





# ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

### ΔΟΥΛΚΕΡΙΔΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ Γεωλόγος

# ΧΡΟΝΙΚΑ ΕΞΑΡΤΩΜΕΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΙΤΑΛΙΑ

### ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

### ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ Ειδίκευση: Σεισμολογία

# ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ2021

in.	Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
E	Περιεχόμενα	2
2	Προλογος	4
		0 7
	Περιληψη	/
	ADSTRACT	0
		۶۶ ۵
	1.1 Εισαγωγικές Εννοιές και Ορισμοι	۲۶ ۵
	1.2 Σεισμικός Κυκλός	Y
	1.5 Δεισμικοτητα	.10
	1.3.1 Χρονικώς ανεξαρτητη σεισμικότητα	.11.
	1.3.2 <b>Χρονικως εξαρτωμενη σεισμικοτητα</b>	.13
	1.3.2.1 Χρονική κατανομή κύριων σεισμών	13
	1.3.2.2 Χρονική κατανομή μικρότερων σεισμών	15
	2 Πρόγνωση Σεισμών	17
	2.1 Εισαγωγή	17
	2.2 Βραχυπρόθεσμη Πρόγνωση	17
	2.2.1 Θεωρία της Διασταλτικότητας	.18
	2.3 Μεσοπρόθεσμη Πρόγνωση	.20
	2.4 Μακροπρόθεσμη Πρόγνωση	21
	2.4.1 Μοντέλο πρόγνωσης χρόνου	21
	2.4.2 Μοντέλο πρόγνωσης ολίσθησης	22
	2.4.3 Προσωρινά σεισμικά κενά	23
	2.4.4 Μεταβολή της στατικής τάσης	26
	3 Πρόσφατοι Ισχυροί Σεισμοί της Περιοχής	27
	3.1 Γεωδυναμικό Περιβάλλον της Περιοχής	27
	3.2 Μεγάλοι Σεισμοί της Τελευταίας 20σαετίας	32
	3.2.1 Ο σεισμός της L'Aquila	.32
	3.2.2 Ο σεισμός στην Emilia-Romagna	34
	3.2.3 Ο σεισμός του Amatrice	35

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
3.2.4 Οι Σεισμοί του Οκτωβρίου του 2016	5
Τμήμα Γεωλογίας 4 Πληρότητα Καταλόγου33	8
4.1 Εισαγωγή	8
4.2 Δεδομένα Παρατήρησης	8
4.3 Έλεγχος Πληρότητας	9
4.3.1 Μέθοδοι μένιστης καμπυλότητας και Goodness of Fit	0
4.3.2 Χρονική μεταβολή του μενέθους πληρότητας	Ũ
4.3.3 Μέθοδος Gutenberg–Richter	2
4.3.4 Χωοική μεταβολή	3
5 Εφαρμονή και Αποτελέσματα του μοντέλου D-AS	16
$5.1 \operatorname{Figavov} \hat{\mathbf{m}}$	6
5.2 Ποοηγοήμενη Σαετική Έρευνα	.6
5.3 Το Μουτέλο D-AS	8
5.1 Αποτελέσματα του Μοντέλου 6	1
5.4  Augsonum action of the second and the second action of the seco	1 • 1
5.4.1 Avaopopiki $\pi p \sigma \gamma \omega \sigma \eta$	4
5.4.1.1 Ο σεισμος της 0 <sup>13</sup> Απριλιου 2009	4
5.4.1.2 U σεισμος της 20 <sup>45</sup> Μαιου 201280	b
5.4.2 Πιθανοί μελλοντικοί σεισμοί	8
5.4.2.1 Αναμενόμενος σεισμός στη Βόρεια Ιταλία90	D
5.4.2.2 Αναμενόμενος σεισμός στην Αδριατική92	2
5.4.2.3 Αναμενόμενος σεισμός στη Σικελία94	4
Συμπεράσματα90	6
Βιβλιογραφία9	8
Παράρτημα10	3

#### Πρόλογος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε με σκοπό την μελέτη της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας στη περιοχή της Ιταλίας.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται περιγραφή βασικών εννοιών, ορισμών και σχέσεων που αφορούν τη μελέτη της σεισμικότητας.

Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύονται η έννοια της πρόγνωσης σεισμών, τα είδη προγνώσεων σε σχέση με το χρόνο, ενώ παρουσιάζονται μερικά μοντέλα πρόγνωσης που ανήκουν στα παραπάνω είδη.

Στο τρίτο κεφάλαιο δίνονται πληροφορίες που αφορούν το γεωδυναμικό περιβάλλον της περιοχής μελέτης καθώς και ισχυρούς σεισμούς που εκδηλώθηκαν σε αυτήν κατά την τελευταία εικοσαετία και οι οποίοι θα μας απασχολήσουν στο επόμενο κεφάλαιο.

Στο τέταρτο κεφάλαιο αναπτύσσεται ο τρόπος συλλογής των δεδομένων και διαμόρφωσης του καταλόγου σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στη παρούσα εργασία, ενώ περιγράφονται οι διαδικασίες που εφαρμόστηκαν για την ομογενοποίηση των μεγεθών του. Επιπροσθέτως, πραγματοποιείται έλεγχος των χαρακτηριστικών του καταλόγου (μέγεθος πληρότητας, χωρο-χρονική διακύμανσή του).

Στο πέμπτο κεφάλαιο εφαρμόζεται το μοντέλο επιβραδυνόμενης – επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (D-AS) για την Ιταλία. Με τη χρήση του μοντέλου αυτού γίνεται προσπάθεια αναδρομικού προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων ισχυρών σεισμών (με μεγέθη M<sub>w</sub>≥6.0) που εκδηλώθηκαν στη περιοχή κατά το διάστημα 2000-2020 (retrospective prediction), εφαρμόζοντας «τυφλές δοκιμές» (blind tests). Επιπρόσθετα, με βάση την αναγνώριση επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικότητας που παρατηρείται στην περιοχή μελέτης τα τελευταία έτη, καταβάλλεται προσπάθεια εκτίμησης των βασικών εστιακών παραμέτρων ισχυρών επιφανειακών σεισμών που πιθανώς αναμένεται να συμβούν στην περιοχή αυτή μέσα στα επόμενα λίγα χρόνια.

Στο έκτο κεφάλαιο, συνοψίζονται όλα τα συμπεράσματα που προέκυψαν από το σύνολο της μελέτης αυτής.



# Χρονικά εξαρτώμενη σεισμικότητα στην Ιταλία

# ΔΟΥΛΚΕΡΙΔΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ

Γεωλόγος

### ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων: Σκορδύλης Εμμανουήλ, Καθηγητής

Μέλος: Καρακαΐσης Γεώργιος, Καθηγητής

Μέλος: Βαμβακάρης Δομίνικος, ΕΔΙΠ

### Ευχαριστίες

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Εμμανουήλ Σκορδύλη για την ανάθεση του θέματος, την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου, αλλά και την αμέριστη βοήθεια και καθοδήγηση που μου προσέφερε κατά την εκπόνηση της διπλωματικής μου εργασίας.

Ευχαριστώ τον καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Γεώργιο Καρακαΐση για την καθοδήγηση και την αμέριστη βοήθεια και τις χρήσιμες συμβουλές του κατά την εκπόνηση της παρούσας εργασίας.

Επίσης, ευχαριστώ τον Διδάκτορα Σεισμολογίας κ. Δομίνικο Βαμβακάρη, μέλος ΕΔΙΠ του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. για τις χρήσιμες συμβουλές του.

Τέλος θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στους γονείς μου, στον αδερφό μου και στην επί χρόνια σύντροφο μου οι οποίοι με στήριξαν ψυχολογικά όλη αυτήν την περίοδο.

Δουλκερίδης Κωνσταντίνος



# <u>Περίληψη</u>

Η χρονικά εξαρτώμενη σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλίας εξετάστηκε μέσω του μοντέλου Επιβραδυνόμενης – Επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (D-AS).

Για τις ανάγκες της εργασίας, δημιουργήθηκε κατάλογος σεισμών της περιοχής που περιέχει καταγραφές από εθνικά και διεθνή σεισμολογικά κέντρα και ομογενοποιήθηκε ώστε τα μεγέθη των σεισμών του να εκφράζονται σε ενιαία κλίμακα μεγέθους, αυτήν του μεγέθους σεισμικής ροπής. Εξετάστηκε η πληρότητα του καταλόγου καθώς και η χρονική και χωρική διακύμανσή της.

Το μοντέλο D-AS εφαρμόστηκε σε δύο φάσεις. Αρχικά αναζητήθηκαν περιπτώσεις επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικότητας οι οποίες μπορούν να συσχετιστούν με ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην περιοχή μελέτης. Συγκεκριμένα, εξετάστηκαν οι περιπτώσεις ισχυρών ( $M_w \ge 6.0$ ) κύριων σεισμών που εκδηλώθηκαν στην περιοχή της Ιταλίας τα τελευταία 20 χρόνια (2000-2020). Ο έλεγχος πραγματοποιήθηκε στους κόμβους ενός πλέγματος 0.2°x0.2° με στόγο τον εντοπισμό πρόδρομης επιβραδυνόμενης και επιταγυνόμενης σεισμικότητας, οι οποίες ενδεχομένως προηγήθηκαν ισχυρών σεισμών της περιοχής. Δείχθηκε πως πριν την εκδήλωση των σεισμών "στόχων" είχε προηγηθεί έντονα επιβραδυνόμενος ρυθμός σεισμικότητας στο χώρο γένεσης αυτών ενώ η επιταχυνόμενη σεισμικότητα ήταν λιγότερο έντονη.

Στη 2<sup>η</sup> φάση, έγινε προσπάθεια ανίχνευσης πρόσφατης επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικότητας, που μπορεί να σχετίζονται με πιθανά επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς στην περιοχή. Εντοπίστηκαν τρείς περιοχές στις οποίες παρατηρήθηκε τρέχουσα επιβραδυνόμενη και επιταχυνόμενη σεισμικότητα που συνδέονται με πιθανά επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς μέσα στα επόμενα λίγα χρόνια στις περιοχές αυτές.



# <u>Abstract</u>

The time-dependent seismicity in the broader region of Italy is examined by applying the Decelerating – Accelerating Strain release (D-AS) model.

For the needs of this study, an earthquake catalog of the broader region is compiled. The catalog includes information on the focal parameters of its earthquakes, extracted from various national and international seismological centers. The catalogue is homogeneous in respect to the magnitudes as they are all expressed in the moment magnitude scale.

The D-AS model is applied in two phases. First, an attempt is made to identify decelerating and accelerating seismicity patterns prior to strong earthquakes that occurred in the study area. Specifically, all the earthquakes, which occurred in the broader region of Italy within the last 20 years (2000-2020) with magnitudes  $M_w \ge 6.0$  were examined. Grid search was performed with step  $0.2^{\circ}$  aiming at identifying precursory patterns which may had started several years before the occurrence of the examined strong earthquakes. It is shown that some of these target earthquakes had been preceded by decelerating and accelerating seismicity.

Furthermore, such decelerating and accelerating seismic strain release is currently observed in three regions for which an attempt is made to estimate (predict) the basic focal parameters of the respective three, probably ensuing, strong earthquakes.



# <u>1º КЕФАЛАІО</u>

# <u>ΕΙΣΑΓΩΓΗ</u>

### 1.1 Εισαγωγικές Έννοιες και Ορισμοί

Σεισμοί είναι οι δονήσεις που παράγονται από διαταράξεις της μηχανικής ισορροπίας των πετρωμάτων οι οποίες οφείλονται σε φυσικά αίτια. Οι τεκτονικές δυνάμεις που δρουν μακροχρόνια πάνω σε ένα πέτρωμα, οδηγούν στην ελαστική παραμόρφωση του, καθώς βαθμιαία συσσωρεύεται στο εσωτερικό του ελαστική ενέργεια. Η διάρρηξη του πετρώματος προκύπτει όταν το όριο αντοχής του ξεπεραστεί (πλαστική παραμόρφωση).

Κατά την εκδήλωση της διάρρηξης ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας απελευθερώνεται υπό μορφή ελαστικών κυμάτων, τα οποία διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις από την εστία του σεισμού.

### 1.2 Σεισμικός Κύκλος

Ως σεισμικός κύκλος ορίζεται η επαναληπτική διαδικασία συσσώρευσης ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης στο σεισμογόνο ρήγμα και απελευθέρωσής της με τη γένεση ισχυρών (χαρακτηριστικών) σεισμών στο ίδιο ρήγμα, ενώ ως χρονικό διάστημα επανάληψης ορίζεται η διάρκεια του κύκλου αυτού (Reid, 1910). Μεγάλο μειονέκτημα αποτελεί το γεγονός ότι το συγκεκριμένο μοντέλο δε μπορεί να επαληθευθεί με μεγάλη ακρίβεια. Αυτό συμβαίνει διότι, τα δεδομένα που αφορούν ισχυρούς σεισμούς του παρελθόντος δεν επαρκούν για τον καθορισμό του χρονικού αυτών. Για λόγο διαστήματος επανάληψης το αυτό εφαρμόζονται παλαιοσεισμολογικές μέθοδοι ώστε να ξεπεραστεί αυτό το πρόβλημα. Έτσι, είναι δυνατό να καθοριστούν τα γεωλογικά ίχνη των ισχυρών (χαρακτηριστικών) σεισμών του μακρινού παρελθόντος.

Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1.1 στο μοντέλο αυτό (του χαρακτηριστικού σεισμού) η τάση τ, αυξάνεται με σταθερό ρυθμό ώσπου να φτάσει στη μέγιστη τιμή τ<sub>2</sub>, όπου γίνεται απότομη πτώση τάσης και λαμβάνει χώρα η γένεση του σεισμού (Σχήμα 1.1,

άνω γράφημα). Από το Σχήμα 1.1 (κάτω γράφημα) είναι εμφανές πως δεν παρατηρείται ολίσθηση, ι, στο ρήγμα κατά τη διάρκεια ενός κύκλου (μεσοδιάστημα μεταξύ χαρακτηριστικών σεισμών). Μόλις εκδηλωθεί ο σεισμός σημειώνεται απότομη ολίσθηση.



Σχήμα 1.1.Σχηματική παράσταση του σεισμικού κύκλου. Μεταβολή της τάσης στο ρήγμα (πάνω) και μετάθεσης (κάτω) (σχήμα από Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005).

### 1.3 Σεισμικότητα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το επίπεδο **σεισμικότητας** μιας περιοχής ορίζουν τόσο τα μεγέθη των ισχυρών σεισμών που εκδηλώνονται σε αυτήν όσο και η συχνότητα γένεσής τους.

Η σεισμικότητα μιας περιοχής αποτελεί μέτρο της ενεργού τεκτονικής της περιοχής. Ο ποσοτικός καθορισμός της παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον, καθώς αυτή συνδέεται με τη σεισμική επικινδυνότητα στην περιοχή μελέτης. Επομένως είναι πολύ σημαντικό να ορισθούν τα μέτρα σεισμικότητας τα οποία μπορούν να υπολογισθούν σχετικά εύκολα και με ακρίβεια.

Η σεισμικότητα μπορεί να μελετηθεί είτε με την παραδοχή ότι δε σχετίζεται με το χρόνο (χρονικώς ανεξάρτητη) είτε με την προσέγγιση ότι παρουσιάζει χρονική μεταβολή (χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα). 1.3.1 Χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η σεισμικότητα η οποία θεωρείται πως μεταβάλλεται μόνο χωρικά και πως η χρονική μεταβολή της σε μια περιοχή είναι τυχαία ορίζεται ως χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα. Στην περίπτωση αυτή περιγράφεται από μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση πως η σεισμικότητα μιας περιοχής εξαρτάται από τις τεκτονικές δυνάμεις που ασκούνται σε αυτή και πως η αναμενόμενη σεισμικότητα είναι ανεξάρτητη από το μέγεθος και τον χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών στην περιοχή (μοντέλα χωρίς μνήμη).

Τα μέτρα σεισμικότητας, όπως αυτά υπολογίζονται σήμερα, βασίζονται στον στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg and Richter (1944) και στην υπόθεση πως η χρονική κατανομή των σεισμών είναι τυχαία (κατανομή Poisson).

Με βάση τον νόμο των Gutenberg-Richter προκύπτει ότι ο αριθμός των σεισμών *n*, με μέγεθος *M*±Δ*M*, που συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα και οι εστίες των οποίων είναι σε ορισμένη περιοχή δίνεται από την σχέση :

$$logn = a' - bM \tag{1.1}$$

όπου, *a'*, *b*, είναι παράμετροι. Από τη συχνότητα, *n*, υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα, *N*, οπότε η σχέση παίρνει τη μορφή:

$$\log N = a_t - bM \tag{1.2}$$

όπου Ν ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του Μ.

Η παράμετρος *a*<sub>t</sub>, εξαρτάται από το εμβαδόν, *S*, της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα, από το επίπεδο σεισμικότητας της περιοχής και από το χρονικό διάστημα μέσα στο οποίο εκδηλώθηκαν οι σεισμοί. Η παράμετρος *b*, εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού και τις τάσεις στον εστιακό χώρο. Συνήθως η παράμετρος *b*, είναι ίση με τη μονάδα, ενώ έχουν υπολογιστεί τιμές για τη παράμετρο αυτή που κυμαίνονται μεταξύ 0.5 και 1.5 (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005).

Η ανηγμένη τιμή της παραμέτρου της *a*<sub>t</sub> για ένα έτος δίνεται από τη σχέση:

$$a = \alpha_t - logt \tag{1.3}$$

όπου t, ο χρόνος που καλύπτουν τα δεδομένα, σε έτη.

Επομένως, για το χρονικό διάστημα ενός έτους η σχέση (1.2) γίνεται:

$$logN = a - bM \tag{1.4}$$

Από τις παραπάνω σχέσεις (1.2-1.4) προκύπτει πως η συχνότητα εμφάνισης των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος τους.

Ψηφιακή συλλογή

μήμα Γεωλογίας

Συνεπώς ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών (N<sub>m</sub>), οι οποίοι συμβαίνουν σε μια συγκεκριμένη περιοχή και έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με M δίνεται από τη σχέση:

$$N_m = \frac{10^a}{10^{bM}} \tag{1.5}$$

και η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών, T<sub>m</sub> (σε έτη), οι οποίοι έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από M δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a} \tag{1.6}$$

Επιπλέον, προκύπτει ότι η πιθανότητα *P*, η περίοδος επανάληψης των σεισμών μεγέθους ίσου ή μεγαλύτερου από *M* να υπερβεί μια τιμή, *T*, δίνεται από τη σχέση:

$$P = exp\left(-\frac{T}{Tm}\right) \tag{1.7}$$

Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος *M<sub>t</sub>*, σε χρονικό διάστημα *t*ετών δίνεται από τη σχέση:

$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \tag{1.8}$$

ενώ από την παραπάνω σχέση για t=1 προκύπτει ότι το συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος σε διάστημα ενός έτους έχει τιμή ίση με:

$$M_l = a/b \tag{1.9}$$

Τέλος, η πιθανότητα, *P*<sub>t</sub>, υπέρβασης μιας συγκεκριμένης τιμής μεγέθους *M* σε διάστημα *t* χρόνων δίνεται από την σχέση:

$$P_t = 1 - exp[-10^a t * exp(-bMln10)]$$
(1.10)

Η παραπάνω σχέση προκύπτει από τη θεωρία της  $3^{η_{\varsigma}}$  ασύμπτωτης, η οποία ανήκει στη μέθοδο των ακραίων τιμών που βασίζεται στη θεωρία του Gumbel(1958).Οι παραπάνω ποσότητες δηλαδή  $N_m$ ,  $T_m$ ,  $M_1$ ,  $M_t$ ,  $P_t$  χρησιμοποιούνται ως μέτρα σεισμικότητας.

1.3.2 Χρονικώς εξαρτώμενη σεισμικότητα

Όταν η μελλοντική σεισμικότητα μιας περιοχής καθορίζεται από μοντέλα τα οποία λαμβάνουν υπ' όψη τα χαρακτηριστικά (χώρο, χρόνο, μέγεθος) προηγηθέντων ισχυρών σεισμών μιας περιοχής (στατιστικά μοντέλα με μνήμη), τότε ορίζεται ως **χρονικώς εξαρτημένη** σεισμικότητα.

Έχει παρατηρηθεί πως η χρονική μεταβολή της σεισμικής δράσης εκφράζεται με διάφορους τρόπους όπως είναι:

α) Ο σεισμικός κύκλος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- β) Οι σεισμικές ακολουθίες
- γ) Η επιταχυνόμενη και η επιβραδυνόμενη σεισμική δράση
- δ) Η εκδήλωση σεισμών σε γειτονικά ρήγματα εξ αιτίας της γένεσης ενός σεισμού σε ένα ρήγμα.

Προκύπτει, συνεπώς, ότι είναι αναγκαίος ο ποσοτικός καθορισμός της χρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας. Οι πληροφορίες που ακολουθούν και αφορούν τον ποσοτικό καθορισμό της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας προέρχονται από το βιβλίο των Παπαζάχου και συν. (2005).

#### 1.3.2.1 Χρονική κατανομή κύριων σεισμών

Υπάρχουν ενδείξεις ότι οι κύριοι σεισμοί ακολουθούν ημιπεριοδική μεταβολή με το χρόνο (Kagan and Jackson, 1991), ενώ οι υπόλοιποι μικρότεροι σεισμοί ακολουθούν το νόμο των Gutenberg-Richter. Για τον ορισμό μέτρων που καθορίζουν τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας των κυρίων σεισμών (πιθανότητα γένεσης σε ορισμένο χρόνο, χρόνος γένεσης με ορισμένη πιθανότητα) ακολουθούνται τρεις διαφορετικές μέθοδοι.

Με την πρώτη μέθοδο υπολογίζεται η πιθανότητα,  $P(\Delta t)$ , εκδήλωσης του επόμενου κύριου σεισμού, σε ένα ρήγμα, μέσα σε χρόνο  $\Delta t$ . Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε από τους Shimazaki and Nakata (1980) και προϋποθέτει τη γνώση πολλών χρονικών διαστημάτων μεταξύ διαδοχικών σεισμών. Με αυτόν τον τρόπο είναι δυνατό να καθοριστεί η μέση περίοδος επανάληψης, *T*, των κύριων σεισμών στο ρήγμα. Ο

χώρος γένεσης του αναμενόμενου κύριου σεισμού είναι το ρήγμα στο οποίο έγιναν οι προηγούμενοι κύριοι σεισμοί των οποίων οι χρόνοι γένεσης χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης περιόδου, T. Το μέγεθος του αναμενομένου κυρίου σεισμού είναι ο μέσος όρος των μεγεθών των γνωστών κυρίων σεισμών οι οποίοι έχουν ήδη γίνει στο ίδιο ρήγμα. Υποθέτοντας πως t, είναι το χρονικό διάστημα που πέρασε από τη γένεση του προηγούμενου κύριου σεισμού, η ποσότητα log(t/T)ακολουθεί κανονική κατανομή με μέσο όρο ίσο με το μηδέν και με τυπική απόκλιση  $\sigma$ . Η τυπική απόκλιση  $\sigma$ , υπολογίζεται από τις παρατηρήσεις. Επομένως η πιθανότητα  $P(\Delta t)$ , να γίνει ο επόμενος κύριος σεισμός στο ρήγμα (σύμφωνα με τις ιδιότητες τη κανονικής κατανομής) δίνεται από τη σχέση :

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

$$P(\Delta t) = \frac{F\left(\frac{L_2}{\sigma}\right) - F\left(\frac{L_1}{\sigma}\right)}{1 - F\left(\frac{L_1}{\sigma}\right)}, L_1 = \log \frac{t}{T}, L_2 = \log \frac{t + \Delta t}{T}$$
(1.11)

όπου F είναι η αθροιστική σωρευτική τυπική κανονική κατανομή (Shimazaki and Nakata, 1980).

Στη δεύτερη μέθοδο, λαμβάνεται υπόψη ένα δίκτυο ρηγμάτων, τα οποία μπορούν να προκαλέσουν κύριους σεισμούς διαφόρων μεγεθών, ανάλογα με τις διαστάσεις τους. Το δίκτυο αυτό αποκαλείται σεισμική ζώνη. Η χρονική περίοδος, *T*<sub>i</sub>, μεταξύ δύο διαδοχικών κύριων σεισμών της σεισμικής ζώνης δίνεται από τη σχέση:

$$\log T_t = 0.19 \, M_{min} + 0.33 M_p + q \tag{1.12}$$

όπου  $M_{min}$  είναι το μέγεθος του μικρότερου κύριου σεισμού της ζώνης,  $M_p$ , είναι το μέγεθος του προηγούμενου κύριου σεισμού της ζώνης και q είναι παράμετρος που εξαρτάται από το επίπεδο της σεισμικότητας της ζώνης (Papazachos et al. 1997). Από τη σχέση (1.11), μπορεί να υπολογιστεί η πιθανότητα γένεσης του επόμενου κύριου σεισμού, με μέγεθος  $M \ge M_{min}$ , αν αντικατασταθεί η περίοδος T, με το χρόνο επανάληψης δύο διαδοχικών κύριων σεισμών της σεισμικής ζώνης,  $T_t$ .

Η τρίτη μέθοδος σχετίζεται με τον υπολογισμό του χρόνου γένεσης t<sub>c</sub>, ενός κύριου σεισμού όταν η γένεση αυτού προκύπτει από την επιταχυνόμενη σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή (κρίσιμη περιοχή) και την επιβραδυνόμενη σεισμικότητα στη περιοχή του ρήγματος, όπου και βρίσκεται η εστία του αναμενόμενου κύριου σεισμού (σεισμογόνος χώρος). Η πιθανότητα γένεσης είναι, περίπου, ίση με P=0.75 (Papazachos et al., 2006). Η μέθοδος αυτή, σε σχέση με την προηγούμενη, έχει το

ιδιαίτερο πλεονέκτημα να μην καθιστά απαραίτητη τη γνώση των μεγεθών και χρόνων γένεσης προηγούμενων κύριων σεισμών. Αυτή η τρίτη μέθοδος θα αναλυθεί εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 5.

#### 1.3.2.2 Χρονική κατανομή μικρότερων σεισμών

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πέρα από τους κύριους σεισμούς, η κατανομή των οποίων στο χρόνο μπορεί να εκτιμηθεί με τις μεθόδους που αναφέρθηκαν παραπάνω, στην πλειονότητα τους οι σεισμοί είναι σημαντικά μικρότεροι σε μέγεθος και η κατανομή τους στο χρόνο δεν είναι δυνατό να εκτιμηθεί με τις παραπάνω μεθόδους. Οι σεισμοί αυτοί διακρίνονται στους **μικροσεισμούς** (M<3.0) και στους **συνοδούς σεισμούς**.

Οι μικροσεισμοί (M<3.0) εμφανίζονται βραχυπρόθεσμα υπό μορφή σμηνοσεισμών σε ορισμένες περιοχές, όπως για παράδειγμα οι περιοχές με ενεργή ηφαιστειότητα. Το κύριο γνώρισμά τους είναι πως η συχνότητα τους δε μεταβάλλεται μακροπρόθεσμα. Αυτό συμβαίνει διότι οι μικροσεισμοί θεωρούνται αποτέλεσμα των μικρών τεκτονικών τάσεων που παραμένουν στο φλοιό της Γης ακόμη και μετά την εκδήλωση σεισμών μεγαλύτερων μεγεθών. Ο συγκεκριμένος τύπος σεισμών θεωρείται πως δεν επηρεάζεται από (ούτε και επηρεάζει) τη γένεση των κύριων σεισμών και των σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους.

Οι συνοδοί σεισμοί είναι ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί. Η χρονική μεταβολή των συγκεκριμένων σεισμών έχει πολύ μεγάλο ενδιαφέρον καθώς δεν είναι τυχαία. Οι σεισμοί αυτοί σχετίζονται με τους αντίστοιχους κύριους σεισμούς και η μελέτη τους γίνεται με στατιστικές μεθόδους. Οι συνοδοί σεισμοί, βάσει της χωροχρονικής μεταβολής τους διακρίνονται σε:

#### 1) Επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς (accelerating preshocks),

#### 2) Επιβραδυνόμενους προτεροσεισμούς (decelerating preshocks),

- 3) Προσεισμούς (foreshocks),
- 4) Μετασεισμούς (aftershocks),
- 5) Υστεροσεισμούς (postshocks)

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως οι επιταχυνόμενοι και επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί, γίνονται στην κρίσιμη και στη σεισμογόνο περιοχή, αντίστοιχα, του επερχόμενου κύριου σεισμού, ενώ τα μεγέθη τους ακολουθούν τον νόμο των Gutenberg–Richter.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι προσεισμοί (foreshocks) γίνονται πολύ κοντά χρονικά στον κύριο σεισμό ενώ έχουν τις εστίες τους στο σεισμογόνο ρήγμα και τα μεγέθη τους ακολουθούν τον νόμο των Gutenberg-Richter. Όσο πλησιάζει ο κύριος σεισμός παρατηρείται αύξηση στη συχνότητά τους.

Οι μετασεισμοί (aftershocks) γίνονται στο ρήγμα του κύριου σεισμού ή κοντά σ' αυτό, η συχνότητά τους μειώνεται με το χρόνο σύμφωνα με το νόμο του Omori(1894) ενώ τα μεγέθη τους ακολουθούν το νόμο των Gutenberg-Richter.

Οι υστεροσεισμοί (postshocks) εκδηλώνονται σε μικρό, σχετικά, χρονικό διάστημα μετά την εκδήλωση του κύριου σεισμού, με τα επίκεντρά τους να βρίσκονται εκτός του σεισμικού ρήγματος του κύριου σεισμού.

Η γνώση της χρονικής κατανομής των κύριων σεισμών στις σεισμικές τους περιοχές και της χρονικής μεταβολής της σεισμικότητας των συνοδών σεισμών στις αντίστοιχες περιοχές τους, επιτρέπει τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε συνάρτηση με το χρόνο σε κάθε τοποθεσία.



# <u>2º ΚΕΦΑΛΑΙΟ</u>

# <u>ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ</u>

# 2.1 Εισαγωγή

Η πρόγνωση σεισμών είναι ένα δύσκολο αντικείμενο της σεισμολογίας και ορίζεται ως η γνώση του χρόνου γένεσης, του χώρου γένεσης και του μεγέθους (καθώς και των αντίστοιχων αβεβαιοτήτων) ενός επικείμενου σεισμού με τέτοια ακρίβεια, ώστε να έχει πρακτική σημασία.

Η δυσκολία πρόγνωσης των σεισμών οφείλεται, κατά κύριο λόγο, στην έλλειψη πλήρους και ακριβούς γνώσης τόσο των αρχικών συνθηκών όσο και της φυσικής διαδικασίας που προηγείται της γένεσης των σεισμών στους σεισμογόνους χώρους τους.

Η πρόγνωση σεισμών διακρίνεται σε βραχυπρόθεσμη (short-term), μεσοπρόθεσμη (intermediate-term) και μακροπρόθεσμη (long-term).

# 2.2 Βραχυπρόθεσμη Πρόγνωση

Η **βραχυπρόθεσμη πρόγνωση** αφορά χρονικό παράθυρο λίγων ημερών ή εβδομάδων. Μέχρι σήμερα, οι προσπάθειες για βραχυπρόθεσμη πρόγνωση των σεισμών, βασίζονται στην ανίχνευση εμφάνισης **προδρόμων φαινομένων** τα οποία προηγούνται του σεισμού και έχουν αιτιακή σχέση με αυτόν. Τα πρόδρομα φαινόμενα διακρίνονται σε τρείς γενικές κατηγορίες.

Η πρώτη κατηγορία σχετίζεται με τις παραμορφώσεις του φλοιού της Γης. Αυτές μπορούν να είναι:

- 1) επιμηκύνσεις ή επιβραχύνσεις του εδάφους,
- 2) κατακόρυφες μεταβολές του εδάφους,
- 3) μεταβολές της κλίσης του εδάφους.

Η δεύτερη γενική κατηγορία σχετίζεται με μεταβολές της σεισμικής δραστηριότητας. Η γένεση π.χ. των προσεισμών έχει πολύ μεγάλο ενδιαφέρον για τη βραχυπρόθεσμη πρόγνωση των κύριων σεισμών.

Η τρίτη γενική κατηγορία σχετίζεται με τις μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων. Αυτές μπορεί να είναι:

- η ελάττωση της τιμής του λόγου α/β (ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων) μέχρι 15%,
- 2) η μεταβολή στο μηχανισμό γένεσης ασθενών σεισμών,
- η μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των πετρωμάτων του εστιακού χώρου,
- 4) η μεταβολή της περιεκτικότητας του ραδονίου στο νερό υπόγειων πηγών,
- 5) τα πρόδρομα ηλεκτρικά και ηλεκτρομαγνητικά σήματα,
- οι μεταβολές της έντασης διαφόρων γεωφυσικών πεδίων (μαγνητικού, ηλεκτρικού, βαρυτικού).

Τέλος ξεχωριστή κατηγορία αποτελούν τα **μακροσκοπικά πρόδρομα φαινόμενα**, τα οποία διακρίνονται σε:

- 1) πρόδρομες μεταβολές στο υπόγειο νερό,
- 2) πρόδρομα ακουστικά φαινόμενα (υποχθόνιος θόρυβος κλπ.),
- 3) μεταβολές στο θαλάσσιο νερό (εφόρμηση ή απόσυρση της θάλασσας),
- 4) ασυνήθιστη συμπεριφορά των ζώων,
- 5) πρόδρομα οπτικά φαινόμενα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

#### 2.2.1 Θεωρία της διασταλτικότητας

Διάφορες θεωρίες έχουν προταθεί για την βραχυπρόθεσμη πρόγνωση με πιο διαδεδομένη την θεωρία της διασταλτικότητας (dilatancy theory). Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, εφαρμόζοντας, κατά τις διευθύνσεις ενός τρισορθογώνιου συστήματος αξόνων, τάσεις συμπίεσης, γίνεται χαρτογράφηση της ανηγμένης παραμόρφωσης  $\Delta V/V$  (λόγος μεταβολής του όγκου προς τον αρχικό όγκο) του πετρώματος, σε συνάρτηση με την τάση,  $p_z$ . Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 2.1, κατά τη διεύθυνση του άξονα μέγιστης συμπίεσης, παρατηρείται ότι καθώς η τάση αυξάνεται, αρχικά το πέτρωμα συστέλλεται (μείωση όγκου) και η ανηγμένη παραμόρφωση μεταβάλλεται σχεδόν γραμμικά με την τάση (τμήμα AB). Στη συνέχεια, παρά την αύξηση της τάσης το πέτρωμα αρχίζει να διαστέλλεται και η σχέση παύει να είναι γραμμική (τμήμα BΓ) ώσπου το πέτρωμα να υποστεί θραύση (σημείο Γ). Επομένως, στο Σχήμα 2.1, το τμήμα AB παριστάνει την κανονική συστολή ενώ το τμήμα BΓ τη διασταλτικότητα. Κατά τη διάρκεια της διασταλτικότητας δημιουργούνται, μέσω μικρορωγμών, κενά στο πέτρωμα. Ο μεγάλος άξονας των μικρορωγμών είναι παράλληλος προς τη διεύθυνση της μέγιστης συμπίεσης ενώ αυτές διογκώνονται κατά τη διεύθυνση της ελάχιστης συμπίεσης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Υποθέτοντας πως η διασταλτικότητα συμβαίνει και στον εστιακό χώρο πριν τη γένεση σεισμών, οι μικρορωγμές που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια αυτής φιλοξενούν τις εστίες των προσεισμών. Η μεταβολή του λόγου ταχυτήτων διάδοσης των επιμήκων και των εγκαρσίων κυμάτων, α/β, που παρατηρείται πριν από τη γένεση του σεισμού, μπορεί να ερμηνευθεί από τη πλήρωση των μικρορωγμών με νερό.



Σχήμα 2.1. Μεταβολή της ανημένης παραμόρφωσης συναρτήσει της ασκούμενης μέγιστης τάσης συμπίεσης (Σχήμα από Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005).

### 2.3 Μεσοπρόθεσμη Πρόγνωση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μέσοπρόθεσμη πρόγνωση αφορά παράθυρο αρκετών μηνών ή λίγων ετών (π.χ. 3-10 ετών). Η συγκεκριμένη κατηγορία πρόγνωσης φαίνεται πως έχει μεγαλύτερες πιθανότητες επιτυχίας σε σχέση με την βραχυπρόθεσμη πρόγνωση, γιατί στηρίζεται σε μοντέλα σεισμικότητας των οποίων τα προγνωστικά χαρακτηριστικά προέρχονται από σημαντικό αριθμό παρατηρήσεων. Οι σημαντικότεροι τύποι χρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας είναι η επιταχυνόμενη σεισμικότητα και η επιβραδυνόμενη σεισμικότητα. Σύμφωνα με τον πρώτο τύπο γρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας, η γένεση ενός ισχυρού κύριου σεισμού θεωρείται ως η τελική κατάληξη μιας φυσικής διαδικασίας επιταχυνόμενου ρυθμού γένεσης σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους σε μια ευρεία περιοχή (κρίσιμη περιοχή). Η διαδικασία αυτή κορυφώνεται με τη γένεση του κύριου σεισμού, θεωρούμενου ως κρίσιμου σημείου (critical earthquake model). Οι Bufe and Varnes (1993), εξετάζοντας την χρονική μεταβολή της έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης που προηγήθηκε μερικών ισχυρών σεισμών, πρότειναν ότι αυτή μπορεί να περιγραφεί με το νόμο δύναμης:

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m$$
 (2.1)

όπου S(t) είναι η αθροιστική σεισμική παραμόρφωση Benioff (τετραγωνική ρίζα της σεισμικής ενέργειας), t<sub>c</sub>, o χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, t, o χρόνος πριν από τον κύριο σεισμό και A, B και m παράμετροι που υπολογίζονται από τις παρατηρήσεις.

Πρόσθετες παρατηρήσεις, που αφορούν επιβραδυνόμενη έκλυση σεισμικής παραμόρφωσης, πάλι από σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους που αυτή τη φορά συμβαίνουν πλησιέστερα στο ρήγμα στο οποίο θα γίνει ο ισχυρός σεισμός (σεισμογόνος χώρος), οδήγησαν στη διαμόρφωση του μοντέλου Επιβραδυνόμενης – Επιταχυνόμενης Σεισμικής Παραμόρφωσης, D-AS (Papazachos et al., 2004, 2006). Το μοντέλο αυτό εφαρμόσθηκε στη παρούσα εργασία για την μελέτη της χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλικής Χερσονήσου. Περαιτέρω ανάπτυξη του μοντέλου αυτού γίνεται στο Κεφάλαιο 5.

# 2.4 Μακροπρόθεσμη Πρόγνωση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μακροπρόθεσμη πρόγνωση αφορά χρονικό παράθυρο λίγων δεκαετιών (π.χ. 30 ετών). Η κυρίαρχη αντίληψη στη μακροπρόθεσμη πρόγνωση σεισμών βασίζεται στην ιδέα πως σε κάθε σεισμικό ρήγμα, ικανό να προκαλέσει ισχυρό σεισμό, γίνονται κατ' επανάληψη ισχυροί σεισμοί. Ουσιαστικά αποτελεί έκφραση του επιπέδου σεισμικότητας μιας περιοχής. Παρακάτω περιγράφονται μερικές από τις πιο διαδεδομένες προσεγγίσεις που άπτονται της μακροπρόθεσμης πρόγνωσης σεισμών.

#### 2.4.1 Μοντέλο πρόγνωσης χρόνου

Στο μοντέλο πρόγνωσης χρόνου θεωρείται πως υπάρχει ένα άνω όριο τάσης τ<sub>1</sub>, που μπορεί να «αντέξει» ένα ρήγμα πριν οδηγηθεί σε ολίσθηση. Η ελάχιστη τιμή της τάσης τ<sub>2</sub> (μετά την εκδήλωση ισχυρού σεισμού) δεν είναι σταθερή, επομένως, η πτώση τάσης, τ<sub>1</sub>-τ<sub>2</sub>, μεταβάλλεται από σεισμό σε σεισμό, ανάλογα με το μέγεθός του (Σχήμα 2.2, επάνω). Εξετάζεται η χρονική μεταβολή της τάσης στο σεισμικό ρήγμα καθώς αυτή, φθάνει στο ανώτερο δυνατό όριο τ<sub>1</sub>, καθώς και η αντίστοιχη μεταβολή της ολίσθησης, *u*. Στο συγκεκριμένο μοντέλο παρατηρείται πως η τιμή της ολίσθησης τιμές της αθροιστικής ολίσθησης, *u*, βρίσκονται σε ευθεία γραμμή. (Σχήμα 2.2, κάτω).



Σχήμα 2.2. Μοντέλο Πρόγνωση του Χρόνου (Σχήμα από Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005).

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι γνωρίζοντας το μέγεθος του προηγούμενου ισχυρού σεισμού στο ρήγμα, τη μέγιστη τάση αντοχής του, τ<sub>1</sub> και το ρυθμό συσσώρευσης τάσεων μπορεί να προβλεφθεί ο χρόνος γένεσης του επόμενου κύριου σεισμού, όχι όμως και το μέγεθός του.

#### 2.4.2 Μοντέλο πρόγνωσης ολίσθησης

Σε αντίθεση με το προηγούμενο μοντέλο, στο **μοντέλο πρόγνωσης ολίσθησης** το ανώτερο όριο της τάσης τ<sub>1</sub>, καθώς και η πτώση τάσης, τ<sub>1</sub>-τ<sub>2</sub> μεταβάλλονται από σεισμό σε σεισμό ενώ το κατώτερο όριο της τάσης, τ<sub>2</sub>, παραμένει σταθερό (Σχήμα 2.3, επάνω). Επιπλέον, στο συγκεκριμένο μοντέλο παρατηρείται πως το ανώτερο όριο της αθροιστικής ολίσθησης είναι σε ευθεία γραμμή. (Σχήμα 2.3, κάτω).



Σχήμα 2.3. Μοντέλο Πρόγνωση της Ολίσθησης (Σχήμα από Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005).

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται πως, σύμφωνα με το μοντέλο πρόγνωσης ολίσθησης, είναι δυνατή η πρόβλεψη της πτώσης τάσης και της ολίσθησης του ρήγματος ενός πιθανά επερχόμενου σεισμού (άρα του μεγέθους του), καθώς αυτή καθορίζεται από το χρόνο που παρήλθε από το χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού, δεν είναι, όμως, δυνατή η πρόγνωση του χρόνου εκδήλωσής του.

#### 2.4.3 Προσωρινά σεισμικά κενά

Σε ορισμένες σεισμικές ζώνες έχει παρατηρηθεί πως για ένα ορισμένο χρονικό διάστημα υπάρχουν χωρικές σεισμικές ασυνέχειες (απουσία επικέντρων σεισμών) σε περιοχές μεταξύ των ζωνών αυτών. Θεωρείται πλέον πως αυτές οι ασυνέχειες συνδέονται με το γεγονός ότι τα δεδομένα κάλυπταν ένα περιορισμένο χρονικό διάστημα αφήνοντας ανοιχτή την πιθανότητα σε αυτές τις ασυνέχειες να είχαν γίνει σεισμοί στο παρελθόν. Επομένως, για αυτές τις προσωρινά αδρανείς σεισμικά περιοχές η πιθανότητα γένεσης σεισμών στο μέλλον είναι αυξημένη. Οι ασυνέχειες αυτές των σεισμικών ζωνών ονομάζονται προσωρινά σεισμικά κενά ("doughnut

hypothesis", Mogi, 1969). Το συνηθέστερο κριτήριο καθορισμού προσωρινού σεισμικού κενού σε μια περιοχή μιας σεισμικής ζώνης είναι η απουσία σεισμών στο χώρο του τουλάχιστον κατά τα τελευταία 30 χρόνια. Το μέγεθος του αναμενόμενου σεισμού εκτιμάται από τις διαστάσεις του σεισμικού κενού ενώ για την εκτίμηση του πιθανού χρόνου γένεσής του εφαρμόζονται διάφορες προσεγγίσεις. Παρακάτω αναφέρονται οι σημαντικότερες από αυτές.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σε ορισμένες ζώνες παρατηρήθηκε συστηματική μετάθεση της διάρρηξης πάνω στη σεισμική ζώνη προς μία ορισμένη κατεύθυνση, γνωστή ως μετανάστευση επικέντρων (Σχήμα 2.4). Με αυτήν την παρατήρηση μπορεί εντοπιστεί ένα σεισμικό κενό, η διάσταση του οποίου θα μπορούσε να δώσει μια εκτίμηση του μεγέθους του σεισμού που θα μπορούσε να προκληθεί από πιθανή ενεργοποίησή του κύριου ρήγματος σε αυτό. Δε θα μπορούσε όμως να προσδιοριστεί με ακρίβεια ο χρόνος γένεσης του σεισμού αυτού. Στο Σχήμα 2.4, αποτυπώνεται ένα από τα πιο δημοφιλή παραδείγματα μετανάστευσης της σεισμικής δράσης, αυτό του ρήγματος υπάρχει χρονική μετανάστευση της σεισμικής δράσης που ρήγματος υπάρχει χρονική



Σχήμα 2.4. Ρήγμα Β. Ανατόλιας, μετανάστευση της σεισμικής δράσης στο διάστημα 1939-1992 (Stein et al., 1993).

Ο καθορισμός της περιόδου επανάληψης αποτελεί μία ακόμη προσέγγιση (βλέπε περιγραφή στην 1.3.2.1).

Η ταχύτητα της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και η αντοχή των πετρωμάτων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό του χρόνου γένεσης ενός ισχυρού σεισμού σε ένα σεισμικό κενό. Σήμερα, γνωρίζοντας ότι η μέγιστη ανηγμένη παραμόρφωση των πετρωμάτων είναι περίπου ίση με 5x10<sup>-5</sup> και ότι οι ταχύτητες σχετικών κινήσεων μεταξύ λιθοσφαιρικών πλακών στις περιοχές που εφάπτονται μεταξύ τους κυμαίνονται μεταξύ 0 και 30 cm/year, γίνεται εφικτός ο καθορισμός του ρυθμού παραμόρφωσης των πετρωμάτων και συνεπώς, και η εκτίμηση του χρονικού διαστήματος μεταξύ δύο μεγάλων σεισμών. Ένα τέτοιο παράδειγμα αποτελεί η πρόβλεψη του σεισμού του Hokkaido (Ιαπωνία) μεγέθους 7.4 που έγινε το 1973. Το Σχήμα 2.5 παριστάνει σειρά σεισμογόνων χώρων μεγάλων σεισμών στη περιοχή των νησιών Hokkaido και των νότιων Kuriles. Όπως φαίνεται και από το σχήμα οι περιοχές A, B, D, E αποτέλεσαν εστιακούς χώρους ισχυρών σεισμών οι οποίοι εκδηλώθηκαν μεταξύ 1958 και 1969. Η περιοχή C χαρακτηρίστηκε ως προσωρινό σεισμικό κενό διότι δεν υπήρξε ισχυρός σεισμός από το 1894. Η πρόβλεψη για την περιοχή C αποδείχθηκε σωστή καθώς εκδηλώθηκε σεισμός στην περιοχή το 1973 με μέγεθος 7.4.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.5. Αποτύπωση του σεισμικού κενού του σεισμού του 1973 στη βορειοανατολική Ιαπωνία (Utsu, 1972, τροποποιημένο από τον Παπαζάχο και συνεργάτες. 2005).

Γενικότερα η χρήση των προσωρινών σεισμικών κενών δεν οδηγεί σε ικανοποιητικά αποτελέσματα, παρά την ύπαρξη κάποιων μεμονωμένων επιτυχών προβλέψεων.

2.4.4 Μεταβολή της στατικής τάσης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μεταβολή της στατικής τάσης ή τάσης Coulomb αποτελεί ένα κριτήριο για τη δυνατότητα διέγερσης ή μη ενός ρήγματος εξ αιτίας της γένεσης μεγάλων σεισμών σε γειτονικά σεισμικά ρήγματα. Η μεταβολή της στατικής τάσης εκτιμάται με τη μεταβολή της συνάρτησης Coulomb ( $\Delta$ CFF), οι τιμές της οποίας παρουσιάζουν ορισμένη κατανομή γύρω από την εστία του σεισμού, εξαρτώνται από την ολίσθηση στην εστία και από τις διαστάσεις και τον προσανατολισμό του σεισμικού ρήγματος και υπολογίζονται από τις σχετικές παραμέτρους της εστίας του σεισμού. Η μεταβολή της συνάρτησης Coulomb ( $\Delta$ CFF) εξαρτάται από τη μεταβολή της κάθετης τάσης  $\Delta \sigma$  και της διατμητικής τάσης,  $\Delta \tau$ , σύμφωνα με τη σχέση:

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu \Delta \sigma \tag{2.2}$$

όπου μ είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής (Scholz, 2002). Η τιμή της μεταβολής της στατικής τάσης χρησιμοποιείται ως δείκτης του κατά πόσο επισπεύδει (ΔCFF>0) ή επιβραδύνει (ΔCFF<0) ο πρώτος σεισμός τη γένεση του δεύτερου. Στο Σχήμα 2.6 αποτυπώνεται η χωρική κατανομή της μεταβολής της τάσης Coulomb στην περιοχή της Νικομήδειας για το χρονικό διάστημα με 1912-1996. Στο σχήμα αυτό, φαίνεται πως ο ισχυρός σεισμός του 1999 με μέγεθος 7.5, έγινε στο κέντρο της περιοχής μέγιστης αύξησης της στατικής τάσης.



Σχήμα 2.6. Παράδειγμα μεταβολής στατικής τάσης Coulomb στη περιοχή της Νικομήδειας (Nalbant et al., 1998, τροποποιημένο).

# 3º ΚΕΦΑΛΑΙΟ

# ΠΡΟΣΦΑΤΟΙ ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

### 3.1 Γεωδυναμικό Περιβάλλον της Περιοχής

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Η Ιταλική χερσόνησος ανήκει στη λιθοσφαιρική πλάκα της Ευρασίας και βρίσκεται σε περιοχή με έντονη σεισμική δράση. Η έντονη σεισμικότητα οφείλεται στη σύγκρουση της ηπειρωτικής σύστασης πλάκας της Ευρασίας με την ωκεάνια λιθόσφαιρα της Μεσογείου (μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας) λόγω της σύγκλισής τους με ταχύτητα περίπου 1εκ/έτος. Η σύγκρουση αυτή στην περιοχή της νότιας Ιταλίας οδηγεί στη βύθιση της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από την Ευρασία κατά μήκος του τόξου της Καλαβρίας (Sparkman et al., 1993). Αρχικά η σύγκρουση της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Τηθύος (κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος) και εν συνεχεία η σύγκρουση της Αφρικανικής ηπειρωτικής πλάκας με την Ευρασιατική δημιούργησαν την οροσειρά των Άλπεων. Επιπλέον, στην περιοχή λαμβάνει χώρα η σύγκρουση της ηπειρωτικής σύστασης μικροπλάκας της Απουλίας (ή Αδριατικής μικροπλάκας) με την επίσης ηπειρωτικής σύστασης πλάκα της Ευρασίας με αποτέλεσμα το σχηματισμό της οροσειράς των Απεννίνων (Selvaggi and Amato 1992). Η μικροπλάκα της Απουλίας οριοθετείται από την υπόλοιπη ηπειρωτική μάζα, από το μεγάλο ανάστροφο ρήγμα των Απεννίνων (Picha 2002). Οι δύο αυτές οροσειρές (Άλπεων και Απεννίνων) αποτελούν αποτέλεσμα των κύριων ορογενετικών διεργασιών της περιοχής. Η οροσειρά των Άλπεων βρίσκεται στη βόρεια Ιταλία, στα σύνορα με Γαλλία και Ελβετία, ενώ η οροσειρά των Απεννίνων εκτείνεται κατά μήκος της Ιταλικής χερσονήσου με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Στο Σχήμα 3.1 φαίνεται χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ιταλίας με τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά, δηλαδή, τις ζώνες κατάδυσης και περιοχές με ανάστροφα ρήγματα (έντονη μαύρες γραμμές με τρίγωνα) καθώς και τα ρήγματα άλλων τύπων (μαύρες γραμμές). Φαίνεται ότι η οροσειρά των Απεννίνων έχει τοξοειδές σχήμα και από την βόρεια Ιταλία εκτείνεται, κατά μήκος της Ιταλικής χερσονήσου, μέχρι την Σικελία και ενώνεται με την οροσειρά της ζώνης του Μαγκρέμπ στην βορειοδυτική Αφρική. Αυτή η μεγάλης κλίμακας ζώνη έντονων πτυχώσεων και ανάστροφων ρηγμάτων είναι γνωστή ως το ορογενές των Απεννίνων-Μαγκρεβίδων (Palano 2015).



Σχήμα 3.1. Απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης της Ιταλίας και των γύρω περιοχών (1: ζώνες κατάδυσης, ανάστροφα ρήγματα, 2: ρήγματα άλλων τύπων). Ο ένθετος χάρτης στην πάνω δεξιά γωνία παριστάνει την σύγκρουση των δύο λιθοσφαιρικών πλακών, δηλαδή, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής (Palano 2015).

Ο ένθετος χάρτης στην πάνω δεξιά γωνία του Σχήματος 3.1 παριστάνει τη σύγκρουση των δύο λιθοσφαιρικών πλακών, δηλαδή, της Νουβίας (Αφρικανικής) και της Ευρασίας. Οι D' Agostino et al. (2008) έχουν προτείνει το μοντέλο που φαίνεται στο Σχήμα 3.2 σε μία προσπάθεια ερμηνείας πρόσφατων γεωδαιτικών δεδομένων από μετρήσεις GPS, σε συνδυασμό με σεισμολογικές και γεωλογικές παρατηρήσεις τα οποία δείχνουν ότι η ενεργός παραμόρφωση στην περιοχή ελέγχεται από την σχετική κίνηση δύο ανεξάρτητων μικροπλακών, της Αδρίας και της Απούλιας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα. 3.2 Απλοποιημένος χάρτης της Ιταλίας και των γύρω περιοχών στον οποίο φαίνονται οι δύο ανεξάρτητες μικροπλάκες της Αδρίας (Ad, καφέ χρώμα) και της Απούλιας (Ap, πράσινο χρώμα) στις οποίες χωρίζεται η προεξοχή της Αδριατικής (Adriatic Promontory). Τα συγκλίνοντα και αποκλίνοντα βέλη αντιστοιχούν στις τοπικές διευθύνσεις συμπίεσης και εφελκυσμού, ενώ φαίνονται και οι ρυθμοί παραμόρφωσης (σε mm/yr) που έχουν υπολογιστεί. Με γαλάζιο και κίτρινο χρώμα φαίνονται οι λιθοσφαιρικές πλάκες της Ευρασίας (Eu) και της Νουβίας (Nu, Αφρικής). Οι ζώνες κατάδυσης ή σύγκρουσης παριστάνονται με τις έντοες μαύρες γραμμές με τα τρίγωνα και οι κόκκινες κουκίδες παριστάνουν τους πόλους Euler (περιστροφή μιας λιθοσφαιρικής πλάκας σε σχέση με πλάκα που θεωρείται ακίνητη) (D' Agostino et al., 2008).

Συγκεκριμένα, η νότια Αδριατική (Ap, Απούλια), το Ιόνιο (Io) και η Υβλαία (Hy) σχηματίζουν μία ενιαία ανεξάρτητη μικροπλάκα, που φαίνεται στο Σχήμα 3.2 με πράσινο χρώμα, η οποία εκτελεί περιστροφική κίνηση σε σχέση με τη λιθοσφαιρική πλάκα της Νουβίας (Nu, Αφρικανική λιθόσφαιρα), γύρω από έναν πόλο Euler που βρίσκεται στη θαλάσσια περιοχή βόρεια της Λιβύης (Nu ω Ap+Hy). Η δεύτερη μικροπλάκα είναι αυτή της Αδρίας (Ad) (που απεικονίζεται με καφέ χρώμα στο Σχήμα 3.2 και αποτελείται από τον πυθμένα της βόρειας Αδριατικής θάλασσας και την περιοχή της πεδιάδας του ποταμού Πάδου (PoValley, βλέπε προηγούμενο σχήμα). Τα δεδομένα δείχνουν ότι η μικροπλάκα της Απούλιας εκτελεί μία δεξιόστροφη περιστροφή, σε σχέση με την μικροπλάκα της Αδρίας, γύρω από έναν πόλο Euler κοντά στις Δαλματικές ακτές (Ad ω Ap+Hy). Οι λιθοσφαιρικές πλάκες της Ευρασίας (Eu) και της Νουβίας (Nu) απεικονίζονται με γαλάζιο και κίτρινο χρώμα, αντίστοιχα (D' Agostino et al. 2008).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πληροφορίες για το σημερινό πεδίο των τάσεων στην περιοχή της Ιταλίας, φαίνονται στον χάρτη του Σχήματος 3.3 (Montone et al., 2004). Στην βόρεια Ιταλία κυριαρχούν τα ανάστροφα ρήγματα, ενδεικτικά του περιβάλλοντος συμπίεσης (Άλπεις, πεδιάδα του Πάδου). Κατά μήκος των Απεννίνων (κεντρική και νότια Ιταλία-Καλαβρία) παρατηρείται εφελκυσμός ενώ ανατολικότερα υπάρχουν ρήγματα διεύθυνσης.



Σχήμα 3.3. Το σημερινό πεδίο τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλίας. Τα βέλη είναι ενδεικτικά των διευθύνσεων ενώ τα χρώματα δείχνουν το είδος: Η συμπίεση παριστάνεται με μπλε χρώμα, ο εφελκυσμός με κόκκινο ενώ στις περιοχές που κυριαρχούν τα ρήγματα διεύθυνσης, τα βέλη έχουν πράσινο χρώμα Οι γκρίζες γραμμές αντιστοιχούν στη διεύθυνση της ελάχιστης οριζόντιας τάσης (minimum horizontal stress orientations) (Montone et al., 2004).

3.2 Μεγάλοι Σεισμοί της Τελευταίας 20ετίας

Στη συνέχεια δίνονται πληροφορίες για ορισμένους σεισμούς οι οποίοι έχουν μεγάλο ενδιαφέρον για τη συγκεκριμένη εργασία. Πιο συγκεκριμένα, θα γίνει αναφορά σε σεισμούς που έγιναν στην Ιταλία τα τελευταία 20 χρόνια και έχουν μέγεθος M<sub>w</sub>≥6.0, για τους οποίους έγινε προσπάθεια αναδρομικής πρόγνωσης με τη χρήση του μοντέλου D-AS, όπου αυτή ήταν δυνατή.

#### 3.2.1 Ο σεισμός της L'Aquila (2009)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στις 6 Απριλίου 2009 και ώρα 01:32 (UTC) εκδηλώθηκε ο καταστροφικός σεισμός της L'Aquila. Το επίκεντρο εντοπίστηκε στην κεντρική Ιταλία με συντεταγμένες 42.37°B και 13.32°A, 95km ανατολικά της Ρώμης. Ο σεισμός είχε μέγεθος M<sub>w</sub>=6.3 και εστιακό βάθος περίπου 10km. Ο σεισμός αυτός θεωρείται από τους καταστροφικότερους στην σύγχρονη ιστορία της Ιταλίας καθώς είχε ως αποτέλεσμα τον θάνατο 308 ανθρώπων και πολλές καταστροφές ιστορικών κτηρίων (Alexander 2010) (Σχήμα 3.4). Την εκδήλωση του κύριου σεισμού ακολούθησε πλήθος μετασεισμών, με τον μεγαλύτερο να σημειώνεται την επόμενη ημέρα (7 Απριλίου) με μέγεθος M<sub>w</sub>=5.5. Τους προηγούμενους αιώνες εκδηλώθηκαν στην περιοχή της L'Aquila πολλοί ισχυροί σεισμοί με τον καταστροφικότερο να εμφανίζεται στις αρχές του 18° αιώνα και πιο συγκεκριμένα τον Φεβρουάριο του 1703 με μέγεθος M<sub>w</sub>=6.7, προκαλώντας χιλιάδες ανθρώπινα θύματα και τεράστιες καταστροφές σε μνημεία και στα τείχη της πόλης (Lavecchia et al., 2009). Κατά τον 19ο και 20ο αιώνα, δεν εκδηλώθηκαν στη περιοχή ισχυροί σεισμοί, δημιουργώντας την ψευδαίσθηση πως δεν υπάρχει κίνδυνος επανεμφάνισης ισχυρών σεισμών στη περιοχή, παρά τα περί του αντιθέτου αποτελέσματα διάφορων μελετών εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου της περιοχής από πληθώρα επιστημόνων (π.χ. Pizzi et al., 2002, Boncio et al., 2004, Lavecchia et al., 2002, Pace et al., 2006), οι οποίες βασίστηκαν σε ενδείξεις ενεργών ρηγμάτων.



Σχήμα 3.4. Τα ερείπια κυβερνητικού κτηρίου στη πόλη της L'Aquila (πηγή: earthmagazine.com)

3.2.2 Ο σεισμός στην Emilia-Romagna (2012)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στις 20 Μαΐου 2012 και ώρα 02:03 (UTC) εκδηλώθηκε στη Β. Ιταλία σεισμός με μέγεθος  $M_w$ =6.1, συντεταγμένες επικέντρου 44.87°B και 11.22°A και εστιακό βάθος περίπου 18km. Ο σεισμός αυτός έγινε στην επαρχία Emilia-Romagna, περίπου 36km βόρεια της πόλης Μπολόνια. Τρείς ώρες πριν την εκδήλωση του κύριου σεισμού, προηγήθηκε σεισμός με μέγεθος  $M_w$ =4.0 στην ίδια περιοχή. Μετά τον κύριο σεισμό, εκδηλώθηκαν έξι ισχυροί μετασεισμοί με μεγέθη  $M_w$ ≥5.0, με τον μεγαλύτερο από αυτούς να σημειώνεται στις 29 Μαΐου 2012 (07:00, UTC), 12km δυτικά από το χώρο εκδήλωσης του κύριου σεισμού, με μέγεθος  $M_w$ =5.9. Από τη συγκεκριμένη σεισμική ακολουθία προκλήθηκαν 15 θάνατοι (Scognamiglio et al., 2012) ενώ πολλές ήταν και οι ζημιές σε κτήρια (Σχήμα 3.5).



Σχήμα 3.5. Κατεστραμένο Δημαρχείο στη πόλη Sant'Agostino (πηγή: Wikipedia.com)

# 3.2.3 Ο σεισμός του Amatrice (2016)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στις 24 Αυγούστου 2016 και ώρα 01:36 (UTC) εκδηλώθηκε καταστροφικός σεισμός που έπληξε την κεντρική Ιταλία προκαλώντας μεγάλες ζημιές στην πόλη Amatrice. Ο σεισμός είχε μέγεθος  $M_w$ =6.2, συντεταγμένες επικέντρου 42.68°B, 13.20°A και εστιακό βάθος 8km, ενώ δεν συνοδεύθηκε από προσεισμική δραστηριότητα. Αντίθετα, έντονη ήταν η μετασεισμική δραστηριότητα, με τον μεγαλύτερο μετασεισμό να σημειώνεται μόλις μία περίπου ώρα μετά την εκδήλωση του κύριου σεισμού (02:33 UTC), με μέγεθος  $M_w$ =5.6. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε από ένα κανονικό ρήγμα, διεύθυνσης BBΔ-NNA, με το μήκος της διάρρηξης να υπολογίζεται στα 25-30km (Pizzi et al., 2017).



Σχήμα 3.6. Πανοραμική φωτογραφία από το κέντρο της πόλης Amatrice (πηγή: <u>ABCNews</u>)

#### 3.2.4 Οι σεισμοί του Οκτωβρίου του 2016

Στην ίδια περιοχή με τον σεισμό του Amatrice (περιοχή Norcia) σημειώθηκαν δύο ακόμη σεισμοί με μέγεθος M<sub>w</sub>≥6.0. Πιο συγκεκριμένα, στις 26 Οκτώβρη 2016 και ώρα 19:18 (UTC) σημειώθηκε σεισμός μεγέθους M<sub>w</sub>=6.1 με συντεταγμένες επικέντρου 42.91°B, 13.10°A και εστιακό βάθος 8km. Αρχικά, ο σεισμός αυτός θεωρήθηκε ως ο κύριος σεισμός μίας νέας σεισμικής ακολουθίας στη περιοχή. Αυτό όμως ανατράπηκε τέσσερις ημέρες αργότερα και συγκεκριμένα στις 30 Οκτωβρίου και ώρα 06:40 UTC με την εκδήλωση νέου μεγαλύτερου σεισμού μεγέθους M<sub>w</sub>=6.6, με επίκεντρο ~30km βορειοδυτικά του επικέντρου του σεισμού του Amatrice (Σχήμα 3.6). Και οι δύο σεισμοί προήλθαν από ενεργοποιήσεις κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (Pizzi et al., 2017).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.7. Η εκκλησία του Αγίου Βενέδικτου στη Norcia, μετά τον σεισμό της 30<sup>ης</sup> Οκτωβρίου 2016 (πηγή: <u>The New York Times</u>)

Επικρατεί η αντίληψη πως η αρχική διάρρηξη που έγινε στις 24 Αυγούστου του 2016 στο Amatrice, σταμάτησε από ένα φράγμα (barrier) το οποίο δεν επέτρεψε την άμεση περαιτέρω θραύση του ρήγματος, κάτι που οδήγησε στον σεισμό της Norcia σχεδόν δύο μήνες μετά (Chiaraluce et al. 2017).

Στο Σχήμα 3.8, παρουσιάζονται τα ενεργά ρήγματα της περιοχής, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, τα επίκεντρα των κύριων σεισμών και των μετασεισμών τους καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των κύριων σεισμών και των κυριότερων μετασεισμών τους (Smeraglia et al., 2016). Υπολογίζεται πως κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας εκδηλώθηκαν στη περιοχή συνολικά περίπου 55.000 μετασεισμοί (Pizzi et al., 2017).


Σχήμα 3.8. Χάρτης της περιοχής που επλήγη από τους σεισμούς του 2016 στο Amatrice και στην Norcia. Ο χάρτης παρουσιάζει τα ενεργά ρήγματα, τα επίκεντρα, καθώς και τους μηχανισμούς γένεσης των κύριων σεισμών και των μεγαλύτερων μετασεισμών της ακολουθίας. Φαίνονται, επίσης, και τα επίκεντρα μικρότερων (M=2.5-4.9) μετασεισμών με διάφορα χρώματα (Smeraglia et al., 2016).



# <u>ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ</u>

### 4.1 Εισαγωγή

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας δημιουργήθηκε κατάλογος σεισμών που περιλαμβάνει στοιχεία των σεισμών που εκδηλώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ιταλίας από τον Ιανουάριο του 1900 μέχρι και τον Οκτώβρη του 2019.

### 4.2 Δεδομένα Παρατήρησης

Ο κατάλογος που δημιουργήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, εκτείνεται στο χρονικό διάστημα από τον Ιανουάριο του 1900 μέχρι και τον Οκτώβρη του 2019 και καλύπτει την περιοχή που οροθετείται από τα γεωγραφικά πλάτη 35°B-48°B και τα γεωγραφικά μήκη 6°A-18.5°A. Η κύρια πηγή δεδομένων είναι το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismological Centre, ISC, www.isc.ac.uk) και ο κατάλογος σεισμών του Karnik (1996) καθώς και τα δελτία σεισμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (www.gein.noa.gr), του Εργαστηρίου Γεωφυσικής А.Π.Θ. του (http://geophysics.geo.auth.gr), του Ευρώ-Μεσογειακού Κέντρου (www.emsccsem.org) και του Εθνικού Ινστιτούτου Γεωφυσικής και Ηφαιστειολογίας της Ιταλίας (INGV, http://terremoti.ingv.it). Κατά τη δημιουργία του καταλόγου προέκυψε η ανάγκη τα μεγέθη να εκφρασθούν σε μία ενιαία κλίμακα, αντιπροσωπευτική της ισχύος των σεισμών. Καταλληλότερη θεωρήθηκε η κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής, M<sub>w</sub>. Η επιλογή αυτή έγινε διότι η σεισμική ροπή συνδέεται με τις διαστάσεις του ρήγματος και την τιμή της μετάθεσης πάνω σε αυτό. Επιπλέον η συγκεκριμένη κλίμακα μεγέθους δεν υφίσταται κορεσμό. Για την μετατροπή τιμών άλλων κλιμάκων μεγεθών σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής χρησιμοποιήθηκαν, ως επί το πλείστον, οι σχέσεις που προτάθηκαν από τον Scordilis (2006), οι οποίες έχουν προκύψει από δεδομένα παγκόσμιων επιφανειακών σεισμών, και είναι οι ακόλουθες:

$$M_w = 0.85m_b + 1.03, \gamma \iota \alpha \ 3.5 \le m_b \le 6.2, \mu \varepsilon \ \sigma = 0.29$$
 (4.1)

$$M_w = 0.67M_s + 2.07, \gamma ι α 3.0 \le M_s \le 6.1, \mu ε \sigma = 0.15$$
(4.2)
  
**A.Π.Θ**  $M_w = 0.99M_s + 0.08, \gamma ι α 6.2 \le M_s \le 8.2, \mu ε \sigma = 0.20$ 
(4.3)

Επί πλέον σε κάποιες περιπτώσεις, χρησιμοποιήθηκαν κατάλληλες σχέσεις μετατροπής που προτάθηκαν και από άλλους ερευνητές (π.χ. Baba et al., 2000; Papazachos et al., 2002; Τσαμπάς, 2006; Duni et al., 2010). Στο Παράρτημα (Πίνακας Π1), υπάρχουν όλες οι σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν για τις μετατροπές. Για όσους σεισμούς υπήρχαν διαθέσιμα μεγέθη σεισμικής ροπής, αυτά χρησιμοποιήθηκαν αυτούσια. Στις περιπτώσεις όπου υπήρχαν διαθέσιμα μεγέθη σεισμικής ροπής εφαρμόζοντας συντελεστές βαρύτητας που προκύπτουν από τα στατιστικά σφάλματα των αντίστοιχων σχέσεων μετατροπής. Ο τελικός κατάλογος περιέχει 38.040 σεισμούς και μεγέθη από M<sub>w</sub>= 2.4 μέχρι M<sub>w</sub>=7.4.

#### 4.3 Έλεγχος Πληρότητας

Καθορισμός πληρότητας ενός καταλόγου είναι ο εντοπισμός του ελάχιστου μεγέθους πάνω από το οποίο όλοι οι σεισμοί που εκδηλώθηκαν στην περιοχή που καλύπτει ο κατάλογος συμπεριλαμβάνονται σε αυτόν. Είναι ευνόητο ότι και κάποιοι σεισμοί μικρότερων μεγεθών είναι δυνατόν να υπάρχουν στον κατάλογο χωρίς όμως να ικανοποιούν τις συνθήκες πληρότητας.

Η πληρότητα του καταλόγου εξαρτάται από το χρόνο αλλά μεταβάλλεται και χωρικά. Αυτό είναι συνέπεια των μεταβολών που αφορούν την ποιότητα αλλά και την πυκνότητα των σεισμολογικών σταθμών, χαρακτηριστικά που επηρεάζουν την ανιχνευτική ικανότητα των σεισμογραφικών δικτύων. Όπως γίνεται φανερό, η μελέτη της πληρότητας ενός καταλόγου είναι απαραίτητη προϋπόθεση ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μελέτες σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας.

Εξετάστηκε με λεπτομέρεια η πληρότητα του καταλόγου αλλά και η διακύμανσή της τόσο χρονικά όσο και χωρικά. Για την μελέτη της χρονικής μεταβολής εφαρμόσθηκαν η κλασική μέθοδος Gutenberg–Richter, η μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (maximum curvature) και η μέθοδος Goodness of Fit (90% και 95%).

# 4.3.1 Μέθοδοι μέγιστης καμπυλότητας και Goodness of Fit

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με τη μέθοδο μέγιστης καμπυλότητας, MAXC (MAXimum Curvature, Wyss et al., 1999, Wiemer and Wyss, 2000) βρίσκεται το σημείο όπου η μη συσσωρευτική κατανομή έχει την μεγαλύτερη τιμή (μέγιστη καμπυλότητα). Από τον υπολογισμό της μέγιστης τιμής της πρώτης παραγώγου ορίζεται το σημείο της μέγιστης καμπυλότητας το οποίο αντιστοιχεί στο μέγεθος με την υψηλότερη συχνότητα εμφάνισης. Πρόκειται για μια μέθοδο που απαιτεί λιγότερο (σε σχέση με τις άλλες) πλήθος σεισμών και δίνει αρκετά αξιόπιστα αποτελέσματα για την εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας (Mignan, 2011).

Με τη μέθοδο Goodness of Fit Test (Wiemer and Wyss, 2000) συγκρίνεται η παρατηρούμενη κατά μέγεθος κατανομή με συνθετικά δεδομένα. Αξιολογείται με βάση την παράμετρο R, η οποία εκφράζει την απόλυτη διαφορά του πλήθους των σεισμών σε κάθε τάξη μεγέθους μεταξύ της παρατηρούμενης και της συνθετικής συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών. Οι συνθετικές κατανομές υπολογίζονται με την χρήση των τιμών των σταθερών a & b, που προέκυψαν από το παρατηρούμενο σετ δεδομένων για μεγέθη  $M \ge M_{co}$ , ( $M_{co}$ =μέγεθος πληρότητας) με την μορφή συνάρτησης του αυξανόμενου μεγέθους πληρότητας:

$$R(a, b, M_{co}) = 100 - \frac{\sum_{Mco}^{Mmax}|Bi-Si|}{\sum_{i}B_{i}}$$
(4.4)

όπου *Bi* και *Si*, είναι αντίστοιχα το παρατηρούμενο και το προβλεπόμενο πλήθος σεισμών για κάθε τάξη μεγέθους. Το μέγεθος πληρότητας ορίζεται ως το πρώτο μέγεθος για οποίο τα παρατηρούμενα δεδομένα για μεγέθη *M*≥ *M*<sub>co</sub>, χαρακτηρίζονται από γραμμική κατανομή (σε ημιλογαριθμική κλίμακα) για ένα πρότυπο διάστημα εμπιστοσύνης 90% ή 95%.

#### 4.3.2 Χρονική μεταβολή του μεγέθους πληρότητας

Η μελέτη της χρονικής διακύμανσης του μεγέθους πληρότητας έγινε με δειγματοληψία 100 σεισμών και με βήμα 25 (επικάλυψη 75). Για τον καθορισμό των στατιστικών σφαλμάτων έγινε ανα-δειγματοληψία (bootstrapping), χρησιμοποιώντας 100 συνθετικά δείγματα των 100 σεισμών που προήλθαν από τον τελικό κατάλογο. Εφαρμόσθηκαν συνδυαστικά η μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (maximum curvature, MAXC) και η μέθοδος Goodness of Fit (GoF) με διάστημα εμπιστοσύνης 90% και 95% με τη βοήθεια του λογισμικού Zmap (Wiemer, 2001).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε το γράφημα του σχήματος (4.1) που περιγράφει τη μεταβολή του μεγέθους πληρότητας με το χρόνο. Όπως προκύπτει από το σχήμα, η πληρότητα του υπό εξέταση καταλόγου παρουσιάζει δύο καθαρά διακριτές περιόδους:

$$\begin{array}{ll} 1900 - 1989 & Mc = 4.7 \\ 1990 - 2019 & Mc = 3.2 \end{array}$$
(4.5)

Παρατηρείται εντυπωσιακή πτώση της τιμής του *Mc* μετά το 1989. Αυτή η βελτίωση πιθανότατα οφείλεται σε ενδεχόμενη αλλαγή πολιτικής του ISC περί την αποστολή σεισμών μικρότερων μεγεθών στον ISC από το 1990 και μετά.



Σχήμα. 4.1. Μεταβολή του μεγέθους πληρότητας ( $M_c$ ) με το χρόνο (κόκκινη καμπύλη), όπως εκτιμήθηκε για τον κατάλογο που εκπονήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής για το χρονικό διάστημα 1900-2019. Οι γκρίζες γραμμές αντιπροσωπεύουν την απόκλιση  $\pm dM_c$  του  $M_c$  με το χρόνο, όπως αυτή προέκυψε από την εφαρμογή επαναδειγματοληψίας (bootstrapping, Nb=100) για διάστημα εμπιστοσύνης 90-95% (ZMAP, Wiemer, 2001). Ο υπολογισμός πραγματοποιήθηκε με παράθυρο δείγματος 100 και επικάλυψη 75 (βήμα 25).

4.3.3 Μέθοδος Gutenberg-Richter

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Για την επαλήθευση των διαστημάτων πληρότητας του καταλόγου εφαρμόστηκε και η κλασσική μέθοδος G-R με τη μεταβολή της απλής και της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών σε σχέση με το μέγεθός τους (Σχήματα 4.2, 4.3). Από τη διαδικασία αυτήν προέκυψαν τα παρακάτω μεγέθη πληρότητας για τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα:

$$\begin{array}{ll} 1900 - 1989 & M_c = 4.6 \\ 1990 - 2019 & M_c = 3.1 \end{array}$$
(4.6)

Τελικά, επιλέχθηκε η πλέον συντηρητική εκδοχή που περιγράφεται από τις σχέσεις (4.5).



Σχήμα 4.2. Ημιλογαριθμική κατανομή του απλού (γαλάζια τρίγωνα) και του συσσωρευτικού (μαύροι κύκλοι) πλήθους σεισμών του καταλόγου σε συνάρτηση με το μέγεθος, για το χρονικό διάστημα 1900-1989. Η γραμμική προσαρμογή στο συσσωρευτικό πλήθος (πορτοκαλί διακεκομμένη γραμμή) εκφράζεται από τη σχέση που παρουσιάζεται στο σχήμα. Η κάθετη κόκκινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο μέγεθος πληρότητας, *M*<sub>c</sub>.



Σχήμα. 4.3. Ημιλογαριθμική κατανομή του απλού (γαλάζια τρίγωνα) και του συσσωρευτικού (μαύροι κύκλοι) πλήθους σεισμών του καταλόγου σε συνάρτηση με το μέγεθος, για το χρονικό διάστημα 1990-2019. Η γραμμική προσαρμογή στο συσσωρευτικό πλήθος (πορτοκαλί διακεκομμένη γραμμή) εκφράζεται από τη σχέση που παρουσιάζεται στο σχήμα. Η κάθετη κόκκινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο μέγεθος πληρότητας, *M<sub>c</sub>*.

#### 4.3.4 Χωρική μεταβολή

Το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου, εκτός από χρονικά μεταβάλλεται και χωρικά, καθώς η πυκνότητα και η ποιότητα των σεισμολογικών σταθμών μεταβάλλεται επίσης χρονικά επηρεάζοντας την ανιχνευτική ικανότητα των δικτύων, γεγονός που αντανακλάται στην τιμή του ελάχιστου μεγέθους πληρότητας. Έχει, επομένως, σημασία να εξεταστεί η γεωγραφική κατανομή του ελάχιστου μεγέθους πληρότητας, *M*<sub>c</sub>, στη διάρκεια των δύο χρονικών διαστημάτων πληρότητας (1900-1989 και 1990-2019, σχέσεις 4.5). Στους χάρτες των σχημάτων (4.4) και (4.5) παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή του μεγέθους πληρότητας, *M<sub>c</sub>*, των σεισμών του καταλόγου κατά τα χρονικά διαστήματα 1900-1989 και 1990-2019, αντίστοιχα, όπως αυτή προέκυψε από τη χρήση του συνολικού καταλόγου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τον υπολογισμό των επί μέρους τιμών  $M_c$  δημιουργήθηκε πλέγμα διαστάσεων 0.2°x0.2°. Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι τιμές του  $M_c$  χρησιμοποιώντας τους σεισμούς με επίκεντρα μέσα σε κύκλους που είχαν ως κέντρα τους κόμβους του πλέγματος και ακτίνα 70 km. Και στην περίπτωση αυτήν εφαρμόσθηκε συνδυασμός των μεθόδων μέγιστης καμπυλότητας (maximum curvature, MAXC) και Goodness of Fit (GoF) με διάστημα εμπιστοσύνης 90% και 95% με τη βοήθεια του λογισμικού Zmap (Wiemer, 2001).



Σχήμα 4.4. Γεωγραφική κατανομή του μεγέθους πληρότητας, *M<sub>c</sub>*, κατά το χρονικό διάστημα 1900-1989.



Σχήμα 4.5. Γεωγραφική κατανομή του μεγέθους πληρότητας, *M<sub>c</sub>*, κατά το χρονικό διάστημα 1990-2019.

## <u>5° ΚΕΦΑΛΑΙΟ</u>

# ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

## **D-AS**

### 5.1 Εισαγωγή

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ιήμα Γεωλογίας

Για τη μελέτη της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας στη περιοχή εφαρμόστηκε το μοντέλο της Επιβραδυνόμενης – Επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (D-AS Model). Συγκεκριμένα, διερευνήθηκε η ύπαρξη επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης που είναι πιθανό να συσχετιστούν(αναδρομική πρόγνωση)με τους ισχυρούς σεισμούς της L'Aquila (2009), της Βόρειας Ιταλίας (Emilia-Romagna, 2012), του Amatrice (2016) και τους σεισμούς της Norcia (Οκτώβριος 2016) (βλέπε Κεφάλαιο 3). Επιπλέον έγινε προσπάθεια πρόγνωσης μελλοντικών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή με βάση το μοντέλο που αναφέρθηκε. Τα δεδομένα παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση όλων των προαναφερθέντων συμμορφώνονται με τα κριτήρια πληρότητας της περιοχής (σχέσεις 4.5). Πριν από την παρουσίαση της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε, περιγράφονται τα αποτελέσματα πρόσφατων ερευνών σχετικά με τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας που προηγήθηκε ισχυρών σεισμών στην περιοχή της Ιταλίας.

#### 5.2 Προηγούμενη σχετική έρευνα

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με την χρονική μεταβολή της σεισμικότητας στην περιοχή της Ιταλίας. Ορισμένες από τις μελέτες αφορούν και την επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση. Παρακάτω αναφέρονται ορισμένες πρόσφατες επιστημονικές δημοσιεύσεις σχετικές με χρονικές μεταβολές της σεισμικότητας της περιοχής.

Οι Scordilis et al. (2004), με βάση τη μέθοδο της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης (accelerating seismic crustal deformation), η οποία βασίζεται στη σχέση 2.1, και χρησιμοποιώντας δεδομένα από διάφορες πηγές τα οποία

μετατράπηκαν σε μεγέθη σεισμικής ροπής  $M_w$ , εξέτασαν μεταβολές σεισμικότητας πριν από πέντε μεγάλους σεισμούς στην Ιταλία και την γύρω περιοχή. Δείχθηκε πως, για σεισμούς συγκρίσιμου μεγέθους με αυτούς της Ελλάδας, οι περιοχές στις οποίες εκδηλώνονται επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί, αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες χωρικές εκτάσεις από αυτές στην περιοχή του Αιγαίου και πως η χρονική διάρκεια των προτεροσεισμικών ακολουθιών  $t_p$ , έχει μέση τιμή τα 33 έτη. Επιπλέον, από την αναδρομική πρόγνωση των 5 αυτών σεισμών, προέκυψαν αβεβαιότητες μεταξύ των παραμέτρων του σεισμού και των παραμέτρων που εκτιμήθηκαν από το μοντέλο, που φθάνουν έως και τα 136km για το επίκεντρο, τις ±0.2 μονάδες για το μέγεθος και το ±1 έτος για τον χρόνο γένεσης.

N	Date	$\Phi^{\circ}N, \lambda^{\circ}E$	М	Α	R	M <sub>13</sub>	LogSr	Logsr	tp
1	1969, 10 ,27	44.8, 17.2	6.2	0.06	186	5.7	6.24	5.16	30.2
2	1976, 05, 06	46.4, 13.3	6.5	0.19	297	5.9	6.68	5.24	37.3
3	1979, 04 ,15	42.0, 19.1	7.1	0.52	364	6.5	7.18	5.57	42.3
4	1980, 11, 23	40.8, 15.3	6.9	0.14	286	5.9	6.93	5.52	17.9
5	1997, 09,26	43.0, 12.9	6.1	0.16	200	5.7	6.68	5.58	33.7

Πίνακας 5.1 Πληροφορίες των παραμέτρων των 5 σεισμών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Mignan & Giovambattista (2008), βασισμένοι στη θεωρία της μη-κρίσιμης πρόδρομης σεισμικής επιτάχυνσης (non-critical Precursory Accelerating Seismicity Theory, PAST), χρησιμοποίησαν την παράμετρο Περιοχή – Χρόνος – Μήκος (Region – Time - Length, RTL), με στόχο τον εντοπισμό και καθορισμό περιοχών σεισμικής ησυχίας και επιταχυνόμενης σεισμικότητας. Αρχικά, χρησιμοποίησαν συνθετικούς καταλόγους βασισμένοι στη θεωρία PAST, και στη συνέχεια χρησιμοποίησαν την παράμετρο RTL για τον σεισμό της Umbria-Marche που εκδηλώθηκε το 1997 με μέγεθος M<sub>w</sub>=6.0. Αντί της χρονικής μεταβολής της αθροιστικής παραμόρφωσης

Benioff που προτάθηκε από τους Bufe and Varnes (1993), χρησιμοποίησαν τον σωρευτικό αριθμό των σεισμικών γεγονότων που συνέβησαν πριν από ένα κύριο γεγονός. Τα αποτελέσματα της έρευνάς τους περιγράφονται από τα Σχήματα 5.1, 5.2 και 5.3.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 5.1. Γράφημα της χρονικής μεταβολής της παραμέτρου RTL στο επίκεντρο του κύριου σεισμού της Umbria-Marche. Με  $\Delta t_q$ , περιγράφεται η περίοδος της πρόδρομης σεισμικής ηρεμίας, με  $t_f$ , ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, με N ο αριθμός των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της παραμέτρου RTL (Mignan & Giovambattista, 2008).



Σχήμα 5.2. a) Χωροχρονική εξέλιξη γεγονότων (μαύρες τελείες) σε έναν συνθετικό κατάλογο Non-Critical PAST. Ο κύριος σεισμός εμφανίζεται όταν r=0 και  $t=t_f$ , το διάστημα σεισμικής ηρεμίας ορίζεται στο χρονικό διάστημα  $\Delta t_q$ , και στο διάστημα  $[0, r^*(t)]$ , όπου η παράμετρος  $r^*(t)$  μειώνεται με τον χρόνο (Mignan & Giovambattista, 2008). b) Γράφημα της χρονικής μεταβολής της παραμέτρου RTL, υπολογισμένης στο επίκεντρο του κύριου σεισμού. Η παράμετρος RTL υπολογίστηκε στο χρονικό παράθυρο  $[t - 2t_0, t]$ , με  $t_0 = 0.2 \Delta t_q$  και κυλινδρικό όγκο ακτίνας  $2r_0 \sim r^*_{max}$  (Mignan & Giovambattista, 2008).c)Σωρευτικός αριθμός των υπόλοιπων γεγονότων για το διάστημα  $[0, r^*_{max}]$ . Παρατηρείται επιτάχυνση στο διάστημα  $\Delta t_q$ , με  $C \sim 0.3$ .



Σχήμα 5.3. a) Χάρτης με την παράμετρο Q, η οποία ορίζεται ως ο μέσος όρος των RTL δεδομένων για το χρονικό παράθυρο  $\Delta t_q$ = [1996.85, 1997.45] με  $t_0$ = 1 έτος και  $r_0$ = 50 km. Με λευκό κύκλο αναπαρίσταται το επίκεντρο του σεισμού της Umbria-Marche και οι παρατηρήσεις βρίσκονται στη περιοχή της σεισμικής ηρεμίας (όπου Q< -2) με μαύρες τελείες. b) Σωρευτικός αριθμός γεγονότων στο χρόνο στην περιοχή της σεισμικής ηρεμίας στο διάστημα  $\Delta t_q$ . Παρατηρείται επιτάχυνση στο διάστημα  $\Delta t_q$ , με C~0.3 (Mignan & Giovambattista, 2008).

Μία ακόμη έρευνα για την περιοχή αυτή έγινε από τον Gentili (2010), ο οποίος ανέπτυξε μία παραλλαγή του RTL αλγορίθμου την οποία την ονομάζει RTLsurv, στην οποία λαμβάνει υπόψη τη σεισμικότητα τα τελευταία χρόνια σε μια περιοχή πριν από μία προκαθορισμένη χρονική στιγμή χωρίς μια adhoc επιλογή του χρονικού παραθύρου. Στόχος της παραπάνω έρευνας είναι η ανίχνευση ζωνών σεισμικής ηρεμίας, οι οποίες καθώς αυξάνονται μπορούν να συνδεθούν με την πιθανά επερχόμενη γένεση ισχυρών σεισμών στη περιοχή. Με τη μέθοδο αυτή, δεν είναι χρόνου απαραίτητο να οριστεί ένα καθορισμένο παράθυρο ανάλυσης. Χρησιμοποιώντας καταλόγους για τη περιοχή της Ιταλίας για το χρονικό διάστημα 1/1/1994 έως και 31/12/2004 και με μέγεθος M<sub>L</sub> $\ge 4.0$ , χώρισε την ιταλική χερσόνησο σε 4 ζώνες (Σχήμα 5.4), η κάθε μια με διαφορετικά χαρακτηριστικά σεισμικότητας τα οποία προκύπτουν από τον συνολικό αριθμό των σεισμών.



**Σχήμα 5.4.** Χάρτης υποδιαίρεσης της Ιταλίας σε μάκρο-περιοχές συναρτήσει του αριθμού σεισμών (Gentili, 2010).

Για τη ζώνη 3 (Βόρεια και κεντρική Τυρρηνική Θάλασσα) ο αριθμός σεισμών δεν είναι επαρκής για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων. Για τις υπόλοιπες ζώνες προέκυψε πως για το 66% των σεισμών με μέγεθος  $M_L$ > 4.0 και για το σύνολο των σεισμών με μέγεθος  $M_L$ > 5.0, υπήρξε πρόδρομη περίοδος σεισμικής 'ηρεμίας'. Όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.2, η περιοχή συναγερμού είναι μεταξύ του 8.7%και του 18.4% της συνολικής αναλυθείσας περιοχής-ζώνης (Gentili, 2010).

**Πίνακας 5.2**. Επιδόσεις της μεθόδου RTLsurv σε τρείς ζώνες όπως αυτές αποτυπώνονται στο Σχήμα 5.4 (Gentili, 2010).

Zone number	r <sub>0</sub> (km)	Alarm area (%)	True alarm (%)	False alarm (%)	$M_L > 4 (\%)$	M <sub>L</sub> >5 (%)
1	30	18.4	2.9	15.5	66.7	100
2	10	8.7	1.2	7.5	66.0	100
4	10	16.9	1.9	14.9	100.0	100

Μια έρευνα που αφορά την επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση 500 μέρες πριν από ένα καθορισμένο σεισμικό γεγονός δημοσιεύτηκε από τον Mignan (2011). Πιο συγκεκριμένα για τον σεισμό που έλαβε χώρα στις 4 Απριλίου 2009 στην περιοχή της L'Aquila, στην κεντρική Ιταλία, με μέγεθος M<sub>w</sub>=6.3, εφαρμόζοντας τη σχέση των Bufe and Varnes (σχέση 2.1) παρατηρήθηκε σεισμική επιτάχυνση στη περιοχή 500 μέρες πριν την εκδήλωση του σεισμού (Σχήμα 5.5),

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας



time to mainshock (days)

Σχήμα 5.5.Με κόκκινη γραμμή αναπαρίσταται η εφαρμογή της σχέσης 2.1 (νόμος δύναμης) στα δεδομένα ενώ με μπλε γραμμή παριστάνεται η γραμμική σχέση (ελάχιστα τετράγωνα) Mignan (2011).



Σχήμα 5.6. Απεικόνιση της φαινομενολογίας του μοντέλου εκδήλωσης σεισμικής επιτάχυνσης (Accelerating Seismic Release, ASR) από την πρόδρομη ακολουθία του σεισμού της L'Aquila. (a) η αθροιστική παραμόρφωση Benioff κατά το χρονικό διάστημα 1200 ημερών έως και την γένεση του κύριου σεισμού και (b) η αθροιστική κατανομή συχνότητας – μεγέθους (Mignan, 2011).

Στο άνω γράφημα του Σχήματος 5.6 απεικονίζεται η γραφική παράσταση της αθροιστικής παραμόρφωσης Benioff κατά το χρονικό διάστημα 1200 ημερών πριν την ημέρα εκδήλωσης του σεισμού της L'Aquila. Παρατηρείται σεισμική επιτάχυνση κατά το χρονικό διάστημα  $\Delta T_1 + \Delta T_2$ . Επιπλέον παρατηρείται ένα πρώιμο στάδιο σεισμικής ηρεμίας μεταξύ του διαστήματος  $\Delta T_0$  και  $\Delta T_1$ . Στο κάτω γράφημα, απεικονίζεται αθροιστική κατανομή συχνότητας - μεγέθους (FMD) για τις περιόδους  $\Delta T_0$ ,  $\Delta T_1$  και  $\Delta T_2$ . Το μοντέλο ASR (Accelerating Seismic Release) χαρακτηρίζεται από αύξηση της τιμής *a* και μείωση της τιμής *b* (για τιμές M>2.8) της σχέσης G-R, η οποία προκύπτει από τα δεδομένα του διαστήματος  $\Delta T_0$ . Τα διαστήματα εμπιστοσύνης 95% και 99% προσδιορίζονται από 10.000 προσομοιώσεις Monte Carlo (Mignan, 2011).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος, μια ακόμη έρευνα για την περιοχή της Ιταλίας σχετικά με επιταχυνόμενη σεισμικότητα δημοσιεύτηκε από τους De Santis et al., (2015). Στην εργασία τους προτείνουν μια τροποποίηση της μεθόδου AMR την οποία την ονομάζουν R-AMR. Το μοντέλο αυτό, λαμβάνει υπόψη μια αρκετά μεγάλη περιοχή, στην οποία συνεκτιμώνται τα μεγέθη και οι αποστάσεις των σεισμών που βρίσκονται μέσα σ' αυτήν και συμβάλλουν στη διαμόρφωση της δυναμικής κατάστασης του ρήγματος του επικείμενου κύριου σεισμού. Το αναθεωρημένο αυτό μοντέλο (R-AMR) εφαρμόστηκε σε τέσσερις συνολικά περιπτώσεις, εκ των οποίων οι τρείς αφορούν τις πιο πρόσφατες σεισμικές ακολουθίες της περιοχής τα τελευταία 9 χρόνια πριν από την δημοσίευση της εργασίας, ενώ η τέταρτη αφορά ένα σμήνος σεισμών που εκδηλώθηκε το διάστημα 1995-1996. Εφαρμόζοντας το μοντέλο με πραγματικά δεδομένα και με κύκλους διαφόρων κέντρων και ακτινών (Σχήμα 5.7) για τις τρεις πρώτες περιπτώσεις δείχθηκε πως με την εφαρμογή του μοντέλου R-AMR είναι δυνατή η αναδρομική πρόγνωση των χρόνων γένεσης των κύριων σεισμών των περιπτώσεων αυτών, με μικρή απόκλιση από τις πραγματικές. Υπάρχει, όμως, σημαντική απόκλιση σε ό,τι αφορά τα μεγέθη των κύριων σεισμών των περιπτώσεων αυτών (Πίνακας 5.3).



**Πίνακας 5.3**. Οι τέσσερις περιπτώσεις μελέτης για τις οποίες εφαρμόστηκε το μοντέλο R-AMR μαζί με τις συντεταγμένες του επικέντρου, το εστιακό βάθος και την ημερομηνία εκδήλωση του κύριου σεισμού. Η παράμετρος  $t_f$ , για τις τρεις πρώτες περιπτώσεις αντιστοιχεί στις μέρες που πέρασαν από την 1<sup>η</sup> Μαΐου 2005 έως και την εκδήλωση του κύριου σεισμού, ενώ για την 4<sup>η</sup> περίπτωση αντιστοιχεί στις μέρες που πέρασαν από την 3<sup>η</sup> Οκτωβρίου 1995. Οι υπολογισμένες ημερομηνίες από το μοντέλο R-AMR συμβολίζονται με  $t_f^*$ . Στην στήλη *ρήγμα* περιγράφεται ο τύπος του κάθε σεισμικού ρήγματος των ακολουθιών (N=κανονικό, R=ανάστροφο και SS=οριζόντιας μετατόπισης). Με *M*, συμβολίζεται το μέγεθος των σεισμών και *M*\* το αντίστοιχο υπολογισμένο μέγεθος από το R-AMR. Η παράμετρος N είναι ο αριθμός των σεισμών που λήφθηκαν υπόψη για τον υπολογισμό των προηγούμενων, *R<sub>max</sub>*, η μέγιστη ακτίνα του κύκλου μέσα στον οποίο εντοπίζονται οι προσεισμοί και *M<sub>min</sub>*, το ελάχιστο μέγεθος αυτών (De Santis et al. 2015, τροποποιημένος).

Ακολουθία	Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Βάθος (km)	Ημ/νία	t <sub>f</sub>	$t_{f}^{*}$	Ρήγμα	М	M*	N	R <sub>max</sub> (km)	$M_{min}$
L'Aquila	42.34 <sup>°</sup>	13.38 <sup>0</sup>	8.3	06/04/2009	1436.06	1436.2	N	5.9	4.5	780	300	2.0
Emilia	44.89 <sup>0</sup>	11.23 <sup>°</sup>	6.3	20/05/2012	2576.09	2593.9	R	5.9	5.35	4272	300	2.0
Mormano	39.88 <sup>0</sup>	16.02 <sup>0</sup>	6.3	25/10/2012	2734.96	2735.9	N	5.0	5.3	2473	300	2.0
Molise	41.40 <sup>°</sup>	14.06 <sup>°</sup>	5.0	07/04/1996	186.77*	184.1	SS	3.5	2.4	53	150	3.0



Σχήμα 5.7. Γεωγραφική απεικόνιση (αστέρια) των κύριων σεισμών μελέτης και οι αντίστοιχοι κύκλοι των 300 και 150 km (De Santis et al., 2015).

Μεγάλο ενδιαφέρον έχει η μελέτη της σμηνοσειράς του Molise (1995-1996). Όπως φαίνεται στο άνω τμήμα του Σχήματος 5.8, με την κλασική μέθοδο του AMR και λαμβάνοντας υπόψη μια ακτίνα 20kmγύρω από το επίκεντρο του σεισμού-στόχου, με μέγεθος πληρότητας M≥2.0 και σύνολο 26 δεδομένων, το προβλεπόμενο μέγεθος είναι ίσο με 5.2 δίνοντας έτσι μία λάθος εκτίμηση (*false alarm*). Εφαρμόζοντας το αναθεωρημένο μοντέλο που πρότειναν οι De Santis et al.(2015) σε μια διευρυμένη περιοχή με ακτίνα 150km,μέγεθος πληρότητας M≥3.0 και σύνολο 53 σεισμών, το προβλεπόμενο μέγεθος είναι ίσο με 3.5 όπως φαίνεται και στο κάτω μέρος του Σχήματος 5.8.



Σχήμα 5.8. Η σμηνοσειρά του Molise (1995-1996). Στο άνω τμήμα η μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff όπως προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου AMR. Στο κάτω τμήμα η μεταβολή της μειωμένης αθροιστικής παραμόρφωσης όπως προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου R-AMR (De Santis et al., 2015).

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενα κεφάλαια, το μοντέλο της επιβραδυνόμενης – επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης χρησιμοποιήθηκε στη παρούσα εργασία για την μελέτη της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας της Ιταλίας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

5.3 Το Μοντέλο D-AS

Σύμφωνα με το νόμο δύναμης που προτάθηκε από τους Bufe and Varnes (1993) η χρονική μεταβολή της αθροιστικής παραμόρφωσης Benioff (Benioff Strain) εκφράζεται από τη σχέση 2.1. Το μοντέλο D-AS προτάθηκε από τους Papazachos et al. (2005, 2006) έπειτα από τη χρήση δεδομένων παγκόσμιας κλίμακας. Το μοντέλο αυτό εφαρμόζεται στη κρίσιμη περιοχή για τους επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς και στη μικρότερη σεισμογόνο περιοχή για τους επιβραδυνόμενους προτεροσεισμούς που προηγούνται ισχυρών επιφανειακών σεισμών.

Όπως αναφέρθηκε, οι Papazachos et al. (2005, 2006) χρησιμοποίησαν δεδομένα για να δείξουν πως η γένεση επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών και η χρονική μεταβολή του ρυθμού έκλυσης σωρευτικής σεισμικής παραμόρφωσης (Cumulative Benioff Strain release) μπορεί να περιγραφεί και αυτή από το νόμο δύναμης (Bufe and Varnes, 1993), ο οποίος εκφράζεται από τη σχέση 2.1 με m>1. Από την εφαρμογή του μοντέλου D-AS σε διάφορα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα, υπολογίσθηκε για τη παράμετρο m μία μέση τιμή, m=3.0. Επιπλέον καθορίστηκαν οι παρακάτω σχέσεις (Papazachos et al, 2006):

$$\log r = 0.23M - 0.14 \log s_d + 1.40, \ \sigma = 0.15$$
(5.1)

$$\log(t_c - t_{sd}) = 2.95 - 0.31 \log s_d , \ \sigma = 0.12$$
(5.2)

που συνδέουν: η (5.1) την ακτίνα r, της (κυκλικής) σεισμογόνου περιοχής (σε km) με το μέγεθος, M, του επερχόμενου κύριου σεισμού και το ρυθμό, s<sub>d</sub>, της επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff στη σεισμογόνο περιοχή (τιμή ανηγμένη σε 1 έτος και σε  $10^4$ km<sup>2</sup>) ενώ η (5.2), τη διάρκεια της επιβραδυνόμενης προτεροσεισμικής σεισμικής ακολουθίας (t<sub>sd</sub>, ο χρόνος έναρξης της επιβραδυνόμενης σεισμικής ακολουθίας και t<sub>c</sub>, ο χρόνος γένεσης του επερχόμενου κύριου σεισμού) με το s<sub>d</sub>. Για την επιλογή της καταλληλότερης λύσης ορίζεται ο ακόλουθος δείκτης ποιότητας:

$$q_d = \frac{P_d * m}{c_d} \tag{5.3}$$

όπου  $P_d$ , είναι η πιθανότητα επαλήθευσης των σχέσεων 5.1 και 5.2 από τα δεδομένα,  $C_d$ , η παράμετρος καμπυλότητας η οποία δείχνει το βαθμό απόκλισης του ρυθμού μεταβολής της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benioff από τη γραμμικότητα και m=3.0. Από τις παρατηρήσεις που έγιναν σε προτεροσεισμικές ακολουθίες παγκόσμια προέκυψε ότι, ως αποδεκτές λύσεις χαρακτηρίζονται αυτές που εμπίπτουν στους παρακάτω περιορισμούς (Papazachos et al, 2006):

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

$$C_d \le 0.6, \ P_d \ge 0.45, \ q_d \ge 3.00$$
 (5.4)

Όπως αναφέρθηκε, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ώστε να δείξουν πως η γένεση επιταχυνόμενων προτεροσεισμών και η χρονική μεταβολή της σεισμικής παραμόρφωσης Benioff (Benioff Strain) μπορούν να περιγραφούν από το νόμο δύναμης (Bufe and Varnes, 1993) που εκφράζεται από τη σχέση 2.1 με m<1. Από εφαρμογές σε μεγάλο αριθμό επιταχυνόμενων προτεροσεισμικών ακολουθιών προέκυψε για τη παράμετρο m, μία μέση τιμή, m=0.3. Επιπλέον καθορίστηκαν οι παρακάτω σχέσεις (Papazachos et al, 2006):

$$\log R = 0.42M - 0.30 \log s_{\rm a} + 1.25 , \ \sigma = 0.16 \tag{5.5}$$

$$\log(t_c - t_{sa}) = 4.60 - 0.57 \log s_a , \ \sigma = 0.17$$
(5.6)

που συνδέουν: η (5.5) την ακτίνα R της κρίσιμης περιοχής (σε km) με το μέγεθος, M, του επερχόμενου κύριου σεισμού και το ρυθμό,  $s_a$ , της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff στην κρίσιμη περιοχή (τιμή ανηγμένη σε 1 έτος και σε  $10^4$ km<sup>2</sup>) ενώ η (5.6), τη διάρκεια της επιταχυνόμενης προτεροσεισμικής σεισμικής ακολουθίας ( $t_{sa}$ , ο χρόνος έναρξης της επιταχυνόμενης σεισμικής ακολουθίας και  $t_c$ , ο χρόνος γένεσης του επερχόμενου κύριου σεισμού) με το  $s_a$ . Για την επιλογή της καταλληλότερης λύσης ορίζεται ο ακόλουθος δείκτης ποιότητας:

$$q_{a} = \frac{P_{a}}{C_{a}*m}$$
(5.7)

όπου  $P_a$  είναι η πιθανότητα επαλήθευσης των σχέσεων 5.5 και 5.6 από τα δεδομένα,  $C_a$ , η παράμετρος καμπυλότητας για επιταχυνόμενη σεισμικότητα και m=0.3. Από παρατηρήσεις που έγιναν σε προτεροσεισμικές ακολουθίες παγκόσμια, προέκυψε ότι, ως αποδεκτές λύσεις χαρακτηρίζονται αυτές που εμπίπτουν στους παρακάτω περιορισμούς (Papazachos et al, 2006):  $C_{\rm a} \le 0.6, \ P_{\rm a} \ge 0.45, \ q_{\rm a} \ge 3.00$  (5.8)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Για την εφαρμογή του μοντέλου D-AS σε ορισμένη περιοχή με στόχο την αναγνώριση της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής ενός ισχυρού σεισμού χρησιμοποιείται κατάλληλος αλγόριθμος (Papazachos, 2001). Η περιοχή που μελετάται, καλύπτει έναν κάναβο σημείων που απέχουν μεταξύ τους (π.γ. 0.2°, B-N, 0.2°, A-Δ). Κάθε σημείο του κανάβου θεωρείται ως το κέντρο κυκλικής περιοχής και τα μεγέθη των σεισμών που έγιναν μέσα σε αυτήν χρησιμοποιούνται για να υπολογιστεί η συσσωρευτική σεισμική παραμόρφωση Benioff, S(t). Υπολογίζονται έτσι, οι παράμετροι A και B της σχέσης 2.1 καθώς και η παράμετρος καμπυλότητας C. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται (για το ίδιο σημείο) υιοθετώντας διαφορετικούς χρόνους έναρξης των σεισμικών ακολουθιών, t<sub>sd</sub> και t<sub>sa</sub>, διαφορετικές τιμές μεγεθών, Μ, των κύριων σεισμών που αφορά η μελέτη, οι οποίες με τη σειρά τους επηρεάζουν τις τιμές των ακτινών r και R της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής, αντίστοιχα, καθώς και διαφορετικές τιμές ελαχίστου μεγέθους M<sub>min</sub>, των προτεροσεισμών που ανήκουν στις δύο ακολουθίες (επιβραδυνόμενη και επιταχυνόμενη). Από τον μεγάλο αριθμό λύσεων που θα προκύψουν από την εφαρμογή αυτής της επαναληπτικής διαδικασίας στο σημείο που αναφέρθηκε, επιλέγεται αυτή η λύση που έχει τη μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας  $q_d$  ή q<sub>a</sub> (σχέσεις. 5.3 και 5.7, αντίστοιχα). Όλη η διαδικασία που περιγράφηκε, επαναλαμβάνεται για το επόμενο σημείο του κανάβου. Με αυτόν τον τρόπο καταλήγουμε στην κατασκευή χαρτών χωρικής κατανομής τιμών των ανωτέρω παραγόντων ποιότητας και στην οριοθέτηση, όταν αυτό είναι δυνατό, των περιοχών όπου παρατηρείται έντονα επιβραδυνόμενη ή επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής παραμόρφωσης (υψηλές τιμές  $q_d$  και  $q_a$  αντίστοιχα). Από μελέτες παρατηρούμενης σεισμικής παραμόρφωσης (επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης) πριν από ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς που έγιναν σε διάφορες περιοχές της Γης (π.χ. Papazachos et al., 2006) παρατηρήθηκε χρονική μεταβολή και στις τιμές των παραγόντων ποιότητας q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>. Συγκεκριμένα, οι παράγοντες ποιότητας λύσεων αποκτούν τις μέγιστες τιμές τους λίγα χρόνια πριν τη γένεση του κύριου σεισμού (π.χ. 3-4 έτη).

Σημειώνεται ότι τα ελάχιστα μεγέθη  $M_{min1}$  και  $M_{min2}$  των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προτεροσεισμών, αντίστοιχα, ορίζονται σε συνάρτηση με το μέγεθος, M, του κύριου σεισμού από τις σχέσεις (Papazachos et al., 2006):

#### 5.4 Αποτελέσματα του Μοντέλου

Όπως προαναφέρθηκε, στη παρούσα εργασία εφαρμόστηκε το μοντέλο D-AS για την ανίχνευση πρόδρομης επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης που ενδεχομένως σχετίζεται με ισχυρούς σεισμούς που εκδηλώθηκαν αργότερα. Η επιλογή αυτή, έγινε με γνώμονα την απουσία εφαρμογής παρόμοιων μοντέλων για την ανίχνευση πρόδρομης επιβραδυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης στην περιοχή. Η δυσκολία ανίχνευσης επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης οφείλεται στον αριθμό των δεδομένων που συμμετέχουν στη διαδικασία εφαρμογής του αλγόριθμου (N<21): λόγω της εφαρμογής της σχέσης (5.10), που συνδέει το ελάχιστο μέγεθος επιταχυνόμενων προτεροσεισμών, M<sub>min2</sub>, σε συνάρτηση με το μέγεθος, Μ του κύριου σεισμού, σπάνια τα δεδομένα ικανοποιούσαν το ελάχιστο όριο (N≥21) που απαιτείται για την έναρξη της διαδικασίας αναζήτησης λύσεων. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι το ελάχιστο μέγεθος σεισμού που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των ποσοτήτων sd και sa (ανηγμένη παραμόρφωση Benioff σε ένα έτος και ορισμένη επιφάνεια) είναι M=5.0 και όχι M=5.2, που συνήθως χρησιμοποιείται σε περιοχές μεγαλύτερης σεισμικότητας από αυτήν της περιοχής της Αδριατικής. Η τυπική διαδικασία αναδρομικής εφαρμογής του μοντέλου D-AS αρχίζει με τον ορισμό κανάβου ισαπεχόντων σημείων, όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, σε απόσταση ±3° γύρω από το επίκεντρο του ισχυρού κύριου σεισμού που μελετάται. Εκείνο το σημείο του κανάβου, στο οποίο υπολογίστηκε η μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ποιότητας  $q_d$ , ή  $q_a$ , με δεδομένα έως τρία χρόνια πριν από το χρόνο γένεσης του σεισμού-στόχου θεωρείται ως κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία έγιναν οι επιβραδυνόμενοι προτεροσεισμοί (ή της αντίστοιχης κρίσιμης περιοχής με τους επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς). Ο χρόνος γένεσης, t<sub>c</sub>, του αναμενόμενου ισχυρού σεισμού υπολογίζεται από τις σχέσεις (5.2) και (5.6), το μέγεθός του, Μ, από τις σχέσεις (5.1) και (5.5), ενώ οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου του είναι ο μέσος όρος (μέσο γεωγραφικό πλάτος, μέσο γεωγραφικό μήκος) των γεωγραφικών συντεταγμένων των επικέντρων όλων των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών. Από

συγκρίσεις που έγιναν μεταξύ των τιμών των βασικών εστιακών παραμέτρων (επίκεντρο, μέγεθος, χρόνος γένεσης) των ισχυρών σεισμών που έχουν μελετηθεί (Papazachos et al., 2006) και αυτών που προσδιορίστηκαν με την εφαρμογή του μοντέλου D-AS βρέθηκε ότι το μέσο σφάλμα στον υπολογισμό του επικέντρου είναι περίπου 120 km, του χρόνου γένεσης ±3 έτη και του μεγέθους ±0.3 μονάδες μεγέθους.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην παρούσα διατριβή δεν ακολουθήθηκε αυτή η διαδικασία, δηλαδή, η διαμόρφωση κανάβου ισαπεχόντων σημείων σε απόσταση ±3° γύρω από τα επίκεντρα των ισχυρών κύριων σεισμών της περιοχής της Ιταλικής χερσονήσου. Αντί αυτού, όλη η περιοχή που μελετήθηκε (35°B-48°B, 6°A-18.5A) καλύφθηκε από κάναβο σημείων, με απόσταση 0.2° μεταξύ τους, τα οποία θεωρήθηκαν αρχικά ως κέντρα σεισμογόνων και κρίσιμων περιοχών και η επαναληπτική διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω έγινε για όλα τα σημεία του κανάβου.

Στον πίνακα (5.4) φαίνονται οι βασικές εστιακές παράμετροι των ισχυρών (M≥6.0) επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης στο χρονικό διάστημα 2000-2019. Στην πρώτη στήλη αναφέρεται ο αύξοντας αριθμός του σεισμού, στη 2<sup>η</sup> η ημερομηνία γένεσης του σεισμού, ακολουθούν στην 3<sup>η</sup> στήλη οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου του (βόρειο γεωγραφικό πλάτος φ<sup>o</sup>B, ανατολικό γεωγραφικό μήκος  $\lambda^{\circ}A$ ) και τέλος στην 4<sup>η</sup> στήλη το μέγεθός του, *M*. Παρατηρείται ότι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν το 2016 είναι αρκετά κοντά (περίπου 50-60 km) στο επίκεντρο του κύριου σεισμού του 2009. Με βάση την παρατήρηση ότι η μέση διάρκεια επιβραδυνόμενης προσεισμικής ακολουθίας που σχετίζεται με ισχυρό κύριο σεισμό μεγέθους Μ=6.0-6.4 είναι της τάξης 16-20 ετών (βλέπε σχέση 5.2), λαμβανομένου υπόψη και του επιπέδου σεισμικότητας της περιοχής μελέτης (τιμή sd), φαίνεται να είναι δύσκολη η αναγνώριση επιβραδυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης που να σχετίζεται τουλάχιστον με τον πρώτο από τους σεισμούς που έγιναν το 2016 (24 Αυγούστου, M=6.2). Εξίσου δύσκολη είναι και η αναγνώριση πρόδρομης επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης για τους σεισμούς του 2016. Συνεπώς, οι ισχυροί σεισμοί για τους οποίους θα επιχειρηθεί αναδρομική «πρόγνωση» με βάση το μοντέλο D-AS είναι οι δύο πρώτοι σεισμοί του πίνακα (5.4), δηλαδή ο σεισμός του 2009 και ο σεισμός του 2012.

Πίνακας 5.4. Οι ημερομηνίες, οι γεωγραφικές συντεταγμένες των επικέντρων (βόρειο γεωγραφικό πλάτος φ°B, ανατολικό γεωγραφικό μήκος λ°A) και τα μεγέθη των ισχυρών σεισμών που έγιναν στην Ιταλική χερσόνησο στο χρονικό διάστημα 2000-2019.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

A/A	Ημερομηνία	φ° <b>Β -</b> λ°Α	Μ
1	6 Απριλίου 2009	42.37 – 13.32	6.3
2	20 Μαΐου 2012	44.87 – 11.22	6.1
3	24 Αυγούστου 2016	42.68 - 13.20	6.2
4	26 Οκτωβρίου 2016	42.91 - 13.10	6.1
5	30 Οκτωβρίου 2016	42.83 - 13.10	6.6

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών που έγιναν εμφανίζονται στη συνέχεια υπό μορφή χαρτών στους οποίους παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών των παραγόντων ποιότητας λύσης  $q_d$  και  $q_a$  (σχέσεις 5.3 και 5.7). Υπενθυμίζεται ότι ο παράγοντας  $q_d$ , που όπως αναφέρθηκε παραπάνω, είναι ενδεικτικός της έντασης της επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης, παίρνει μεγάλες τιμές κοντά στο επίκεντρο του επερχόμενου ισχυρού σεισμού. Μόνο τιμές των παραγόντων  $q_d$ , και  $q_a$ , για τους οποίους η τιμή της πιθανότητας, P, (δηλαδή, της πιθανότητας να ακολουθεί η επιβραδυνόμενη ή η επιταχυνόμενη σεισμική παραμόρφωση τις σχέσεις 5.1 και 5.2 ή 5.5 και 5.6) είναι ίση ή μεγαλύτερη της τιμής 0.60 απεικονίζονται στους χάρτες.

Σε κάθε χάρτη χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα σεισμών που έγιναν μέχρι το τέλος ορισμένου έτους (π.χ. *Tpres*=2000), ενώ το χρονικό διάστημα μέσα στο οποίο αναμένεται η γένεση του ισχυρού σεισμού (με μέγεθος *M*=6.0-6.4) είναι τα επόμενα τρία έτη (π.χ. *Tpred*=2003 στον ίδιο χάρτη). Στους χάρτες με την επιβραδυνόμενη σεισμική παραμόρφωση, φαίνονται επίσης και τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών

του πίνακα (5.1). Με μαύρους κύκλους παριστάνονται τα επίκεντρα των σεισμών του 2009 και του 2012 ενώ με γκρι κύκλους τα επίκεντρα των σεισμών του 2016.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 5.9. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2000. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2003). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.10. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2001. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2004). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.11. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2002. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2005). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



**Σχήμα 5.12**. Τιμές των παραγόντων ποιότητας,  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2003. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2006). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



**Σχήμα 5.13**. Τιμές των παραγόντων ποιότητας,  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2004. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2007). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.14. Τιμές των παραγόντων ποιότητας,  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2005. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2008). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.15. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2006. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2009). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.16. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2007. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2010). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.17. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2008. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2011). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.


Σχήμα 5.18. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2009. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2012). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.19. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2010. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2013). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.20. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2011. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2014). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.21. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2012. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2015). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



**Σχήμα 5.22**. Τιμές των παραγόντων ποιότητας,  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2013. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2016). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.23. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2014. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2017). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.24. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2015. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2018). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.25. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2016. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2019). Στον πάνω χάρτη φαίνονται, επίσης, τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών του Πίνακα 5.4.



Σχήμα 5.26. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2017. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2020).



Σχήμα 5.27. Τιμές των παραγόντων ποιότητας, q<sub>d</sub> και q<sub>a</sub>, ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2018. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2021).



**Σχήμα 5.28**. Τιμές των παραγόντων ποιότητας,  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης (πάνω) και επιταχυνόμενης (κάτω) σεισμικής παραμόρφωσης, με δεδομένα ως το τέλος του 2019. Οι ισχυροί σεισμοί αναμένεται να συμβούν μέσα στην επόμενη τριετία (ως τις 31.12.2022).

5.4.1 Αναδρομικές προγνώσεις

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από την εξέταση της χωρικής κατανομής της παραμέτρου q<sub>d</sub> (παράγοντας ποιότητας λύσης για την επιβραδυνόμενη σεισμικότητα) η οποία, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, αποκτά σχετικά υψηλές τιμές κοντά στο επίκεντρο του αναμενόμενου ισχυρού σεισμού λίγα χρόνια πριν από τη γένεσή του, καθώς επίσης και της παραμέτρου q<sub>a</sub>, στους χάρτες των σχημάτων 5.9 - 5.28, προέκυψαν οι ακόλουθες παρατηρήσεις, οι οποίες αφορούν τους δύο πρώτους σεισμούς του Πίνακα 5.4.

#### 5.4.1.1 Ο σεισμός της 6<sup>ης</sup> Απριλίου 2009

Σχετικά υψηλές τιμές της παραμέτρου q<sub>d</sub> στην περιοχή κοντά και γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (τιμές 3.0-5.0 ή και μεγαλύτερες) άρχισαν να εμφανίζονται από το 2006 (T<sub>pres</sub>=2006-2008, σχήματα 5.15-5.17). Με βάση προηγούμενες εργασίες αναδρομικής πρόγνωσης σε διάφορες περιοχές της Γης (Papazachos et al. 2006), το σημείο στο οποίο υπολογίζεται η καλύτερη λύση (υψηλότερη τιμή q<sub>d</sub>) για την επιβραδυνόμενη σεισμικότητα λίγα χρόνια πριν από το σεισμό σε μία περιοχή ±2° γύρω από το επίκεντρό του, θεωρείται ως το κέντρο της κυκλικής σεισμογόνου περιοχής. Συνεπώς, στο χάρτη του Σχήματος 5.16 (Tpres=2007) βρέθηκε το σημείο με την βέλτιστη τιμή της παραμέτρου qd. Αυτό θεωρήθηκε ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη σεισμικότητα και η οποία παριστάνεται με τον έντονο κύκλο στον χάρτη στο πάνω μέρος του σχήματος 5.29. Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών, που πιθανόν συνδέονται με τη γένεση του σεισμού του 2009, φαίνονται με τις μαύρες κουκίδες. Ο μεγάλος κύκλος με την λεπτότερη γραμμή αντιστοιχεί στην κρίσιμη περιοχή, στην οποία φαίνονται και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι). Το κόκκινο και το μπλε αστέρι στη σεισμογόνο περιοχή αντιστοιχούν στα επίκεντρα του σεισμού που έγινε και αυτού που προβλέφθηκε από το μοντέλο D-AS, αντίστοιχα. Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), για τους επιβραδυνόμενους (αριστερά) και επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς. Οι καμπύλες αποτελούν την προσαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.



Σχήμα 5.29. Πάνω: Η σεισμογόνος κυκλική περιοχή (κύκλος με την έντονη γραμμή) με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (μικρές κουκίδες) και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι).Σημειώνονται τα επίκεντρα του σεισμού της  $6^{η\varsigma}$  Απριλίου 2009 (κόκκινο αστέρι) και του σεισμού που προβλέφθηκε με εφαρμογή του μοντέλου D-AS (μπλε αστέρι). Κάτω: Η μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και της επιταχυνόμενης (δεξιά) σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), που προηγήθηκαν του σεισμού του 2009, σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι έντονες καμπύλες προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.

Στον Πίνακα 5.5 δίνονται πληροφορίες για τη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή του σεισμού του 2009 και για αντίστοιχες πρόδρομες σεισμικές ακολουθίες. Στη σειρά «Αναμενόμενος σεισμός» δίνονται οι βασικές εστιακές παράμετροι του σεισμού, όπως αυτές υπολογίστηκαν από την εφαρμογή του μοντέλου D-AS. Ο χρόνος γένεσης  $t_c^*$  είναι η μέση τιμή που υπολογίζεται από τις σχέσεις 5.2 και 5.6, το μέγεθος  $M^*$  είναι η αντίστοιχη μέση τιμή που προκύπτει από τις σχέσεις 5.1 και 5.5 ενώ το επίκεντρο  $E^*$  είναι το μέσο επίκεντρο των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών.

#### 5.4.1.2 Ο σεισμός της 20<sup>ης</sup> Μαΐου 2012

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σχετικά υψηλές τιμές της παραμέτρου  $q_d$  στην περιοχή κοντά και γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (τιμές 3.0-5.0 ή και μεγαλύτερες) άρχισαν να εμφανίζονται από το 2004 (T<sub>pres</sub>=2004-2010, σχήματα 5.13 έως 5.19). Στον χάρτη του σχήματος 5.18 ( $T_{pres}$ =2009), βρέθηκε το σημείο με την βέλτιστη τιμή της παραμέτρου  $q_d$ . Αυτό θεωρήθηκε ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη σεισμικότητα και φαίνεται με τον κύκλο με την έντονη γραμμή στον χάρτη του σχήματος 5.30. Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών, που πιθανόν συνδέονται με τη γένεση του σεισμού του 2012, παριστάνονται με τις μαύρες κουκίδες. Το κόκκινο και το μπλε αστέρι αντιστοιχούν στα επίκεντρα του σεισμού που έγινε και αυτού που προβλέφθηκε από το μοντέλο D-AS. Ο μεγάλος κύκλος με την λεπτότερη γραμμή αντιστοιχεί στην κρίσιμη περιοχή, στην οποία φαίνονται και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι). Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η χρονική μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), για τους επιβραδυνόμενους (αριστερά) και επιταχυνόμενους προτεροσεισμούς. Οι έντονες καμπύλες αποτελούν την προσαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα. Μόνο δεδομένα που έγιναν ως τις 31-10-2009 στην υπό μελέτη περιοχή έχουν ληφθεί υπόψη.

Πληροφορίες για τις ακολουθίες των επιβραδυνόμενων και επιταχυνόμενων προτεροσεισμών και τις αντίστοιχες σεισμογόνο και κρίσιμη περιοχές, δίνονται στον Πίνακα 5.5. Στη σειρά «Αναμενόμενος σεισμός» δίνονται οι βασικές εστιακές παράμετροι του σεισμού, όπως αυτές υπολογίστηκαν από το μοντέλο D-AS. Ο χρόνος γένεσης  $t_c^*$  είναι η μέση τιμή που υπολογίζεται από τις σχέσεις 5.2 και 5.6, το μέγεθος  $M^*$  είναι η αντίστοιχη μέση τιμή που προκύπτει από τις σχέσεις 5.1 και 5.5 ενώ το επίκεντρο  $E^*$  είναι το μέσο επίκεντρο των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών.



Σχήμα 5.30. Πάνω: Η σεισμογόνος κυκλική περιοχή (κύκλος με την έντονη γραμμή) με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (μικρές κουκίδες) και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι). Σημειώνονται τα επίκεντρα του σεισμού της  $20^{\eta\varsigma}$  Μαΐου 2012 (κόκκινο αστέρι) και του σεισμού που προβλέφθηκε με εφαρμογή του μοντέλου D-AS (μπλε αστέρι). Κάτω: Η μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και της επιταχυνόμενης (δεξιά) σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), που προηγήθηκαν του σεισμού του 2012, σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι έντονες καμπύλες προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.

**Πίνακας 5.5**. Παράμετροι της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής όπου επιβραδυνόμενοι και επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί σχετίζονται με τη γένεση των σεισμών 1 και 2 του Πίνακα 5.4. Στη δεύτερη και τρίτη σειρά, έπειτα από τα στοιχεία του κύριου σεισμού, δίνονται η ακτίνα, r/R, της σεισμογόνου/κρίσιμης περιοχής, η παράμετρος καμπυλότητας, C, ο παράγοντας ποιότητας λύσης, q, το ελάχιστο μέγεθος,  $M_{min}$ , των προτεροσεισμών, ο χρόνος έναρξης της προτεροσεισμικής ακολουθίας,  $t_{sd}$  ή  $t_{sa}$ , η μέση σεισμική παραμόρφωση στην περιοχή, logs, ο αριθμός N των προτεροσεισμών και τέλος, ο χρόνος γένεσης  $t_c^*$  και το μέγεθος  $M^*$  που υπολογίζεται από τις δύο ακολουθίες. Στην επόμενη σειρά δίνονται οι βασικές εστιακές παράμετροι του «αναμενόμενου» σεισμού.

tc	E	м	r/R (km)	с	q	Mmin	t <sub>sd</sub> t <sub>sa</sub>	logs	N	tc*	М*	E*
06.04.2009	42.4, 13.3	6.3	137	0.25	9.6	4.1	1996	5.49	35	2013.7	6.5	
			150	0.60	5.3	4.7	1985	5.66	31	2008.7	6.2	
Αναμενόμενος σεισμός									2011.2	6.4	41.9, 13.5	
tc	E	м	r/R (km)	с	q	Mmin	t <sub>sd</sub> t <sub>sa</sub>	logs	N	tc*	M*	E*
20.05.2012	44.9, 11.2	6.1	108	0.27	9.4	4.0	1997	5.54	28	2014.1	6.1	
			166	0.58	5.1	4.8	1978	5.43	31	2009.9	6.2	
Αναμενόμενος σεισμός									2012.0	6.2	45.5, 11.1	

Για τους σεισμούς του 2016 (σεισμοί 3, 4 και 5, Πίνακας 5.4) οι οποίοι έγιναν μετά το σεισμό του 2009 και κοντά στο επίκεντρό του, παρατηρείται πως το μοτίβο (pattern) έχει καταστραφεί (απουσία ένδειξης επιβραδυνόμενης σεισμικότητας) και επομένως δε μπορεί να υπάρξει αξιόπιστη λύση για κανέναν από τους τρεις σεισμούς.

#### 5.4.2 Πιθανοί μελλοντικοί σεισμοί

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο προσεκτικός έλεγχος της χωρικής κατανομής των παραγόντων ποιότητας  $q_d$  και  $q_a$ , ενδεικτικών της έντασης της επιβραδυνόμενης και επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, οδήγησε στην αναγνώριση περιοχών στις οποίες είναι πιθανό να εκδηλωθούν ισχυροί σεισμοί μέσα στα επόμενα λίγα έτη στην υπό μελέτη περιοχή. Ο έλεγχος αυτός, ιδιαίτερα για τη χωρική κατανομή του παράγοντα  $q_d$ , πραγματοποιήθηκε για τις λύσεις που αφορούν τους χάρτες των τελευταίων ετών.

Παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη και επιταχυνόμενη σεισμικότητα σε τρείς περιοχές, οι οποίες είναι πιθανόν να σχετίζονται με μελλοντικούς ισχυρούς σεισμούς στις περιοχές αυτές. Στον Πίνακα 5.6 δίνονται το μέγεθος των πιθανών μελλοντικών σεισμών, ο χρόνος γένεσης και οι συντεταγμένες των επικέντρων τους.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

**Πίνακας 5.6**. Παράμετροι της σεισμογόνου και της κρίσιμης περιοχής όπου επιβραδυνόμενοι και επιταχυνόμενοι προτεροσεισμοί που έγιναν πρόσφατα, είναι πιθανό να σχετίζονται με μελλοντικούς ισχυρούς σεισμούς. Στην τρίτη και την τέταρτη σειρά, δίνονται τα κέντρα της σεισμογόνου/κρίσιμης περιοχής, η ακτίνα, r/R, της σεισμογόνου/κρίσιμης περιοχής, η παράμετρος καμπυλότητας, C, ο παράγοντας ποιότητας λύσης, q, το ελάχιστο μέγεθος,  $M_{min}$ , των προτεροσεισμών, ο χρόνος έναρξης της προτεροσεισμικής ακολουθίας,  $t_{sd}/t_{sa}$ , η μέση σεισμική παραμόρφωση στην περιοχή, logs, ο αριθμός N των προτεροσεισμών και τέλος, ο χρόνος γένεσης  $t_c^*$  και το μέγεθος  $M^*$  που υπολογίζεται από τις δύο ακολουθίες. Στην επόμενη σειρά

Πιθανοί Μελλοντικοί Σεισμοί												
Β. Ιταλία		r/R (km)	С	q	M <sub>min</sub>	tsdtsa	logs	N	tc*	M*	E*	
Dec	κέντοο	45.8°B, 07.6°A	132	0.26	9.1	4.0	1999	5.20	43	2020.7	6.3	
Acc		46.2°B, 08.2°A	280	0.66	3.4	4.8	1984	5.37	57	2018.6	6.7	
Αναμενόμενος σεισμός								2019.7	6.5	<b>45.8</b> °B <b>,07.3</b> °A		
Αδριατική		r/R (km)	с	q	Mmin	tsdtsa	logs	N	tc*	M*	E*	
Dec	κέντοο	42.4°B, 17.0°A	132	0.25	10.3	4.1	2004	5.59	41	2020.5	6.5	
Acc		41.4°B, 15.2°A	203	0.64	3.6	4.9	1985	5.43	36	2016.9	6.4	
Αναμενόμενος σεισμός									2018.7	6.5	<b>42.8</b> °B <b>,17.3</b> °A	
Σικελία		r/R (km)	С	q	Mmin	tsdtsa	logs	N	tc*	M*	E*	
Dec	κέντοο	37.8°B, 12.4°A	136	0.43	6.3	4.0	1998	5.06	89	2022.1	6.3	
Acc		36.2°B, 13.4°A	277	0.54	4.8	5.0	1969	5.01	38	2024.5	6.4	
Αναμενόμενος σεισμός								2023.3	6.4	<b>38.3</b> °B <b>,12.9</b> °A		

5.4.2.1 Αναμενόμενος σεισμός στη Βόρεια Ιταλία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση το χάρτη κατανομής της τιμής του  $q_d$  του σχήματος 5.25 ( $T_{pres}=2016$  και  $T_{pred}=2019$ ), βρέθηκε το σημείο με την βέλτιστη τιμή της παραμέτρου  $q_d$ . Αυτό θεωρήθηκε ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη σεισμικότητα και φαίνεται στον γάρτη στο πάνω μέρος του σχήματος 5.31 (κύκλος με έντονη γραμμή). Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών, που πιθανόν συνδέονται με τη γένεση του αναμενόμενου σεισμού στη περιοχή, παριστάνονται με τις μαύρες κουκίδες. Το μπλε αστέρι αντιστοιχεί στο επίκεντρο του αναμενόμενου σεισμού, ο οποίος, από την εφαρμογή του D-AS μοντέλου, αναμένεται να εκδηλωθεί στο τέλος του 2019 με μέγεθος Μ=6.5 (Πίνακας 5.6) και εντοπίζεται στη περιοχή της Αόστα, στη βορειοδυτική Ιταλία, πολύ κοντά στα μεγάλα αστικά κέντρα του Τορίνο και του Μιλάνου, γεγονός που χρήζει ιδιαίτερης προσοχής καθώς πρόκειται για δύο πυκνοκατοικημένες περιοχές. Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης Benioff, S(t), σε συνάρτηση με το χρόνο, για τους επιβραδυνόμενους (αριστερά) και τους επιταχυνόμενους (δεξιά) προτεροσεισμούς. Οι καμπύλες αντιστοιχούν στην εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα. Μόνο δεδομένα που έγιναν ως τις 31-12-2016 στην υπό μελέτη περιοχή έχουν ληφθεί υπόψη.



Σχήμα 5.31. Πάνω: Η σεισμογόνος κυκλική περιοχή (κύκλος με την έντονη γραμμή) με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (μικρές κουκίδες) και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι) στην βόρεια Ιταλία. Σημειώνεται το επίκεντρο του πιθανώς αναμενόμενου σεισμού, που προσδιορίστηκε με χρήση του μοντέλου D-AS (μπλε αστέρι). Κάτω: Η μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και της επιταχυνόμενης (δεξιά) σεισμικής παραμόρφωσης, *S*(*t*), στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή του πάνω σχήματος, σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι έντονες καμπύλες προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.

5.4.2.2 Αναμενόμενος σεισμός στην Αδριατική

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση το χάρτη του σχήματος 5.24 ( $T_{pres}=2015$  και  $T_{pred}=2018$ ), βρέθηκε το σημείο με την βέλτιστη τιμή της παραμέτρου qd. Αυτό θεωρήθηκε ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη σεισμικότητα στην περιογή της Αδριατικής και φαίνεται με τον κύκλο με την έντονη γραμμή στον γάρτη του σχήματος 5.32. Τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών, που πιθανόν συνδέονται με τη γένεση του αναμενόμενου σεισμού, παριστάνονται με τις μαύρες κουκίδες. Ο μεγάλος κύκλος με τους μικρούς άδειους κύκλους αντιστοιχούν στην κρίσιμη περιοχή και στα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών. Το μπλε αστέρι στη σεισμογόνο περιοχή αντιστοιχεί στο επίκεντρο του αναμενόμενου σεισμού, ο οποίος από την εφαρμογή του D-AS μοντέλου αναμένεται να εκδηλωθεί στο τέλος του 2018 με μέγεθος Μ=6.5 (Πίνακας 5.6). Το επίκεντρο του σεισμού εντοπίζεται στην Αδριατική θάλασσα στο ύψος της κεντρικής Ιταλίας. Πολλοί ισχυροί σεισμοί έγουν καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή που έγουν πλήξει την Ιταλία και τις γύρω χώρες (Κροατία, Βοσνία και Αλβανία), προκαλώντας ανθρώπινες απώλειες αλλά και μεγάλες καταστροφές σε κτηριακές εγκαταστάσεις. Στο κάτω μέρος του ίδιου σχήματος φαίνεται η μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης, S(t), σε συνάρτηση με το χρόνο, για τους επιβραδυνόμενους (αριστερά) και τους επιταχυνόμενους (δεξιά) προτεροσεισμούς. Μόνο δεδομένα που έγιναν ως τις 31-12-2015 στην υπό μελέτη περιοχή έχουν ληφθεί υπόψη.



Σχήμα 5.32. Πάνω: Η σεισμογόνος κυκλική περιοχή (κύκλος με την έντονη γραμμή) με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (μικρές κουκίδες) και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι) στην περιοχή της Αδριατικής. Σημειώνεται το επίκεντρο του πιθανώς αναμενόμενου σεισμού, που προσδιορίστηκε με χρήση του μοντέλου D-AS (μπλε αστέρι). Κάτω: Η μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και της επιταχυνόμενης (δεξιά) σεισμικής παραμόρφωσης, *S*(*t*),στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή του πάνω σχήματος, σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι έντονες καμπύλες προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.

5.4.2.3 Αναμενόμενος σεισμός στη Σικελία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ομοίως υπάρχουν ενδείζεις για αναμενόμενο σεισμό στη Σικελία. Αυτός προκύπτει από το χάρτη του σχήματος 5.25, όπου βρέθηκε η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου q<sub>d</sub>. Αυτό θεωρήθηκε ως το κέντρο της σεισμογόνου περιοχής στην οποία παρατηρείται επιβραδυνόμενη σεισμικότητα και οριοθετείται από τον κύκλο με την έντονη γραμμή στον χάρτη του σχήματος 5.33. Στον ίδιο χάρτη φαίνεται και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι). Από την εφαρμογή του μοντέλου D-ASπροκύπτει σεισμός μεγέθους M=6.4, ο οποίος αναμένεται να εκδηλωθεί στις αρχές του 2023 (Πίνακας 5.6). Το επίκεντρο του αναμενόμενου σεισμού (μπλε αστέρι) εντοπίζεται στο δυτικό τμήμα της Σικελίας. Πολλοί ισχυροί σεισμοί έχουν καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή. Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει ο σεισμός της Σικελίας του 1693, το μέγεθος του οποίου εκτιμήθηκε σε M<sub>w</sub>=7.4 και σύμφωνα με πηγές στοίχισε τη ζωή σε περισσότερους από 60.000 ανθρώπους. Ο τελευταίος μεγάλος σεισμός στη περιοχή έγινε στο 2002 (9 Σεπτέμβρη 2002) με μέγεθος M<sub>w</sub>=6.0, ο οποίος προκάλεσε το θάνατο δύο ανθρώπων και αρκετές βλάβες σε κτήρια.

Στο κάτω μέρος του σχήματος 5.33 φαίνεται η μεταβολή της αθροιστικής σεισμικής παραμόρφωσης, *S*(*t*), σε συνάρτηση με το χρόνο, για τους επιβραδυνόμενους (αριστερά) και τους επιταχυνόμενους (δεξιά) προτεροσεισμούς. Οι έντονες καμπύλες δείχνουν την εφαρμογή της σχέσης 2.1 στα δεδομένα. Μόνο δεδομένα που έγιναν ως τις 31-12-2016 στην υπό μελέτη περιοχή έχουν ληφθεί υπόψη.



Σχήμα 5.33. Πάνω: Η σεισμογόνος κυκλική περιοχή (κύκλος με την έντονη γραμμή) με τα επίκεντρα των επιβραδυνόμενων προτεροσεισμών (μικρές κουκίδες) και η κρίσιμη περιοχή (μεγάλος κύκλος) και τα επίκεντρα των επιταχυνόμενων προτεροσεισμών (μικροί άδειοι κύκλοι) στην περιοχή της Σικελίας. Σημειώνεται το επίκεντρο του πιθανώς αναμενόμενου σεισμού, που προσδιορίστηκε με χρήση του μοντέλου D-AS (μπλε αστέρι). Κάτω: Η μεταβολή της επιβραδυνόμενης (αριστερά) και της επιταχυνόμενης (δεξιά) σεισμικής παραμόρφωσης, *S*(*t*), στη σεισμογόνο και την κρίσιμη περιοχή του πάνω σχήματος, σε συνάρτηση με το χρόνο. Οι έντονες καμπύλες προέκυψαν από εφαρμογή της σχέσης (2.1) στα δεδομένα.

# <u>6º ΚΕΦΑΛΑΙΟ</u>

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ύἡμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

# <u>ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</u>

Στόχος της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη της χρονικώς εξαρτώμενης σεισμικότητας στην Ιταλία.

Για τις ανάγκες της διατριβής δημιουργήθηκε κατάλογος σεισμών που καλύπτει την περιοχή της Ιταλικής χερσονήσου και το χρονικό διάστημα 1900-2019. Κύρια πηγή άντλησης πληροφοριών ήταν το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC). Ακολουθήθηκε διαδικασία ομογενοποίησης του καταλόγου ως προς τα μεγέθη, θεωρώντας ως μέγεθος αναφοράς το μέγεθος σεισμικής ροπής και μετατρέποντας, με κατάλληλη διαδικασία, μεγέθη εκφρασμένα σε άλλες κλίμακες σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής.

Πραγματοποιήθηκε αναλυτική μελέτη για τον καθορισμό του μεγέθους πληρότητας του καταλόγου αλλά και της χωροχρονικής μεταβολής του, διασταυρώνοντας αποτελέσματα από την εφαρμογή διάφορων μεθοδολογιών και υιοθετώντας τις πλέον συντηρητικές εκτιμήσεις.

Εφαρμόστηκε για τη περιοχή της Ιταλίας το μοντέλο D-AS, το οποίο θεωρείται κατάλληλο για τη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση ισχυρών κύριων σεισμών. Αρχικά το μοντέλο, εφαρμόστηκε για την αναδρομική πρόγνωση πρόσφατων ισχυρών σεισμών( $M_w \ge 6.0$ ) που εκδηλώθηκαν στην περιοχή κατά την τελευταία εικοσαετία, όπου αυτή ήταν εφικτή. Από την εφαρμογή του στους σεισμούς της 6<sup>ης</sup> Απριλίου 2009 (M=6.3) και της 20<sup>ης</sup> Μαΐου 2012 (M=6.1) παρατηρήθηκε επιβραδυνόμενη σεισμικότητα στη περιοχή κοντά στο ρήγμα πριν την εκδήλωσή τους. Για τις περιπτώσεις αυτές επιχειρήθηκε αναδρομική πρόγνωση και προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών αυτών με ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Επιπλέον, εφαρμόζοντας το μοντέλο D-AS έγινε προσπάθεια πρόγνωσης πιθανών μελλοντικών σεισμών στη περιοχή μελέτης. Εντοπίσθηκαν τρείς κρίσιμες περιοχές και τρεις αντίστοιχες σεισμογόνες περιοχές στις οποίες παρατηρείται το τελευταίο χρονικό διάστημα επιταχυνόμενη και επιβραδυνόμενη, αντίστοιχα, σεισμική

παραμόρφωση, οι οποίες μπορεί να συνδεθούν με πιθανά επερχόμενους ισχυρούς σεισμούς, που αναμένεται να εκδηλωθούν κατά τα επόμενα λίγα χρόνια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος, είναι σημαντικό να τονιστεί πως, παρά το γεγονός πως πρόσφατες έρευνες έδειξαν ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου D-AS είναι ελπιδοφόρα, το μοντέλο παραμένει υπό συνεχή αξιολόγηση και υπό εξέταση για πιθανές βελτιώσεις.



- Alexander D. (2010), The L'Aquila Earthquake of 6 April 2009 and Italian Government Policy on Disaster Responce, "Journl of Natural Resources Policy Research", 2:4, 325-342.
- Baba A., Papadimitriou E., Papazachos B., Papaioannou C., Karakostas B. (2000), Unified Local Magnitude Scale for Earthquakes of South Balkan Area, "Pure appl. Geophys.", 157, 765-783.
- Boncio P., Lavecchia G., Pace B. (2004), Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy), "J. Seismol.", 8, 407-425.
- Bufe C., Varnes D. (1993), Predictive modeling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region, "J. Geophys. Res.", 98, 9871-9883.
- Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Marzorati S. (2017), The 2016 Central Italy seismic sequence: A first look at the manichocs, aftershocks, ad source models, "Seismological Research Letters", 88(3), 757-771.
- D' Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D' Anastasio, E., Mantenuto, S. and Selvaggi, G. (2008). Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophys. Res., 113, B12413, doi:10.1029/2008JB005860.
- De Santis A., Cianchini G., Di Giovambattista R., Karakostas V. (2015), Accelerating moment release revisited: Examples of application to Italian seismic sequences, *"Tectonophysics."*, 639, 82-98.
- Duni L., Kuka S., Kuka N. (2010), Local Relations For Converting M<sub>L</sub> to M<sub>w</sub> in Souther-Western Balkan Region, "*Acta Good. Geoph. Hung.*", 45 (3), 317-323.
- Gentili S. (2010), Distribution of Seismicity Before the Larger Earthquakes in Italy in the Time Interval 1994-2004, "*Pure Appl. Geophys.*", 933-958.
- Gumbel E.J., (1958), Extreme value statistics, "Columbia Univ. Press.", pp 375.
- Gutenberg B., Richter C.F. (1944), Frequency of earthquakes in California. "Bull. Seism. Soc. Am.", 34,185-188.
- Kagan, Y.Y. and Jackson, D.D. (1991). The seismic gap hypothesis: Then years after. *"J. geophys. Res."*, 96, 21419-21431.
- Karnik, V. (1996). Seismicity of Europe and the Mediterranean. *Editor: K. Klima, Academy of Sciences of the Czech Republic, Geophysical Institute*, 28pp plus earthquake catalogue.

Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., Strucchi M., Leshiutta I. (2002a), New criteria for seismotectonic zoning in Central Italy: insights from the Umbria-Marche Apennines, "*Bollettino della Societa Geologica Italiana*", 1,881-890.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Lavecchia G., Creati G., Boncio P. (2002b), The intra-montane Ultra-alkanine Probince (IUP) of Italy: a brief review with considerations on the thickness of the unrelying lithosphere, "*Bollettino della Societa Geologica Italiana*", 1, 87-98.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., De Nardis R., Di Naccio D., Ferrarini F., Pizzi A., Pomposo G. (2009), The April 2009 L'Aquila (Central Italy) Seismic Sequence (M<sub>w</sub>6.3): A Preliminary Seismotectonic Picture, "Nova Science Publishers", 1-17.
- Mignan A., Di Giovambattista R., (2008), Relationship between accelerating seismicity and quiescence, two precursors to large earthquakes, "*Geophys. Res. Letters.*", 35, 1-5.
- Mignan A. (2011), Retrospective on the Accelerating Seismic Release (ASR) hypothesis: Controversy and new horizons, "*Tectonophysics*", 505, 1-16.
- Mogi, K. (1969), Some features of the recent seismic activity in and near Japan. 2, activity before and after great earthquakes. "Bull. Earth. Res. Inst.", 47, 395-417.
- Montone, P., Mariucci, M.T., Pondrelli, S. and Amato, A. (2004). An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean). "J. Geophys. Res.", 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703
- Nalbant S., Hubert S., King G. (1998), Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, "Jurnal Geophys. Res.", 24, 469-486.
- Omori F. (1894), On the aftershocks of earthquakes, "J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo", 7, 113-200.
- Pace B., Peruzza L., Lavecchia G., Boncio P. (2006), Layered Seismogenic Source Mondel and Probabilistic Seismic-Hazard Analyses in Central Italy, "Bull. Seism. Soc. Am.", 96,107-132.
- Palano, M. (2015). On the present-day crustal stress, strain-rate fields and mantle anisotropy patterns of Italy. *Geophys. J. Int.*, 200, 969-985, doi:10.1093/gji/ggu451.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Karakostas, V.G. (1997). Toward a Homogenous Moment-Magnitude Determination for Earthquakes in Greece and the Surrounding Area, "Bull. Seism. Soc. Am.", 87, 474-483.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Kiratzi, A.A., Margaris, B.N., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., (2002). Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece, "J. Seismol.", 6, 557-570.

Παπαζάχος, Β.Κ., Καρακαϊσης, Γ.Φ., Χατζηδημητρίου, Π.Μ. (2005), Εισαγωγή στη Σεισμολογία, "ΕκδόσειςΖήτη", 220-282.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Papazachos, C.B. (2001), An algorithm of intermediate-term earthquake prediction using a model of accelerating seismic deformation. "2nd Hellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology", 28–30 November 2001, pp. 107–115.
- Papazachos C., Karakaisis G., Scordilis E., Papazachos B. (2004), Probabilities of activation of seismic faults in critical regions of the Aegean area, "Geophys. J. Int.", 159,679-687.
- Papazachos C., Karakaisis G., Scordilis E., Papazachos B. (2005), Global Observational Properties of the Critical Earthquake Model, "Bull. Seismol. Soc. Am.", Vol. 95, 1841-1855.
- Papazachos C., Karakaisis G., Scordilis E., Papazachos B. (2006), New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release, *"Tectonophysics"*. 423, 83-96.
- Picha F. (2002), The 2016 Central Italy seismic sequence: A first look at the manichocs, aftershocks, ad source models, "Seismological Research Letters", 88(3), 757-771.
- Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. (2002), Quaternary normal faults intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): Contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment, "Bollettino della Societa Geologica Italiana", 1, 923-929.
- Pizzi A., Di Domenica A., Gallovic F., Luzi L., Puglia R. (2017), Fault Segmentation as Constraint to the Occurrence of the Main Shocks of the 2016 Central Italy Seismic Sequence, "*Tectonics*", 36, 2370-2387.
- Reid, H.F. (1910). The mechanism of the earthquake. In: *The California earthquake* of April 18, 1906, report of the State Earthquake Investigation Commission, 2. Washington D.C., Carnegie Institution, pp. 1-192.
- Scognamiglio L., Margheriti L., Mele F. M., Tinti E., Bono A., De Gori P., Lauciani V., Lucente F., Mandiello A., Morcocci C., Mazza., Pintore S., Quintiliani M. (2012), The 2012 PianuraPadanaEmiliana seismic sequence: locations, moment tensors and magnitudes, "Annals of Geophysics", 55, 549-560.
- Scordilis E., Papazachos C., Karakaisis G., Karakostas V. (2004), Accelerating seismic crustal deformation before strong mainshocks in Adriatic and its importance for earthquake preditction, "J. Seismol.", 8, 57-70.
- Scordilis E. (2006), Empirical global relations M<sub>s</sub> and m<sub>b</sub> to moment magnitude, "*J. Seismol.*",10, 225-236.

Selvaggi G., Amato A. (1992), Subcrustal earthquakes in the Northern Apennines (Italy): evidence for a still active subduction? "*Geophysical Research Letters*", 19, 2127-2130.

- Shimazaki K., Nakata T. (1980), Time predictable recurrence model for larger earthquakes, "*Geophysical Research Letters*", 7(4), 279-282.
- Smeraglia L., Billi A., Carminati E., Cavallo A., Doglioni C. (2016), Field- to nanoscale evidence for weakening mechanisms along the fault of the 2016 Amatrice and Norcia earthquakes, Italy, "*Tectonophysics*", 713, 159-169.
- Sparkman W. (1993), Iterative strategies for nonlinear travel-time tomography using global earthquake data, In: Seismic Tomography: theory and practice H. M. Iyer and K. Hirahara, (eds), "Chapman & Half, London", 190-206.
- Stein R., King G., Lin J. (1993), Change in failure stress on the San Andreas and surrounding faults caused by the 1992 M=7.4, Landers earthquake, "Science", 258, 283-300.
- Τσαμπάς, Α. (2006) Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης, "Διατριβή Ειδίκευσης", Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 135σελ.
- Wiemer S., Wyss M. (2000), Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States and Japan, "Bull. Seism. Soc. Am.", 90, 859-869.
- Wiemer S. (2001), A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP., "Seism. Res. Letters.", 72, 373-382.
- Wyss M., Hasegawa A., Wiemer S., Umino N. (1999), Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, M7.1 off-sanriku earthquake, Japan, "Annali Di Geofisica", 42, 851-869.

#### Websites -urls

Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών:

www.gein.noa.gr

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εργαστήριο Γεωφυσικής, Α.Π.Θ.:

http://geophysics.geo.auth.gr

#### Ευρω-Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο:

www.emsc-csem.org

Εθνικό Ινστιτούτο Γεωφυσικής και Ηφαιστειολογίας της Ιταλίας, INGV: <u>http://terremoti.ingv.it</u>)

National Earthquake Information Center (NEIC), ιστοσελίδα: <u>http://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php</u>

Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, ιστοσελίδα:

http://www.gcras.ru/eng/

Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT), ιστοσελίδα:

http://www.globalcmt.org/

International Seismological Centre (isc), ιστοσελίδα:

http://www.isc.ac.uk/

Adriatic Sea biggest earthquakes, ιστοσελίδα:

https://earthquaketrack.com/r/adriatic-sea/biggest

## Σχήμα 3.1, πηγή:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

> https://virtualexplorer.com.au/article/2002/57/western-alpsreconstruction/media/figure13-full.png

## Σχήμα 3.2, πηγή:

https://www.earthmagazine.org/article/when-and-why-laquila-came-tumbling-down

## Σχήμα 3.3, πηγή:

https://en.wikipedia.org/wiki/2012\_Northern\_Italy\_earthquakes#/media/File:Al\_Munis %C3%ACpi\_ad\_Sant\_Agust%C3%A8n.jpg

## Σχήμα 3.4, πηγή:

https://abcnews.go.com/International/amatrice%E2%80%90town%E2%80%90hard%E2 %80%90hit%E2%80%90italys%E2%80%90earthquake/story?id=41616175

## Σχήμα 3.5, πηγή:

https://www.nytimes.com/2016/10/31/world/europe/italy-earthquake-norcia.html



# <u>ПАРАРТНМА</u>

Πίνακας Π1. Σχέσεις μετατροπής των διαφόρων μεγεθών σε μέγεθος σεισμικής ροπής, τα όρια των τιμών καθώς και η τυπική απόκλιση. Η κύρια πηγή των δεδομένων είναι το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismological Center, ISC).

Κέντρο	Κλίμακα	Σχέση Μετατροπής	Διάστημα Τιμών	Τυπική απόκλιση, σ	Πηγή
ISC/NEIC	m <sub>b</sub>	M <sub>w</sub> =0.85m <sub>b</sub> (ISC-NEIC) + 1.03	$3.5 \le m_b(\text{ISC-NEIC}) \le 6.2$	0.29	
	Ms	M <sub>w</sub> =0.67M <sub>S</sub> (ISC-NEIC) + 2.07	$3.0 \leq M_{S}(\text{ISC-NEIC}) \leq 6.1$	0.17	
		M <sub>w</sub> =0.99M <sub>s</sub> (ISC-NEIC) + 0.08	$6.2 \leq M_s(\text{ISC-NEIC}) \leq 8.2$	0.20	Scordilis
	$\mathbf{M}_{\mathbf{k}}$	$M_{\rm w} = 0.80 M_{\rm b} + 1.31$	$4.0 \le M_k \le 5.3$	0.41	(2006)
KARNIK		$M_{\mu\nu} = 0.70M_{\mu} + 1.80 M_{\mu\nu} = 1.04M_{\mu} - 0.33$	$5.4 \le M_k \le 6.2 \ 6.3 \le M_k \le 8.1$	0.29	
		W K W K		0.31	
ATH	M <sub>L</sub>	$M_w = M_L(ATH) + 0.5$	$2.7 \le M_L(ATH) \le 7.1$	0.23	Papazachos
THE	$M_L$	$M_w = M_L(THE) + 0.5$	$2.7 \le M_L(THE) \le 7.1$ 0.23		et al., 2002
ISK	$M_{LD}$	M <sub>w</sub> =1.39M <sub>LD</sub> (ISK) -1.08	$2.8 \leq M_{LD}(ISK) \leq 5.5$	0.30	Babaetal., 2000
ROM	M <sub>LD</sub>	$M_w = 1.08 M_{LD}(ROM) + 0.35$	2.5≤M <sub>LD</sub> (ROM)≤5.8	0.45	Scordilis (pc)
TIR	ML	$M_w = 1.1 M_L(TIR) + 0.21$	$2.3 \leq M_L(TIR) \leq 5.2$	0.30	Baba et al., 2000
		$M_w=0.74M_L(TIR) + 1.62$	$3.2 \leq M_L(TIR) \leq 7.2$	0.30	
SKO	ML	$M_w=0.88M_L(SKO) + 0.91$ 3.5 $\leq$ M <sub>L</sub> (SKO) $\leq$ 6.9		0.21	Duni (2010)
ZAG	M <sub>L</sub>	$M_w = 0.98 M_L(ZAG) + 0.17$	$3.9 \leq M_L(ZAG) \leq 7.0$	0.17	
LDG	M <sub>L</sub>	$M_w=0.58M_L(LDG) + 1.98$	$3.5 \leq M_L(LDG) \leq 6.0$	0.46	
STR	M <sub>L</sub>	$M_w=0.52M_L(STR) + 2.20$	$3.5 \leq M_L(STR) \leq 5.8$	0.52	
VIE	M <sub>L</sub>	$M_w = 0.85 M_L(VIE) + 0.97$	$3.6 \leq M_L(VIE) \leq 5.2$	0.39	

Res .	AFO	βλιοθήκη ΤΟΑΣΤΟΣ"			
BGS	ML	$M_w=0.44M_L(BGS) + 2.66$	$3.0 \le M_L(BGS) \le 5.8$	0.51	
FUR	ML	A.II.O $M_w=0.61M_L(FUR) + 1.76$	$3.7 \leq M_L(FUR) \leq 5.5$	0.59	
CLL	M <sub>L</sub>	M <sub>w</sub> =0.58M <sub>L</sub> (CLL) + 1.91	$3.7 \le M_L(CLL) \le 5.6$	0.56	
BUG	M <sub>L</sub>	$M_w = 0.58 M_L(BUG) + 1.93$	3.6≤M <sub>L</sub> (BUG)≤4.6	0.58	Τσαμπάς (2006)
HEL	ML	M <sub>w</sub> =0.38M <sub>L</sub> (HEL) +2.92	2.8≤ML(HEL)≤5.3	0.44	
NAO	ML	M <sub>w</sub> =0.35M <sub>L</sub> (NAO) +3.12	3.6≤M <sub>L</sub> (NAO)≤4.8	0.78	
MOS	m <sub>b</sub>	$M_w = 0.70 m_b (MOS) + 1.56$	$3.5 \le m_b(MOS) \le 6.2$	0.39	
	Ms	$M_w = 0.65 M_S(MOS) + 2.20$	3.7≤M <sub>s</sub> (MOS)≤5.6	0.26	
ZUR	M <sub>L</sub>	$M_w = 0.43 M_L(ZUR) + 2.54$	$3.4 \le M_L(ZUR) \le 5.0$	0.52	

#### Βιβλιογραφία Παραρτήματος

ψηφιακή συλλογή

- Baba A., Papadimitriou E., Papazachos B., Papaioannou C., Karakostas B. (2000), Unified Local Magnitude Scale for Earthquakes of South Balkan Area, "Pure appl. Geophys.", 157, 765-783.
- Duni L., Kuka S., Kuka N. (2010), Local Relations For Converting M<sub>L</sub> to M<sub>w</sub> in Souther-Western Balkan Region, "*Acta Good. Geoph. Hung.*", 45 (3), 317-323.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Kiratzi, A.A., Margaris, B.N., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., (2002). Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece, "J. Seismol.", 6, 557-570.
- Scordilis, E.M., (2006). Emprical global relations converting Ms and mb to moment magnitude. "J. Seismol.", 10:225-236, doi: 10.1007/s10950-006-9012-4
- Τσαμπάς, Α. (2006) Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης, "Διατριβή Ειδίκευσης", Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 135 σελ.