. Geophys. Res.*, 113.
- A. Bonforte, F. Guglielmino, M. Coltelli, A. Ferretti, G. Puglisi, 2011. Structural assessment of Mount Etna volcano from permanent scatterers analysis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12.
- A. Borgia, L. Ferrari, G. Pasquare', 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna, *Nature*, 357, p.231-235.
- S. Branca, E. De Beui, D. Chester, A. Duncan, A. Lotteri, 2017. The 1928 eruption of Mount Etna (Italy): reconstructing lava flow evolution and the destruction and recovery of the town of Mascali. *J. Volcanol. Geotherm. Res. Volgeo*.

- S. Branca, M. Coltelli, E. De Beni, J. Wijbrans, 2008. Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. *International Journal of Earth Sciences*, 97(1), p. 135-152.
- S. Branca, M. Coltelli, G. Gropelli, F. Lentini, 2011. Geological map of Etna volcano, 1:50000 scale. *Ital. J. Geosc.* 130 (3), p. 265-291.
- S. Branca, P. Del Carlo, 2004. Eruptions of Mt Etna during the past 3.200 years: a revised compilation integrating the Historical and stratigraphic records, Mt volcano laboratory. AGU, Etna
- S. Calvari, M. Coltelli, M. Neri, M. Pompilio, V. Scribano, 1994. The 1991–1993 Etna eruption: chronology and lava flow-field evolution, *Acta Vulcanol.*, p. 1-14.
- F.L. Chiocci, M. Coltelli, A. Bosman, D. Cavallaro, 2011. Continental margin large- scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 305, p.57-64.
- B. Chouet, P. Dawson, T. Ohminato, M. Martini, G. Saccorotti, F. Giudicepietro, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa, 2003. Source mechanisms of explosions at Stromboli Volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2019, doi:10.1029/2002JB001919.
- R. Christofolini, R. Fichera, G. Patané, 1981. Osservazioni morfotettoniche sul settore occidentale dell' Etna. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 4, p. 55-63.
- R. P. Dziak, C. G. Fox, 2002. Evidence of harmonic tremor from a submarine volcano detected across the Pacific Ocean basin, *J. Geophys. Res.*, 107(B5), doi:10.1029/2001JB000177.
- J-L. Froger, O. Merle, P. Briole, 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187, p.245-258.
- S. Gambino, A. Cannata, F. Cannavo, A. La Spina, M. Sciotto, L. Spampinato, G. Barberi, 2016. The unusual 28 December 2014 dike- fed paroxysm at Mount Etna: timing and mechanism from multidisciplinary perspective. *J Geophys. Res. Solid Earth*, 121, p.2037-2053.
- S. Gambino, G. Barreca, V. Bruno, G. De Guidi, C. Ferlito, F. Gross, M. Mattia, L. Scarfi, C. Monaco, 2022. Transtension at the Northern Termination of the Alfeo-Etna Fault System (Western Ionian Sea, Italy): Seismotectonic Implications and Relation with Mt. Etna Volcanism, Geodynamics and seismotectonics in the Mediterranean Region.
- E. Lo Giudice, G. Patane', R. Rasa, R. Romano, 1982. The structural framework of Mt. Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 23, p125-158.
- G.W. Grindley, 1973. Structural control of volcanism at Mount Etna. *Phil. Trans. R. Soc. Land. A.*, 274, p.165-175.
- Gropelli, Tibaldi, 1999. G. Gropelli, A. Tibaldi. Control of rock rheology on deformation style and slip-rate along the active Pernicana Fault, Mt. Etna, Italy. *Tectonophysics*, 305 (1999), p.521-537.
- F. Gross, S. Krastel, J. Geersen, J. H. Behrmann, D. Ridente, F.L. Chiocci, 2016. The limits of seaward spreading and slope instability at the continental

- margin offshore Mt Etna, images by high- resolution 2D seismic data. *Tectonophysics*, 667, p.63-76.
- Z. Gvirtzman, A. Nur, 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401(6755), p.782-785.
 - Z. Gvirtzman, A. Nur, 2001. Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 187(1), p. 117-130.
 - B. Hidayat, B. Chouet, P. Voight, A. Dawson, Ratdomopurbo, 2002. Source mechanism of very-long-period signals accompanying dome growth activity at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2118, doi:10.1029/2002GL015013.
 - A. Hofstetter, S.D. Malone, 1986. Observations of volcanic tremor at Mt. St. Helens in April and May 1980. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 923-938.
 - S. Ide, D. R. Shelly, G. C. Beroza, 2007. Mechanism of deep low frequency earthquakes: further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi:10.1029/2006GLO28890.
 - J. B. Johnson, R. Sanderson, J. Lyons, R. Escobar-Wolf, G. Waite, and J. M. Lees, 2009. Dissection of a composite volcanic earthquake at Santiaguito, Guatemala, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L16308,
 - K. I. Konstantinou, V. Schindwein, 2003. Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor: a review. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 119 (1– 4), 161–187.
 - K. I. Konstantinou, C-Y Pan, C-H Lin, 2013. Microearthquake activity around Kueishantao island, offshore northeastern Taiwan: insights into the volcano-tectonic interactions at the tip of the southern Okinawa Trough. *Tectonophysics* 593:20–32.
 - H. Kumagai, B. A. Chouet, P. B. Dawson, 2005. Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii, *Geophysical Journal International*, Volume 161, Issue 1, April 2005, Pages 243–254,
 - A. Καρακωνσάντης, 2022. Εισαγωγικές έννοιες της ηφαιστειακής σεισμολογίας. p 27-45.
 - J.H. Latter, 1979, Volcanological observations at Tongariro National Park: 2. Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978: Department of Scientific and Industrial Research Geophysics Division Report no. 150, New Zealand, 60 p.
 - D. Legrand, S. Kaneshima, H. Kawakatsu, 2000. Moment tensor analysis of near field broadband waveforms observed at Aso volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 155–169.
 - C. Di Maggio, G. Madonia, M. Vattano, V. Agnesi, S. Monteleone, 2017. Geomorphological evolution of western Sicily, Italy. *Geologica Carpathica*, 68(1), p. 80-93.
 - S. R. McNutt, 1986. Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof Volcano, Alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America*; 76 (1): 153–175. doi:

- T. Minakami, 1960. Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Pt. I. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Vol. 38, p. 497–544.
- I. Molina, H. Kumagai, A. García-Aristizábal, M. Nakano, P. Mothes, 2008. Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 176, Issue 1, 10 September 2008, Pages 119-133, ISSN 0377-0273, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019>.
- C. Monaco, P. Tapponnier, L. Tortorici, P.Y. Gillot, 1997 Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 147, p.125-139.
- J.B Murray, 2019. The cryptic summit graben of Mt Etna volcano. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 387.
- J. B. Murray, B. van Wyk de Vries, 2022. Basement sliding and the formation of fault systems on Mt. Etna volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 428.
- J.B. Murray, B. Voight, J.P Glot, 1994. Slope movement crisis on the east flank of Mt Etna volcano: Models for eruption triggering and forecasting. *Eng. Geol.*, 38, p.245-259.
- H. Nakamichi, H. Hamaguchi, S. Tanaka, S. Ueki, T. Nishimura, A. Hasegawa, 2003. Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophysical Journal International*, 154: 811-828.
- M. Neri, V. Acocella, B. Behncke, 2004. The role of Pernicana fault system in the spreading of Mount Etna (Italy) during the 2002-2003 eruption. *Bull Volcanol.*, 66, p 417-430.
- J. Neuberg, 2000. External modulation of volcanic activity, *Geophysical Journal International*, Volume 142, Issue 1, July 2000, Pages 232–240,
- R. and M. Pagani., 2020. The GEM Global ActiveFaults Database. *Eartquake Spectra*, vol.36, no.1_ suppl, Oct, pp.160180.
- M. Palano, M. Aloisi, M. Amore, A. Bonforte, F. Calvagna, M. Centarro, O. Consoli, F. Guglielmino, M. Mattia, B. Puglisi, G. Puglisi, 2006. Kinematics and strain analyses of the eastern segment of the Pernicana fault (Mt. Etna, Italy) derived from geodetic techniques (1997-2005). *Ann. Geophys.*, 49 (4-5), p. 1105-1117.
- G. Pezzo, M. Palano, C. Tolomeni, P. De Gori, P. Gambino, C. Chiarrabba, 2020. Flank sliding: a value and a sentinel for paroxysmal eruptions and magma ascent at Mount Etna, Italy. *Geology*, 48 (!1), p. 1077-1082.
- L. Pioli, M. Palmas, B. Behncke, E. De Beni, M. Cantarero, Simona Scollo, 2022 Quantifying Strombolian acitivity at Etna Volcano, Magma degassing from magma at depth to the surface, osservatorio Etna.
- F. Ranvier, 2004 Modélisation numérique des mouvements de flanc de l’Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar. Thesis for Docteur d’ Université Blaise Pascal, France, p. 277.

- R. Rasa', R. Azzaro, O. Leonardi, 1996. Aseismic creep on faults and flank instability at Mt. Etna volcano. *Volcano Instability on the Earth and other planets*, Geol. Soc. Spec. Publ, 110, p.179-192.
- A. Rittmann, 1973. Structure and evolution of Mount Etna, *Phil. Trans. R. Soc. Lond A.*, 274, p.5-16.
- G. Solaro, V. Acocella, S. Pepe, J. Ruch, M. Neri, E. Sansosti, 2010. Anatomy of an unstable volcano from InSAR: Multiple processes affecting flank instability at Mt Etna, 1994-2008. *J. Geophys. Res.*, 115, p.1-21.
- J. Talandier, O. Hyvernaud, H. Hébert, R. Maury, S. Allgeyer, 2020. Seismic and hydroacoustic effects of the May 29, 2010 submarine South Sarigan volcanic explosion: Energy release and interpretation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10.1016/j.jvolgeores.2020.106819, 394, (106819).
- J.C. Tanguy, 1981. Les Eruptions historiques de l'Etna: chronologie et localisation. *Bull. Volcanol.*, 44-3, 586-640.
- A. Tibaldi, G. Gropelli, 2002. Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of Mt. Etna (Italy) and their possible origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, p.277-302.
- G.P.L Walker, 1992. Coherent intrusion complexes' in large basaltic volcanoes- a new structural model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 50, pp.41-54.
- J. Vidale and H. Houston, 2012. Slow Slip: A new kind of earthquake, *Physics Today*, January.
- G. P. Waite, B. A. Chouet, P. B. Dawson, 2008. Eruption dynamics at Mount St. Helens imaged from broadband seismic waveforms: Interaction of the shallow magmatic and hydrothermal systems, *J. Geophys. Res.*, 113, B02305, doi:10.1029/2007JB005259.
- A. Yellin-Dror, M. Grasso, Z. Ben-Avraham, G. Tibor, 1997. The subsidence history of the northern Hyblean plateau margin, southeastern Sicily. *Tectonophysics*, 282(1-4), p. 277-289.
- S.B. Ziegenbalg, B. Brunner, J.M. Rouchy, D. Birgel, C. Pierre, M.E. Böttcher, J. Peckmann, 2010. Formation of secondary carbonates and autochthonous sulfur in sulfate- rich Messinian layers, Sicily. *Sedimentary Geology*, 227 (1), p.37-50.