



Observations d'interactions sismiques et d'une phase de nucléation de grands séismes

Virginie Durand

► To cite this version:

Virginie Durand. Observations d'interactions sismiques et d'une phase de nucléation de grands séismes. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU004 . tel-00934431

HAL Id: tel-00934431

<https://theses.hal.science/tel-00934431>

Submitted on 22 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Virginie DURAND

Thèse dirigée par **Michel BOUCHON** et **David MARSAN**
et co-dirigée par **Jean SCHMITTBUHL**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
dans l'**École Doctorale Terre Univers Environnement**

Observations d'interactions sismiques et d'une phase de nucléation de grands séismes

Thèse soutenue publiquement le **1^{er} février 2013**
devant le jury composé de :

Raül MADARIAGA

Professeur à l'ENS, Paris, Président

Hélène LYON-CAEN

Directeur de Recherche CNRS ENS, Paris, Rapporteur

Pascal BERNARD

Physicien IPG, Paris, Rapporteur

Marie-Paule BOUIN

Chargée de Recherche CNRS IPG, Paris, Examinatrice

Michel Campillo

Professeur à ISTerre Université de Grenoble, Grenoble, Examineur

Michel BOUCHON

Directeur de Recherche CNRS ISTerre, Grenoble, Directeur de thèse

David MARSAN

Professeur à ISTerre Université de Savoie, Chambéry, Directeur de thèse

Jean SCHMITTBUHL

Directeur de Recherche CNRS EOST, Strasbourg, Co-Directeur de thèse



We have to understand not only faults but also
how they interact with one another.

We have to understand not only the earth's crust but also
how the brittle crust interacts with the more plastic layers below.

We have to understand not only individual earthquakes, but also
how earthquakes interact with other earthquakes.

(Hough (2010))

Résumé

Dans cette thèse, nous présentons trois études concernant les interactions entre séismes et la phase de nucléation des forts tremblements de terre. La première partie de ce travail concerne le NO de la Turquie, où deux systèmes tectoniques sont présents : décrochement sur la Faille Nord Anatolienne et extension dans des essaims situés autour de la faille. Nous montrons que ces deux systèmes interagissent, mais répondent différemment à l'excitation du séisme d'Izmit (1999). Les calculs des changements de contraintes de Coulomb induits par le séisme d'Izmit indiquent que les événements en décrochement répondent aux contraintes dynamiques, alors que les séismes en extension semblent contrôlés par la déformation statique de la croûte. Dans la seconde partie de cette thèse, nous analysons une importante séquence sismique qui s'est produite en 2008 en Grèce. Cette analyse a montré que les séismes en subduction ou en décrochement composant la séquence reflètent le mouvement du SO rigide de la Grèce vers le SSO accompagné du plongement de la plaque Africaine et du retrait vers le sud de la subduction. Cette première étape de déformation est suivie, quelques mois plus tard, de la déformation interne de la plaque Egée qui se manifeste par de l'extension N-S. Cette séquence sismique est le témoin de l'existence d'un couplage dynamique entre la subduction et le prolongement de la Faille Nord Anatolienne dans la région égéenne. Enfin, le but de la dernière partie de cette thèse a été d'apporter des éléments de réponse à la question : existe-t-il un phénomène observable par le biais de la sismicité qui précède de manière systématique les grands tremblements de terre ? Pour cela nous avons étudié l'activité sismique précédant des séismes de $M \geq 6.5$ dans des régions bien instrumentées (Japon, Cascades et NO des Etats-Unis). Nous montrons que la grande majorité des séismes interplaques est précédée d'une accélération de la sismicité, au contraire des séismes intraplaques. Nous mettons également en évidence une différence entre les séismes en décrochement et les séismes en subduction : les pré-chocs des séismes en subduction sont localisés dans une grande région, rendant un déclenchement en cascade des événements et du choc principal impossible.

Abstract

We present three studies about earthquake interactions and the nucleation phase of big earthquakes. The first part of this work deals with the northwestern Turkey, where two tectonic regimes exist, with the transform North Anatolian Fault and extension clusters around it. We show that these two systems interact, but respond differently to Izmit earthquake (1999) stimulation. Computations of the Coulomb stress changes induced by the Izmit earthquake indicate that strike-slip events respond to dynamic stresses, whereas the extension ones seem to be controlled by the static deformation of the crust. In the second part, we analyze a seismic sequence that occurred in 2008 in Greece. This analysis shows that subduction or strike-slip earthquakes of the sequence depict the overall motion of the southwestern Greece to the SSW, accompanied by the plunge and the southward retreat of the slab. This first deformation stage is followed, few months later, by the internal deformation of the Aegean plate, which occurs as N-S extension. This seismic sequence depicts the existence of dynamic coupling between the Hellenic subduction and the prolongation of the North Anatolian Fault. The aim of the last part was to shed some lights on the question : is there a systematic seismic phenomena preceding the occurrence of big earthquakes ? To do that, we studied seismic activity preceding $M \geq 6.5$ earthquakes in some well-instrumented areas of the North Pacific. We show that most of the interplate earthquakes are preceded by an increase of the activity, unlike the intraplate ones. We also highlight a different behavior between strike-slip and subduction events : foreshocks of subduction earthquakes are located in a large area, preventing a cascade triggering.

Remerciements

Au cours de ma thèse, j'ai rencontré de nombreuses personnes qui ont contribué à rendre ces trois ans passionnants et inoubliables. Je tiens à les remercier ici.

Merci

- Michel Bouchon et David Marsan, mes directeurs de thèse, pour avoir partagé avec moi votre passion pour la recherche, en me guidant sur cette longue route et en m'aidant à dégager les observations importantes du « bruit de fond ». Un grand merci pour les longues discussions scientifiques que nous avons eues, pour m'avoir permis de participer à de nombreuses conférences, et pour la confiance que vous m'avez accordée tout au long de ces trois années ! Merci aussi Michel de m'avoir rappelé mes motivations quand je les perdais de vue, notamment au moment de la rédaction de ce manuscrit (« quelle est ta motivation, écrire une thèse, ou contribuer à diminuer le risque lié aux séismes ? » ... ces paroles m'ont quelque peu fait réfléchir !)
- Jean Schmittbuhl, pour avoir suivi de près la progression de mon travail, et pour tes commentaires constructifs.
- Hayrullah Karabulut, de l'Observatoire de Kandilli en Turquie, pour ton accueil dans ton laboratoire. Merci Hyre de m'avoir montré la lourde tâche que représente la maintenance des stations sismologiques, qui sont à la base de la sismologie, et de m'avoir fait découvrir la mer de Marmara, ses belles îles et ses populations accueillantes !
- aux membres de mon jury :
Hélène Lyon-Caen et Pascal Bernard, mes rapporteurs, pour leurs commentaires enrichissants sur mon manuscrit et pour les questions soulevées
Raoul Madariaga, Marie-Paule Bouin et Michel Campillo pour la discussion très intéressante qui a suivi ma soutenance.

J'ai eu la chance d'effectuer ma thèse dans un laboratoire dynamique et convivial. Un grand merci à tous les chercheurs, étudiants, personnels administratifs,... pour leur accueil chaleureux ! Je tiens particulièrement à remercier :

- François Renard pour m'avoir confié l'organisation des séminaires de l'équipe ! Cela m'a permis de faire des supers rencontres. Merci aussi pour les nombreuses discussions sur l'après-thèse et pour les BDs qui m'ont aidées à me changer les idées pendant la phase finale !
- Anne-Marie, pour ta présence (je savais pouvoir compter sur toi dans tous les cas !) et pour m'avoir fait découvrir ton joli chalet en Vanoise !
- l'ensemble de l'équipe Mécanique des Failles !! C'était un plaisir d'évoluer au sein de cette équipe !
- Jean Virieux, notamment pour m'avoir confié le cours-TD de Fortran, que j'ai adoré préparer, et pour tous tes bons conseils concernant la préparation des cours, mais aussi la visibilité de mon travail de recherche !

Avant de passer aux étudiants, je veux remercier les secrétaires, avec en premier lieu Gaëlle et Zoubida, qui ont su garder le sourire en toutes circonstances, et sans lesquelles toutes les démarches administratives auraient été bien plus compliquées !

Je remercie tous les étudiants du laboratoire pour tous les bons moments partagés ! Tous mes co-bureaux et compagnons de « table », Tania, Jing, Guillaume, Tahir, Julie, Nancy, Pascal, Mikael, Afifa, Hilal, Zahra, Anne, Amir, Johanes, Ismael, Isabella, Cécile,..... Merci aussi à mes anciennes étudiantes Blandine, Julie et Audrey, pour les quelques soirées riches en fous rires ! Merci Tania, pour avoir supporté mes sautes d'humeur et mes râleries en gardant toujours ton optimisme. Merci Julie, pour m'avoir soutenue pendant la phase finale. Un grand merci à Clara et Mikael, avec qui j'ai commencé à découvrir les montagnes Grenobloises, merci Clara de m'avoir initiée au ski de fond ! Silvia, pour ta bonne humeur constante, et pour m'avoir donné ton amitié (et avoir fait le long trajet Padoue-Grenoble pour assister à ma soutenance !). Julie et Basile pour votre amitié durable, et pour être descendus de Strasbourg le jour J ! Merci Basile pour ton soutien sans faille pendant ces trois ans, et pour tes mails « hauts les coeurs » !! Et enfin, merci Olivier, pour ton soutien, et ta confiance, et pour m'avoir aidé à supporter les derniers mois, notamment en m'amenant me changer les idées en montagne !

Je veux aussi remercier ma famille. Tout d'abord mes parents : merci de m'avoir soutenue et encouragée pendant ces longues années d'études, et surtout merci d'avoir toujours cru en moi. Mon cousin Maxime, pour nos discussions tardives sur le sens de la vie ! Et une dédicace spéciale à mon cousin André-Gilles, qui a lu consciencieusement ce manuscrit en détail ! Enfin, merci à mes cinq tantes et mes oncles de m'avoir soutenue au long de mes études par vos courriers affectueux !

Table des matières

Introduction générale	13
1 Notions sur les interactions sismiques et les contraintes	19
1.1 Les contraintes statiques	21
1.2 Les contraintes dynamiques	24
2 Contexte tectonique de la Turquie	31
2.1 La Faille Nord Anatolienne (NAF) de l'est vers l'ouest	32
2.2 Le séisme d'Izmit, 17 août 1999, $M_W = 7.6$	36
2.3 Le séisme de Düzce, 12 novembre 1999, $M_W = 7.2$	38
2.4 Contexte tectonique dans les zones d'étude	42
3 Observations : Interactions sismiques et déclenchement d'activité sismique avec délai le long de la faille Nord Anatolienne (NAF) après le séisme d'Izmit (Turquie) en 1999	49
3.1 Résumé	49
3.2 Introduction	52
3.3 The extension clusters and the NAF	52
3.4 Discussion	58
3.5 De nouvelles observations	59
4 Mécanisme : Changements de contraintes statiques et dynamiques après le séisme d'Izmit	63
4.1 Résumé	63
4.2 Introduction	65
4.3 Faults and Seismicity in the Region	66
4.4 Observations	67
4.4.1 Prince's Islands	67

4.4.2	Gemlik (Middle branch)	70
4.4.3	Tuzla cluster	72
4.4.4	Yalova cluster	72
4.5	Discussion	73
5	Observation du couplage dynamique entre la subduction hellénique, la Faille Nord Anatolienne et l'extension égéenne	81
5.1	Contexte tectonique dans la région égéenne	81
5.2	Résumé	87
5.3	Observation du couplage dynamique	89
6	Historique de l'étude de la phase de nucléation des séismes	101
6.1	Quelques réussites de prédiction des séismes	103
6.2	Une histoire de précurseurs...	105
6.3	A propos des pré-chocs	106
6.4	Deux exemples récents de séismes précédés d'une phase de nucléation ob- servable	109
7	La longue phase de nucléation de la plupart des forts séismes inter- plaques	111
7.1	Résumé	111
7.2	Etude de la phase de nucléation des grands séismes	113
	Conclusions et perspectives	123
	Bibliographie	129
	Glossaire	153
A	Suppléments de l'article présenté dans le chapitre 3	155
B	Suppléments de l'article présenté dans le chapitre 4	165
C	Suppléments de l'article présenté dans le chapitre 7	179
D	Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea a decade before and after the 17 August 1999 Izmit earthquake	205

Introduction générale

Les Hommes ont toujours été confrontés aux tremblements de terre. Lorsque les habitations étaient faites de torchis ou de bois, les séismes, bien que terrifiants, avaient peu de conséquences sur leur vie. Mais quand ils ont commencé à se sédentariser et à construire des maisons en pierres, les séismes sont devenus un important danger.

Mais pourquoi la Terre tremble ?

Voici une question à laquelle les Hommes n'ont pas trouvé de réponse pendant des centaines d'années !

Au début, ils pensaient que les divinités étaient les responsables. Ainsi, chez les Grecs, Poséidon créait les séismes en frappant violemment le sol de son trident lors de ses disputes avec Athéna. Au Japon, on accusait Namazu, le poisson-chat géant qui vivait sous Terre. Il faisait trembler la Terre lorsqu'il remuait la queue. Un seul Dieu, Kashima, était capable de le surveiller. Lorsqu'il relâchait son attention, Namazu s'agitait, donnant lieu à des tremblements de terre. Cependant, ces explications ne satisfaisaient pas les savants Grecs, qui reliaient les séismes aux quatre éléments fondamentaux, l'Eau, le Souffle, le Feu et l'Ether. Ainsi, Thalès formula la théorie la plus ancienne, affirmant que la Terre repose sur l'Eau, sur laquelle elle flotte comme un bateau. Les séismes étaient dans ce cas dus à la mobilité de l'eau (Sénèque, *Questions Naturelles*).

En l'an 132 après Jésus-Christ, le chinois Zhang Heng construisit le premier sismographe. Commande lui fut passée par l'empereur de Chine, qui souhaitait être informé immédiatement de l'occurrence d'un séisme. Or ses messagers mettaient souvent plusieurs semaines à lui rapporter la nouvelle. Le sismographe de Zhang Heng lui signalait qu'un séisme avait eu lieu, et permettait également de savoir dans quelle direction il avait eu lieu !

Il fallut ensuite attendre jusqu'au 18^{ème} siècle pour que les scientifiques se penchent sur la problématique des tremblements de terre. Des pendules verticaux, prolongés de crayons, firent office de sismographes. Certains étaient couplés avec des horloges, pour connaître l'heure du séisme. A la fin du 19^{ème} siècle, le principe de propagation des ondes dans des solides ordinaires, applicable à la Terre et aux ondes sismiques, ne recelait plus vraiment de secrets :

- les ondes de compression, P, qui arrivent les premières, se propagent à environ 6km/s
- les ondes de cisaillement, S, qui arrivent en second, se propagent à environ 3km/s
- les ondes de surface se propagent également à 3km/s.

A cette même époque apparaissent les premiers sismomètres avec un système de déroulement du papier d'enregistrement, pour relever les vibrations du sol en fonction du temps. Enfin, le 17 avril 1889, le premier télé-séisme est enregistré. Voici comment la chose se passa : un fort signal fut enregistré à Postdam sur un pendule servant à observer la verticale dans le cadre de recherches astronomiques. Des investigations furent menées pour découvrir quelle était la cause de ce signal. Finalement, le rapprochement fut fait entre l'occurrence d'un fort séisme au Japon et ce signal. Cet enregistrement d'un séisme à grande distance fut le point de départ de l'installation du premier réseau de sismomètres mondial, destiné à étudier l'intérieur de la Terre et la répartition des séismes à la surface de celle-ci. Cet enregistrement, en plus des découvertes effectuées sur la propagation des ondes, sonna également le coup d'envoi de la recherche en sismologie au 20^{ème} siècle.

Le challenge qui a toujours existé en sismologie est la prédiction des séismes. En effet, les forts tremblements de terre ont généralement pour conséquence un grand nombre de victimes et des dommages qui se chiffrent souvent en millions d'euros. Cependant, il est encore impossible de prévoir les séismes. Et leur prédiction sera-t-elle un jour possible ? Voici une question pour l'instant sans réponse.

Cependant, nous sommes dorénavant capables de savoir où de forts séismes sont susceptibles d'avoir lieu. La plupart des failles actives ont été cartographiées, et des recherches historiques ont permis de connaître quels endroits ont été frappés dans le passé par d'importants séismes. Il est ainsi possible de construire des cartes de risque sismique, indiquant les régions les plus dangereuses du point de vue sismologique : là où un fort séisme a eu lieu, la probabilité qu'un autre advienne est grande. De même, là où une

faille a été repérée, il est possible qu'un séisme se produise. Ces cartes de risque sismique permettent d'adapter les constructions dans les régions à risque. Par exemple, la région de Nice est classée "région à risque". Un code de construction parasismique stipule que toutes les constructions abritant des personnes (hôpitaux, écoles, mais aussi habitats particuliers) doivent respecter des normes parasismiques visant à limiter les dommages sur ces bâtiment lors d'un séisme, protégeant ainsi la population.

En attendant de savoir si les séismes seront un jour prédictibles, il est crucial de comprendre les mécanismes qui les contrôlent.

Un fort tremblement de terre peut en déclencher un autre, de magnitude plus faible, équivalente ou même plus grande. Un des exemples le plus frappant est la séquence de 1999 en Turquie. Le 17 août 1999 a eu lieu le séisme d'Izmit, de magnitude 7.6. Trois mois plus tard, ce séisme a été suivi d'un évènement de magnitude 7.2, le séisme de Düzce, à l'extrémité de la rupture : le séisme d'Izmit a déclenché le séisme de Düzce. Un autre cas d'interaction entre séismes, bien connu, est celui des répliques. Tout séisme est accompagné d'une séquence, plus ou moins longue et violente, de répliques. Ces répliques, s'il s'agit d'un fort séisme, peuvent être très importantes et engendrer des dommages et des victimes supplémentaires. Il n'est pas rare, après un séisme, d'apprendre que le bilan des victimes s'est alourdi dans les jours qui suivent : les personnes cherchant à secourir celles qui sont ensevelies sous les décombres peuvent à leur tour être prises au piège si une forte réplique se produit.

Il est important de comprendre comment les séismes interagissent, d'un point de vue à la fois humain et scientifique. Les séismes ont rarement lieu de manière isolée. Ils sont en général groupés en temps et en espace, ce qui a pour conséquence d'augmenter le risque dans une région après l'occurrence d'un tremblement de terre. Décoder ces interactions peut contribuer à mieux appréhender le risque sismique.

Une des plus grosses lacunes qui subsiste en sismologie est le manque de compréhension des raisons pour lesquelles un séisme va débiter à tel endroit à tel moment. Quels processus régissent le temps et le lieu d'occurrence d'un tremblement de terre ? L'étude des interactions entre séismes peut apporter des éléments de réponse à cette question.

L'étude de la sismicité précédant un séisme peut également nous apprendre beaucoup

sur l'initiation des tremblements de terre : où, quand, comment ? Une question fondamentale est de savoir si une phase de nucléation -autrement dit, une phase d'initiation- est systématiquement présente avant tous les événements. Ce qui serait encourageant pour la prédiction des séismes. Et si une phase de nucléation existe toujours avant les tremblements de terre, est-elle dépendante de la région, de la taille et du type de séisme (subduction, décrochement, extension) ? Pendant longtemps, cette phase a été étudiée comme "précurseur". Par exemple, on a cherché à corrélérer la taille des séismes avec les phénomènes précurseurs. On se demandait encore si tel phénomène pouvait être utile à la prévision des séismes. L'étude de l'étape précédant un séisme était parasitée par la priorité donnée à la prédiction.

L'approche choisie dans cette thèse permet de s'affranchir de ce biais, en considérant les événements précédant un gros séisme, appelés pré-chocs, comme de simples marqueurs de la phase de nucléation. En effet, ce sont ces événements qui peuvent nous apprendre beaucoup sur la manière dont un tremblement de terre s'initie.

L'étude de la phase de nucléation des séismes et des interactions entre séismes est, à mon sens, la clé de la compréhension des mécanismes contrôlant les tremblements de terre. Nous devons nous intéresser à ces deux problématiques pour un jour être capables de dire pourquoi un séisme a eu lieu à tel endroit à tel moment, et peut-être pouvoir le prédire ? Dans tous les cas, comprendre ces mécanismes est important pour protéger les populations des effets dévastateurs des tremblements de terre.

Dans ce manuscrit, je traite des deux points fondamentaux soulevés dans cette introduction : l'interaction entre les séismes et la phase de nucléation des tremblements de terre. Je débute ce manuscrit par un chapitre introductif sur les notions d'interactions sismiques et de contraintes.

Dans le chapitre 2, je situe le contexte tectonique de la Turquie, sur laquelle portent les deux études présentées dans les chapitres suivants.

Le chapitre 3 traite des interactions à grande distance et avec délai observées après le séisme en décrochement d'Izmit en Turquie (1999). Ce séisme a déclenché de l'activité sismique dans des zones en extension. Ce chapitre montre que les deux systèmes, décrochement et extension, interagissent.

Dans le chapitre 4, deux mécanismes susceptibles d'expliquer les augmentations d'activités observées en mer de Marmara au sud d'Istanbul sont proposés : les changements de contraintes statiques et les changements de contraintes dynamiques induits par le séisme

d'Izmit.

Le chapitre 5 traite du couplage entre la subduction, le système en décrochement et l'extension dans la région égéenne (Grèce).

Le chapitre 6 présente un historique de l'étude de la phase de nucléation des séismes.

Le dernier chapitre a pour objet une étude systématique de la phase de nucléation de grands séismes : il montre que la majorité des séismes interplaques est précédée d'une augmentation du taux de sismicité.

Chapitre 1

Notions sur les interactions sismiques et les contraintes

Avant le début des années 1980, la distribution des séismes était vue comme aléatoire (au sens de Poisson) ou contrôlée par le cycle sismique (*Shimazaki and Nakata (1980)*). Depuis, les temps d'occurrence et les localisations des séismes sont mieux expliqués par des mécanismes interactifs : un séisme en déclenche un autre. Plus précisément, chaque séisme modifie la probabilité qu'un autre séisme se déclenche dans un endroit donné. L'intérêt de cette nouvelle approche est à la fois scientifique et humain. Du point de vue scientifique, les interactions entre séismes peuvent nous aider à répondre à diverses questions qui se posent sur les processus de nucléation d'un important tremblement de terre : où peuvent avoir lieu les suivants ? Pourquoi un séisme va-t-il commencer à un endroit donné plutôt qu'un autre ?... Du point de vue humain, cette approche permet de mieux cerner le risque sismique, et donc de mieux s'en protéger.

Nous relierons à présent ces interactions entre séismes à des changements de contraintes induits par les séismes. Cependant, ce lien n'a pas toujours semblé aussi évident. Les premiers calculs de contraintes ont été menés par Chinnery, dans les années 1960. Pour ces calculs, il a simulé un glissement sur un plan de dislocation rectangulaire dans un milieu homogène (*Chinnery (1963)*). Précisons ici qu'il est impossible de calculer ou mesurer la valeur absolue des contraintes. Nous nous intéressons donc à leurs variations, soit la différence entre l'état final et l'état initial. *Chinnery (1963)* a utilisé la loi de Hooke dans un milieu isotrope (le milieu a les mêmes propriétés dans toutes les directions) pour calculer le tenseur des contraintes τ_{ij} associé au champ de déplacement sur le plan de

dislocation :

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} u_{k,k} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (1.1)$$

où λ et μ sont les constantes de Lamé, et $u_{i,j}$ le tenseur du déplacement.

Ses principales conclusions sont que les changements de contraintes dus au glissement sur la faille sont très complexes, en particulier aux extrémités du plan de glissement. Auparavant, les extrémités de la rupture n'ont été que peu étudiées. Cependant, d'après *Chinnery* (1963), les changements de contraintes calculés dans ces régions peuvent jouer un rôle très important dans la propagation de la rupture, ou dans l'occurrence de séismes secondaires.

Ouvrons à présent une petite parenthèse sur les contraintes. Une contrainte est une force par unité de surface, qui dans notre cas va s'appliquer sur la surface de la faille. Dans la suite, nous allons appeler τ la contrainte cisailante, c'est-à-dire la contrainte tangentielle au plan de faille projetée dans la direction du glissement, et σ_n est la contrainte normale au plan de faille (figure 1.1).

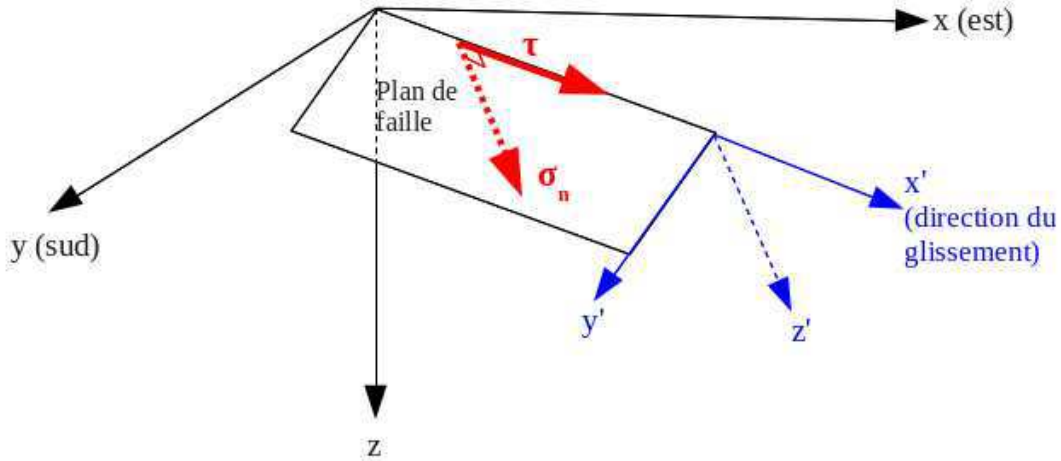


FIG. 1.1 – Schéma représentant la contrainte cisailante τ et la contrainte normale σ_n sur un plan de faille. τ est tangentielle au plan de faille, dans la direction du glissement (ici, x'). σ_n est la normale au plan de faille. La configuration présentée sur cette figure est celle d'une faille décrochante pure. Si on considérait une faille normale pure, la direction de glissement serait suivant l'axe y' , et donc τ serait aussi suivant la direction y' . σ_n serait toujours suivant l'axe z' , normale au plan de faille.

Les premières interactions sismiques mises en évidence sont les interactions entre un séisme et ses répliques. Vers la fin des années 1970, plusieurs études ont montré que les répliques étaient localisées dans les zones où les contraintes sont augmentées après le choc principal. Ainsi, *Yamashina* (1978) a suggéré que la localisation des petits séismes suivant le séisme de magnitude 6.9 de Izu-Hanto-Oki, au Japon en 1974, était influencée par la redistribution des contraintes entraînée par ce dernier. Deux autres études, *Das and Scholz* (1981) et *Stein and Lisowski* (1983) ont également montré, peut-être encore plus clairement, que les répliques du séisme de Homestead Valley, en Californie, en 1979, sont situées dans les zones où les contraintes ont été augmentées, c'est-à-dire en dehors de la zone de faille, perpendiculairement à la direction de la rupture, ou à l'extrémité de la rupture (*Kostrov and Das* (1982)).

Les contraintes sont de deux types :

- les contraintes statiques
- les contraintes dynamiques

1.1 Les contraintes statiques

Les changements de contraintes statiques sont des modifications permanentes de l'état de contrainte, qui ne dépendent que du déplacement cosismique de la faille. Un séisme va relâcher les contraintes le long de la rupture et les transférer dans des zones au-delà des extrémités de la fracture, en-dehors de la zone de rupture (*Chinnery* (1963), *Das and Scholz* (1981), *Stein et al.* (1997)). Les variations de contraintes statiques diminuent très rapidement avec la distance au choc principal : diminution en $1/r^3$ avec r la distance au choc principal (*Hill and Prejean* (2007)). Par exemple, à une distance de 1000km du séisme, ces variations sont inférieures à celles induites par la marée terrestre (*Freed* (2005)). Par conséquent, les variations de contraintes statiques ne peuvent expliquer que le déclenchement d'activité en champ proche (typiquement quelques longueurs de faille), comme les répliques (figure 1.2) !

Plusieurs études de séquences de tremblements de terre ayant lieu sur un même système de faille ont montré que l'occurrence d'un séisme est souvent contrôlée par les changements de contraintes dus à un événement antérieur. Un exemple de déclenchement de séisme par transfert de contraintes est la migration de la sismicité observée sur la Faille Nord Anatolienne au 20^{ème} siècle (*Roth* (1988), *Stein et al.* (1997)). En particulier, les

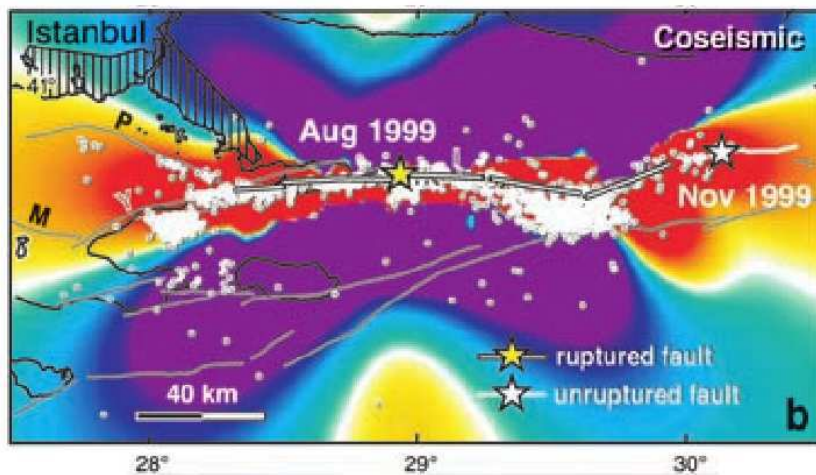


FIG. 1.2 – Changements de contraintes de Coulomb associés au séisme d'Izmit (Turquie) du 17 août 1999. L'étoile jaune représente l'épicentre du séisme d'Izmit. Les points blancs représentent les répliques de ce séisme. L'étoile blanche symbolise l'épicentre du séisme de Düzce, qui s'est produit trois mois après le séisme d'Izmit. On remarque que la grande majorité des répliques est localisée dans les zones où les contraintes de Coulomb ont été augmentées (couleurs jaune à rouge). De même, le séisme de Düzce (étoile blanche) a eu lieu dans une zone où les contraintes de Coulomb ont été augmentées par le séisme d'Izmit. Cette figure est extraite de l'article de *Parsons* (2002).

séismes qui se sont produits sur les segments ouest de la Faille Nord Anatolienne de 1943 à 1967 ont augmenté les contraintes statiques au niveau de l'épicentre du séisme d'Izmit (1999, $M = 7.4$) de 1 bar (figure 1.3), avançant ainsi de plusieurs années le temps d'occurrence de la rupture. *Toksöz et al.* (1979) et *Stein et al.* (1997) se sont servis de ce processus pour estimer le risque sismique autour d'Istanbul.

Pour évaluer si le temps d'occurrence d'un séisme a été rapproché ou éloigné, il est plus pratique de considérer les variations statiques du *critère de Coulomb*. Pour répondre à la question : « est-ce que le dernier séisme de la séquence du 20^{ème} siècle a rapproché ou éloigné le jour du prochain séisme dans la région d'Istanbul ? », *Toksöz et al.* (1979) et *Stein et al.* (1997) ont analysé les changements du critère de Coulomb.

Qu'est-ce que le critère de Coulomb ?

Le critère de Coulomb mesure la capacité d'une faille à se déstabiliser, et donc à rompre, lors d'une perturbation de contraintes. La valeur de ce critère dépend donc entre autre de l'orientation de la faille. Si la faille est bien orientée par rapport au champ de contraintes appliqué, elle se rapproche de la rupture. Le séisme a lieu lorsque le critère de Coulomb dépasse une valeur critique sur le plan de faille "cible". C'est-à-dire sur une faille

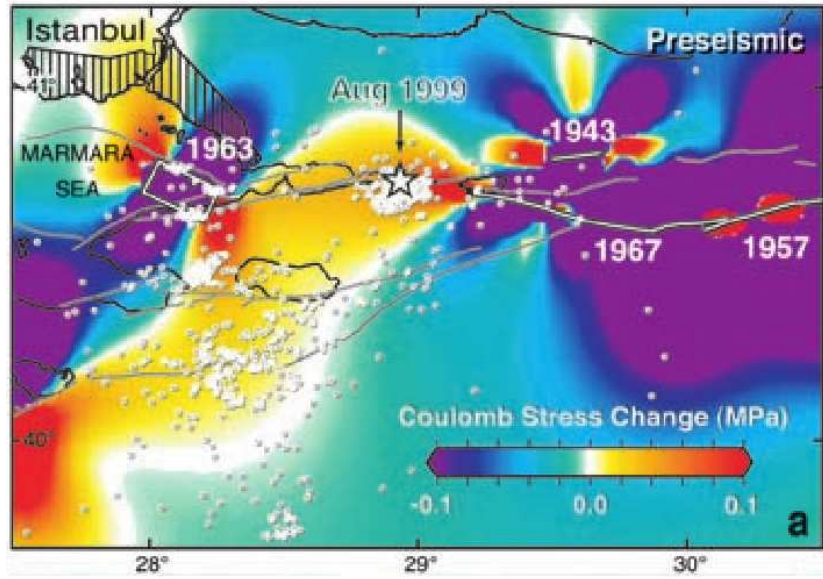


FIG. 1.3 – Variations des contraintes de Coulomb calculées après la séquence de séismes de $M \geq 6.5$ en Turquie (1939-1967). L'épicentre du séisme d'Izmit est localisé dans une zone où les contraintes de Coulomb ont été augmentées par les séismes précédents. Cette figure est extraite de l'article de *Parsons* (2002).

voisine de la rupture, susceptible de casser. Le critère de Coulomb est une évaluation des changements de contraintes sur cette faille.

Toujours parce que la valeur initiale du champ de contraintes dans la croûte est très difficile à mesurer, nous utilisons plutôt la variation de contrainte induite par un séisme. Ce qui nous amène à considérer la variation du critère de Coulomb comme indicateur de l'évolution de la faille vers la rupture :

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \quad (1.2)$$

avec $\Delta\tau$ la variation de la contrainte cisailante, $\Delta\sigma_n$ la variation de la contrainte normale (positive pour une compression), μ le coefficient de friction qui s'applique sur la faille "cible", et Δp la variation de pression de pores.

Une augmentation de la contrainte de Coulomb (i.e. $\Delta\sigma_c > 0$) signifie que le potentiel de rupture de la faille considérée est augmenté, donc que la faille se rapproche de la rupture (figure 1.3). A l'inverse, une diminution de la contrainte de Coulomb (i.e. $\Delta\sigma_c < 0$) indique que la faille s'éloigne de la rupture.

La pression de pores permet de prendre en compte l'effet des fluides sur la rupture.

Influence de la pression de pores

La pression de pores peut avoir une grande influence sur le calcul des contraintes de Coulomb, comme on peut le voir dans l'équation 1.2. Ainsi, les fluides contribuent à la redistribution des contraintes, notamment en réduisant la contrainte normale appliquée sur la faille, qui tend à empêcher la rupture (*Nur and Booker (1972)*). En diminuant la contrainte normale, les fluides vont rendre le glissement en cisaillement possible (*Zoback et al. (1993)*, *Miller et al. (1996)*). Ils favorisent donc l'affaiblissement de la faille et facilitent sa rupture.

La séquence d'Umbria-Marche en Italie en 1997 est un excellent exemple de l'influence des fluides sur le déclenchement des séismes. Cette séquence est composée de six événements, de magnitudes comprises entre 5 et 6. Cette séquence est mal expliquée par les variations de la contrainte de Coulomb (*Cocco et al. (2000)*, *Miller et al. (2004)*). Elle est mieux définie en faisant intervenir les fluides : des pressions de fluides élevées peuvent diminuer les contraintes appliquées sur les plans de glissement, facilitant ainsi la rupture (*Antonoli et al. (2005)*, *Cocco et al. (2000)*, *Miller et al. (2004)*).

Les essais sismiques sont parfois vus comme le résultat d'une circulation de fluides en profondeur : les fluides se forcent un passage dans des fractures, favorisant ainsi le glissement le long de ces petites failles (*Nur (1974)*, *Scholz*). Dans ce cas, le déclenchement de la sismicité est donc initié par l'intrusion de fluides (*Noir et al. (1997)*, *Yamashita (1999)*). Cependant, les calculs de la contrainte de Coulomb statique considèrent une pression de pores constante, ce qui limite la prise en compte de l'influence des fluides. En effet, les fluides sont eux-mêmes soumis aux changements de contraintes, et se déplacent depuis les endroits mis sous contrainte vers ceux où les contraintes sont plus faibles, faisant ainsi varier les pressions de pores.

1.2 Les contraintes dynamiques

Nous avons vu dans la partie précédente que les variations de contraintes statiques ne pouvaient expliquer que les déclenchements de sismicité à de courtes distances. Cependant, après le séisme de Landers en 1992, des déclenchements à de grandes distances (plus de 1000km) ont été observés (*Hill et al. (1993)*, *Anderson et al. (1994)*, *Gomberg and Bodin (1994)*). A ces distances, les contraintes de Coulomb statiques sont trop faibles pour avoir pu provoquer de l'activité. Par conséquent, plusieurs études ont été

menées sur les contraintes dynamiques pour expliquer ces activations (*Hill et al.* (1993), *Anderson et al.* (1994), *Gomberg and Bodin* (1994), *Gomberg* (1996)). De plus, il a été constaté que ces déclenchements étaient souvent quasi-immédiats après l'occurrence du séisme : les délais d'activation varient de quelques secondes à quelques heures, avec un maximum de deux jours, comme après le séisme d'Hector Mine de 1999, en Californie (*Anderson et al.* (1994), *Brodsky et al.* (2000), *Gomberg* (1996), *Gomberg et al.* (2001), *Hill et al.* (1995), *Pankow et al.* (2004)). D'autre part, la plupart des régions activées se trouvent sur des volcans ou des zones géothermales (*Anderson et al.* (1994), *Brodsky et al.* (2000), *Eberhart-Phillips et al.* (2003), *Hill et al.* (1993)). Mais ces conditions ne sont pas nécessaires pour observer du déclenchement à grande distance : *Pankow et al.* (2004) a observé de l'activation dans l'Utah après le séisme de Denali, dans une région non volcanique et non géothermale.

De manière générale, les déclenchements d'activité sont associés à des régimes en extension (*Hill and Prejean* (2007)). En effet, les régimes en extension présentent des propriétés qui peuvent augmenter la susceptibilité au déclenchement dynamique :

- dans les régimes en extension, la contrainte principale minimale est horizontale. Les fractures ayant tendance à se former perpendiculairement à la contrainte principale minimale, les régimes en extension facilitent la migration des fluides crustaux vers le haut (*Hill and Prejean* (2007)). Les fluides peuvent donc remonter d'un milieu en profondeur à haute température et haute pression jusqu'à la surface par des fractures verticales. C'est entre autre pour cette raison que les zones géothermales ont tendance à être localisées dans des régions en extension.
- les failles dans les régions en extension sont plus faibles que celles dans les régimes en compression, étant donné un coefficient de friction constant. Autrement dit, la contrainte à dépasser pour déclencher la rupture est plus faible dans les zones en extension.

Avant de continuer, arrêtons-nous un instant sur les caractéristiques des contraintes dynamiques. Les contraintes dynamiques sont liées au passage des ondes sismiques dans la croûte. Elles ont donc un caractère transitoire. Leur amplitude décroît moins rapidement avec la distance que l'amplitude des contraintes statiques (figure 1.4) : leur diminution est en $1/r^2$ pour les ondes de volume et en $1/r^{3/2}$ pour les ondes de surface (*Hill and Prejean* (2007)). Et contrairement aux changements de contraintes statiques, les variations des contraintes dynamiques, étant transitoires, n'induisent aucune modification permanente de l'état des contraintes dans la région. Par conséquent, elles ne devraient pouvoir déclencher de l'activité sismique qu'au moment du passage des ondes. Autrement dit, elles

ne devraient impliquer que du déclenchement immédiat, comme observé après les séismes de Landers (*Hill et al. (1993)*, *Anderson et al. (1994)*, *Gomberg and Bodin (1994)*), de Denali (*Eberhart-Phillips et al. (2003)*, *Gomberg et al. (2004)*, *Husen et al. (2004)*, *Pankow et al. (2004)*, *Prejean et al. (2004)*) et d'Izmit (*Brodsky et al. (2000)*). Cependant, la plupart des événements lointains déclenchés ont lieu avec un délai de quelques secondes à quelques semaines (*Freed (2005)*). De plus, l'activité déclenchée ne s'arrête pas lorsque les ondes sismiques sont passées, mais peut continuer plusieurs jours (*Eberhart-Phillips et al. (2003)*, *Gomberg et al. (2004)*, *Husen et al. (2004)*, *Pankow et al. (2004)*, *Prejean et al. (2004)*). Il apparait donc nécessaire que les contraintes dynamiques initient des processus secondaires qui conduisent à une activation avec délai et qui dure dans le temps.

Mécanismes contrôlant le déclenchement dynamique

Déclenchement associé à la friction

Critère de Coulomb dynamique

Comme pour le critère de Coulomb statique, le déclenchement d'activité sismique par les contraintes dynamiques est possible lorsque la combinaison des contraintes cisailantes et normales excèdent les forces de friction appliquées sur la faille et qui jouent contre le glissement. Donc la rupture est possible quand $\Delta\sigma_c(t) > 0$.

Critère de Coulomb dynamique :

$$\Delta\sigma_c(t) = \Delta\tau(t) - \mu(\Delta\sigma_n(t) - \Delta p(t)) \quad (1.3)$$

avec les mêmes paramètres que l'équation 1.2. Ce modèle de déclenchement seul n'est valable que dans les régions où les failles sont proches de la rupture. C'est-à-dire que l'amplitude du changement de contraintes nécessaire pour atteindre la rupture est inférieure à la magnitude du pic de contrainte dynamique qui arrive dans la région. Ce modèle de friction implique les fluides indirectement, en faisant intervenir l'effet de la pression de pores sur la contrainte normale.

Le critère de Coulomb dynamique ne peut donc expliquer que le déclenchement immédiat d'activité. Par conséquent, pour pouvoir expliquer les délais de déclenchement observés, il est essentiel que ce critère soit associé à d'autres processus.

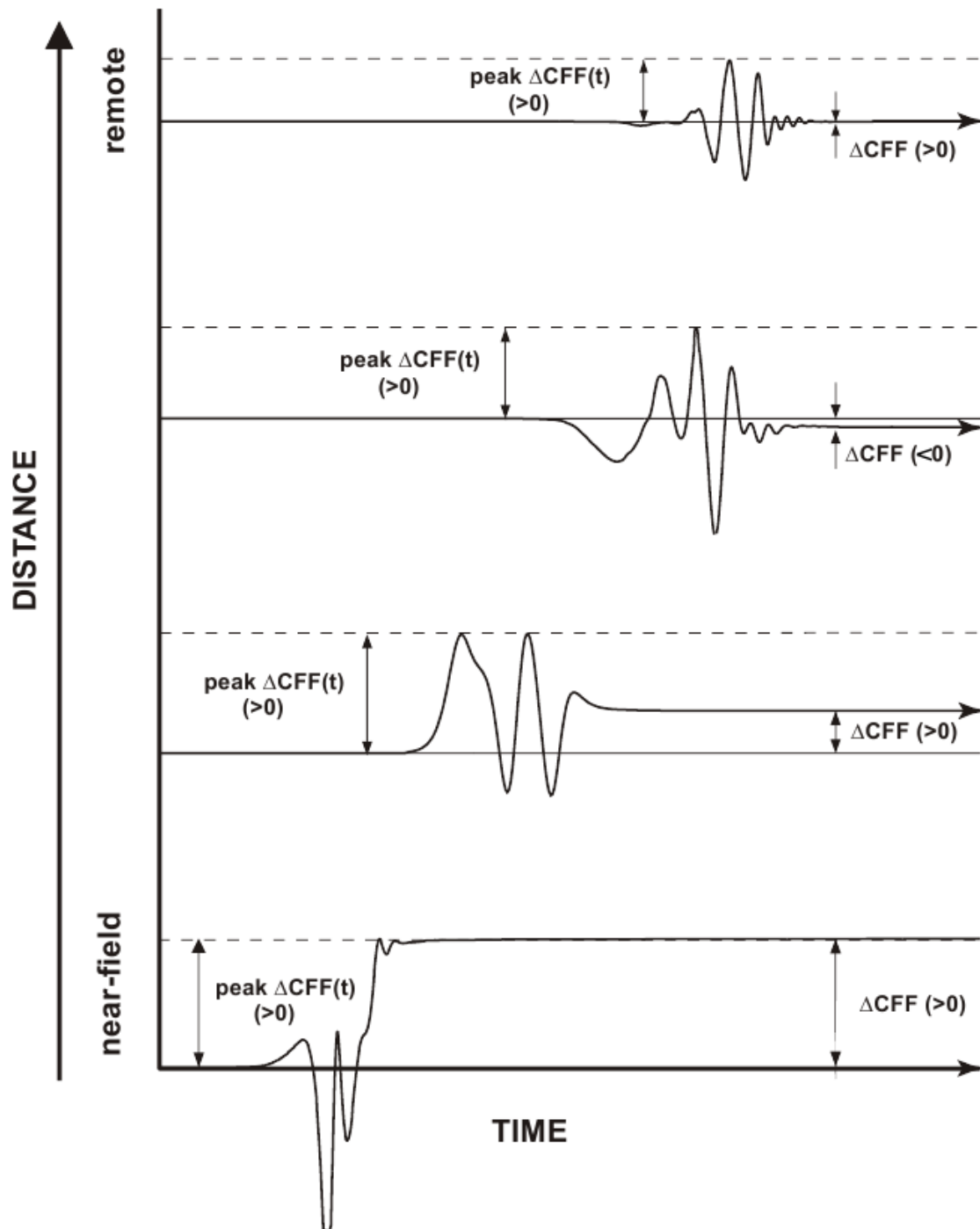


FIG. 1.4 – Diagramme extrait de l'article *Kilb et al. (2002)*. Il illustre les différences d'amplitude entre les contraintes de Coulomb dynamiques ($\Delta CFF(t)$) et les contraintes de Coulomb statiques (ΔCFF) en fonction de la distance. Les doubles flèches indiquent les valeurs maximales pour $\Delta CFF(t)$ et ΔCFF . Cette figure met en évidence la plus lente décroissance des contraintes dynamiques par rapport aux contraintes statiques : les contraintes dynamiques deviennent prédominantes à grande distance.

Processus secondaires

Gomberg et al. (2001) et *Kilb et al.* (2002) proposent l'affaiblissement cyclique des failles comme processus secondaire pouvant expliquer les délais de déclenchement. Les contraintes dynamiques dues à un séisme lointain ou proche, ajoutées au chargement tectonique, l'affaiblissent. Lorsque la contrainte de Coulomb devient supérieure à un seuil (inconnu), la rupture se produit.

Avec ce mécanisme, la rupture peut avoir lieu bien après que les contraintes dynamiques aient disparu. Cependant, elle sera anticipée. On parlera d'avancement du temps d'occurrence d'un séisme qui aurait eu lieu dans tous les cas, plutôt que de déclenchement. Cependant, le mécanisme contrôlant l'affaiblissement dynamique est toujours inconnu.

Parsons (2005) propose une autre hypothèse : une secousse appliquée à la faille peut changer l'état des contacts sur le plan de glissement, ce qui peut modifier le temps d'occurrence du prochain tremblement de terre. Dans le cas où cette redistribution des contacts a rapproché le temps d'occurrence du séisme, l'avancement de la rupture et le délai d'activation dépendent du moment dans le cycle auquel surviennent ces changements. Par exemple, si ces modifications des contacts adviennent tôt dans le cycle, une période d'évolution du glissement est requise avant la rupture.

Une autre hypothèse est que les contraintes dynamiques initient un processus d'accélération du glissement sur la faille qui dépend du temps (*Freed* (2005)). Ce processus peut être régi par une loi de friction rate-and-state (*Dieterich* (1979), *Freed* (2005)). Dans cette loi, le coefficient de friction dynamique dépend de la vitesse de glissement et d'un paramètre d'état qui évolue dans le temps. Le plan de faille est considéré glisser de manière permanente. Ce glissement est très lent voire indiscernable au début du cycle de chargement. Puis au fur et à mesure que le chargement augmente, le glissement va accélérer. Cette loi prédit des comportements qui dépendent des variations temporelles des contraintes. Une implication intéressante de la loi de friction rate-and-state dans un régime stable est que les contraintes dynamiques peuvent provisoirement convertir du glissement stable (fluage) en glissement instable. Ce modèle pourrait expliquer les émissions acoustiques enregistrées dans un forage de la zone en fluage de la faille de San Andreas non loin de Parkfield (Californie) au moment où les ondes sismiques provenant d'une explosion (KASSERI) sont passées, le 28 octobre 1975 (*Stierman* (1977)).

Un autre processus d'accélération du glissement possible est la croissance sub-critique des fractures ("subcritical crack growth") décrite par *Das and Scholz* (1981). Ils définissent un facteur d'intensité de contrainte k . La rupture a lieu quand la valeur de k dépasse une valeur critique Kc correspondant au niveau de chargement qui va amorcer la rupture. Cependant, la fracture peut commencer à se propager de manière quasi-statique si

$$Ko < k < Kc \quad (1.4)$$

avec Ko la valeur minimale de k pour observer du glissement. Si $k < Ko$, la propagation de la fracture est tellement lente qu'elle n'est plus détectable. Dans ce modèle, le taux de croissance des fractures est proportionnel aux contraintes appliquées en bout de fracture. Ces contraintes sont elles-mêmes proportionnelles à la taille des fractures. Par conséquent, un transfert soudain de contraintes va induire une augmentation de la taille des fractures, qui va elle-même induire une augmentation des contraintes en bout de fissure. Ce mécanisme en chaîne va accélérer la propagation des fractures et mener à la rupture d'une faille avec délai (*Freed* (2005)).

Dans cette partie sur le déclenchement associé à la friction, les fluides n'ont pas été mentionnés. Pourtant, ils peuvent influencer sur le déclenchement de sismicité et peuvent aussi expliquer les délais d'activation.

Influence des fluides

Au début des années 1970, *Nur and Booker* (1972) supposaient déjà que des forts séismes pouvaient redistribuer la pression de pores, et que cette redistribution contribuait à une rupture avec délai due à une lente diminution de la force de cohésion de la faille. De plus, l'augmentation de la pression de pores dépendant du temps, la diminution de la contrainte normale σ_n appliquée sur le plan de faille va également dépendre du temps (équation 1.3). Une fois que la contrainte normale est inférieure à un seuil (inconnu), la rupture s'initie. Le délai avec lequel la rupture débute correspond au temps nécessaire pour atteindre cette valeur seuil.

Pour *Hill et al.* (1993), l'interaction des ondes sismiques avec les fluides induit une augmentation ou une diminution de la pression de pores qui conduit à une rupture quasi-instantanée. D'autre part, ils suggèrent que les contraintes dynamiques rompent des

”barrages” dans les failles, ce qui permet aux fluides de s’écouler et d’augmenter la pression de pores. Dans ce cas, l’activation sismique avec délai est contrôlée par la perméabilité locale, la pression de pores et les contraintes cisailantes. *Brodsky et al.* (2003) apportent des observations qui viennent corroborer cette hypothèse. Les ondes sismiques de séismes lointains ont provoqué des changements du niveau d’eau dans des puits en Oregon. Ces modifications du niveau d’eau sont le témoin de changements significatifs de la pression de pores. Ces observations ont été renouvelées à Long Valley Caldera (Californie), où des variations du niveau d’eau dans des nappes souterraines ont persisté pendant plusieurs jours ou semaines après les séismes de Loma Prieta en 1989, de Landers en 1992 et d’Hector Mine en 1999 (*Roeloffs et al.* (2003)).

Chapitre 2

Contexte tectonique de la Turquie

La Faille Nord Anatolienne (Figure 2.1) est une faille décrochante dextre (*Dewey* (1976)) quasiment rectiligne de plus de 1500km de long, qui s'étend de Kaliova, à l'est de la Turquie actuelle, jusqu'à la Grèce (*Barka* (1996)). Autour de la longitude 31°E, elle se sépare en deux branches principales, la branche Nord, qui entre dans la mer de Marmara au niveau du golfe d'Izmit (Figure 2.1), et la branche Sud, qui passe au sud de la mer de Marmara. Cette branche se divise également vers la longitude 30°E, pour former la branche Médiane, qui longe la côte sud de la mer de Marmara, et la branche Sud. La Faille Nord Anatolienne (NAF) s'est initiée à l'est il y a dix millions d'années et s'est ensuite propagée vers l'ouest, pour finalement atteindre la Grèce il y a environ un million d'années (*Armijo et al.* (1999)). Cette faille constitue la frontière entre la plaque Eurasie et la plaque Anatolie. Elle permet l'extrusion vers l'ouest de cette dernière (*McKenzie* (1972); *Sengör* (1979)) : on voit sur la Figure 2.1 des mesures GPS qui traduisent le mouvement vers l'ouest de la plaque Anatolie. Cette extrusion vers l'ouest est due à la collision entre la plaque Eurasie et la plaque Arabie (*McKenzie* (1972); *Sengör* (1979)).

La Faille Nord Anatolienne est la faille continentale la plus active au monde depuis un siècle. Elle présente des taux de glissement importants : 0.5 à 0.8 cm/an d'après des données géologiques (*Tokay* (1973); *Seymen* (1975); *Barka and Hancock* (1984)), 1 à 11 cm/an d'après les données sismologiques (*Brune* (1968); *McKenzie* (1972); *Toksöz et al.* (1979)) ou encore 2.5 cm/an d'après les mesures GPS (*McClusky* (2000)). D'où l'intérêt d'étudier sa sismicité pour mieux comprendre son fonctionnement et ainsi pouvoir en gérer le risque.

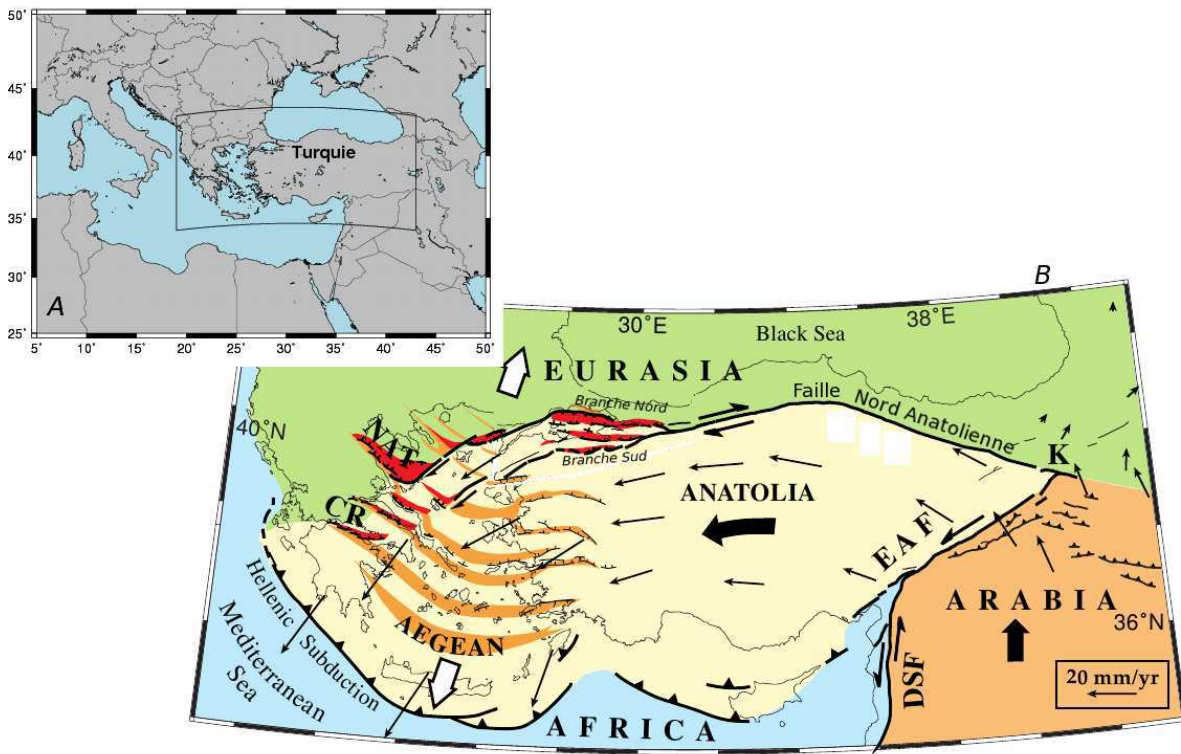


FIG. 2.1 – A) Carte générale localisant la Turquie, qui est la zone d'étude. B) Contexte tectonique à l'est de la Méditerranée. La Faille Nord Anatolienne permet l'extrusion vers l'ouest de la plaque Anatolie, cette dernière étant due à la collision des plaques Arabe et Eurasie. Les fines flèches noires sont les vecteurs GPS indiquant le mouvement de la plaque Anatolie. La Faille Nord Anatolienne s'étend sur plus de 1500km de long, d'est en ouest. A l'ouest, elle pénètre en mer de Marmara avant de se terminer en mer Egée. On remarque l'existence d'un régime en extension (zones colorées en rouge ou en orange) en plus du mouvement décrochant en mer de Marmara. Cette figure est extraite de *Armijo et al.* (1999).

2.1 La Faille Nord Anatolienne (NAF) de l'est vers l'ouest

La sismicité de la NAF au XX^{ème} siècle est principalement caractérisée par une séquence constituée de huit importants tremblements de terre de magnitude supérieure à 7 sur l'échelle de Richter (Figure 2.2), qui ont engendré une rupture de plus de 1000km (*Barka (1996); Dewey (1976); Stein et al. (1997); Toksöz et al. (1979)*) :

- le 26/12/1939 $M = 7.9-8$, plus fort séisme en Anatolie sur les 300 dernières années.
- le 20/12/1942 $M = 7.1$

- le 26/11/1943 $M = 7.6$
- le 01/02/1944 $M = 7.3$
- le 26/05/1957 $M = 7$
- le 22/07/1967 $M = 7.1$
- le 17/08/1999 $M = 7.4$
- le 12/11/1999 $M = 7.2$

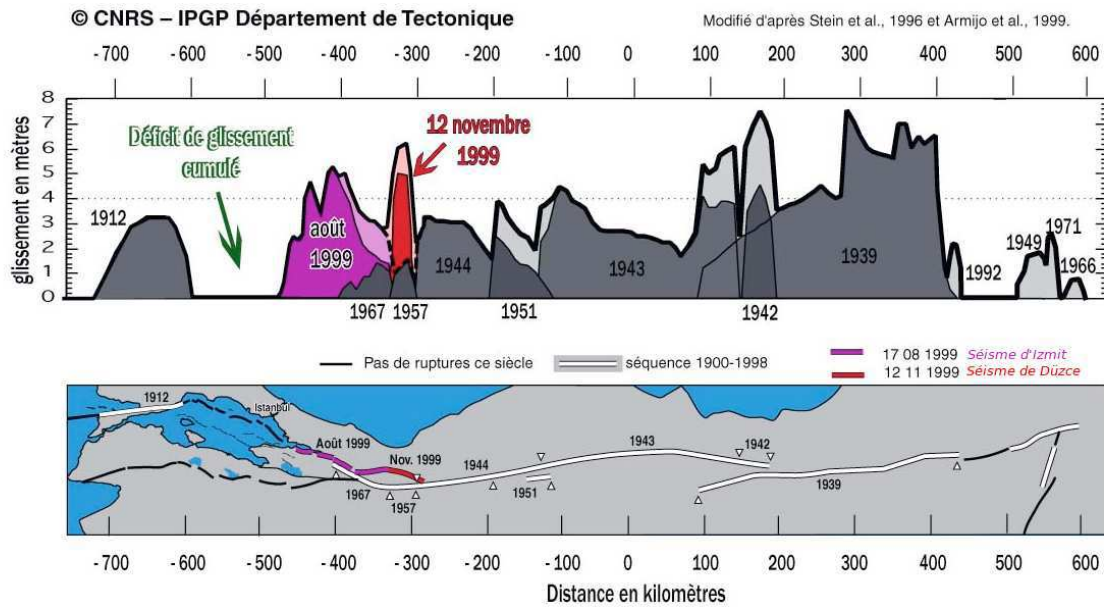


FIG. 2.2 – Migration vers l'ouest de la séquence sismique du XXème siècle (séismes de magnitude supérieure à 7). En rose la rupture du séisme d'Izmit, en rouge celle du séisme de Düzce. On observe une migration de l'est vers l'ouest de ces gros séismes, cassant au total plus de 1000km de faille (d'après Armijo et al. (1999)).

La table 2.1 présente les paramètres de source pour chacun des séismes. Les longueurs de rupture varient d'une trentaine de kilomètres jusqu'à plus de 350km, et les glissements maximaux varient de moins de 2m jusqu'à 7.5m.

Le tremblement de terre du 26/12/1939, le plus important, a initié la séquence. Ensuite, chaque séisme a étendu la rupture vers l'ouest le long de la NAF, depuis la rupture du séisme précédent. La rupture d'au moins un évènement, celui du 26/11/1943, s'est

Date	Epicentre lat.(°) lon. (°)		Longueur de la rupture (km)	Magnitude	Glissement max. horizontal (m)
26/12/1939	39.80	39.38	360	7.9	7.5
20/12/1942	40.66	36.35	50	7.1	2.0
26/11/1943	40.97	33.22	260	7.6	4.5
01/02/1944	41.10	33.22	180	7.3	3.5
26/05/1957	40.58	31.00	40	7.0	1.6
22/07/1967	40.57	30.80	80	7.1	1.9
17/08/1999	40.75	29.86	150	7.6	6
12/11/1999	40.76	31.16	40	7.2	5

TAB. 2.1 – Tableau présentant les paramètres de source des huit séismes de la séquence de 1939-1999. Les paramètres de source pour les séismes de 1939 à 1967 sont extraits de l'article *Barka* (1996), qui lui-même utilise de nombreuses références (*Ketin* (1969); *Ambraseys* (1970); *Dewey* (1976); *Ambraseys* (1988); *Koçyigit* (1989, 1990)). Les paramètres du séisme du 17/08/1999 sont d'après *Bouchon et al.* (2002) et ceux du séisme du 12/11/1999 sont d'après *Akyüz et al.* (2002).

propagée de l'ouest vers l'est. Cependant, le résultat est tout de même une extension de la rupture de la NAF de 280km vers l'ouest.

Selon *Stein et al.* (1997), la rupture de cinq séismes sur six (en considérant seulement les séismes de 1939, 1942, 1943, 1944, 1957 et 1967) a été facilitée par le séisme précédent. Chaque séisme a augmenté les contraintes à l'emplacement de l'épicentre du futur tremblement de terre (Figure 2.3). Il y a cependant une exception : le séisme de 1943, qui s'est initié à plus de 200km de l'extrémité de la rupture précédente, où les variations de la contrainte de Coulomb statique sont trop faibles pour expliquer ce séisme (*Scholz* (1990); *Stein et al.* (1997)).

Dewey (1976) a remarqué que les épicentres des forts séismes ont tendance à se localiser dans des régions qui présentent une activité d'évènements modérés significative. Puis, depuis ces régions épicentrales, la rupture se propage vers les régions moins riches en évènements. Dans la séquence de 1939-1999, quatre tremblements de terre ayant rompu plus de 100km de faille (séismes de 1939, 1943, 1944 et Izmit en 1999) ont leur épicentre dans des régions à forte sismicité (*Dewey* (1976) et *Bariş et al.* (2002)). *Dewey* (1976) en déduit que les régions produisant fréquemment des évènements de magnitude supérieure ou égale à 6 sont aussi prédisposées à être le lieu de séismes de magnitude $M \geq 7$, si la rupture a la possibilité de se propager sur un long segment de faille. Ces observations sont importantes, notamment pour le séisme de 1943, qui n'est pas explicable par les transferts de contraintes statiques.

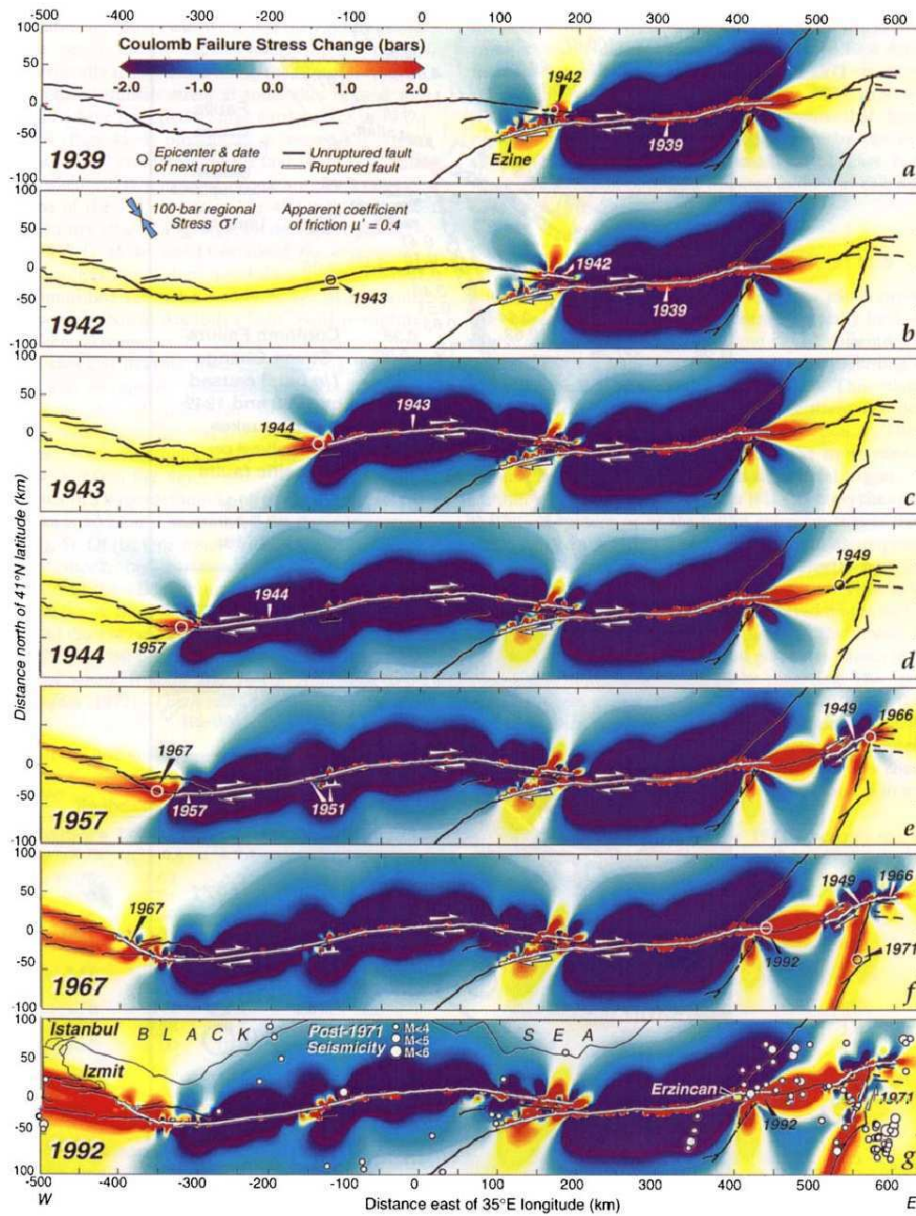


FIG. 2.3 – Changements de contraintes de Coulomb statiques causés par chaque fort séisme et par le chargement tectonique sur la NAF depuis 1939. Les effets des différents séismes sont sommés sur chaque panneau. Sur chaque panneau, l'épicentre du séisme suivant est entouré. Tous les épicentres des séismes de 1939 à 1967, excepté celui de 1943, sont situés dans une région où les contraintes de Coulomb statiques ont été fortement augmentées (typiquement de 2 à 5 bars) par l'évènement précédent. Sur la Figure g), on note que le séisme de 1967 a augmenté les contraintes de manière significative au niveau de l'épicentre du futur tremblement de terre d'Izmit. Cette figure est extraite de *Stein et al. (1997)*.

La NAF avait déjà été le lieu de séquences de forts séismes qui la rompent progressivement (*Ambraseys* (1970); *Ikeda et al.* (1991); *Ambraseys and Melville* (1995)). Cette tendance à casser uniquement avec des importants tremblements de terre peut être due au fait que la géométrie de la NAF est très simple, quasi-rectiligne, et qu'elle est loin de toute autre faille majeure (*Stein et al.* (1997)). Ainsi, il y a très peu de transfert de contraintes entre la NAF et d'autres failles qui seraient susceptibles de rompre à sa place. Enfin, la rupture se fait de manière progressive car la NAF présente une géométrie en échelon (*Wesnowsky* (1988)) : les ruptures sont stoppées par ces barrières, formées par les discontinuités dans la géométrie de la faille.

Il y a 13 ans la grande séquence du 20^{ème} siècle a été complétée à l'ouest par deux importants séismes (Figure 2.2) :

- le séisme d'Izmit, le 17 août 1999, de magnitude 7.6
- le séisme de Düzce, le 12 novembre 1999, de magnitude 7.2.

2.2 Le séisme d'Izmit, 17 août 1999, $M_W = 7.6$

Le séisme d'Izmit, de magnitude 7.6, qui a eu lieu le 17 août 1999, est localisé à l'est du golfe d'Izmit (Figure 2.4), sur la branche nord de la NAF, à son entrée en mer de Marmara. Ce séisme présente une rupture bilatérale, de 150km de longueur. Le déplacement en surface est de l'ordre de 3 mètres (*Bouchon et al.* (2002); *Sekiguchi and Iwata* (2002)). Ce séisme a une particularité : sur une partie de la faille, la rupture s'est propagée à une vitesse « supershear » (*Bouchon et al.* (2002); *Sekiguchi and Iwata* (2002)). Ce qui signifie que la rupture s'est propagée plus rapidement que les ondes cisailantes (ondes S) émises par l'hypocentre. Ces fortes vitesses de propagation sont susceptibles d'augmenter les dommages en surface.

A la suite du séisme de Mudurnu en 1967 de magnitude 7.1, le segment d'Izmit a été identifié comme une lacune sismique (*Toksöz et al.* (1979); *Stein et al.* (1997)). Une lacune sismique est un segment de faille actif qui n'a pas connu de fort séisme depuis longtemps. La probabilité d'avoir un important tremblement de terre sur ce segment est donc élevée. Ainsi, à la suite du séisme de 1967, la probabilité d'avoir un séisme sur le segment de faille d'Izmit était non négligeable.

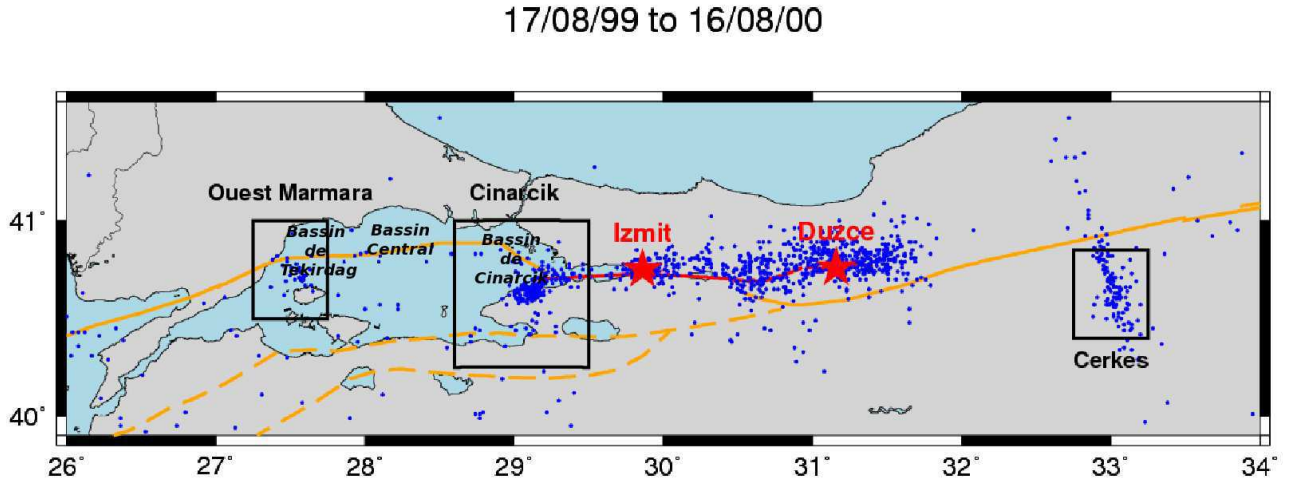


FIG. 2.4 – Localisation de la région d'étude. La sismicité représentée est celle qui a eu lieu pendant l'année qui a suivi le séisme d'Izmit ($M \geq 3$). Le trait plein orange suit la trace de la branche nord de la NAF (la trace de la faille en mer est d'après *Le Pichon et al. (2001)*). Le trait rouge marque les ruptures des séismes d'Izmit et de Düzce. Les branches centrale et sud de la NAF sont représentées par les pointillés orange (d'après *Pucci et al. (2007)*). Les rectangles noirs montrent les positions des essais étudiés dans les chapitres suivants. Pour le détail des essais dans le bassin de Çınarcık, voir la Figure 2.9.

L'épicentre de ce séisme destructeur est localisé au niveau d'un essaim (Figure 2.5) présentant une activité sismique continue (*Bariş et al. (2002)*; *Crampin et al. (1985)*; *Evans et al. (1987, 2000)*; *Üçer et al. (1997)*). Nous pouvons interpréter l'initiation de ce séisme proche de l'essaim de deux manières. D'un côté, nous pouvons considérer que cet essaim est le témoin d'un processus de nucléation qui s'est mis en place plusieurs années avant la date d'occurrence du tremblement de terre d'Izmit. D'un autre côté, en suivant la logique de *Dewey (1976)*, nous pouvons penser que le séisme d'Izmit s'est préférentiellement amorcé au niveau de l'essaim, qui était actif depuis plusieurs années, car l'initiation de la rupture y est plus facile. Ensuite, la rupture s'est propagée sur les longs segments de part et d'autre.

Des études récentes ont révélé que le séisme d'Izmit avait été précédé par une phase de nucléation. *Ozalaybey et al. (2002)*; *Polat et al. (2002)* ont montré que huit pré-chocs de $M \leq 3$ ont eu lieu avant le choc principal. Ces pré-chocs, qui ont le même mécanisme que le séisme principal, sont groupés en temps et en espace, à proximité de l'épicentre du séisme d'Izmit (*Ozalaybey et al. (2002)*; *Polat et al. (2002)*). De plus, *Bouchon et al. (2011)* ont mis en évidence un signal sismique de longue durée (44 minutes) avant l'oc-

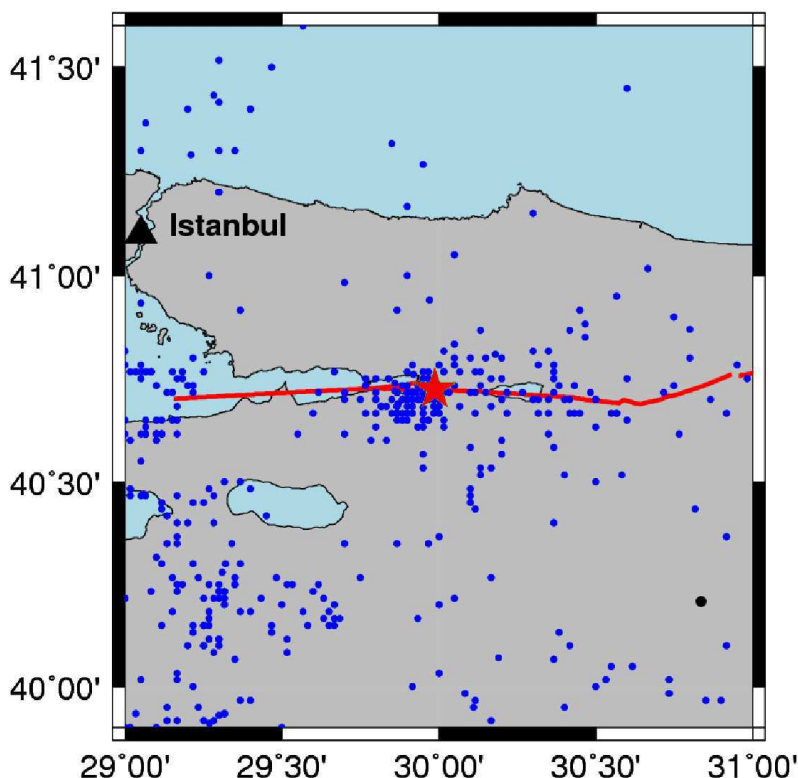


FIG. 2.5 – Activité sismique ($M \geq 3$) autour de l'épicentre du séisme d'Izmit du 17/08/1989 au 16/08/1999. Le trait rouge représente la rupture du séisme d'Izmit, l'étoile rouge son épicentre. On observe un amasement de la sismicité autour de l'épicentre du futur séisme.

currence du séisme. Ce signal vient de la zone hypocentrale du séisme d'Izmit. Cette activité accélère dans le temps et est accompagnée d'une augmentation du bruit basse fréquence. *Bouchon et al.* (2011) interprètent ces observations comme du glissement lent qui s'est mis en place avant l'occurrence du séisme.

Le séisme d'Izmit a été suivi, trois mois plus tard, par un autre séisme, de magnitude 7.2, le séisme de Düzce.

2.3 Le séisme de Düzce, 12 novembre 1999, $M_W = 7.2$

Le séisme de Düzce du 12 novembre 1999, de magnitude 7.1, peut être considéré comme l'extension vers l'est de la rupture d'Izmit. Le segment de Düzce se sépare en deux parties (Figure 2.6). La section ouest présente une géométrie en dents de scie, tan-

dis que la section est de la rupture est rectiligne (*Pucci et al. (2007)*). La rupture s'est propagée à une vitesse supérieure à la vitesse des ondes cisailantes (« supershear ») sur le segment est alors que la rupture s'est propagée vers l'ouest à la vitesse habituelle (*Bouchon et al. (2001)*; *Bouin et al. (2004)*).

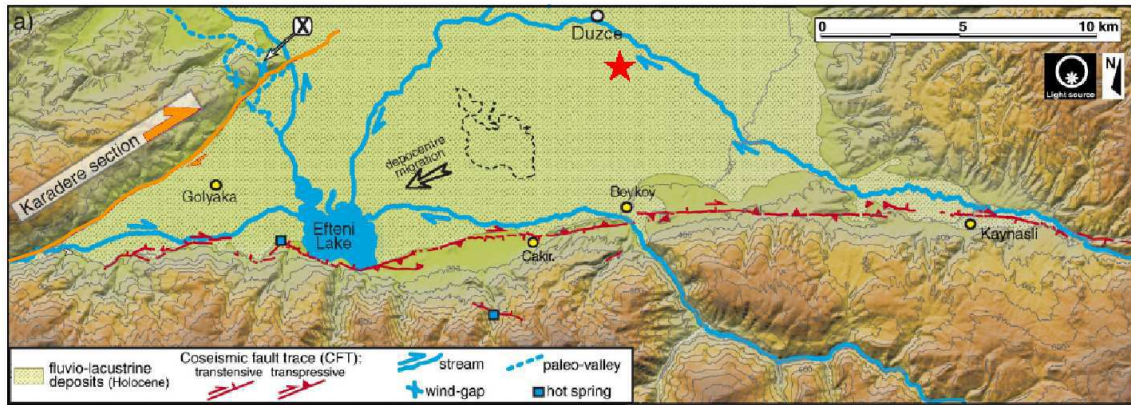


FIG. 2.6 – Géométrie du segment de Düzce (d'après *Pucci et al. (2007)*). L'étoile rouge représente l'épicentre du séisme, le trait rouge sa rupture et le trait orange la terminaison de la rupture du séisme d'Izmit. On observe sur cette figure deux sections différentes sur le segment de Düzce : une partie ouest où la trace de la faille qui a rompu pendant le séisme présente une géométrie en escaliers, et une partie est où la trace de la faille est rectiligne (*Pucci et al. (2007)*).

Le séisme d'Izmit, qui a eu lieu trois mois plus tôt, a augmenté les contraintes de Coulomb au niveau de l'épicentre du séisme de Düzce de plus d'1 bar (*Hubert-Ferrari et al. (2000)*; *Parsons et al. (2000)*; *Hearn et al. (2002)*; *Utkucu et al. (2003)*), avançant ainsi l'occurrence du séisme. Cependant, l'augmentation des contraintes de Coulomb n'est pas la seule explication possible pour cet événement. En effet, le segment à l'ouest de la rupture du séisme d'Izmit a également été chargé (*Hubert-Ferrari et al. (2000)*; *Parsons et al. (2000)*; *Hearn et al. (2002)*; *Utkucu et al. (2003)*) mais aucun fort séisme n'a eu lieu.

Dans les années 1980, un réseau de stations sismologiques permanent a été installé à l'est de la rupture du séisme d'Izmit, dans le cadre d'une collaboration entre l'Allemagne et la Turquie (*Milkereit et al. (2000)*). Ce réseau, encore en place au moment des tremblements de terre de 1999, a permis une bonne localisation des répliques du séisme d'Izmit dans la région de Düzce. La Figure 2.7 montre la répartition de ces répliques vingt-cinq

jours avant le séisme de Düzce. Cette figure met en évidence le fait que les répliques du séisme d'Izmit se sont arrêtées à l'endroit où a commencé le séisme de Düzce (*Milkereit et al.* (2000); *Görgün et al.* (2009)). Au vu de cette figure, le séisme de Düzce peut être considéré comme la réplique du séisme d'Izmit qui a nucléé le plus loin à l'est (*Milkereit et al.* (2000)), et comme la première réplique sur la partie simple du segment de Düzce (Figure 2.6). L'hypothèse qui peut être formulée est que le tremblement de terre d'Izmit a déclenché celui de Düzce par diffusion de la sismicité. La zone de répliques du séisme d'Izmit s'est étendue jusqu'à la partie simple du séisme de Düzce. La réplique qui a eu lieu sur ce segment n'a pas trouvé de résistance, le segment étant quasi-linéaire, et a rompu ce segment brutalement, créant un séisme de magnitude 7.2. En effet, tant que les répliques avaient lieu sur une faille à géométrie complexe, elles n'avaient pas le potentiel de déclencher un important séisme. Mais dès leur arrivée sur un segment à géométrie simple, le séisme s'est produit. La durée de diffusion des répliques expliquerait les trois mois de délai entre les deux tremblements de terre.

Nous pouvons également supposer que les répliques présentes sur le segment ouest ont joué un rôle important dans la préparation à la rupture (*Steacy and McCloskey* (1998); *Görgün et al.* (2009)). Les dernières répliques du séisme d'Izmit ont facilité la rupture du segment est par le séisme de Düzce.

Cependant, les trois mécanismes abordés pour la rupture du séisme de Düzce sont probablement liés. La réplique supposée avoir initié ce séisme n'aurait peut-être pas eu le potentiel nécessaire si le séisme d'Izmit n'avait pas augmenté les contraintes de Coulomb sur la faille de Düzce. De plus, le séisme de Düzce n'aurait peut-être pas eu la capacité de se propager sur le segment ouest si celui-ci n'avait pas été le lieu de répliques du séisme d'Izmit.

Une dernière explication de la nucléation du séisme de Düzce, impliquant du glissement lent, peut être formulée. *Bouchon and Karabulut* (2002) ont observé une activité sismique élevée à l'est de la rupture du séisme d'Izmit pendant les heures précédant le séisme de Düzce. Du glissement lent, déclenché dans les heures avant l'évènement - par exemple par la relaxation viscoélastique de la croûte inférieure ou du manteau supérieur, ce qui expliquerait le délai de trois mois observé - peut entraîner la rupture de plusieurs aspérités, augmentant ainsi l'activité sismique. Une fois que le glissement lent a atteint le segment rectiligne de la faille de Düzce, le tremblement de terre se produit.

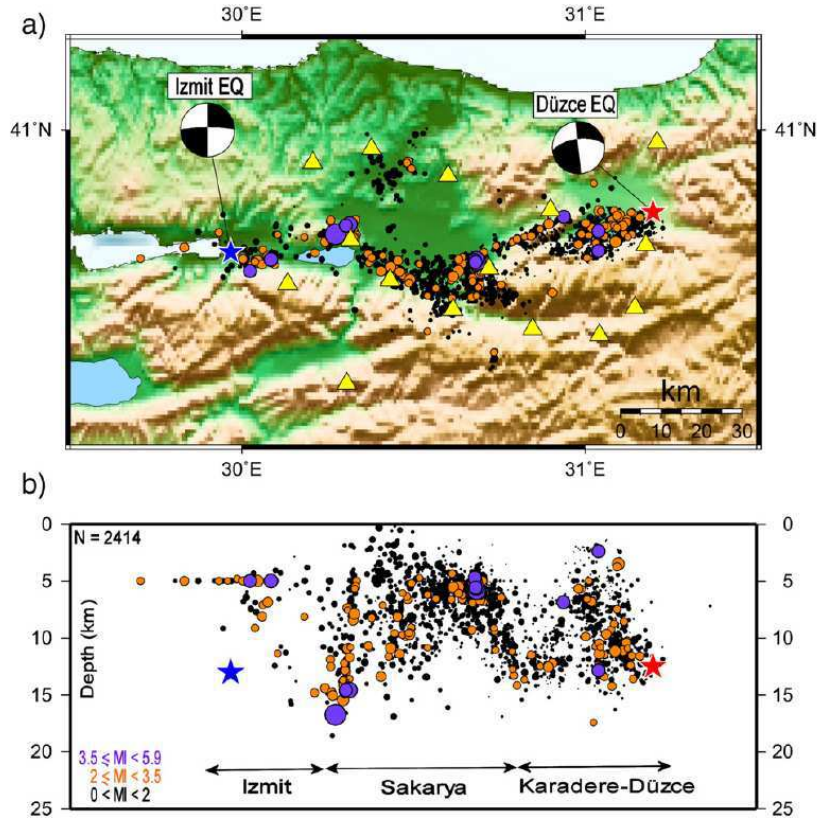


FIG. 2.7 – Activité sismique durant les trois mois précédant le séisme de Düzce (répliques du séisme d'Izmit). Les triangles jaunes figurent les stations du réseau SABONET. Les cercles représentent les séismes, avec la couleur et la taille correspondant à la magnitude. La Figure b montre la répartition en profondeur des événements. On observe que le séisme de Düzce a nucléé à la limite est de la zone de répliques du séisme d'Izmit. Cette figure est extraite de l'article de *Görgün et al.* (2009).

Il est intéressant d'étudier l'évolution de la sismicité avant et après les séismes de 1999, car ils font partie des importants tremblements de terre les mieux instrumentés au monde, avec le séisme de Tohoku. En effet, la région de la mer de Marmara est équipée de réseaux de sismomètres et de GPS. Le réseau de GPS est un des meilleurs, qui par surcroît était en place avant les séismes de 1999, ce qui permet de comparer les vitesses de déplacement avant et après le séisme. Enfin, les deux tremblements de terre sont situés au centre du réseau (Figure 2.8), ce qui est exceptionnel.

La figure 2.8 montre le changement du champ de vitesses produit par les séismes d'Izmit et de Düzce. On observe qu'après les séismes de 1999, l'ouest de l'Anatolie se

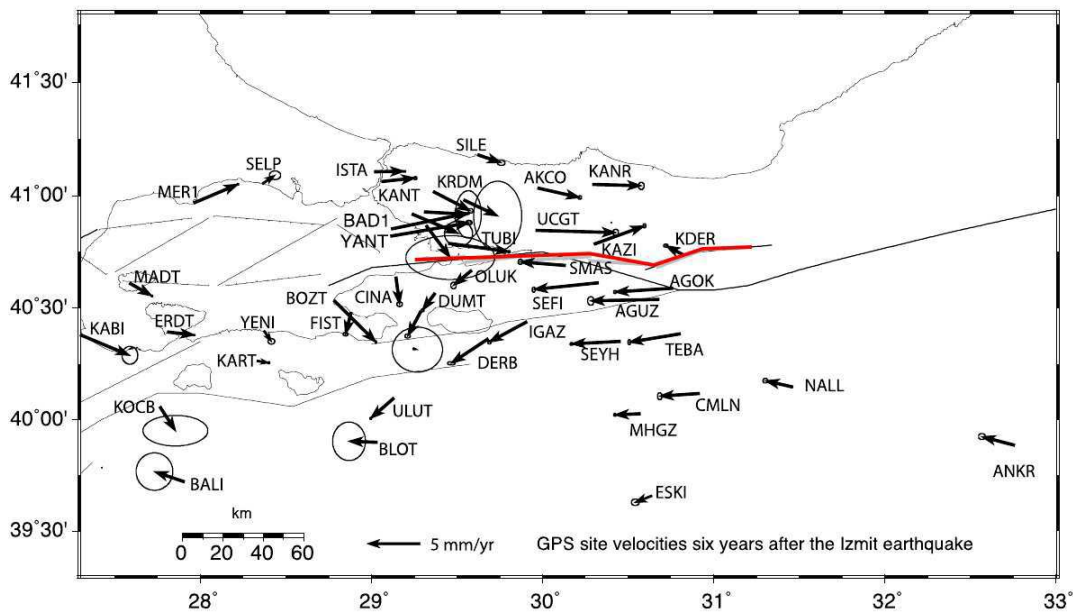


FIG. 2.8 – Vitesses GPS 6 ans après le séisme d'Izmit (1999) corrigées des vitesses pré-Izmit : les flèches représentent la différence entre les vitesses post-Izmit et les vitesses pré-Izmit. La ligne rouge représente les ruptures des séismes d'Izmit et de Düzce (1999). Cette figure est extraite de l'article de *Ergintav et al. (2009)*.

déplace davantage vers le sud qu'avant les séismes.

2.4 Contexte tectonique dans les zones d'étude

La Faille Nord Anatolienne, à l'est d'Izmit, se divise en trois branches (Figure 2.4), qui présentent toutes les trois un mécanisme décrochant (*Barka (1997); Le Pichon et al. (2001)*) :

- La branche nord est la plus active. Elle traverse la mer de Marmara, reliant les deux dernières grandes ruptures dans la région : le séisme de Ganos en 1912 à l'ouest de la mer de Marmara, et le séisme d'Izmit en 1999 à l'est. Elle est considérée comme la faille principale en mer de Marmara (Main Marmara Fault).
- la branche médiane suit la côte sud de la mer de Marmara. Elle rentre en mer de Marmara au niveau du golfe de Gemlik.
- la branche sud passe par Bursa, et est quasi parallèle à la branche médiane.

La branche nord (appelée aussi faille principale de Marmara lors de son entrée en mer) a un taux de glissement d'environ 23mm/an sur ses 150km de long. A l'est de la mer de

Marmara, dans le golfe de Çınarcık, elle présente un coude dû à son changement d'orientation, puis elle est quasi-rectiligne jusqu'à la rupture du séisme de 1912, à l'ouest de la mer de Marmara (Figure 2.4). C'est le dernier segment de la NAF à ne pas avoir rompu au cours de la séquence du 20^{ème} siècle (1939-1999). Ayant déjà produit des séismes de magnitude supérieure à 7, notamment en 1509 ($M_L=7.6$) et en 1766 ($M_L=7.2$) (*Hubert-Ferrari et al.* (2000); *Parsons et al.* (2000); *Le Pichon et al.* (2001); *Ambraseys* (2002)), ce segment est considéré comme une lacune sismique (*Hubert-Ferrari et al.* (2000); *Parsons et al.* (2000); *Le Pichon et al.* (2001); *Pinar et al.* (2001); *Ambraseys* (2002)). De plus, le séisme d'Izmit a augmenté les contraintes sur ce segment, aggravant le risque d'un séisme qui frapperait Istanbul (*Hubert-Ferrari et al.* (2000); *Parsons et al.* (2000)). Selon *Parsons et al.* (2000), la probabilité d'un tel séisme est de l'ordre de 62 ± 15 %. En outre, ils ont identifié quatre failles où la rupture est susceptible de s'initier : les failles de Yalova, d'Izmit, des Iles aux Princes et la faille centrale de Marmara. Cependant, *Ambraseys* (2002) estime que les failles en mer de Marmara ne sont pas susceptibles de produire des séismes de magnitude supérieure à 7.5, n'en ayant jamais produit en 2000 ans.

Plusieurs hypothèses sont étudiées pour expliquer la formation du bassin de Marmara. Pour *Barka* (1997), *Le Pichon et al.* (2001) et *Le Pichon et al.* (2003), la NAF s'est propagée dans des bassins déjà formés par l'extension égéenne. Dans cette hypothèse, l'extension n'est plus active. La déformation se fait exclusivement en décrochement, le long d'une unique faille (*Le Pichon et al.* (2001, 2003)). Au contraire, pour *Armijo et al.* (1999), *Flerit et al.* (2003) et *Muller and Aydin* (2005), les bassins en mer de Marmara ont été créés par le passage de la NAF. En effet, la déformation régionale associée au décrochement et au changement d'orientation de la NAF peut créer de la subsidence locale sans l'aide d'extension régionale. Le bassin de Marmara serait donc ce qu'on appelle un bassin en pull-apart. Des mesures GPS ont montré un partitionnement de la déformation en mer de Marmara avec 18 à 20 mm/an de mouvement décrochant dextre et 8 mm/an de mouvement en extension (*Armijo et al.* (2003); *Flerit et al.* (2003)).

Le système de failles en mer de Marmara, encore peu connu, est très complexe. Cette complexité peut expliquer le fait que la séquence du 20^{ème} siècle n'ait pas encore progressé vers l'ouest (*Pondard et al.* (2007)). *Hubert-Ferrari et al.* (2000) propose également trois raisons pour lesquelles le séisme d'Izmit ne s'est pas propagé plus en avant dans la mer de Marmara :

- le séisme de 1963 qui a eu lieu dans le bassin de Çınarcık a diminué les contraintes de manière significative dans le bassin. L'augmentation des contraintes en bout de rupture après le séisme d'Izmit n'a pas suffi à dépasser le seuil de rupture.
- la faille décrochante qui a rompu au cours du séisme d'Izmit ne s'étend pas loin dans le bassin de Çınarcık, où de nombreuses failles normales sont présentes. Le mouvement a donc été transféré sur les segments ayant un mécanisme normal. La rupture ne pouvait pas se propager d'un système de failles à l'autre.
- les changements de contraintes dus à l'ensemble des séismes précédents sont négatifs à l'extrémité de la rupture d'Izmit.

La principale difficulté rencontrée en mer de Marmara pour déterminer son histoire est l'accès aux failles qui tapissent son fond. En effet, toutes ces failles étant sous-marines, aucun accès direct n'est possible. L'imagerie de ces failles est effectuée à partir de mesures obtenues au cours de campagnes sismiques, de mesures GPS, de données géologiques et morphologiques, et à partir de la localisation des séismes. Toutes ces mesures laissent une grande variabilité dans l'interprétation, menant ainsi à différents modèles de distribution des failles dans la mer de Marmara (*Parke et al.* (1999); *Okay et al.* (2000); *Le Pichon et al.* (2001); *Imre et al.* (2001); *Armijo et al.* (2002)). Le problème majeur qui se pose dans cette région est lié au risque sismique. Comme il a été précisé plus tôt, il est probable que le prochain fort séisme de la séquence du 20^{ème} siècle ait lieu sur la faille principale en mer de Marmara, au sud d'Istanbul. Le fait de mal connaître la distribution des failles rend difficile le calcul du risque. Car si la faille principale est complexe et segmentée, le risque sera moins important que si la faille est rectiligne et a la capacité de rompre en une seule fois.

Dans cette Partie, nous nous intéressons à quatre régions réparties le long de la portion ouest de la NAF :

- la région ouest Marmara
- le bassin de Çınarcık
- le golfe de Gemlik
- la région de Çerkes

L'essaim Ouest Marmara

Cet essaim en extension (*Pinar et al. (2003); Altinok and Alpar (2006)*) est situé à l'ouest de la mer de Marmara, à environ 150km de l'extrémité ouest de la rupture d'Izmit, entre la branche nord de la NAF et l'île de Marmara, au sud du bassin de Tekirdag (Figure 2.4). Le plus fort séisme enregistré dans la région est le séisme de 1935, de magnitude 6.4 (*Nalbant et al. (1998); Altinok and Alpar (2006)*). La plupart des séismes dont les mécanismes ont été calculés par *Pinar et al. (2003)* ont eu lieu après le séisme d'Izmit, le plus important, avec $M_W = 5.3$, ayant eu lieu le 21 septembre 1999.

Des mesures d'anomalies acoustiques (*Géli et al. (2008)*) ont mis en évidence des remontées de gaz dans le bassin de Tekirdag. On peut donc supposer que des fluides circulent dans cette région.

En 1912, le séisme de Ganos a rompu une portion de la NAF à l'ouest de la mer de Marmara. Cette rupture se termine en mer, entre le bassin de Tekirdag et le bassin Central (*Ambraseys and Jackson (2000); Altinok et al. (2003); Le Pichon et al. (2003); Armijo et al. (2005); Aksoy et al. (2010)*). La terminaison de cette rupture est déterminée de diverses manières : soit à partir de la relation existant entre la longueur de la rupture et la magnitude du séisme (*Ambraseys and Jackson (2000)*), soit à partir d'observations sur le terrain et de données sous-marines, comme l'observation d'escarpements sous-marins (*Altinok et al. (2003); Armijo et al. (2005)*). L'essaim Ouest Marmara se situe donc au sud de la terminaison de la rupture du séisme de 1912. Nous retrouvons là le schéma présenté dans la section 2.1 : un essaim en extension situé au voisinage de la faille NAF, décrochante. Par conséquent, la question suivante peut se poser : le prochain séisme en mer de Marmara est-il susceptible de débiter au niveau de cet essaim ?

Le bassin de Çınarcık

Le bassin de Çınarcık est situé à l'ouest de la rupture du séisme d'Izmit de 1999. À l'est du bassin se trouve la jonction entre la rupture de 1999 et la faille principale en mer de Marmara, qui est la continuation de la branche nord de la NAF. La géométrie des failles y est complexe (*Le Pichon et al. (2001); Armijo et al. (1999, 2002)*), combinant failles en décrochement comme la faille principale, et failles en extension. La rupture du séisme d'Izmit est considérée se terminer à l'est du bassin de Çınarcık (*Pinar et al. (2001)*) ou dans le bassin, au sud des Îles aux Princes (*Bouchon et al. (2002); Ozalaybey*

et al. (2002)). A la suite du séisme d'Izmit, des mesures GPS ont montré une augmentation du taux d'extension dans ce bassin (*Aktug et al.* (2009); *Ergintav et al.* (2009); *Hearn et al.* (2009)).

Nous analysons trois essais dans le bassin de Çınarcık.

L'essai des Iles aux Princes est le plus au nord (Figure 2.9). Il est localisé sur la faille principale en mer de Marmara, et est composé d'événements ayant un mécanisme en faille décrochante dextre. (*Ozalaybey et al.* (2002)). Une étude de la microsismicité présente avant le séisme d'Izmit a mis en évidence la faible activité de cet essai (*Bariş et al.* (2002)). Le plus important séisme qui s'est produit dans cet essai a une magnitude de 3.4 (*Bariş et al.* (2002)). Cet essai est intéressant car il est situé sur la portion est de la faille de Marmara, qui est la seule à ne pas avoir joué pendant la séquence du 20^{ème} siècle.

Le second essai que nous étudions, **Tuzla**, est localisé à l'est de l'essai des Iles aux Princes, et au nord de la terminaison ouest de la rupture d'Izmit (Figure 2.9), au voisinage de la jonction de la rupture de 1999 et de la faille de Marmara. Il est constitué de séismes en faille normale (*Karabulut et al.* (2002)). Il est probable que cet essai soit positionné dans une zone où des fluides circulent. *Géli et al.* (2008) ont observé des anomalies acoustiques dans le bassin de Çınarcık, notamment sur sa limite nord. Ces anomalies acoustiques correspondent à des fuites de gaz. Il est important d'analyser l'évolution de la sismicité sur cet essai car si le changement des contraintes statiques est le seul facteur déterminant l'endroit où le prochain séisme en mer de Marmara va débiter, la logique voudrait que ce soit au niveau de l'essai de Tuzla. En effet, le séisme d'Izmit a augmenté les contraintes statiques dans cette région (*Parsons et al.* (2000); *Hubert-Ferrari et al.* (2000)).

Le troisième essai que nous considérons est **l'essai de Yalova**. C'est le plus actif des trois essais dans le bassin de Çınarcık. Son activité, continue, est connue depuis de nombreuses années (*Üçer et al.* (1997)). Il est situé à environ 10km au sud de la terminaison ouest de la rupture d'Izmit, au nord de la péninsule d'Armutlu (Figure 2.9), à une profondeur moyenne de 10km, dans une région réputée pour ses sources géothermales (*Eisenlohr* (1997)). Les événements le composant ont un mécanisme en extension (*Üçer et al.* (1997); *Karabulut et al.* (2002); *Ozalaybey et al.* (2002); *Bulut and Aktar* (2007)). C'est aussi l'essai le plus grand, avec un diamètre de l'ordre de 20km. Une augmentation de son activité sismique a été déclenchée par le séisme d'Izmit deux jours

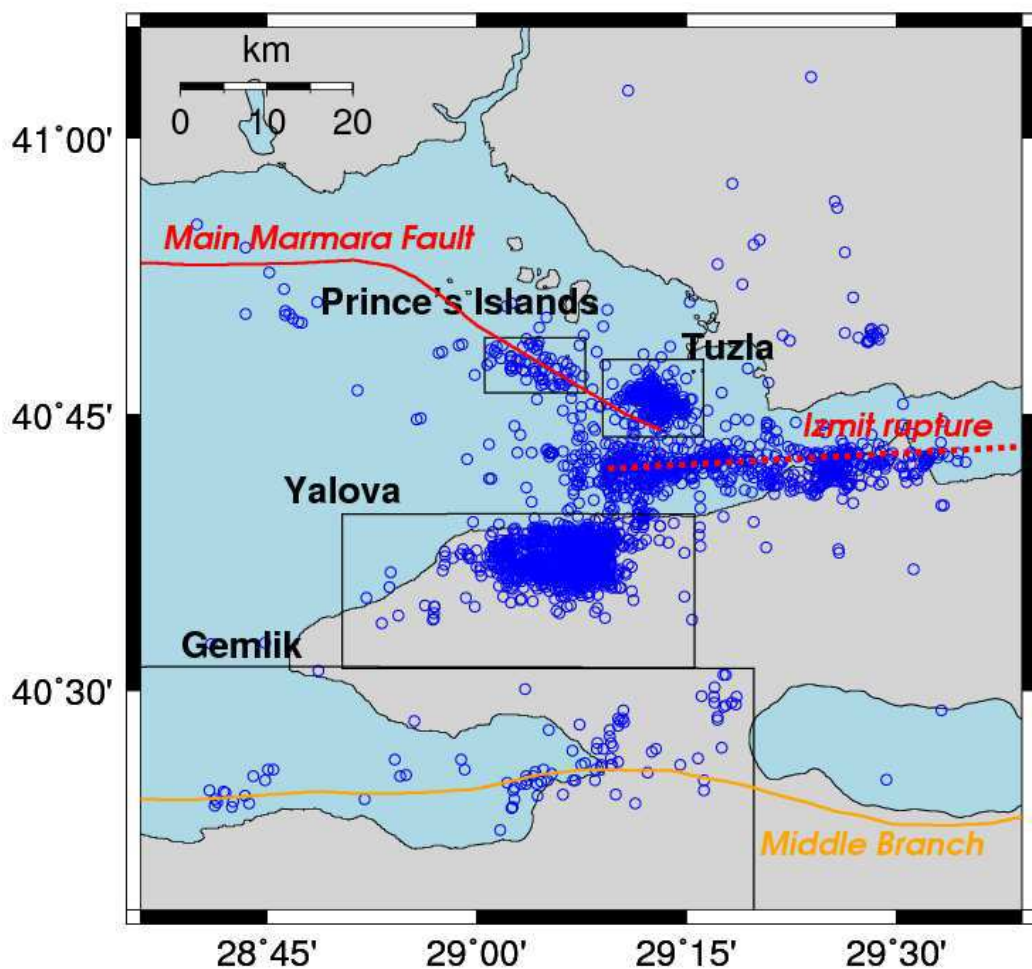


FIG. 2.9 – Activité sismique dans le bassin de Çınarcik, à l'est de la mer de Marmara. La branche principale de la NAF est en rouge, la rupture du séisme d'Izmit étant en pointillé. La branche médiane, moins active, est en jaune. Les rectangles délimitent les quatre essais étudiés. La sismicité représentée est celle sur la période du 17/08/1999 au 12/11/1999 (catalogue relocalisé).

après (*Orgülli and Aktar (2001); Ozalaybey et al. (2002); Daniel et al. (2006)*). *Ozalaybey et al. (2002)* ont émis l'hypothèse que ce déclenchement est dû à la redistribution des contraintes provoquée par le séisme de 1999.

Cet essaim a la particularité de pouvoir produire des séismes importants, comme le séisme qui a eu lieu en 1894, de magnitude 7, ou encore celui de 1963, de magnitude 6.3 (*Armijo et al. (2005)*).

L'essaim de Gemlik est situé au sud-est de la mer de Marmara, autour de la branche médiane de la NAF (Figure 2.9). Sa sismicité de fond montre que cet essaim

est composé à la fois d'évènements en décrochement, dus à la branche de la NAF, et d'évènements en extension (*Karabulut et al. (2011)*). L'activité sur la branche médiane de la NAF est moins importante que celle sur la branche nord. De plus, les forts séismes sur cette branche ont des temps de récurrence longs, de l'ordre de 1000 ans (*Ambraseys and Finkel (1991)*; *Kuşçu et al. (2009)*). Cependant, la microsismicité présente dans la région de Gemlik montre que la zone est active (*Alpar and Çizmeci (1999)*; *Kuşçu et al. (2009)*). En outre, une augmentation de la microsismicité a été observée dans la région de l'essaim de Gemlik après le séisme d'Izmit en 1999 (*Kuşçu et al. (2009)*).

L'essaim de Çerkes

L'essaim de Çerkes est l'essaim le plus à l'est (Figure 2.4). Il se situe au niveau des épicentres des séismes de 1943 et de 1944. Il était actif avant et pendant la grande séquence sismique du 20^{ème} siècle (*Dewey (1976)*). Son activité persiste encore, plus de dix ans après le dernier séisme de la séquence. Il est composé d'évènements en extension (*Cakir and Akoglu (2008)*).

L'essaim de Çerkes présente deux particularités. D'une part, deux séismes (1943 et 1944) de la séquence 1939-1999 ont nucléé dans cet essaim (*Dewey (1976)*). Il est important de noter que le séisme de 1943 est le seul de la séquence à ne pas s'être initié au niveau de la terminaison du séisme précédent. D'autre part, cet essaim est situé non loin de la zone en fluage d'Ismetpasa (*Dewey (1976)*; *Cakir et al. (2005)*; *Cakir and Akoglu (2008)*; *Kutoglu et al. (2008)*). D'après *Dogan et al. (2002)*, le séisme d'Izmit a déclenché un épisode de glissement asismique sur le segment d'Ismetpasa.

Le dernier important séisme qui s'est produit sur cet essaim est le séisme d'Orta, de magnitude 6. Ce séisme a eu lieu le 6 juin 2000 et présente un mécanisme en faille normale. *Cakir and Akoglu (2008)* observent une diminution de l'activité sismique avant le tremblement de terre d'Orta. Ils formulent l'hypothèse que cette diminution est due au glissement asismique déclenché par les séismes de 1999. Ce qui laisse supposer un lien entre la zone qui glisse asismiquement et le régime en extension de l'essaim de Çerkes. Etudier l'évolution de l'activité sur cet essaim et son lien avec la faille en décrochement (la NAF) semble essentiel pour mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent la séquence du 20^{ème} siècle.

Chapitre 3

Observations : Interactions sismiques et déclenchement d'activité sismique avec délai le long de la faille Nord Anatolienne (NAF) après le séisme d'Izmit (Turquie) en 1999

Le contenu de ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans le journal "Geophysical Research Letters" en septembre 2010 ("Seismic interaction and delayed triggering along the North Anatolian Fault", *Durand et al.* (2010), Vol.37). L'article est repris dans son intégralité, dans la langue de publication (anglais). Un résumé est donné en préambule.

3.1 Résumé

Étudier l'évolution de la sismicité autour de la Faille Nord Anatolienne (NAF) après les séismes d'Izmit et de Düzce (Turquie, 1999) est important pour comprendre comment la NAF et l'extension Égéeenne interagissent. Comprendre cette interaction peut permettre de mieux cerner le risque sismique lié à la NAF, et donc mieux s'en protéger.

OBSERVATIONS : INTERACTIONS SISMIQUES ET DÉCLENCHEMENT D'ACTIVITÉ SISMIQUE AVEC DÉLAI LE LONG DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE (NAF) APRÈS LE SÉISME D'IZMIT (TURQUIE) EN 1999

Dans cette étude, nous analysons l'évolution de la sismicité aux abords de la NAF depuis 1971, date à partir de laquelle les données du réseau permanent de Turquie sont disponibles. Nous nous focalisons sur la partie ouest de la NAF, du Centre-Ouest de l'Anatolie jusqu'à l'entrée de la faille dans la mer Égée, car cette section de la NAF a été le théâtre de deux importants séismes en 1999 : le séisme d'Izmit, de magnitude 7.4 et le séisme de Düzce, de magnitude 7.2 (Figure 3.1). Pour cette étude, nous utilisons le catalogue de l'Observatoire et Institut de Recherche sur les Séismes de Kandilli (KOERI), disponible depuis 1971. Nous sélectionnons les événements ayant lieu entre le 4 janvier 1971 et le 28 février 2008, dans notre région d'étude : $26 \leq \text{lon} \leq 34$ et $39.5 \leq \text{lat} \leq 42$. La magnitude de complétude sur cette période est $M_c=2.8$.

L'extension égéenne en mer de Marmara est diffuse et caractérisée par la présence d'essaims de petits séismes présentant une activité quasi-continue, avec des mécanismes en extension. Ces essaims sont les suivants (Figure 3.2) :

- **essaim d'Izmit**, localisé au niveau de l'épicentre du séisme d'Izmit
- **essaim de Yalova**, situé près de la terminaison ouest de la rupture du séisme d'Izmit
- **essaim Ouest Marmara**, situé près de la côte Ouest de la mer de Marmara (à plus de 100km des terminaisons des ruptures des deux forts séismes de 1999)
- **essaim de Çerkes**, également localisé à plus de 100km des terminaisons des ruptures des deux forts séismes de 1999, vers l'est.

La comparaison de l'évolution de la sismicité sur ces essaims et sur des segments non rompus de la NAF après les séismes d'Izmit et de Düzce nous a permis de mettre en évidence deux comportements différents. D'un côté, les répliques, sur les segments non rompus de la faille, sont activées immédiatement et à de courtes distances, de l'ordre de 30km, de la zone de rupture (*Ozalaybey et al. (2002)*, *Karabulut et al. (2002)*, *Bulut and Aktar (2007)*, *Görgün et al. (2009)*). Ce comportement est celui attendu, compte tenu des changements de contraintes statiques. D'un autre côté, les essaims sont activés après un délai (de quelques jours à quelques mois), à de beaucoup plus grandes distances (jusqu'à 300km). La Figure 3.1 montre que trois tremblements de terre de la séquence de 1939—1999 ont débuté au niveau ou à proximité d'un essaim en extension (*Bariş et al. (2002)*, *Dewey (1976)*) :

- le séisme de 1943 a débuté à 280km à l'ouest de l'extrémité ouest de la rupture de l'évènement de 1942, au niveau de l'essaim de Çerkes, et a cassé vers l'est

- le tremblement de terre ayant eu lieu en 1944 a également nucléé dans la région de l'essaim de Çerkes
- l'avant-dernier évènement de la séquence, le séisme d'Izmit en 1999, s'est initié au niveau de l'essaim d'Izmit, à environ 50km de la terminaison ouest de la rupture précédente, qui a eu lieu en 1967.

Cette observation, combinée à l'activation des essaims par les séismes de 1999, montre que les deux systèmes, NAF et extension Egéenne, interagissent sismiquement.

Le déclenchement de la majorité des tremblements de terre de la grande séquence du 20^{ème} siècle peut être expliqué par une augmentation des contraintes statiques de Coulomb induite par le séisme précédent, combinée à une diffusion spatiale des répliques. Cependant, un séisme, celui de 1943, ne peut pas être expliqué de cette manière (*Dewey (1976), Toksöz et al. (1979), Scholz (1990), Barka (1996), Stein et al. (1997)*). En effet, son épocentre est trop éloigné de la rupture du séisme précédent pour que les changements de contraintes statiques puissent jouer un rôle dans le déclenchement de cet évènement. *Dewey (1976)* a remarqué que la région de l'essaim de Çerkes, où le séisme de 1943 a nucléé, était active avant et pendant la séquence d'évènements de 1939–1999. Il a aussi mis en exergue le fait que les épocentres des forts séismes ($M \geq 7$) tendent à se positionner dans des régions où l'activité sismique est importante, et que les ruptures de ces gros séismes se propagent vers les sections de la faille moins actives, faisant ainsi ressortir l'importance des régions connaissant une activité sismique non négligeable (les essaims) dans la nucléation des forts séismes. Une activation lointaine et avec délai de l'essaim de Çerkes après le tremblement de terre de 1942, qui a eu lieu 11 mois avant le séisme de 1943, pourrait expliquer à la fois le temps écoulé entre ces deux séismes et la localisation de l'évènement de 1943.

L'activation des essaims en extension par les séismes de 1999 est en adéquation avec l'analyse de mesures GPS post-Izmit (*Aktug et al. (2009), Ergintav et al. (2009), Hearn et al. (2009)*) montrant une accélération de l'extension nord-sud sur une grande région autour de la NAF due aux séismes d'Izmit et de Düzce.

3.2 Introduction

The North Anatolian Fault (NAF) defines the northern boundary of the Anatolian plate and localizes the differential motion between this plate and the Eurasian plate to the north (*Reilinger et al. (1997)*). In contrast, the strain of the Aegean extension occurs throughout a wide region from western Greece to western Turkey. To understand how these two systems interact, we look at the evolution of seismicity near the NAF since 1971, when a daily catalogue of seismicity, made by the Kandilli Observatory which established and operates the national seismic network, became available. We focus our attention on the section of the NAF which runs from west-central Anatolia to the entrance of the Aegean sea, because of the occurrence within this zone of two large earthquakes in 1999. The first one, the August 17, 1999 M_w 7.4 Izmit earthquake, ruptured the NAF over a length of 150km. Three months later, on November 12, 1999, its rupture was extended 40km eastward by the M_w 7.2 Düzce earthquake.

3.3 The extension clusters and the NAF

The Kandilli catalog that we use is composed of 27827 events between January 4, 1971 and February 28, 2008, over the studied region ($26 \leq \text{lon} \leq 34$ and $39.5 \leq \text{lat} \leq 42$). Its magnitude of completeness over this period is 2.8 (see Text A in auxiliary material for details). The errors on the events location are on average 4.3km (Appendix A). The evolution of seismic activity in space and time (Figure 3.1) shows the presence there of two types of activity : the mainshock-aftershocks sequences of the 1999 earthquakes and a few clusters of small events with near-continuous activity. These clusters are located near the cities of Izmit, Yalova, Çerkes and near the western edge of the Marmara sea. Three events out of the eight devastating earthquakes which have ruptured the NAF since 1939 nucleated near one of these clusters : the M_w 7.4 1999 Izmit earthquake nucleated near the long-recognized Izmit cluster (*Bariş et al. (2002)*), while both the M_w 7.6 1943 and the M_w 7.3 1944 earthquakes had their epicenters near the location of the Çerkes cluster (*Dewey (1976)*; *Barka (1996)*).

Although the extension nature of the cluster was not known at the time, its activity is already described by *Dewey (1976)* as a region experiencing a high level of moderate seismicity in the 1930's and 40's. This suggests the existence of a link between what we shall term the extension clusters and the NAF.

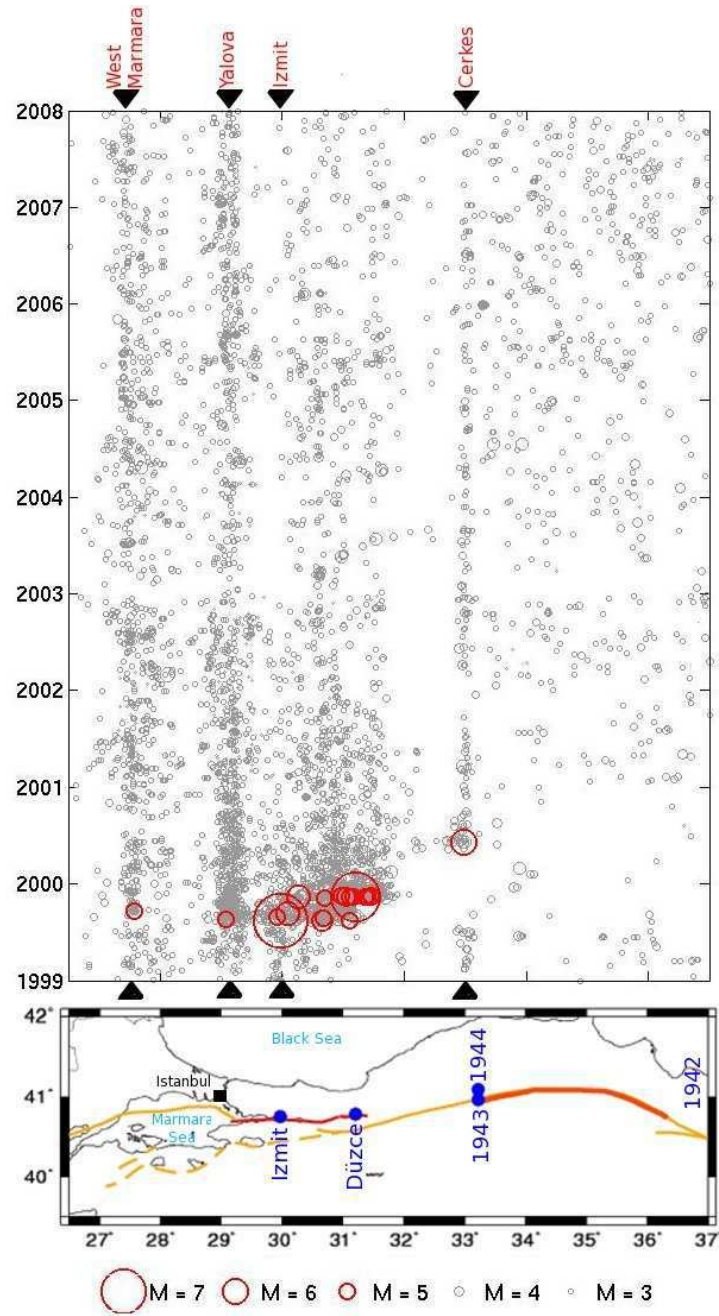


FIG. 3.1 – Seismic activity along and near the western and central sections of the NAF as a function of time and longitude with corresponding map. The major clusters (black triangles) and the epicenters of the largest earthquakes (blue) are identified. The main strand of the NAF is in yellow. The 1999 ruptures are in red. The 1943 rupture is in orange.

The seismicity of northwestern Turkey in the year following the Izmit earthquake is compared in Figure 3.2a to the seismicity of the previous 10 years. While the pre-Izmit

OBSERVATIONS : INTERACTIONS SISMIQUES ET DÉCLENCHEMENT
D'ACTIVITÉ SISMIQUE AVEC DÉLAI LE LONG DE LA FAILLE NORD
ANATOLIENNE (NAF) APRÈS LE SÉISME D'IZMIT (TURQUIE) EN 1999

seismicity is quite diffuse except for a nest of activity at the Izmit cluster, the post-Izmit seismicity is more organized. Although part of this organization results from the concentration of activity along or near the Izmit-Düzce rupture, there is also a concentration of the activity in the three clusters identified in Figure 3.1 and not directly associated with the rupture. The Yalova cluster is located just beyond the western end of the Izmit rupture (*Karabulut et al. (2002); Bulut and Aktar (2007)*). It extends for about 30km and has its main activity about 10km south of the NAF. The West Marmara cluster is located at the western edge of the Marmara sea, about 150km from the Izmit rupture and 300km from the Düzce rupture. It extends southward from the NAF for about 20km. The Çerkes cluster lies about 200km eastward from the Izmit rupture and 150km from the Düzce rupture.

While no event of magnitude ≥ 5 had occurred in the region in the 10 years preceding the Izmit earthquake, one event of this magnitude occurred in each cluster in the following year (Figure 3.2b). The mechanisms of these events (*Aktar and Örgülü (2001); Örgülü and Aktar (2001); Cakir and Akoglu (2008)*) are predominantly normal faulting with N-S to NNE-SSW extension. The evolution of the number of events and of the seismic moment released in the three clusters since 1971 (Figure 3.3a) confirms that the clusters are strongly activated after the 1999 earthquakes. Remarkably, we see that this activation is not immediate but delayed in time relatively to the earthquakes (Figure 3.3b).

The Yalova activation begins slowly and only takes off 2 days after the Izmit earthquake (*Ozalaybey et al. (2002)*). The largest shock ($M_w 5.1$), which occurs in a stress shadow (Figure A.2) (*Cakir et al. (2003a)*), involves almost pure normal faulting on an east-west trending fault dipping to the north (Figure 3.2b) (*Örgülü and Aktar (2001)*). The smaller events have similar mechanisms (*Karabulut et al. (2002)*). The cluster is also activated, but more weakly, after the distant (150km) Düzce earthquake with a similar delay of about 2 days (*Daniel et al. (2006)*). Thus the cluster responds with the same delay to near and remote triggering.

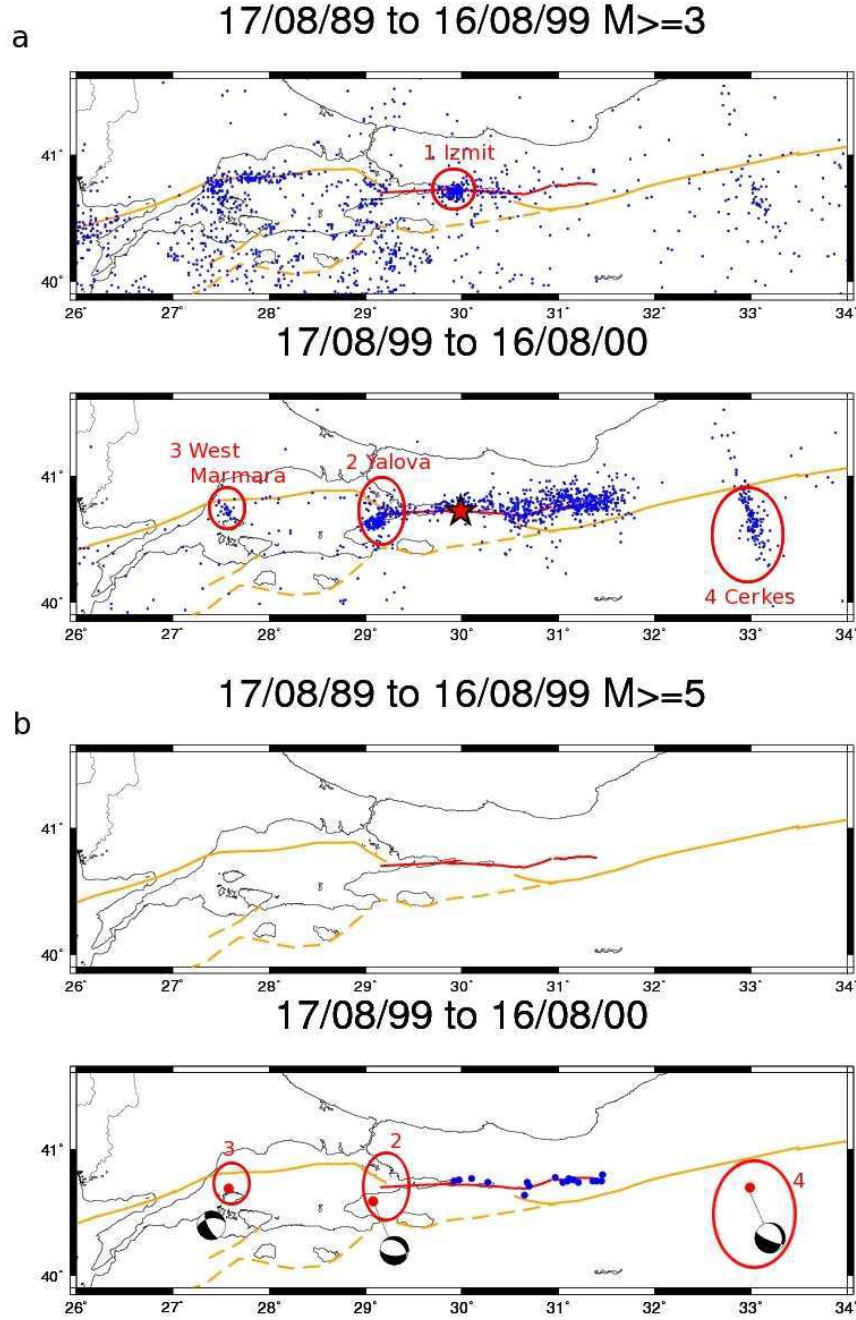


FIG. 3.2 – Comparison of the seismicity of northwestern Turkey in the year following the Izmit earthquake with the one of the 10 years before. (a) Events of $M \geq 3$. The 4 major extensional clusters are identified. The main strand of the NAF is in solid yellow, the secondary strands in dashed yellow. The 1999 ruptures are in red. The trace of the NAF in the Marmara sea is from *Le Pichon et al.* (2001). The red star is the Izmit epicenter. (b) Events of $M \geq 5$. Events near the Izmit-Düzce rupture are in blue, others in red.

OBSERVATIONS : INTERACTIONS SISMIQUES ET DÉCLENCHEMENT
D'ACTIVITÉ SISMIQUE AVEC DÉLAI LE LONG DE LA FAILLE NORD
ANATOLIENNE (NAF) APRÈS LE SÉISME D'IZMIT (TURQUIE) EN 1999

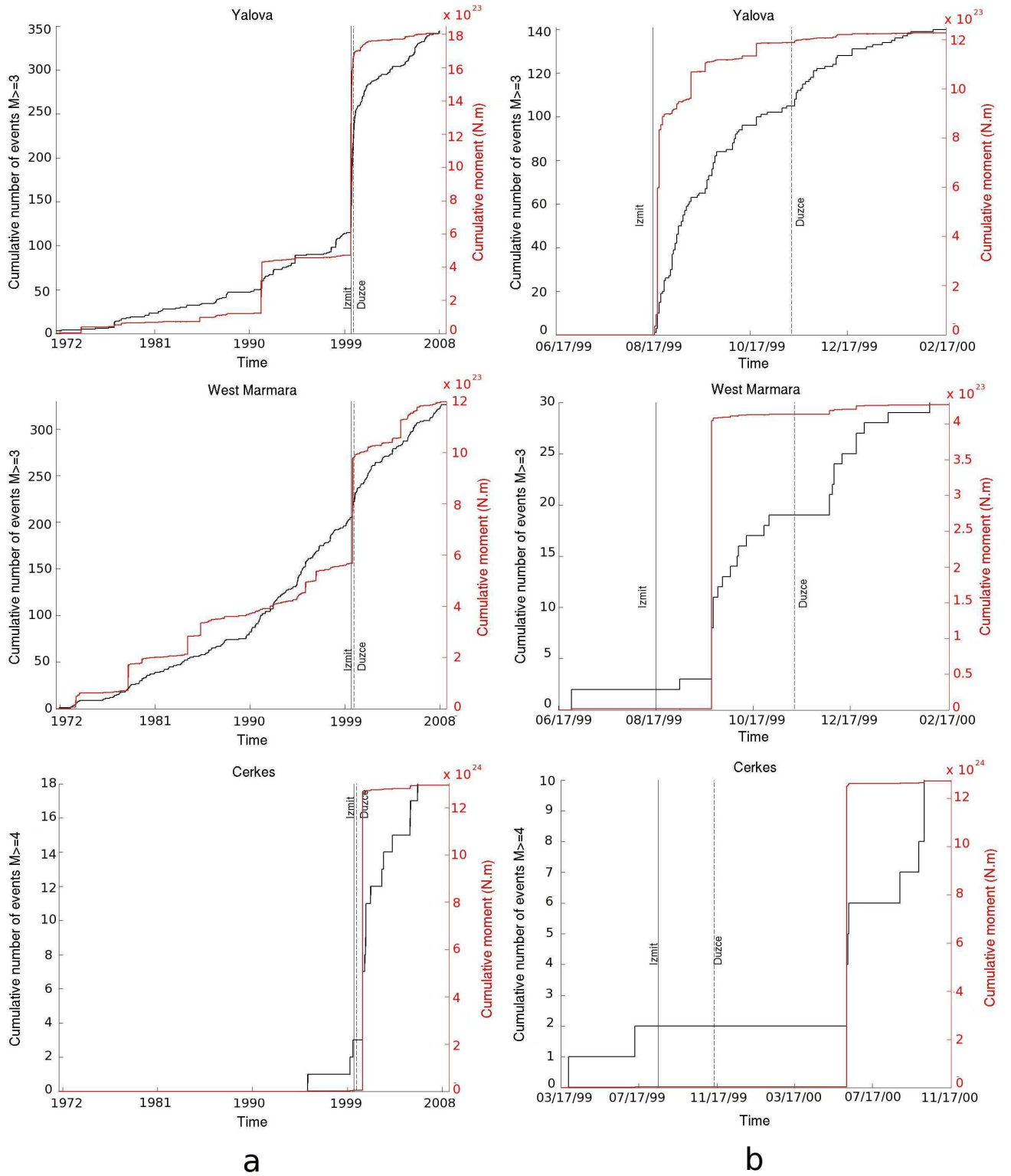


FIG. 3.3 – (a) Evolution of the number of events and of the seismic moment of the three clusters. (b) Corresponding zooms of the evolution. (For geographic locations see Table A.1 and see Figure A.1 for a closer zoom of the evolution of the Yalova cluster).

The seismicity of the West Marmara cluster shows a clear activation one month after the Izmit earthquake, and again, more weakly but with a similar delay, after the Düzce earthquake. The largest shock occurred 34 days after Izmit and displays a predominantly normal faulting mechanism with NNE-SSW extension (Figure 3.2b) (*Aktar and Örgülü* (2001)). The largest documented earthquake (M_w 6.4) in this area occurred in 1935 and has been interpreted as normal faulting on an east-west trending fault (*Nalbant et al.* (1998)).

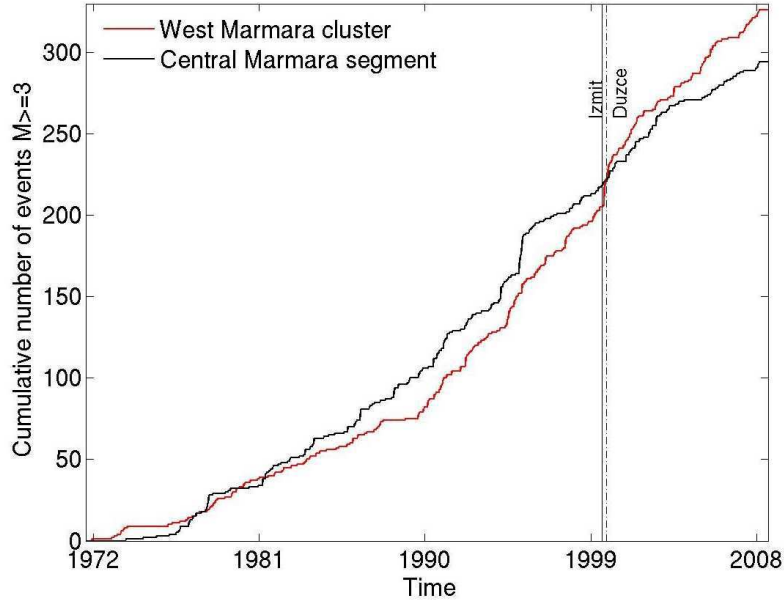


FIG. 3.4 – Comparison of the evolution of seismicity on the central Marmara segment of the NAF and in the West Marmara cluster.

The activation of the Çerkes cluster is the most delayed in time : It occurs nearly 10 months after Izmit and 7 months after Düzce. The recorded onset of activation begins with a M_w 6.0 earthquake, which is the only event of magnitude ≥ 5 to occur in the cluster in almost 50 years (since 1953) (*Dewey* (1976)). Its epicenter is located 25km from the NAF (*Taymaz* (2007); *Cakir and Akoglu* (2008)) and its mechanism (Figure 3.2b) (*Taymaz* (2007); *Cakir and Akoglu* (2008)) indicates normal faulting with NNE-SSW extension. Following the earthquake, the cluster becomes the seat of intense seismic activity (*Taymaz* (2007); *Cakir and Akoglu* (2008)).

3.4 Discussion

The deformation of northwestern Turkey is the result of the encounter of the westward extrusion of the Anatolian plate and the north-south extension of the Aegean domain. The nucleation of three of the large NAF earthquakes near extensional clusters (*Bariş et al. (2002); Dewey (1976)*) and the activation of these clusters after the 1999 earthquakes show that the two systems interact seismically. The two systems respond differently to stimulation. While aftershock activity on the un-ruptured section of the NAF after the 1999 earthquakes is limited to short (~ 30 km long) segments adjacent to the rupture (*Ozalaybey et al. (2002); Karabulut et al. (2002); Bulut and Aktar (2007); Görgün et al. (2009)*), as expected from static stress changes, activation of the clusters after the two earthquakes occurs at much larger distance (up to ~ 300 km). This is well illustrated when comparing the activities of the West Marmara cluster and of the NAF segment in the central Marmara sea (Figure 3.4). Although the latter is closer to the Izmit rupture than the former, its seismicity rate seems unaffected by the earthquake. The higher sensibility of extension zones than strike-slip faults to distant earthquakes is consistent with observations elsewhere. Remote triggerings by the Landers, Hector Mine, and Denali earthquakes are uniquely restricted to extensional areas (*Hill et al. (1993); Gomberg (1996); Gomberg et al. (2001); Hill and Prejean (2007)*). The Landers case is particularly instructive : although the earthquake widely triggered normal-faulting activity hundreds of kilometers away, no significant increase of seismicity was detected on the San Andreas fault, located only ~ 40 km away from the rupture (*Hill et al. (1993)*) in spite of a static rate increase (*Harris and Simpson (1992)*). The seismicity rate increase observed in Greece by *Brodsky et al. (2000)* following the Izmit earthquake also shows that extensional seismicity, which is prevalent there, is sensitive to distant stimulation.

The NAF and the clusters also respond differently in time to stimulation. While the aftershock activity on the two segments of the NAF lying just beyond the ends of rupture begins immediately after the earthquake and then decays rapidly with time (*Orgülü and Aktar (2001); Ozalaybey et al. (2002)*), the activation of the clusters is not immediate but delayed in time. This delayed response differs from almost all other reported observations of remote triggering, which show an activation either synchronized with the passage of the seismic waves or occurring soon after. All reported observations of immediate triggering, however, are restricted to small events (*Gomberg et al. (2001); Hill and Prejean (2007)*). Larger events ($M \geq 2.5$) generally occur after some delay. For instance, the

largest event remotely triggered by the Denali earthquake occurred 5 days later (*Pankow et al.* (2004)). The existence and possible widespread of long-delayed triggering has been recently suggested (*Brodsky* (2009)). The difficulty to link distant events when they occur weeks or months apart may have prevented its earlier recognition (*Hill and Prejean* (2007)).

The long-range delayed activation of the clusters by the large earthquakes of the NAF sheds some light on the key problem in the mechanics of the 1939-1999 sequence (*Dewey* (1976); *Toksöz et al.* (1979); *Scholz* (1990); *Barka* (1996); *Stein et al.* (1997)) : Why did the *Mw* 7.6 1943 earthquake nucleate so far (280km, Figure 3.1) from the termination of the previous rupture? *Stein et al.* (1997) have shown that the westward migration of earthquakes along the NAF is well explained by Coulomb stress except for this event. As the 1943 epicenter was near the Çerkes cluster (Figure 3.1), a delayed remote activation of the cluster by the 1942 earthquake which had occurred 11 months earlier (the post-Izmit activation occurred after 10 months) would help explain both the location and timing of the 1943 nucleation.

The activation of the extension clusters by the 1999 earthquakes is remarkably consistent with recent analyses of post-Izmit GPS measurements (*Aktug et al.* (2009); *Ergintav et al.* (2009); *Hearn et al.* (2009)) which show that, unexpectedly, the earthquakes accelerated the rate of north-south extension over a broad region surrounding the NAF. This extension is particularly large around Yalova (*Hearn et al.* (2009)) and West Marmara (*Aktug et al.* (2009)). The long duration of the seismic activation observed here also concords with the GPS-inferred extension which continues for several years after the earthquakes. These GPS measurements suggest that the activation of the extension is not restricted to the brittle seismogenic crust. The observed delay thus becomes logical as it corresponds to the response of the brittle crust to a deeper process.

3.5 De nouvelles observations

Généralement, l'augmentation du taux de sismicité à grande distance par un tremblement de terre est expliquée par les variations de contraintes dynamiques induites par le passage des ondes. Cependant, de nouvelles observations en Turquie suggèrent qu'un autre mécanisme, profond et de longue durée, joue un rôle dans l'activation des essaims

OBSERVATIONS : INTERACTIONS SISMIQUES ET DÉCLENCHEMENT
D'ACTIVITÉ SISMIQUE AVEC DÉLAI LE LONG DE LA FAILLE NORD
ANATOLIENNE (NAF) APRÈS LE SÉISME D'IZMIT (TURQUIE) EN 1999

en extension par les séismes d'Izmit et de Düzce.

Des études récentes ont analysé sept ans de mesures GPS de déformation post-sismique, depuis la séquence d'Izmit-Düzce en 1999 jusqu'en 2006 (*Aktug et al.* (2009); *Ergintav et al.* (2009); *Hearn et al.* (2009)). La déformation intersismique est connue dans le voisinage de la NAF, ce qui permet de s'en affranchir. La station GPS d'Ankara (ANKR), située à 200km au sud-est de la rupture du séisme d'Izmit, présente un signal particulièrement intéressant. La Figure 3.5b montre la composante est-ouest du mouvement de cette station par rapport à la plaque Eurasie depuis le milieu des années 90. Sur cette figure, le déplacement intersismique estimé par *Reilinger et al.* (2006) a été supprimé, pour ne conserver que la perturbation due aux séismes d'Izmit et de Düzce (*Ergintav et al.* (2009)). Au moment du séisme d'Izmit, on observe un changement de pente, qui traduit une augmentation de 3mm/an de la vitesse de déplacement de la station vers l'ouest (*Aktug et al.* (2009); *Ergintav et al.* (2009), Figure 3.5). Cette modification de la vitesse de déplacement de la station reflète un changement de vitesse de cette région de la plaque anatolienne par rapport à la plaque Eurasie : cette zone de la plaque se déplace plus rapidement vers l'ouest. De plus, cette accélération perdure pendant au moins sept ans.

Les déformations post-sismiques pendant l'année qui suit la séquence sismique de 1999 sont contrôlées par du glissement frictionnel -appelé afterslip- sur les failles qui ont rompu (*Bürgmann et al.* (2002); *Cakir et al.* (2003a); *Ergintav et al.* (2009); *Hearn et al.* (2002, 2009)). Cet afterslip est dû au fait que le glissement cosismique n'est pas uniforme sur le plan de faille (*Mai* (2008)) : certaines zones de la faille ont moins glissé que d'autres, et ont été chargées cosismiquement. L'afterslip correspond à du glissement sur ces zones. Cependant, ce mécanisme n'est pas suffisant pour expliquer les déformations post-sismiques plus d'un an après les séismes. Ces déformations à long-terme se manifestent par une accélération du déplacement de la station ANKR vers l'ouest, mais également par une augmentation du déplacement vers l'est de stations situées au sud-ouest de la mer de Marmara (*Ergintav et al.* (2009)).

Ces déformations à long-terme nécessitent de faire appel à un processus profond, qui a une grande durée. *Ergintav et al.* (2009) et *Hearn et al.* (2009) proposent plusieurs processus faisant intervenir :

- de l'afterslip en profondeur, sous les ruptures des séismes de 1999
- la relaxation viscoélastique de la croûte inférieure ou du manteau supérieur

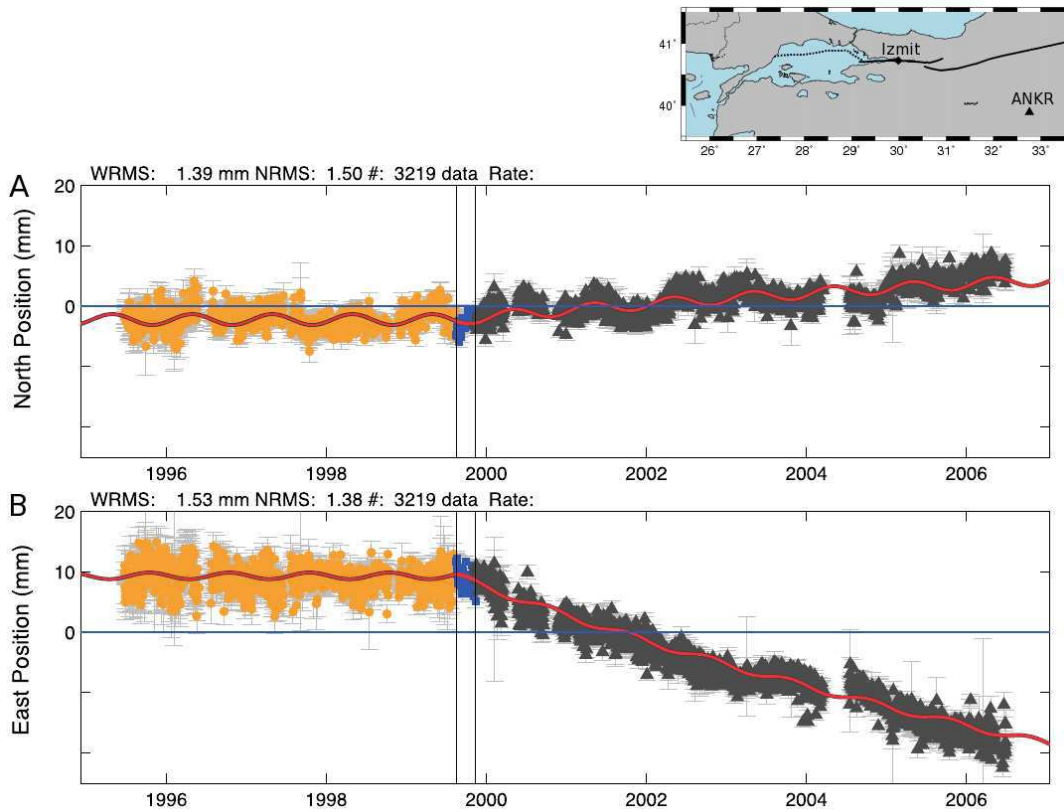


FIG. 3.5 – *Ergintav et al.* (2009) : Séries temporelles du déplacement enregistrées à la station GPS d’Ankara (triangle noir sur la carte). Le déplacement est par rapport à l’Eurasie fixe. Les offsets inter-sismique et cosismique ont été supprimés. Les symboles sont en bleus après le séisme d’Izmit et en gris après le séisme de Düzce. a) Composante nord-sud. b) Composante est-ouest.

- une combinaison des deux points précédents.

Ces processus ont été précédemment proposés pour expliquer la déformation post-sismique de longue durée observée après le séisme de Denali (Alaska) en 2002. Ainsi, *Johnson et al.* (2008) avaient avancé l’hypothèse que du glissement résiduel sur la faille et la relaxation viscoélastique du manteau supérieur expliquaient cette longue déformation. *Freed et al.* (2006), quant à eux, expliquaient cette observation par du glissement résiduel sur la faille, la relaxation viscoélastique de la croûte inférieure -ou un glissement asismique dans la zone de faille-, le rebond poroélastique, et la relaxation viscoélastique du manteau supérieur. Dans tous les cas, le glissement résiduel et la relaxation viscoélastique du manteau -ou de la croûte inférieure- seuls ne suffisent pas à expliquer les déformations à long terme qui ont lieu après les séismes d’Izmit et de Düzce. Pour l’instant, aucun mécanisme expliquant ces observations n’a été découvert.

OBSERVATIONS : INTERACTIONS SISMIQUES ET DÉCLENCHEMENT D'ACTIVITÉ SISMIQUE AVEC DÉLAI LE LONG DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE (NAF) APRÈS LE SÉISME D'IZMIT (TURQUIE) EN 1999

L'essai de Çerkes est situé autour de la NAF à 200km à l'est de la rupture du séisme d'Izmit, au nord de la station GPS d'Ankara. Les observations effectuées sur les signaux enregistrés à cette station montrent que cette zone de la plaque se déforme de manière linéaire pendant au moins sept ans après la séquence sismique de 1999. La déformation a tendance à se localiser au niveau des zones de faiblesse. L'essai de Çerkes, composé en majorité de failles normales, constitue une telle zone de faiblesse. Nous pouvons donc faire l'hypothèse qu'une partie de la déformation de cette région de la plaque s'est accumulée au niveau de cet essai. Ainsi, l'accumulation progressive et linéaire de la déformation aurait abouti à une activation de la sismicité, onze mois après le séisme d'Izmit. Cette augmentation linéaire de la déformation sur une longue période peut également expliquer les deux mois de délai entre l'occurrence du séisme d'Izmit et l'augmentation de la sismicité dans l'essai Ouest Marmara situé à 150km à l'ouest d'Izmit.

Les mesures GPS rapportées par *Aktug et al.* (2009), *Ergintav et al.* (2009) et *Hearn et al.* (2009) permettent d'observer directement le processus de déformation qui s'installe après la séquence sismique d'Izmit-Düzce.

Chapitre 4

Mécanisme : Changements de contraintes statiques et dynamiques après le séisme d'Izmit

Le contenu de ce chapitre a été publié dans le "Journal of Geophysical Research" en mars 2013 ("Link between Coulomb stress changes and seismic activation in the eastern Marmara sea after the 1999, Izmit (Turkey), earthquake", *Durand, Bouchon, Karabulut, Marsan and Schmittbuhl*). L'article est repris dans son intégralité, dans la langue de publication (anglais). Un résumé est donné en préambule.

4.1 Résumé

Dans le Chapitre 1, nous avons vu que les changements du champ de contraintes après un tremblement de terre peuvent affecter la sismicité proche ou lointaine, et modifier les temps d'occurrence des séismes dans la région. Dans les chapitres précédents, nous avons remarqué que sur la NAF, l'augmentation des contraintes statiques sur les segments voisins combinée à l'excitation dynamique d'essaims en extension à de grandes distances explique la migration des grandes ruptures le long de cette frontière de plaque. Cependant, les mécanismes régissant ces déclenchements sont encore incompris. Il est donc nécessaire de recueillir davantage d'observations détaillées de ces interactions. Le but de l'étude présentée dans ce chapitre est d'ajouter des observations basées sur la surveillance à long terme de l'est de la mer de Marmara, et d'essayer de séparer le rôle des contraintes statiques de celui des contraintes dynamiques. Cette région est d'un grand

intérêt, car il est possible qu'elle soit le lieu du prochain fort séisme dans le prolongement de la séquence de 1939-1999.

Pour cette étude, nous utilisons deux catalogues :

- un catalogue relocalisé, sur la période du 17/08/1999 au 05/11/1999
- le catalogue de KOERI qui englobe la période d'observation, de 1989 à 2009.

Comme nous l'avons constaté dans le chapitre 2, l'activité après le séisme d'Izmit est répartie sur quatre zones (Figure 2.9). Deux de ces zones présentent un mécanisme en décrochement : la section des Îles aux Princes sur la branche principale en mer de Marmara, et la section de Gemlik sur la branche médiane de la NAF. Les deux autres ont un mécanisme en extension. Ce sont les essaims de Tuzla et de Yalova. Nous ne considérons que les séismes de $M \geq 2.8$ pour les essaims de Yalova et de Tuzla, et $M \geq 3.0$ pour les événements en décrochement.

Ensuite, pour chaque région activée par le séisme d'Izmit, nous calculons les contraintes de Coulomb complètes. C'est-à-dire les contraintes statiques et les contraintes dynamiques. Nous nous intéressons également aux variations spatiales de ces contraintes. Pour cela, nous séparons les différents régimes tectoniques de la région en six zones, en fonction des failles connues. Dans chaque zone, pour le calcul des contraintes, nous considérons l'orientation et le mécanisme de la faille prédominante associée à la sismicité. Puis nous calculons les contraintes de Coulomb sur une grille de points espacés de 5km, à une profondeur de 10km (profondeur moyenne des essaims).

Un jour après le séisme d'Izmit, les événements les plus forts sont concentrés sur les branches de la NAF, soient les sections des Îles aux Princes et de Gemlik, où les contraintes dynamiques sont élevées. A plus long terme, la sismicité qui perdure est associée aux zones en extension. L'importante activation observée sur l'essaim de Tuzla est liée à la forte augmentation de la contrainte statique, à la différence de la section des Îles aux Princes, où la contrainte statique est faible et où l'activité sismique a quasiment disparu. La plus grande accélération de la sismicité dans les semaines ou mois suivant le séisme d'Izmit est visible sur l'essaim de Yalova. Cet essaim se trouve dans une zone où la contrainte statique a été diminuée. Par conséquent, on s'attend plutôt à ce que l'activité soit réduite. Cependant, la région de Yalova est connue pour ses sources géothermales (*Eisenlohr (1997)*). Ce qui laisse supposer une circulation de fluides dans une zone très fracturée. La région étant mise sous compression, la contrainte normale est augmentée, et devrait donc augmenter la friction, rendant la rupture plus difficile. Néanmoins, en

raison de la présence de fluides, la grande compression supportée par cette région permet l'augmentation à long terme de la sismicité.

L'observation de l'activité sismique et des changements de contraintes de Coulomb dans l'est de la mer de Marmara après le séisme d'Izmit nous conduit à des constatations simples :

- les évènements en décrochement, situés sur deux segments de la NAF soumis à de fortes contraintes dynamiques, sont activés immédiatement après l'occurrence du choc principal. Cette activation semble donc être déclenchée par les contraintes dynamiques.
- l'activité des zones en décrochement diminue très rapidement. Ceci est probablement dû à la courte durée de l'excitation dynamique par rapport à l'état statique, avec des changements de contraintes statiques faibles ou négatifs.
- l'activation des évènements en extension s'effectue par la déformation statique de la croûte remplie de fluides. Ces déformations peuvent être le résultat d'un changement de contrainte ou de pression.
- l'activité des zones en extension met plusieurs jours à se mettre en place après le choc principal. L'implication des fluides dans le processus d'activation peut expliquer ce délai. Cependant, il faut garder à l'esprit que nous n'avons pas accès aux petits évènements, de magnitude $M < 2.8$, le catalogue utilisé n'étant pas complet en-dessous de cette magnitude. Par conséquent, nous pouvons seulement dire que la sismicité la plus importante est activée avec un délai.
- une fois activée, la sismicité en extension dure longtemps : plus de dix ans après le séisme d'Izmit, les essaims de Tuzla et Yalova sont encore actifs.

Ces observations montrent qu'il existe une grande variété de mécanismes de déclenchement d'activité sismique.

4.2 Introduction

It is now well established that stress changes induced by large earthquakes can affect seismicity at close and far distances [*Das and Scholz* (1981); *Stein and Lisowski* (1983); *Reasenber and Simpson* (1992); *Hill et al.* (1993); *Anderson et al.* (1994); *Bodin and Gomberg* (1994); *King et al.* (1994); *Harris* (1998); *Brodsky et al.* (2000); *Gomberg et al.*

(2001, 2004); *Marsan and Bean* (2003); *Prejean et al.* (2004); *Steacy et al.* (2005); *Daniel et al.* (2006); *Hill and Prejean* (2007)] and may trigger or modify the timing of future earthquakes in the region [*Harris and Simpson* (1992); *Stein et al.* (1992); *Stein* (1999); *Nalbant et al.* (1998); *Toda et al.* (1998); *Cocco et al.* (2000)]. On the North Anatolian Fault (NAF), a combination of static Coulomb stress increases on neighboring fault segments [*Stein et al.* (1997)] and long-range dynamic stress excitation of extensional seismic clusters [*Durand et al.* (2010)] explains the migration of large ruptures along this major plate boundary [*Toksöz et al.* (1979)]. However, an understanding of the deformation mechanisms which are set in action by permanent or transient stress changes is lacking and requires more detailed observations. The aim of this study is to add a set of observations based on the long-term monitoring of seismicity in the eastern Marmara sea, a region which was strongly shaken by the 1999 Mw 7.6 Izmit earthquake. This region is of particular interest because of the possible nucleation there of the next large earthquake in the NAF sequence.

Previous calculations of static stress increase on faults in this region after the Izmit earthquake have been performed by *Parsons et al.* (2000) to infer probabilistic seismic risk for Istanbul and by *Cakir et al.* (2003a). In the present study we investigate the link between stress and seismicity changes and we try to separate the roles of static and dynamic stimulations.

4.3 Faults and Seismicity in the Region

The Izmit earthquake occurred on August 17, 1999 and ruptured the east-west running North Anatolian Fault bilaterally over a length of about 150km [*Barka et al.* (2002); *Cakir et al.* (2003b)]. Nearly three months later, on November 12, the Mw 7.2 Düzce earthquake extended the rupture 40km eastward. To the west, the rupture ended in the Cinarcik basin, where the main branch of the NAF abruptly changes direction and is referred to as the Main Marmara Fault (MMF) [*Le Pichon et al.* (2001)]. The seismic activity in the eastern Marmara sea following the earthquake is depicted in Figure 4.1a. This figure displays seismic events which occurred between August 17 and November 5, 1999 when many seismic stations were deployed in the region [*Karabulut et al.* (2011)]. We shall use the corresponding relocated catalog for this period and the catalog of Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) (Figure 4.1b) for the decade before and after the earthquake to study the evolution of activity in the region and to investigate its relation to stress changes. Besides the concentration of seismicity along

the earthquake rupture, the post-Izmit activity clusters in a few areas : The Prince's Islands zone of the MMF, the area off the Tuzla peninsula just north of the termination of the Izmit rupture, the Yalova region to the southwest of the rupture termination, and, further south, the Gemlik region around the Middle Branch of the NAF. This activity takes place in two major types of seismic events : Strike-slip events which are associated with the NAF system, and normal faulting events associated with the aegean extension (see Supplementary Figure B.1).

A cut-off magnitude is utilized to select the earthquakes used in the following analysis. We selected $M \geq 2.8$ for the Tuzla and Yalova areas, and $M \geq 3.0$ for the Prince's Islands and Gemlik zones. These cut-off magnitudes were chosen after computing the frequency-magnitude curves for each zone, and making sure that it follows a Gutenberg-Richter law for $M \geq M_c$ (see Supplementary Text B for details). Except for Prince's Islands, where the limited number of earthquakes (only 31 events of magnitude above or equal to 3.0) prevented us to do so, we observed no significant deviation from a Gutenberg-Richter law down to cut-off magnitude, for separate time intervals (01/01/1989-08/16/1999, 08/17/1999-12/31/2001, 01/01/2002-08/17/2009) for each zone (see Supplementary Text B).

4.4 Observations

4.4.1 Prince's Islands

The Prince's Islands cluster is located on the Main Marmara Fault, the continuation of the main branch of the NAF in the Marmara sea (Figure 4.1). Only the relocated data are used here, since the unrelocated (Kandilli) catalog does not allow to select earthquakes in this case (see Figure 4.1). As a consequence, we could not estimate the rate of earthquakes in this cluster prior to the Izmit mainshock. The evolution of seismic activity in this cluster is shown in Figure 4.2a.

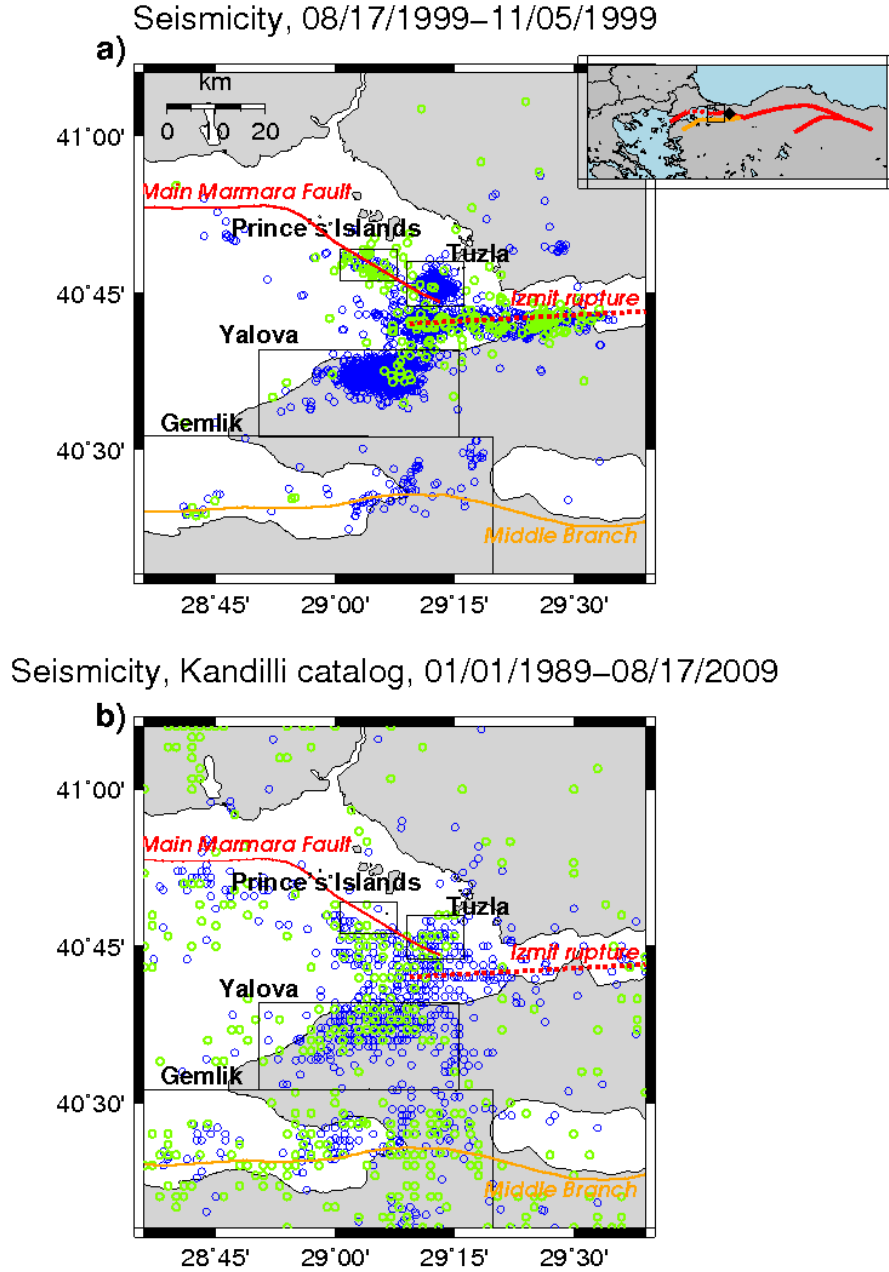


FIG. 4.1 – Maps of seismic activity in the eastern Marmara Sea. The inset shows the location of the studied area (square) and of the Izmit earthquake epicenter (diamond). The Main branch of the NAF is in red (Izmit rupture in dotted line, Main Marmara Fault in continuous line). The less active Middle Branch of the NAF is in yellow. The boxes show the extent of the zones over which the cumulative numbers of events are displayed. a) Relocated catalog (used to plot the cumulative number of events in the Princes Islands zone) from 08/17/1999 to 11/05/1999, without any condition on magnitude. Events during the day following the Izmit earthquake are in green. b) KOERI catalog (used for the Tuzla, Yalova and Gemlik areas) over the period from 1989 to 2009, for the events of magnitude ≥ 2.8 . Events during the 10 years preceding the Izmit earthquake are in green. The scale is the same for the two maps.

It is characterized by a strong immediate activation followed by a rapid extinction of the activity : the parameter p of the Omori law is equal to 2, which is higher than the usual value. Indeed, some of the largest early aftershocks of the earthquake occurred in this cluster [Orgülü and Aktar (2001); Ozalaybey *et al.* (2002)]. These events have almost pure strike-slip mechanism with a nodal plane oriented along the fault direction [Orgülü and Aktar (2001); Ozalaybey *et al.* (2002)]. The Coulomb stress produced by the earthquake on the MMF at the center of this cluster and near its medium depth of 10km (Table 4.1) is shown in Figure 4.2b. The stress is calculated using the fault model inferred for the earthquake [Bouchon *et al.* (2002)] and the discrete wavenumber method [Bouchon (1981); Cotton and Coutant (1997)] (see Supplementary Text B for comparison with the computation of the stress for a simple rectangular source).

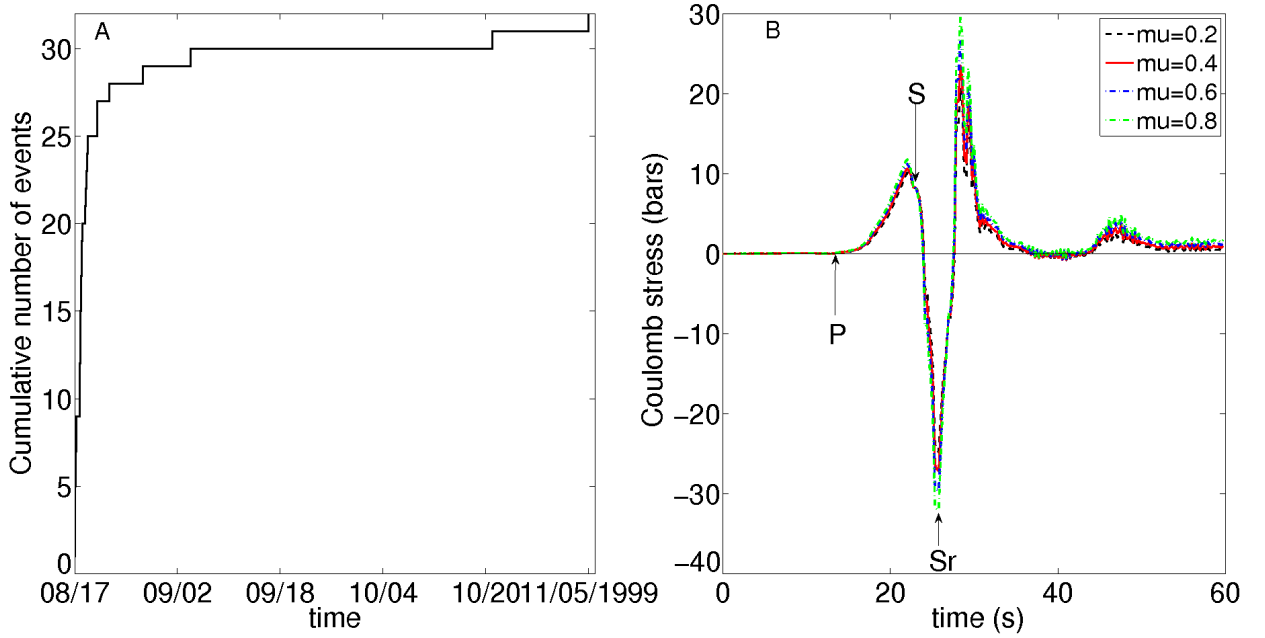


FIG. 4.2 – a) Cumulative number of events on the Princes Islands segment of the Main Marmara Fault from August 17 to November 5, 1999, using the relocated catalog. The Omori-Utsu law, with a parameter $p=2$, is superimposed in red. b) Coulomb stress calculated in the middle of this segment (for the receiver coordinates and configuration, see Table 4.1) as a function of time since the start of the rupture. Four different friction coefficients are considered ($\mu = 0.2$, $\mu = 0.4$, $\mu = 0.6$, $\mu = 0.8$). Theoretical arrival times of P and S waves are indicated. Sr is the S wave associated with the rupture front.

A friction coefficient of 0.6, consistent with laboratory experiments [Scholz (1998)], is assumed. Other values (0.2 to 0.8) were also tested. The influence of this coefficient is very limited (Figure 4.2b). The x-axis represents the time from the nucleation of the

TAB. 4.1 – Parameters used for the stress calculation in each cluster. Strike is given from north.

Cluster name	lon (deg.)	lat (deg.)	depth (km)	strike (deg.)	dip (deg.)	rake (deg.)
Princes Islands	29.07	40.79	10	113	90	0
Gemlik	29.16	40.43	10	90	90	0
Yalova	29.10	40.63	10	300	60	90
Tuzla	29.19	40.76	10	155	70	90

Izmit earthquake. While the static Coulomb stress increase is relatively small (a little over 1 bar), the positive peak of the dynamic Coulomb stress reaches about 28 bars, a value typical of what is often observed for earthquake stress drops. In view of Figures 4.2a,b, we interpret the immediate and strong activation of this short segment of the NAF as triggered by the high dynamic stress pulse radiated by the earthquake. Likewise, we attribute its rapid extinction to the low level of the permanent Coulomb stress increase. These observations support the view that static stress changes and transient deformations have different timescales as it has been proposed [*Marsan and Bean (2003); Voisin et al. (2004)*].

4.4.2 Gemlik (Middle branch)

Seismicity on and around the Middle Branch of the NAF is clearly activated by the Izmit earthquake near the place where the Middle Branch enters the Marmara sea (Figure 4.1). The length of the fault segment which is activated is relatively long and extends over about 50km. Background seismic activity in the region shows that this zone encompasses both strike-slip and normal faulting events [*Karabulut et al. (2011)*]. Normal faulting events dominate onshore, whereas strike-slip events tend to occur offshore. The activation is immediate offshore where the strike-slip regime dominates, while it takes a few days to develop onshore, reaching its peak there about a week after the earthquake (Figure 4.1a). The activation lasts for several months and is followed by an almost total extinction which lasts for nearly two years (Figure 4.3a).

We compute the rate of background earthquakes prior to and posterior to the Izmit earthquake. Background earthquakes are those events that remain after declustering, so that their rate can directly be interpreted as a forcing rate alone in the absence of any earthquake interactions. We here compute the background rate using the simple approach of *Hainzl et al. (2006)*, which is appropriate at these long time scales. For the

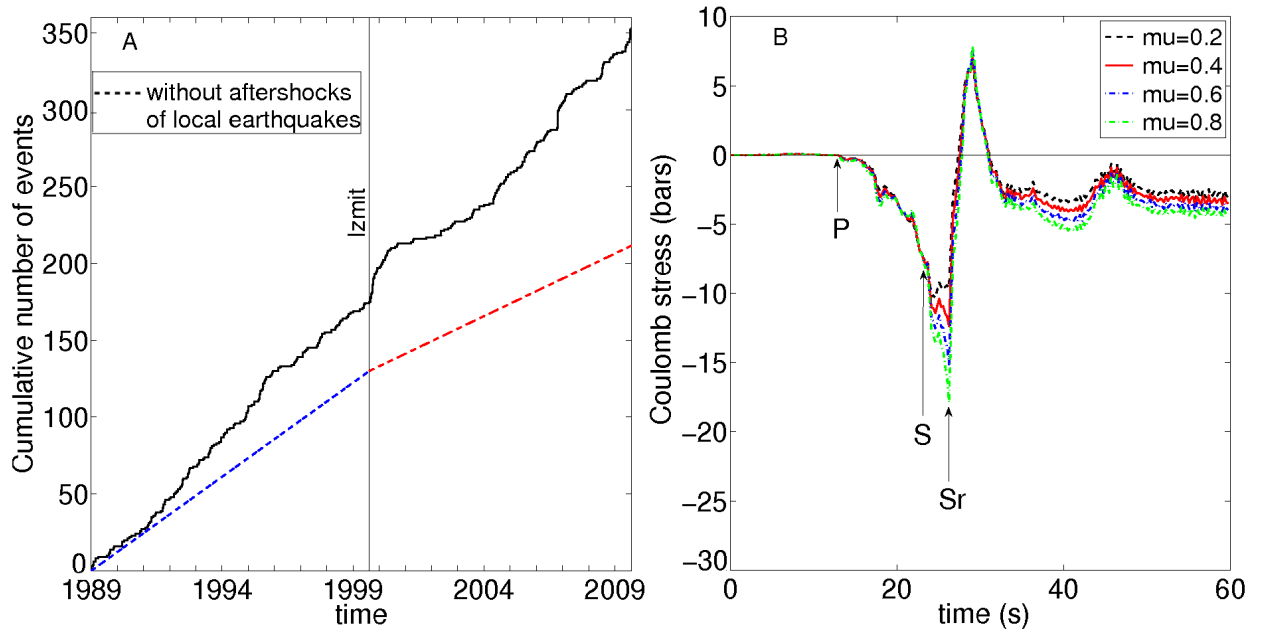


FIG. 4.3 – a) Cumulative number of events in the Gemlik region for the decade before and the decade after the earthquake. The blue and red lines represent the rate of background earthquakes once the seismicity generated by the earthquakes within the cluster is removed. The blue line gives us the seismicity rate due to the tectonic loading, before the Izmit earthquake. The red one includes the tectonic loading and the influence of the Izmit earthquake. The jump in the cumulative number during the year 2007 is due to a $M=5.2$ earthquake. We consider only the events of magnitude larger than 3. b) Coulomb stress calculated in the middle of the Gemlik cluster (for the receiver coordinates and configuration, see Table 4.1) for four different friction coefficients ($\mu = 0.2$, $\mu = 0.4$, $\mu = 0.6$, $\mu = 0.8$). As in Figure 4.2b, arrival times of P and S waves are indicated.

Gemlik area, the background rate after the Izmit earthquake (0.0070 events per day) is nearly three times smaller than the one before (0.0130 events per day).

The Coulomb stress calculated for a fault orientation and mechanism representative of the Middle Branch of the NAF (Table 4.1, Figure 4.3b) reaches a positive dynamic value of about 8 bars but has a negative static value of 4 ± 0.5 bars (depending on the value of the friction coefficient). Nearly similar values are obtained for the normal faulting events geometry. Thus, like what is observed on the Prince's Islands segment of the MMF, the dynamic stress seems to control the seismicity at short time range (immediate activation), whereas the static stress could control its long time range evolution (decrease of seismic rate and seismicity shadow). The migration of seismicity from offshore to onshore after a few days suggests a rapid decrease of the strike-slip activity, as observed along the MMF, and a slow decrease of normal-fault activity. The emergence of quiescence after a period of triggered activity has been observed elsewhere [Marsan and Bean (2003); Ma et al.

(2005); *Marsan and Nalbant* (2005); *Daniel et al.* (2008)]. Like in the present case, these observations show short term triggering followed by long term quiescence, suggesting the existence of two distinct interaction regimes, a first one caused by the destabilisation of active faults by travelling seismic waves, and a second one due to the remaining static stress perturbation [*Marsan and Nalbant* (2005)].

4.4.3 Tuzla cluster

This cluster is of particular interest because it lays near the junction of the Izmit rupture with the Main Marmara Fault. If static Coulomb stress increase alone were to determine the nucleation site of the next large earthquake on the NAF, it is logically where it would happen. Most of the events in this cluster have normal faulting mechanisms and are located between depths of 5 and 10km [*Karabulut et al.* (2002)]. The evolution of seismicity (Figure 4.4a) shows a strong activation following the Izmit earthquake. Like for the normal faulting events around the Middle Branch of the NAF, this activation was not immediate but built up slowly over several days and reached its peak about a week after the earthquake [*Durand et al.* (2010)]. This slow onset suggests that fluids could be responsible of the activation of seismicity. This activation does not appear limited in time, as 10 years after the earthquake the background activity (0.0064 events per day) is still higher than what it was before (0.0017 events per day). The normal faults in this area underwent a peak dynamic Coulomb stress of about 30 bars during the earthquake and have had a permanent Coulomb stress increase of nearly 9 ± 2 bars ever since (Figure 4.4b), depending on the value of the friction coefficient.

4.4.4 Yalova cluster

This cluster is a long-recognized nest of seismicity located southwest of the termination of the Izmit rupture. It covers an area about 20km across which is well known for its geothermal springs. It was strongly activated by the Izmit earthquake and is made up of normal faulting events on north-dipping east-west trending faults [*Karabulut et al.* (2002); *Ozalaybey et al.* (2002); *Bulut and Aktar* (2007)]. Like for the other normal faulting events in the region, the seismic activity was not immediate but built up slowly over a few days [*Daniel et al.* (2006); *Durand et al.* (2010)]. As shown in Figure 4.5a, 10 years after the earthquake, the background rate (0.0250 events per day) is still considerably higher than what it was before (0.0061 events per day). The Coulomb calculation shows

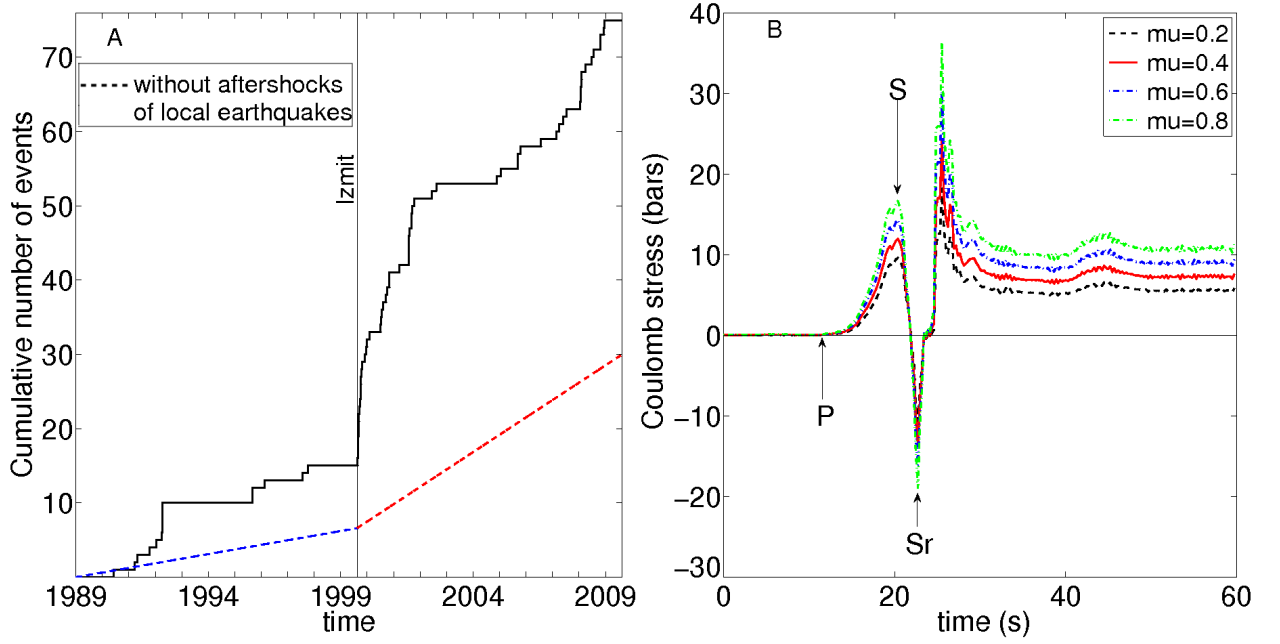


FIG. 4.4 – a) Cumulative number of events in the Tuzla cluster for the decade before and the decade after the earthquake. We consider the events of magnitude larger than 2.8. As in Figure 4.3a, the blue line represents the rate of background earthquakes due to the tectonic loading, and the red one includes the effect of the Izmit earthquake (the seismicity generated by the earthquakes within the cluster is removed). b) Coulomb stress calculated in the middle of the Tuzla cluster (for the receiver coordinates and configuration, see Table 4.1) for four different friction coefficients ($\mu = 0.2$, $\mu = 0.4$, $\mu = 0.6$, $\mu = 0.8$).

a large negative static value (-6 ± 1 bars) on the normal faults in the area (Figure 4.5b), while the positive peak of the dynamic stress is relatively small. Thus, the strong activation of long duration which is observed is not related to Coulomb stress. A calculation of the pressure produced by the earthquake at the center of the cluster (Figure 4.6), which is equal to the negative trace of the stress tensor, shows that the area underwent a permanent compression of about 11 bars. The reaction of the fluid-filled fractured area to this high pressure increase seems the logical mechanism of the activation.

4.5 Discussion

In order to gain more insight into the link between stress and seismicity, we calculate the spatial variation of the Coulomb stress in the eastern Marmara sea. To do so, we separate the different tectonic regimes of the region into 6 zones, which cover the areas

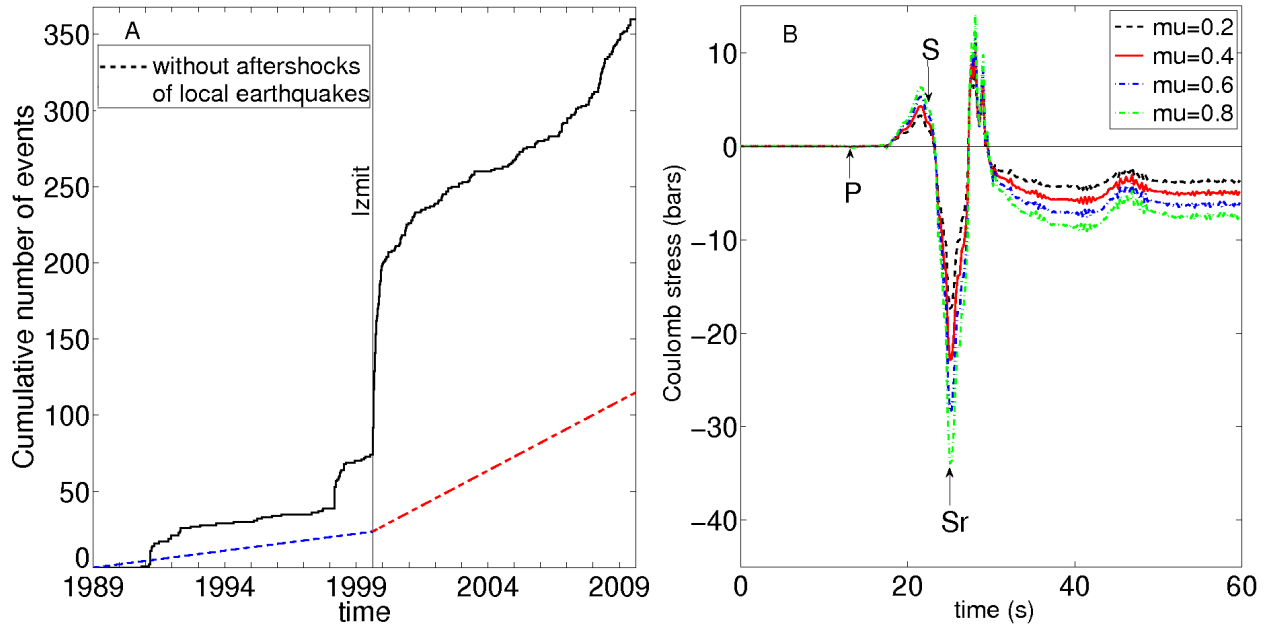


FIG. 4.5 – a) Cumulative number of events in the Yalova cluster for the decade before and the decade after the earthquake. We consider the events of magnitude larger than 2.8. As in Figures 4.3a and 4.4a, the blue line represents the rate of background earthquakes due to the tectonic loading, and the red one includes the effect of the Izmit earthquake (the seismicity generated by the earthquakes within the cluster is removed). b) Coulomb stress calculated in the middle of the Yalova cluster (for the receiver coordinates and configuration, see Table 4.1) for four different friction coefficients ($\mu = 0.2$, $\mu = 0.4$, $\mu = 0.6$, $\mu = 0.8$).

where known faults or seismic activity are present (Table 4.2). In each zone we consider the predominant fault orientation and mechanism associated with the seismicity and evaluate the corresponding Coulomb stress at a grid of points located at 5km interval and 10km depth. The resulting map of the positive peak of the dynamic Coulomb stress is presented in Figure 4.7. On this figure, we notice that some areas that presumably received high dynamic stress are not activated. We can explain this by the fact that in these zones, there is no fault likely to be activated. The seismicity which occurred in the day following the earthquake is superposed on the stress map. The largest events in the region on this day are associated with the two branches of the NAF : the Prince's Islands segment of the MMF, and the Gemlik Bay segment of the Middle Branch of the NAF. These events are located in areas where the dynamic Coulomb stress is particularly high. On the Middle Branch the seismicity is only observed on the offshore segment where the dynamic stress is the highest. The inland segment, closer to the Izmit rupture but where the dynamic stress is significantly lower seems devoid of activity. This suggests that the

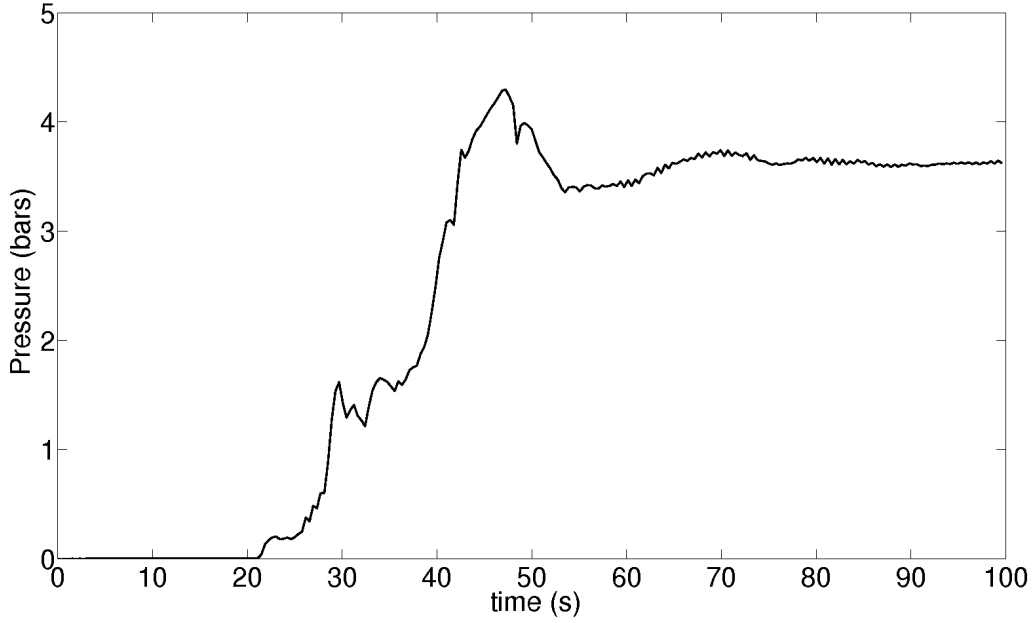


FIG. 4.6 – Pressure (trace of the stress tensor) at the Yalova cluster (the configuration of the receiver is the same as in Figure 4.5b).

TAB. 4.2 – Parameters used for the calculation of stresses in each area

Zone	lon. min. (deg.)	lon. max. (deg.)	lat. min. (deg.)	lat. max (deg.)	strike (deg.)	dip (deg.)	rake (deg.)
1	29.01	29.13	40.77	40.82	113	90	0
2	28.16	29.33	40.27	40.52	90	90	0
3	29.15	29.27	40.73	40.80	155	70	90
4	28.84	29.26	40.52	40.66	300	60	90
5	28.60	28.89	40.83	40.93	105	78	0
6	28.89	29.01	40.77	40.93	113	90	0
7	29.33	29.70	40.27	40.52	90	90	0

activation along the Middle Branch is controlled by the directivity of the Izmit rupture, as has been observed elsewhere [*Gomberg et al.* (2001, 2003)]. A similar calculation done for a normal faulting mechanism in this zone instead of a strike-slip one, is presented in Supplementary Figure B.3. It shows a lower value of the dynamic stress in this zone. This indicates that the dynamic Coulomb stress around the Middle Branch is more likely to have triggered strike-slip rather than normal-faulting events, in agreement with what is observed on the day after the earthquake.

The map of static Coulomb stress is presented in Figure 4.8. Its value is inferred from the level of the stress time history 100s after the start of the earthquake. As seen

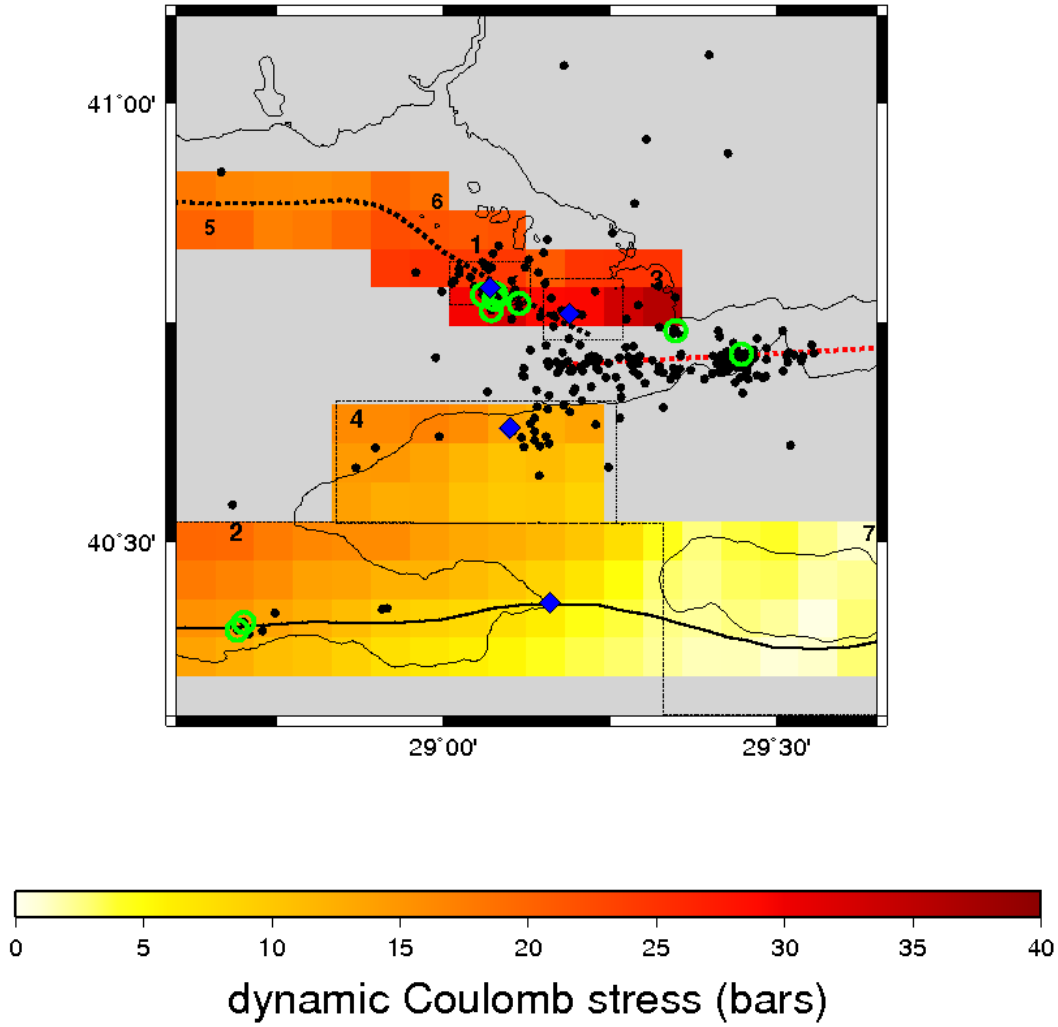


FIG. 4.7 – Map of the peak (positive) dynamic Coulomb stress calculated in each zone of interest. The receiver configurations in each zone is given in Table 4.2. Black dots denote the events of $M \geq 2.8$ in the day after the earthquake. Green circles show the $M \geq 4$ events, for the same period. Blue diamonds indicate the locations where the Coulomb stress time histories of Figures 4.2b-4.5b are calculated. The dotted lines show the traces of the Izmit rupture and the Main Marmara Fault. The continuous line is the Middle Branch of the NAF. The dashed boxes show the extent of the zones over which the cumulative numbers of events are displayed.

in Figures 4.2b-4.5b, the stress has by then reached its permanent value. The seismicity which occurred between October 1st (6 weeks after the earthquake) and November 5th, 1999 is superposed on the map. Most of the seismic activity which occurs away from the Izmit rupture is now associated with normal-faulting events. To the north of the rupture termination, the Tuzla cluster location correlates with an area of large static stress. In contrast, activity on the Prince's Islands section of the MMF where the static stress is

low (about 1 bar) is now almost extinct. To the south, seismic activity has picked up in the inland and coastal area around Gemlik, where normal faulting dominates, but has largely decreased on the offshore segment of the Middle Branch of the NAF. The rapid decrease of strike-slip activity there and in Prince's Islands correlates with negative or low values of the static Coulomb stress on the associated strike-slip faults. The strongest activation in the weeks and months following the earthquake occurs in the Yalova cluster. This activation is in the form of normal faulting events and, like the activation of normal faulting events in the Gemlik area (Supplementary Figure B.3), it corresponds to a zone of decrease in static Coulomb stress. The main reason for the negative static Coulomb stress at Yalova and Gemlik is that these zones are put under compression after the Izmit earthquake. This has the effect of increasing the normal stress (in absolute value) across faults and, in the absence of fluids, would increase friction.

The two areas, and more particularly Yalova, have been known since antiquity for their geothermal springs which are present throughout the region [?]. This indicates the widespread presence of crustal fluids circulating in this highly fractured region. The map showing the static pressurization of the region produced by the earthquake is presented in Figure 4.9. The large permanent compression undergone by the Yalova region resulted in a large long-lasting increase of its seismic activity (Figure 4.5a), which is still being felt more than 10 years before the earthquake.

The parallel observations of seismicity and stress in the eastern Marmara sea following the Izmit earthquake help shed some light on how stress changes affect seismicity. As emphasized elsewhere (*Dewey (1976); Karabulut et al. (2011)*) the interest of the region is that it combines in the same place intense strike-slip deformation and intense extension. In spite of this apparent complexity, what we observe is surprisingly simple and seems physically logical :

1. The strike-slip events are immediately activated after the earthquake. They occur on two sections of the NAF (the MMF and the Middle Branch) which underwent high dynamic Coulomb stress and small or negative static Coulomb stress. Thus, their activation seems triggered by the dynamic stress.

2. This strike-slip activity decays very rapidly. The short duration of the dynamic stress excitation that these areas underwent compared to the sustained excitation that static stress would procure seems consistent with a rapid extinction of the activity as observed elsewhere [*Gomberg et al. (2001)*] and reproduced experimentally [*Belardinelli et al. (2003)*].

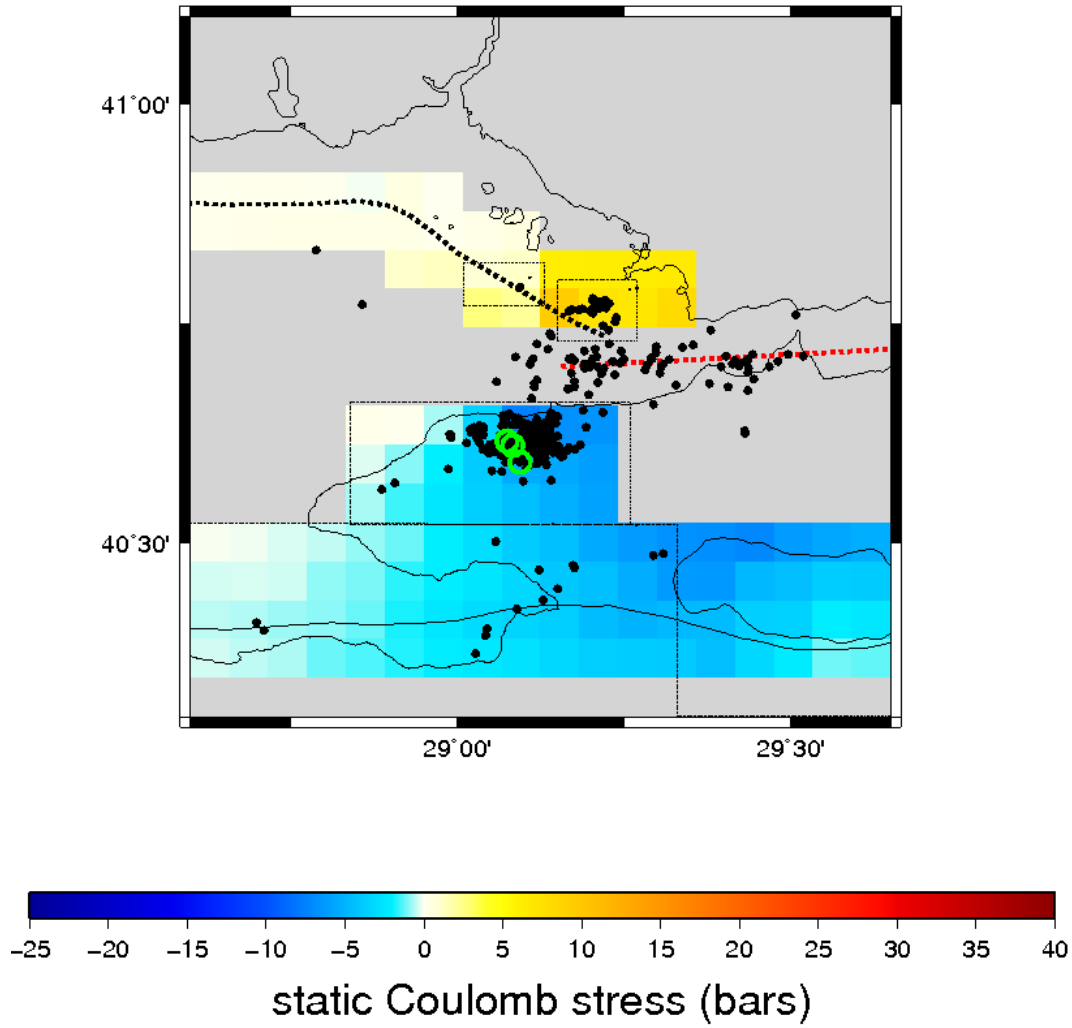


FIG. 4.8 – Map of the static Coulomb stress changes calculated in each zone of interest. These values are inferred from the amplitude of the stress time histories 100s after the start of the earthquake. The seismicity represented is the activity between October 1, and November 5, 1999. The symbols are the same as in Figure 4.7.

3. Intense normal faulting activity seems triggered by the static deformation of a crustal volume where the presence of fluids is widespread. *Beeler et al.* (2000) and *Cocco and Bizzarri* (2002) have shown that fluids can decrease the effective normal stress enough to trigger failure while *Hill and Prejean* (2007) suggest that fluid-driven deformations are sufficient to trigger events. For the Yalova and Gemlik regions, pressure increase seems to have been the triggering factor. In Tuzla where the presence of crustal fluids is less documented, static Coulomb stress increase or permanent volume dilatation or a combination of both were possible triggers.

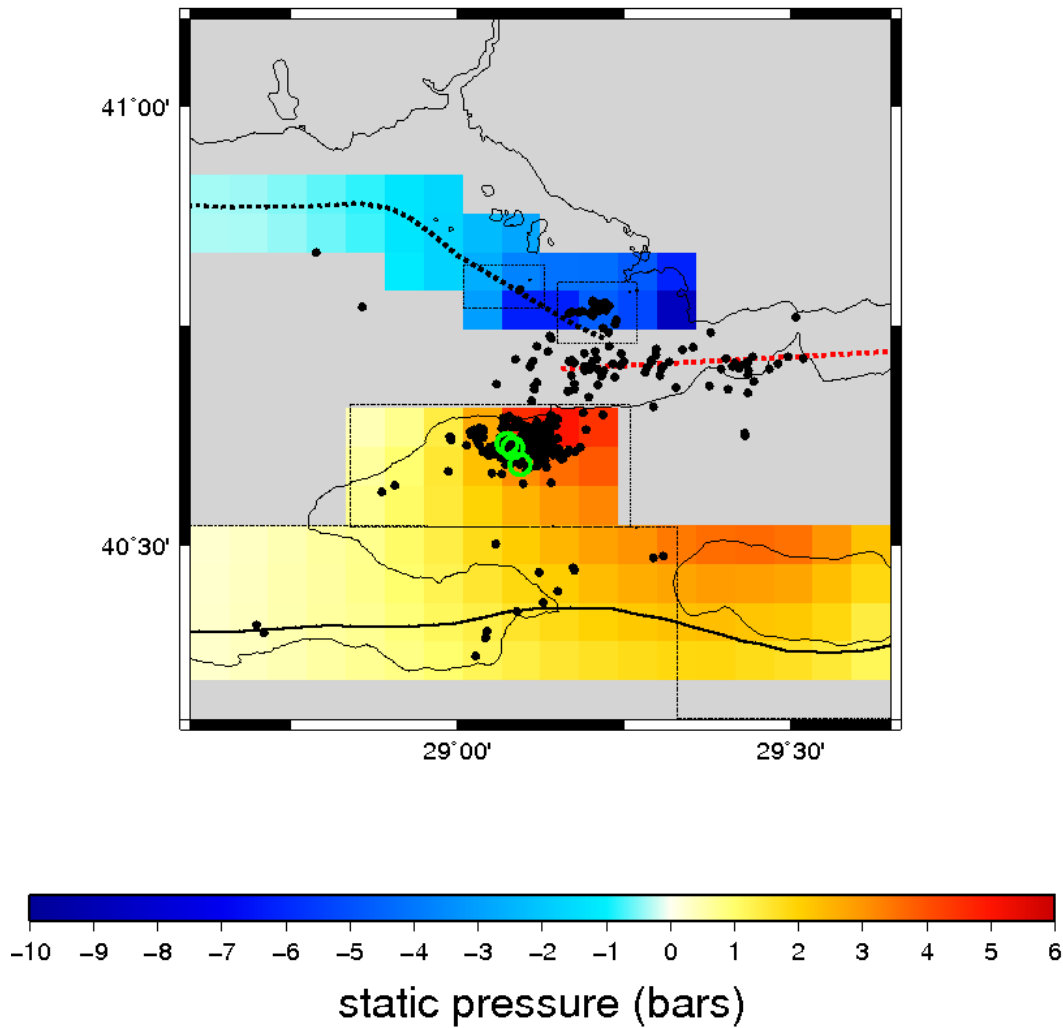


FIG. 4.9 – Map of the static pressure calculated in each zone of interest. These values are inferred from the amplitude of the pressure time histories 100s after the start of the earthquake. The seismicity represented is the activity between October 1, and November 5, 1999. The symbols are the same as in Figure 4.7.

4. The normal faulting activity begins slowly and builds up over a few days. Because this activation involves fluid circulation in a large crustal volume, the presence of a period during which the activity builds up and extends spatially *Karabulut et al.* (2011) seems to be expected. *Nur and Booker* (1972) have shown that the redistribution of the pore pressure by fluid flow can lead to a decrease of the strength of faults and delayed rupture.

5. Once started, the normal faulting activity lasts for a long time. In Yalova and Tuzla the seismicity is still considerably higher more than 10 years after the earthquake

than what it was before. In Gemlik, where the permanent deformation is smaller, the activation lasted for about 10 months.

Combined with other studies, the observations that we have reported show the variety and richness of the seismic triggering mechanisms involved. Transient or static Coulomb stress increases can both activate the same seismogenic structure. Which one dominates in a given case is necessarily a function of the distance to the source of the excitation. For instance, three months after the Izmit earthquake, the Yalova cluster was slightly activated by the Düzce earthquake nearly 200km away, making dynamic stress the likely triggering excitation at that time [*Daniel et al.* (2006)].

The present observations reinforce the differences which have been previously observed between the response of extensional zones and strike-slip faults [*Hill and Prejean* (2007); *Durand et al.* (2010)]. The remarkable sensitivity of extensional clusters to stress excitation which is often seen by the long range triggering of these clusters, is shown here by the very long duration of their activation. Their delayed response shows that the strain changes induced by the earthquake initiate physical processes which take some time to fully develop [*Gomberg* (1996); *Freed* (2005); *Hill and Prejean* (2007)]. The peak of activation occurs here after a few days, providing an order for the time constant of the processes involved.

The present observations also confirm the limited time efficiency of dynamic triggering previously reported [*Marsan and Bean* (2003); *Voisin et al.* (2004)]. This characteristic which is displayed here for strike-slip faulting, does not, however, apply to extensional clusters for which fluids may be the triggering agent [*Durand et al.* (2010)].

Chapitre 5

Observation du couplage dynamique entre la subduction hellénique, la Faille Nord Anatolienne et l'extension égéenne

5.1 Contexte tectonique dans la région égéenne

La région égéenne est délimitée au sud et à l'ouest par la subduction hellénique (Figure 5.1), où la plaque africaine descend sous la plaque Egée-Anatolie. Cette subduction présente une particularité : elle recule vers le sud. Ce retrait est supposé être dû au fait que la plaque africaine coule dans le manteau, en raison de sa grande densité, tirant la plaque plongeante en arrière (Figure 5.2). Au nord, la région égéenne est délimitée par la propagation de la Faille Nord Anatolienne, frontière avec l'Eurasie (Figure 5.1). Cette faille débute à l'est de l'Anatolie (Chapitre 2) et se propage jusqu'au nord de la mer Egée. Ensuite elle traverse le centre de la Grèce continentale et est supposée rejoindre la subduction (*Dewey et al. (1989); McKenzie and Jackson (1983); Le Pichon et al. (1993)*). Sa prolongation en Grèce continentale est mal connue. On peut supposer qu'elle atteint le golfe de Corinthe, mais sa continuation au-delà est incertaine. A partir de son entrée dans la Grèce continentale, elle se transforme en une large zone de cisaillement. L'intérieur de la région égéenne (arrière-arc) est déformé par de l'extension. Cette extension est diffuse, excepté au nord, autour de la NAF, où elle est très active (*McClusky (2000); Flerit et al. (2004)*, Figure 5.1).

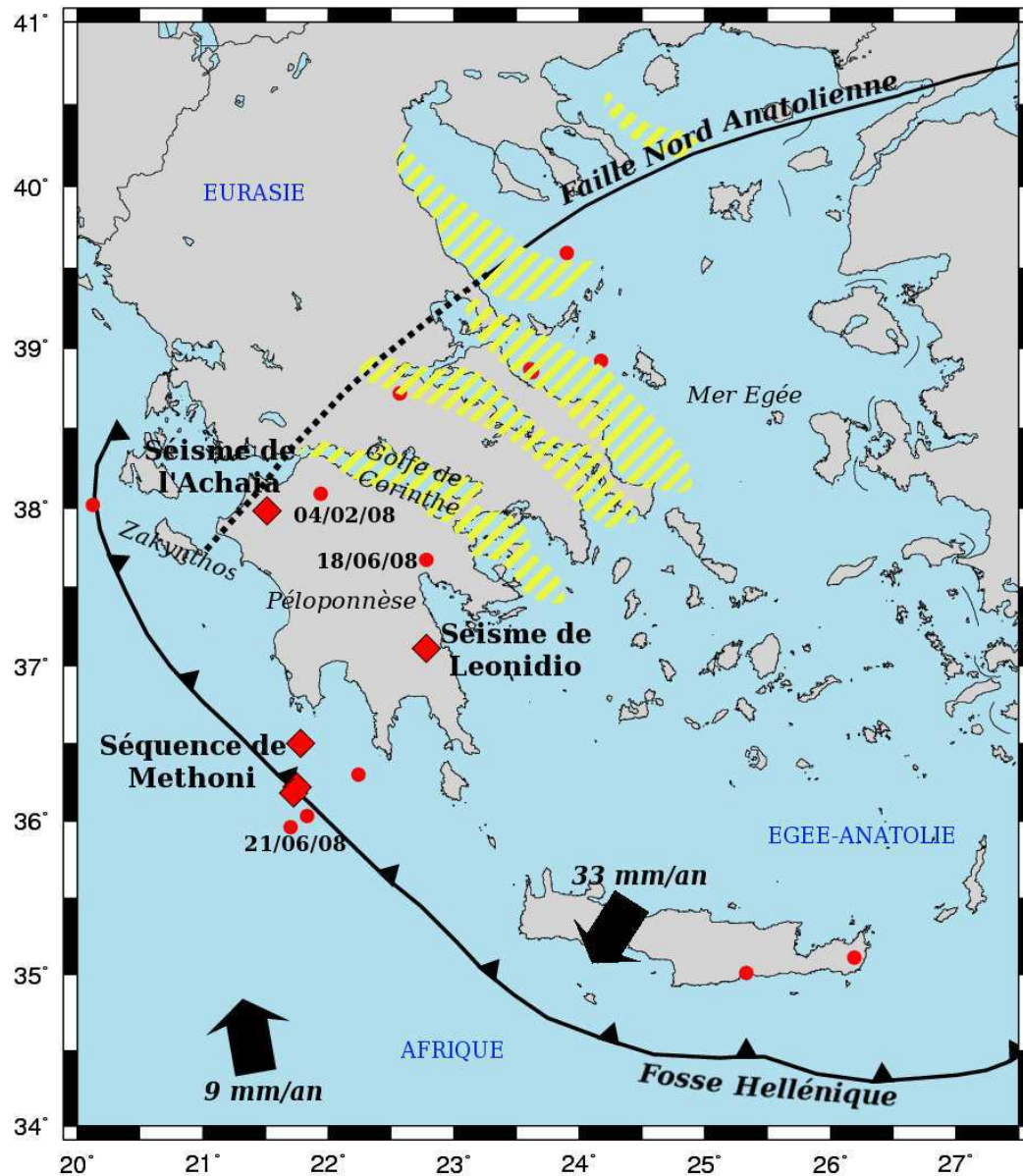


FIG. 5.1 – Contexte tectonique de la région égéenne. Au sud et à l'ouest, l'Egée est délimitée par la subduction hellénique (trait noir avec les triangles) : la plaque africaine plonge sous la plaque Egée-Anatolie. Au nord, la région est délimitée par la prolongation de la Faille Nord Anatolienne, frontière de plaque avec l'Eurasie. Dans sa partie ouest, cette faille se transforme en une large zone de cisaillement (trait pointillé). Les flèches noires indiquent la direction l'extension égéenne (33 mm/an) et la convergence Afrique-Eurasie (9 mm/an). Les régions hachurées en jaune définissent les zones de plus forte extension situées autour de la prolongation de la NAF. Les séismes représentés sont les événements de $M \geq 5$ qui se sont produits au cours de l'année 2008. Les points rouges figurent les séismes de $5 \leq M < 6$ et les losanges les séismes de $M \geq 6$. La trace de la fosse hellénique est extraite de *Flerit et al. (2004)*. La trace de la NAF est obtenue en prenant l'enveloppe des vecteurs GPS de *Reilinger et al. (2006)*. Les zones en extension sont dessinées d'après *Armijo et al. (1996)*.

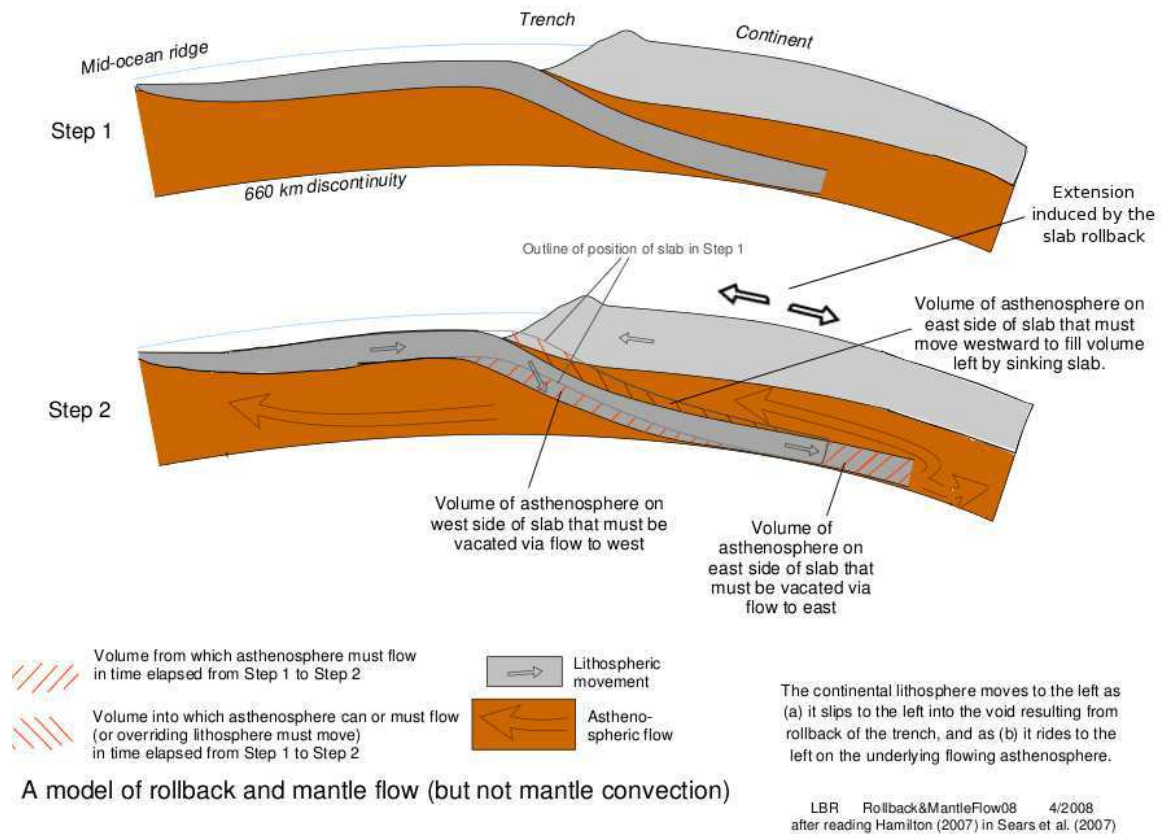


FIG. 5.2 – Illustration du flux asthénosphérique induit par le retrait de la subduction. Les hachures diagonales indiquent les régions vers lesquelles (hachures vers la gauche) ou à partir desquelles (hachures vers la droite) l’asthénosphère (orange) se déplace, en réponse au mouvement de la plaque plongeante. Sur l’étape 2, la plaque océanique, en plongeant, se retire vers la gauche, libérant un espace vers lequel l’asthénosphère est tirée. Le déplacement de l’asthénosphère se transmet à la lithosphère (gris). *Source* : Railsback, L.B., 2008. Dynamic Plate Tectonics, www.gly.uga.edu/railsback/DynamicPlateTectonics.html

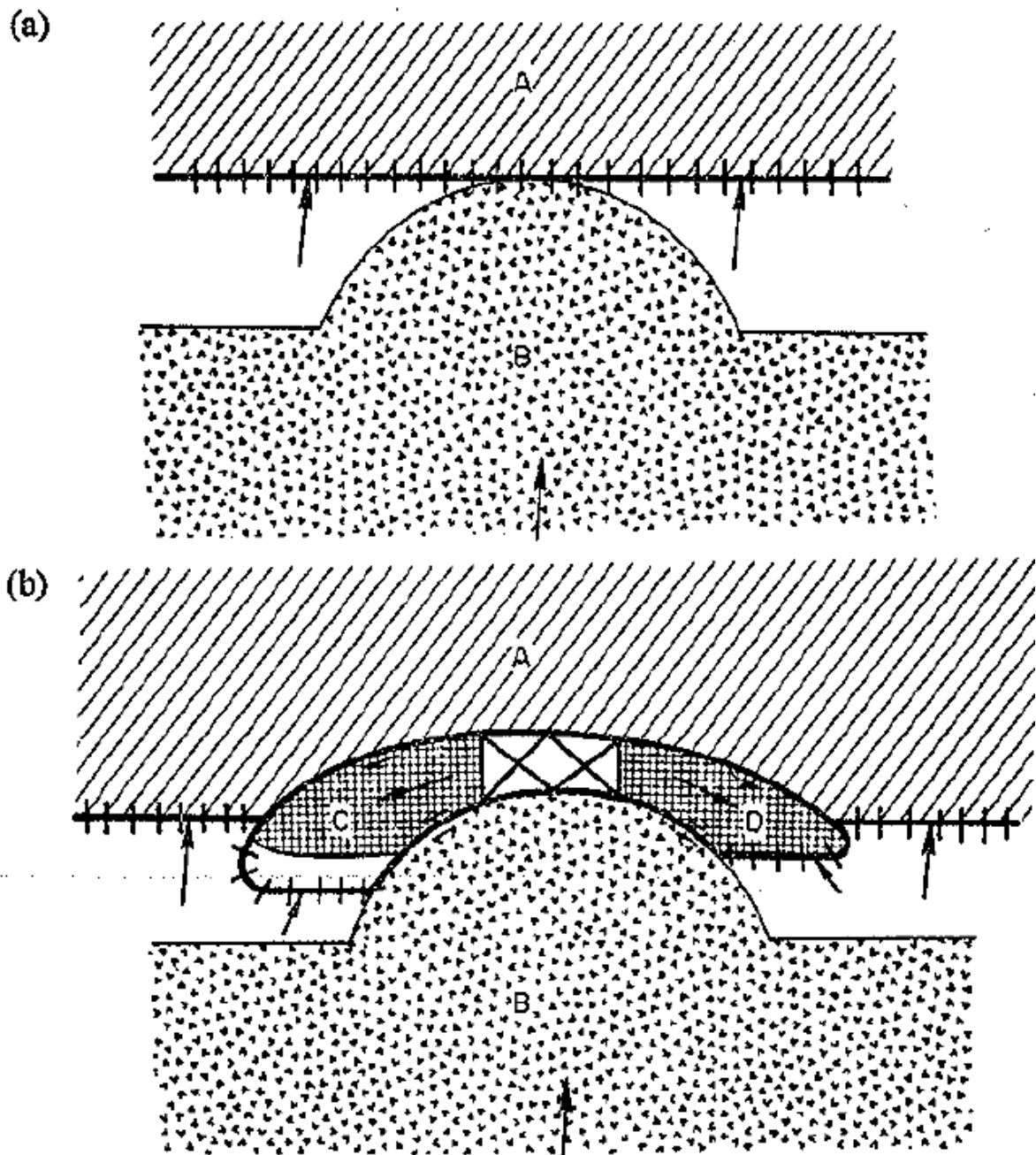


FIG. 5.3 – Schémas illustrant la collision de deux continents (*McKenzie* (1972)). a) La fosse délimitant la plaque continentale A permet la subduction du plancher océanique de la plaque B. Lorsque le continent de la plaque B rentre en contact avec le continent A, la subduction ne peut pas continuer. b) Deux nouvelles plaques (C et D) sont formées, pour permettre à la croûte continentale A située au niveau du point de contact de s'échapper : deux nouvelles failles transformantes sont créées pour extruder les plaques C et D. La subduction du plancher océanique continue sous les plaques A, C et D. La plaque C peut représenter la plaque Egée-Anatolie.



FIG. 5.4 – Modélisation montrant la formation de failles transformantes lors de la collision de deux continents (*Tapponnier et al.* (1982)). Le continent le plus "mou" est figuré par de la plasticine. Un côté de la plasticine est confiné, l'autre est laissé libre pour permettre à la plasticine de s'échapper. L'indentation du matériau "mou" par un objet dur crée de nouveaux blocs et des failles transformantes pour permettre à la plasticine de s'échapper, laissant ainsi la place pour l'objet dur. Cette expérience illustre la théorie proposée par *McKenzie* (1972).

Différentes interprétations ont été proposées pour expliquer la déformation de la région égéenne. La première suppose que la poussée de la plaque Arabie qui rentre en collision avec la plaque Eurasie à l'est de l'Anatolie est responsable de la propagation de la NAF et de l'extrusion de l'Anatolie vers l'ouest (*McKenzie* (1972)). *McKenzie* (1972) a émis l'hypothèse que l'indentation de l'Eurasie par l'Arabie a créé la faille transformante NAF pour permettre à la plaque anatolienne de se déplacer vers l'ouest (Figure 5.3). *Tapponnier and Molnar* (1977) et *Tapponnier et al.* (1982) ont repris cette hypothèse pour expliquer la présence de grandes failles transformantes au Tibet. *Tapponnier et al.* (1982) ont montré à l'aide d'une expérience l'intrusion d'un corps dur dans de la plasticine, la formation de ces failles et l'extrusion d'un nouveau bloc (Figure 5.4). Le corps dur est ici la plaque Arabie et la plasticine peut représenter la plaque eurasiennne, le nouveau bloc extrudé pouvant être la plaque anatolienne. La plaque africaine qui, suivant l'hypothèse de *McKenzie* (1972) plongeait sous la plaque Eurasie, plonge maintenant sous la plaque Egée-Anatolie (Figure 5.3). Ce modèle n'explique pas l'extension présente dans la région égéenne avant l'arrivée de la NAF. De plus, ce modèle implique une décroissance de la vitesse des plaques vers l'ouest. Or les mesures GPS montrent au contraire une augmentation de la vitesse vers l'ouest (*McClusky* (2000); *Reilinger et al.* (2006)).

La seconde interprétation proposée fait l'hypothèse que le retrait de la plaque plongeante dans la subduction est le moteur de la déformation en Egée-Anatolie. Le retrait de la plaque plongeante crée dans l'asthénosphère un volume à plus faible pression, qui attire le manteau et la plaque Egée-Anatolie (Figure 5.2). Ce processus entraîne une augmentation de la vitesse de la plaque vers la fosse hellénique. D'après *McClusky* (2000), l'Egée étant rattachée à l'Eurasie, le retrait de la fosse était compensé par de l'extension dans la région arrière-arc. Suivant cette hypothèse, le retrait de la subduction contrôle seul le mouvement de l'Egée-Anatolie vers le sud-ouest. Toutefois, cette interprétation n'explique pas pourquoi la NAF a débuté à l'est de l'Anatolie et non pas dans le voisinage de la fosse hellénique. On peut également penser que la séquence sismique de 1939-1999, qui a commencé à l'extrémité est de la NAF, s'est initiée à proximité du moteur de l'extrusion de l'Anatolie, et semble donc peu influencée par la subduction.

Cependant, le mécanisme le plus communément admis est une combinaison des deux processus présentés ci-dessus (*Armijo et al.* (2003); *Flerit et al.* (2004); *Jolivet et al.* (2012); *Le Pichon and Kreemer* (2010)). L'initiation de la NAF et sa propagation vers

l'ouest sont associées à la collision entre la plaque Arabie et la plaque Eurasie. La NAF permet l'extrusion vers l'ouest de la plaque anatolienne due à la poussée de l'Arabie. La subduction hellénique, quant à elle, contrôle l'extension d'arrière-arc dans la région Egéenne et contribue également au mouvement vers l'ouest de la plaque Anatolie (*Armijo et al. (2003); Flerit et al. (2004)*), en augmentant la vitesse de l'extrusion. La NAF, en entrant dans la région égéenne il y a 5Ma, a aussi influencé la déformation. Ainsi, elle a augmenté la déformation de structures en extension pré-existantes dans le nord du domaine égéen (*Armijo et al. (2003); Flerit et al. (2004)*, Figure 5.1).

Par la suite, nous considérons ce mécanisme, qui combine l'action de la collision Arabie/Eurasie à l'est et l'action de la subduction à l'ouest : le retrait de la subduction contrôle l'extension diffuse dans la région d'arrière-arc et la vitesse de l'extrusion accommodée par la NAF. La propagation de la NAF, elle, est responsable de la plus grande déformation en extension dans le nord.

5.2 Résumé

Le contexte tectonique égéen est complexe, avec la présence de la subduction Hellénique, d'un système en décrochement qui correspond à la propagation de la FNA et de l'extension. L'extension est répartie sur toute la région mais est davantage concentrée au nord. Le « rollback » de la subduction est considéré comme la cause de l'extension diffuse (*Armijo et al. (2003); Doglioni et al. (2002); Jolivet et al. (2012); Le Pichon and Kreemer (2010); Reilinger et al. (2006); Taymaz et al. (1991)*). La concentration de l'extension dans le nord, avec la présence du Golfe de Corinthe et du système de failles d'Evia est elle liée à la propagation de la NAF dans la région (*Armijo et al. (1996, 2003); Flerit et al. (2004); Reilinger et al. (2006)*).

De janvier à juin 2008, une séquence de cinq séismes de $M \geq 6$ a eu lieu (Figure 5.1) :

- Le 06/01/2008 le séisme de Leonidio, de $M=6.1$, se produit dans la subduction, à environ 75km de profondeur, sous le sud du Péloponnèse.
- Le 04/02/2008, un séisme en décrochement de $M=5$ a lieu au nord du Péloponnèse, au sud du Golfe de Corinthe.
- Le 14/02/2008 débute une série de trois événements de $M \geq 6$ dans la fosse hellénique, au sud-ouest du Péloponnèse, au-dessus du séisme de Leonidio. Dans la

suite, nous appelons le premier de ces séismes le séisme de Methoni. Cette séquence est suivie d'une forte activité sismique dans la zone.

- Le 15/02/2008 nous observons une augmentation de l'activité à environ 150km au nord, toujours dans la fosse hellénique, à l'ouest de l'île de Zakynthos. La région activée se trouve au nord-ouest du Péloponnèse.
- Le 08/06/2008 le séisme de l'Achaïa, de $M=6.4$, se produit sur une faille en décrochement enfouie. Sa localisation et son orientation sont en accord avec la prolongation de la NAF, qui est supposée rejoindre la subduction au niveau de la zone activée précédemment.
- Le 18/06/2008, un événement de $M=5$ a lieu dans la subduction, à environ 90km de profondeur, au nord du séisme de Leonidio.
- Le 21/06/2008, un séisme de $M=5.5$ se produit dans la fosse hellénique, dans la même zone épiscopentrale que la séquence de Methoni.

Cette importante séquence est suivie, quelques mois plus tard, d'une augmentation de l'activité en extension autour de la NAF. Cette activité dure plusieurs années.

Les séismes de $M=5$ qui ont lieu non loin de la NAF le 04/02/2008 et dans la subduction le 18/06/2008 sont importants. Le fait que le séisme en décrochement de février se produise peu de temps après le séisme en subduction du 06/01/2008 et que l'événement en subduction de juin ait lieu quelques jours après le séisme en décrochement du 08/06/2008 indique que la subduction et la NAF sont couplées. De plus, la présence d'une station GPS au sud-ouest du Péloponnèse montre que le séisme de Methoni a initié un épisode de glissement lent dans la subduction. Quelques jours avant le séisme de l'Achaïa, le taux de glissement asismique dans la subduction a augmenté, corroborant l'hypothèse d'un couplage entre la subduction et le système en décrochement.

La chronologie des séismes, qui débutent dans la subduction pour se terminer par des événements en extension en passant par du décrochement, suggère que le moteur de cette activité est situé en profondeur. De plus, le délai qui existe entre l'activation de la subduction et l'activation des zones en extension et le fait que l'extension, une fois activée, dure longtemps, évoquent l'existence d'un mécanisme profond, ayant une constante de temps de plusieurs mois.

Nous formulons l'hypothèse que le séisme en subduction de Leonidio a accéléré le

retrait de la subduction, provoquant un mouvement du Péloponnèse vers le sud et une augmentation de l’extension dans la croûte au nord du domaine égéen. La séquence sismique de 2008 semble refléter un mécanisme proche de celui imaginé depuis longtemps (voir la review de *Jolivet et al.* (2012) et les références qu’ils citent) pour expliquer la déformation dans la région égéenne. Elle montre l’existence d’un couplage dynamique entre la subduction et la prolongation de la NAF dans le domaine égéen : la NAF doit sa courbure à la traction exercée par la subduction. A présent, sa géométrie guide la déformation de la région à l’échelle lithosphérique.

5.3 Observation du couplage dynamique

The geodynamics of Greece has long attracted considerable attention because it is the seat of intense deformation which results from the interaction between several plates and involves a wide variety of tectonic processes. Although data and measurements have been accumulated over the years, the underlying processes of its present-day kinematics and deformation are still debated (*Le Pichon and Kreemer* (2010); *Reilinger et al.* (2010); *Shaw and Jackson* (2010); *Jolivet et al.* (2012); *Paul et al.* (2012); *Pérouse et al.* (2012)). To the south, southwest and southeast, Greece is surrounded by the Hellenic trench which marks the beginning of the subduction of the African plate under Aegean-Anatolia (*Papazachos and Comminakis* (1971); Figure 5.5). To the northeast, the North Anatolian Fault (NAF), born 1200km further east, emerges from Anatolia, crosses the North Aegean Sea and reaches the Corinth Gulf in central Greece (*Armijo et al.* (1999); Figure 5.5). This strike-slip fault marks the boundary between the Eurasian plate to the north and the Aegean-Anatolian domain. Crustal tectonics in Greece is dominated by N-S extension attributed to the southward rollback of the African subduction.

In 2008, an unusual number of large earthquakes, called a “storm” of earthquakes (*Papadopoulos et al.* (2009); *Papadimitriou et al.* (2008); Figures 5.6, S1), occurred in Greece. During the first half of the year alone, five $M \geq 6$ earthquakes shook the area displayed in Figure 5.6, more than had occurred in the previous 10 years. The analysis of these and smaller events provides new clues on the processes involved, their timing and interactions.

The sequence of events begins on January 6 with the Mw 6.2 Leonidio earthquake, located ~ 75 km below eastern Peloponnese (Figure 5.6b, #1). Its fault plane was identified

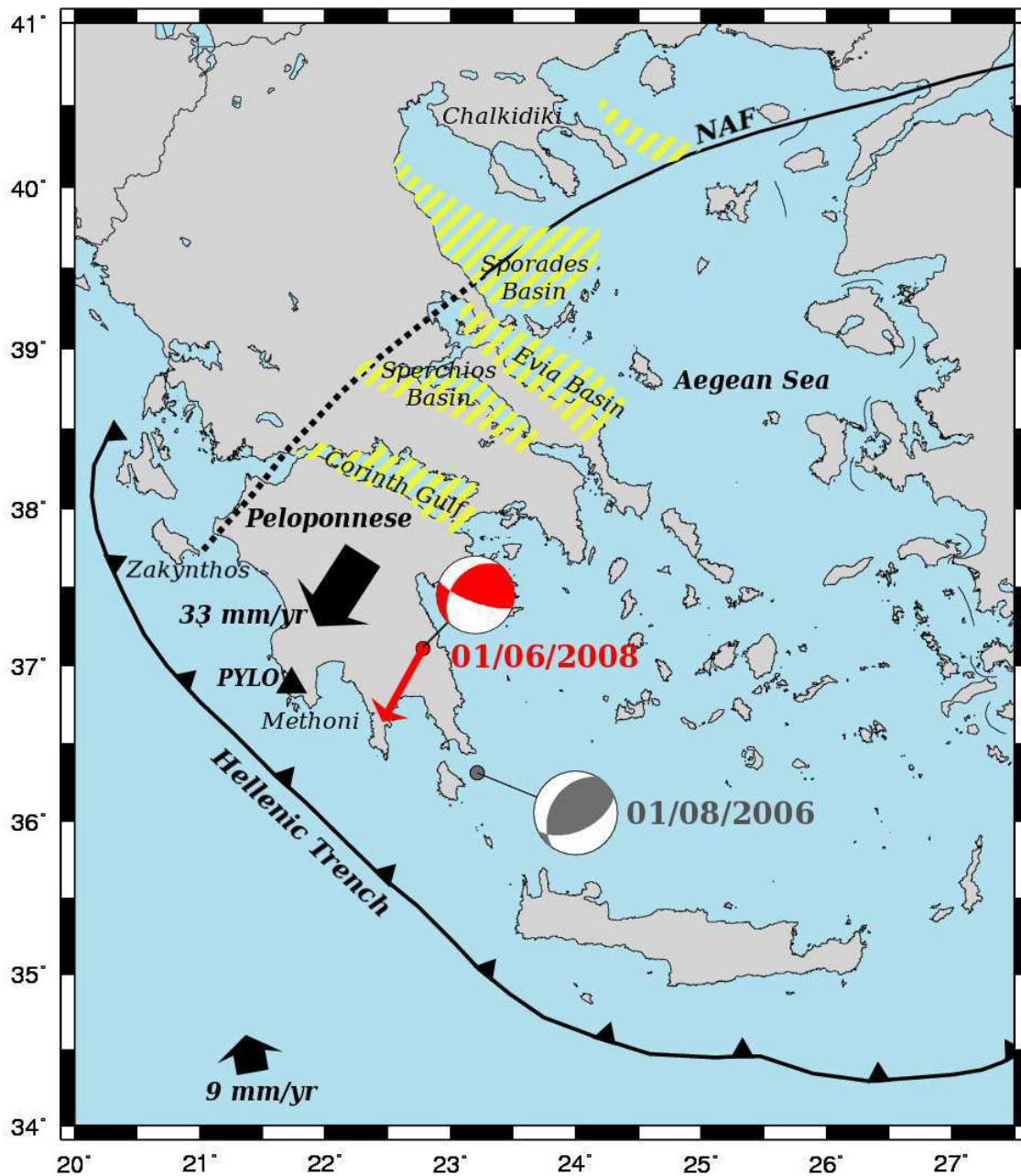


FIG. 5.5 – Map showing the three main tectonic regimes : The Hellenic Trench marking the subduction, the North Anatolian Fault (NAF) and its prolongation, represented by the envelope of the large GPS velocity vectors of Aegea (*Reilinger et al. (2006)*), and the major extensional basins (yellow; *Armijo et al. (1996, 1999)*). The black arrows show the motion of Peloponnese (*Reilinger et al. (2010)*) and Africa (*Roumelioti et al. (2009)*) relative to Eurasia. The Peloponnese arrow is also the direction of absolute plate motion (*Pérouse et al. (2012)*). The beach-balls represent the mechanisms of the two $M \geq 6$ intermediate-depth earthquakes in 10 years (1998-2008). The red arrow (from *Zahradnik et al. (2008)*) shows the movement of the top block during the 2008 earthquake. The triangle gives the location of the GPS station.

(*Zahradnik et al. (2008)*; *Kiratzí and Benetatos (2008)*) and shows the upper part of the slab moving nearly horizontally (dip 3°) in a SSW direction (strike 209°), toward the trench (*Zahradnik et al. (2008)*; Figure 5.5). This direction is precisely the direction of motion of Peloponnese inferred from GPS (*Reilinger et al. (2010)*; *Pérouse et al. (2012)*). The mechanism itself, involving a sub-horizontal rupture of the slab, is the result of down-dip tension, interpreted as being produced by the gravity pull of the deeper part of the slab. The Leonidio earthquake was only the second $M \geq 6$ earthquake deeper than 50km in the Hellenic subduction in 10 years. Two years prior, the Mw 6.7 Kythira earthquake had occurred further south (Figure 5.5) with a mechanism of arc-parallel compression (www.geophysics.geol.uoa.gr; *Konstantinou et al. (2006)*), common for sub-crustal events in this subduction (*Taymaz (1990)*; *Hatzfeld et al. (1993)*; *Kiratzí et al. (2007)*), and indicative of internal contraction of the slab, resulting from the convex shape of the subduction. This event was not followed by anomalous seismic activation.

On February 4, four weeks after the Leonidio earthquake, a magnitude 5 event occurs on the southern side of the Corinth Gulf (Figure 5.6b, #2), followed by another event of nearly similar magnitude (*Kaviris et al. (2010)*). It is notable that this activation of the Corinth Gulf, the most seismogenic structure in Greece, begins in Peloponnese as it is under Peloponnese that the January slab rupture occurred. The mechanisms of the two events show strike-slip motion (www.geophysics.geol.uoa.gr) common in this on-shore area of the gulf (*Hatzfeld et al. (2000)*; *Zahradnik et al. (2004)*; *Pacchiani and Lyon-Caen (2010)*) but deeper (16 and 18km, www.geophysics.geol.uoa.gr) than usual events there (*Lyon-Caen et al. (2004)*; *Bernard et al. (2006)*).

On February 14, the Mw 6.7 Methoni earthquake occurs offshore from southwestern Peloponnese (Figure 5.6b, #3). Its location and mechanism, typical of subduction earthquakes, (www.geophysics.geol.uoa.gr; *Roumelioti et al. (2009)*) place it on the slab interface, precisely above the January rupture. It is the only $M \geq 6$ event to occur in this zone in ten years. A second earthquake (Mw 6.1) with similar mechanism shortly follows (Figure 5.6b, #4). On February 20, a third shock (Mw 6.0) occurs in this zone at slightly shallower depth (Figure 5.6b, #5). Its mechanism indicates strike-slip motion along a fault parallel to the trench with the landward side moving SSE relative to the sea side. This mechanism is well explained by the NNW motion of the African plate relative to the Hellenic arc (*Reilinger et al. (2006)*; *Roumelioti et al. (2009)*; Figure 5.5). It shows that the downward NE plunge of the African slab of February 14 under the arc is followed by the NNW motion of the plate six days later, as expected from the partitioning of

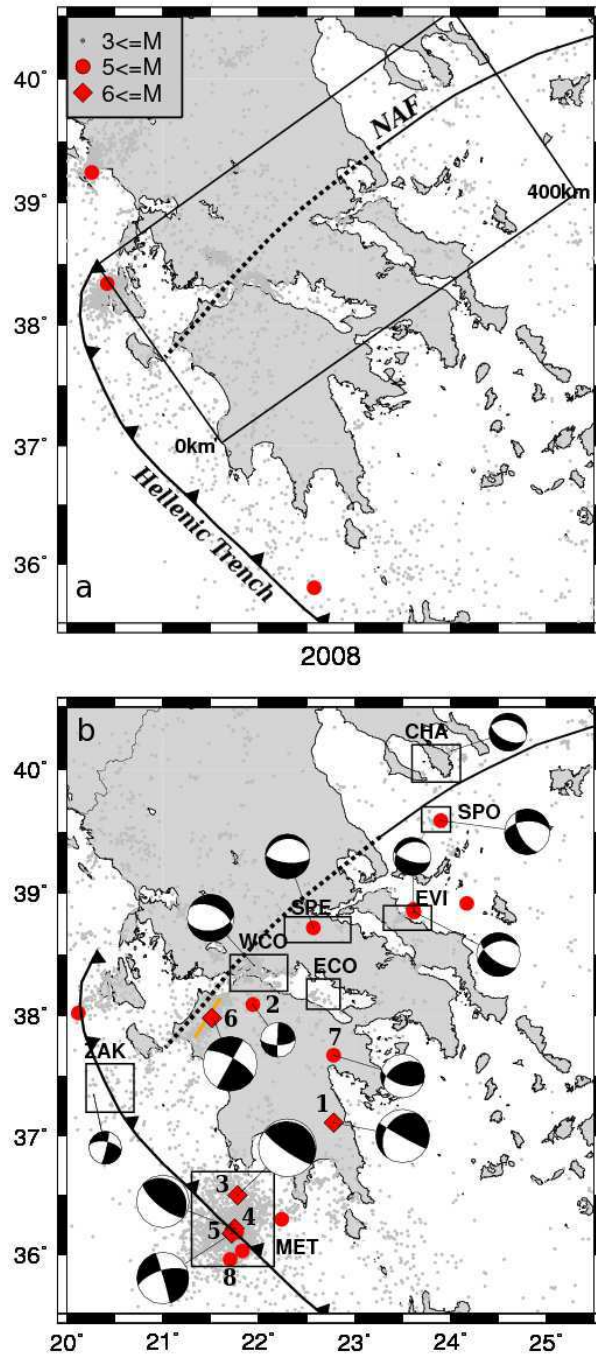


FIG. 5.6 – Seismicity in (a) 2007 and (b) 2008 (from the Observatory of Athens catalog) and mechanisms of the events discussed (from the University of Athens www.geophysics.geol.uoa.gr; Zahradnik *et al.* (2008); Roumelioti *et al.* (2009)). The rectangle in (a) shows the region considered in Figure S1. Boxes in (b) show the areas investigated in Figure 5.7 : MET : Methoni, ZAK : Zakynthos, WCO : West Corinth, ECO : East Corinth, SPE : Sperchios, EVI : Evia; SPO : Sporades, CHA : Chalkidiki. The orange line shows the Achaia rupture. Numbers show the chronology of the Peloponnese earthquakes.

the plate convergence : The oblique motion of the African plate relatively to the Aegean (*Reilinger et al.* (2006)) is accommodated by their relative displacement perpendicular to the trench (and downward, the February 14 earthquakes) and parallel to the trench (and horizontal, the February 20 earthquake) (*Roumelioti et al.* (2009)). This zone will stay seismically very active for several years (Figure 5.7a). On February 15, the activity spreads to another area of the trench located 150km northwest (Figure 5.7b). Thus, it seems that, a few weeks after the January rupture of the slab, the Hellenic trench is activated along its whole Peloponnese segment.

The connection between an intermediate-depth earthquake which breaks the slab (the January event) and a subduction earthquake which follows along the seismically-coupled shallow slab interface above (the February 14 events) has been documented for a few events (*Malgrange et al.* (1981); *Astiz and Kanamori* (1986); *Dmowska et al.* (1988)). In the reported observations, the connection is suggested by the occurrence of the intermediate-depth earthquake late in the seismic cycle of the subduction earthquake. This is interpreted as caused by the locking of the slab interface at shallow depth while its deeper part is continuously slipping, building up increasing internal tensional stress at intermediate depth, this stress becoming larger toward the end of the cycle (*Dmowska et al.* (1988)). In the present case, the interval between the two events is surprisingly short (a few weeks) compared to the few years delay usually reported. This suggests that a process complementary to the interseismic stress transfer occurs in the Hellenic subduction : The displacement of the upper part of the slab away from the overriding plate implied by the January mechanism seems to have unclamped enough the plate contact to facilitate the downward slip of the slab in the coupled subduction zone (the February 14 earthquakes).

The presence of a continuous GPS station in this zone (<https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/corinthe>; Figure 5.5) shows that the Methoni earthquake begins an episode of slow slip in the subduction or in the Hellenic Trench. On February 14, the station moves by ~ 2 cm towards SSW (Figure 5.8), a direction expected from the two earthquakes of this day. But afterwards, the station keeps moving at a rate much higher than the interseismic rate. This slow slip episode lasts for about 5 months, during which the station will have moved slowly and continuously southward (or SSW) by ~ 2 cm. Around the beginning of June, the slip rate, which had been nearly constant since February, increases.

On June 8, the largest strike-slip earthquake in western Greece in 25 years (*Ganas et al.* (2009)), occurs near Achaia in northwestern Peloponnese (Figure 5.6b, #6), ~ 125 km

away from the GPS station. Its location and its $\sim 25\text{km}$ -long strike-slip rupture (*Ganas et al. (2009); Margaritis et al. (2010)*) lie in direct continuation of the North Anatolian Fault zone (Figure 5.6b). It is also notable that the geometrical prolongation of the fault would intersect the Hellenic trench in the second zone of the trench (Zakynthos) activated in February (Figure 5.7b). The unusually deep extent of the rupture ($\sim 25\text{km}$) (*Ganas et al. (2009); Margaritis et al. (2010)*) and the absence of surface feature or morphology suggest a deep origin for the earthquake and a relatively young fault.

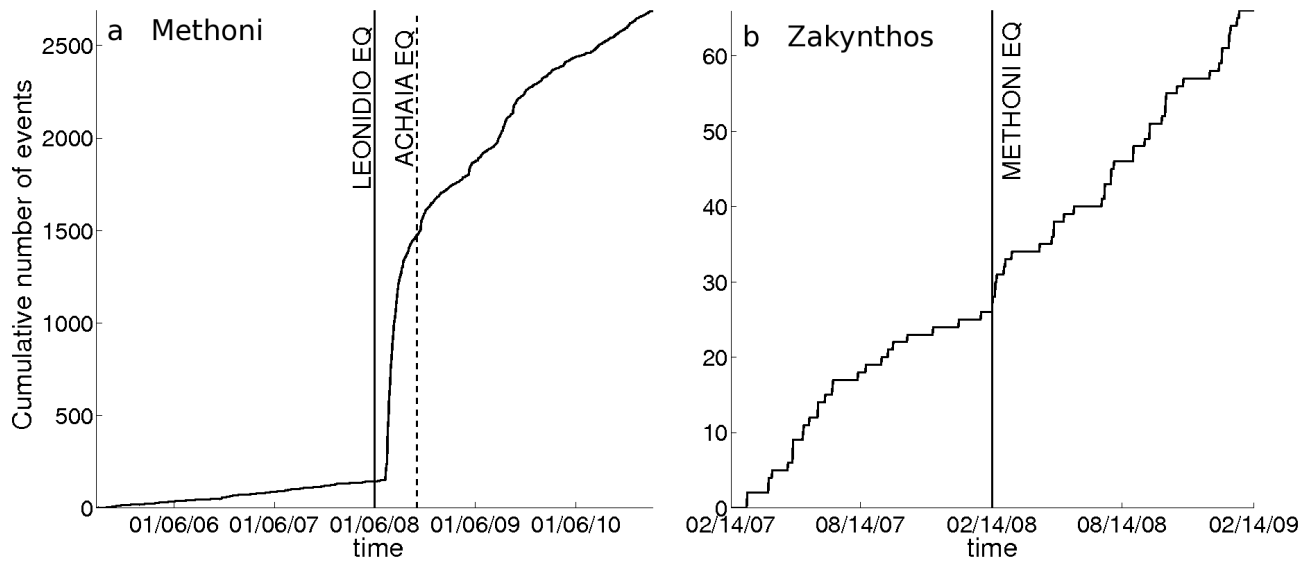
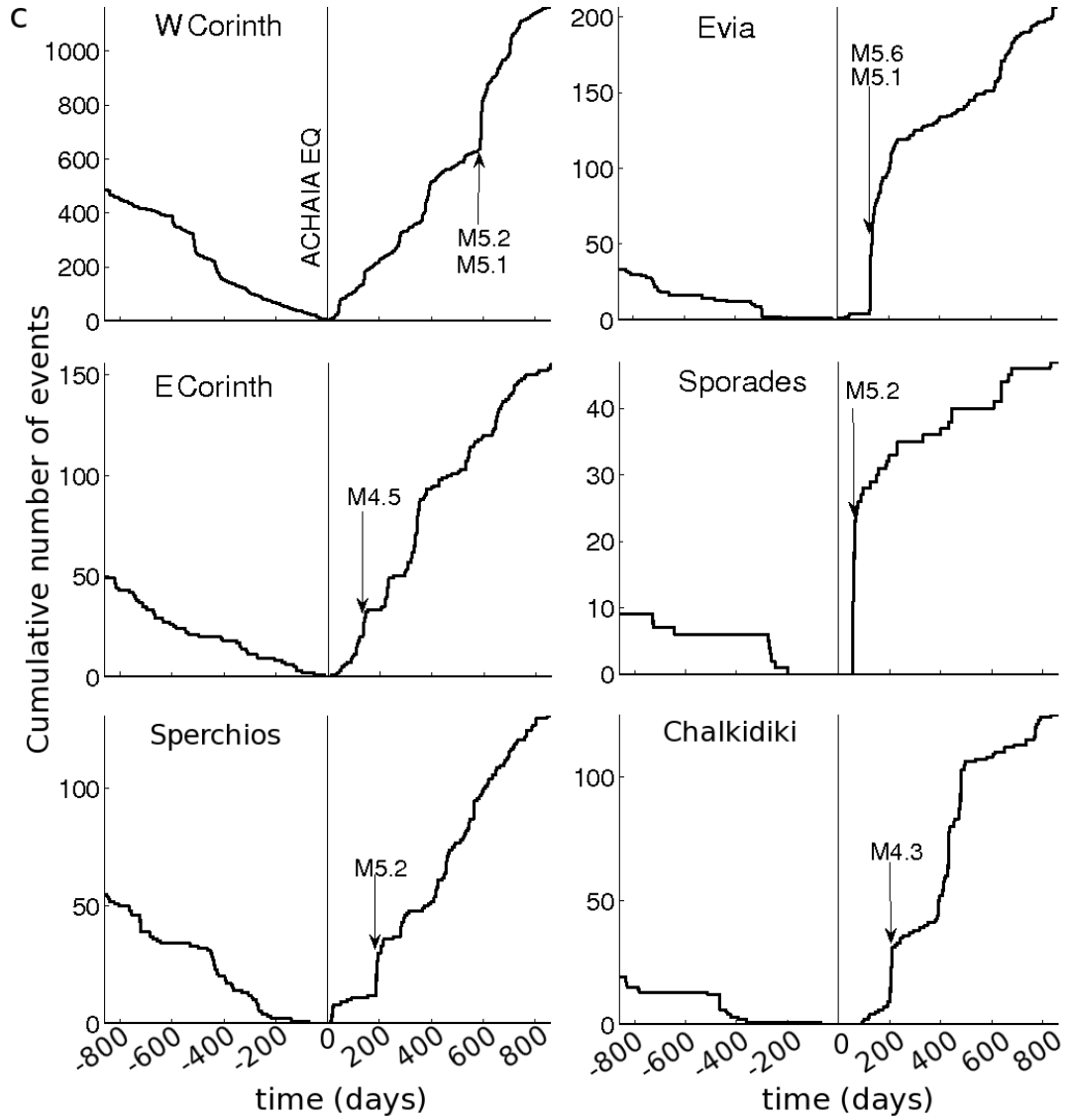


FIG. 5.7 – Evolution of the cumulative number of events in the clusters shown in Figure 5.6. All the events above the magnitude of completeness of the cluster (Table S1) are included. (a) and (b) : Hellenic Trench clusters. The major earthquakes are indicated (c) : Extensional clusters. The plots are centred on the Achaia earthquake and time is reversed before the earthquake. The largest events during the period considered are indicated.

Ten days later, on June 18, the largest intermediate-depth earthquake in western Greece (M 5.0) since the January event, occurs under northeastern Peloponnese (Figure 5.6b, #7). Then on June 21, the largest earthquake in the Hellenic trench (M 5.6) since the February events occur on its Peloponnese segment (Figure 5.6b, #8; Figure 5.7a). This clustering in time and space of seismic and slow slip activation all around Peloponnese supports the existence of strong mechanical coupling between the African slab, the Hellenic Trench, and the Peloponnese prolongation of the NAF.

In the following months, an unusual number (5) of $M > 5$ earthquakes (Figure 5.6b) and a long-lasting increase of activity (Figure 5.7c) occur in the extensional basins (Figure



– FIG. 5.7 (continued) –

5.5) between the Corinth Gulf (central Greece) and Chalkidiki (northeastern Greece). The mechanism of these events (www.geophysics.geol.uoa.gr; Figure 5.6b) - normal faulting on east-west trending planes - represents the brittle response of the upper crust to N-S extension.

The 2008 sequence shows that an intermediate-depth rupture of the slab initiates a process or is the first recognizable stage in a process that sees the upper part of the slab move SSW (away from the Aegean), the African plate plunge, Peloponnese (southwest Greece) move to the south, and crustal extension spread to central and northeastern Greece.

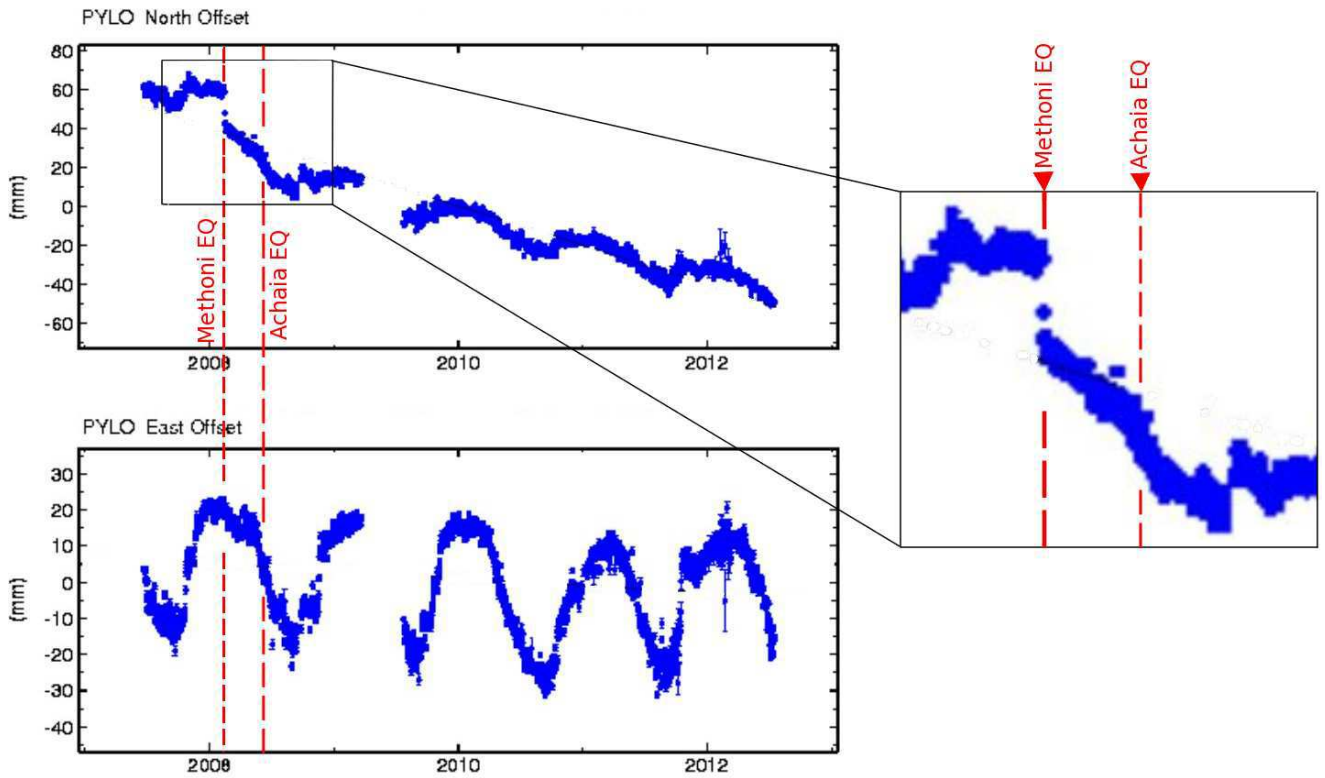


FIG. 5.8 – GPS records at station PYLO (see Figure 5.5 for location). Red dashed lines denote the occurrence times of the Leonidio and Achaia earthquakes.

These observations seem to represent two distinct stages of deformation : The first one, which begins with the January intermediate-depth earthquake and includes the large strike-slip and subduction events, depicts the overall motion of southwestern Greece (Peloponnese) to the SSW, accompanied by the plunge and the southward retreat of the slab. This relatively rigid motion follows the long term kinematics of the region (*Le Pichon and Kreemer (2010); Reilinger et al. (2010)*). This stage is followed with a few months delay by the internal deformation of the Aegean plate, which occurs as N-S crustal extension.

One notable aspect of the 2008 cascade of earthquakes is that the mechanics they depict is close to the one which has long been thought to guide and control the deformation of the region. It shows the existence of dynamic coupling between the subduction and the prolongation of the NAF. Their close interaction supports that the NAF extends all the way to the subduction. Its curved geometry suggests its past capture by the subduction. In turn, this geometry is now what guides the motion and the kinematics of the region

at the lithospheric scale.

The slow continuous displacement of southwestern Peloponnese measured by the GPS station and the accompanying seismic activity show that slow slip and seismic slip occur in the shallow part of the subduction. Although it is difficult to distinguish what is attributable to the plunge of the slab or to its rollback, the two mechanisms are likely involved.

The delay of several months between the relatively rigid motion of Peloponnese and the activation of extension is remarkably similar to the delay observed in Turkey between the Izmit earthquake and the extension (*Durand et al.* (2010)). The long duration of this activation (months or years) is, like here, also a characteristic of the extension.

Methods

The seismicity data that we use are from the catalog of the National Observatory of Athens. We have calculated the magnitude of completeness of the catalog for each of the areas considered over the period 2005-2011 (Figures S2, Table S1). The seismicity time evolution curves displayed include all the catalog events at or above this magnitude. The earthquake mechanisms presented come from the sources given in the text, the largest source being the Department of Geophysics of the University of Athens (www.geophysics.geol.uoa.gr).

Region	Longitude 1	Longitude 2	Latitude 1	Latitude 2	Mc
Methoni	21.3	22.16	35.9	36.7	3.1
Zakynthos	20.0	20.7	37.2	37.6	3.2
West Corinth	21.7	22.3	37.9	38.5	2.9
East Corinth	22.5	22.85	38.05	38.3	2.9
Sperchios	22.27	22.96	38.6	38.81	2.8
Evia	23.3	23.8	38.7	38.9	2.8
Sporades	23.7	24.0	39.5	39.7	3.0
Chalkidiki	23.6	24.1	39.9	40.2	4.3

TAB.S1 – Coordinates of the areas considered in Figure 5.7 and outlined in Figure 5.6b with their corresponding magnitude of completeness.

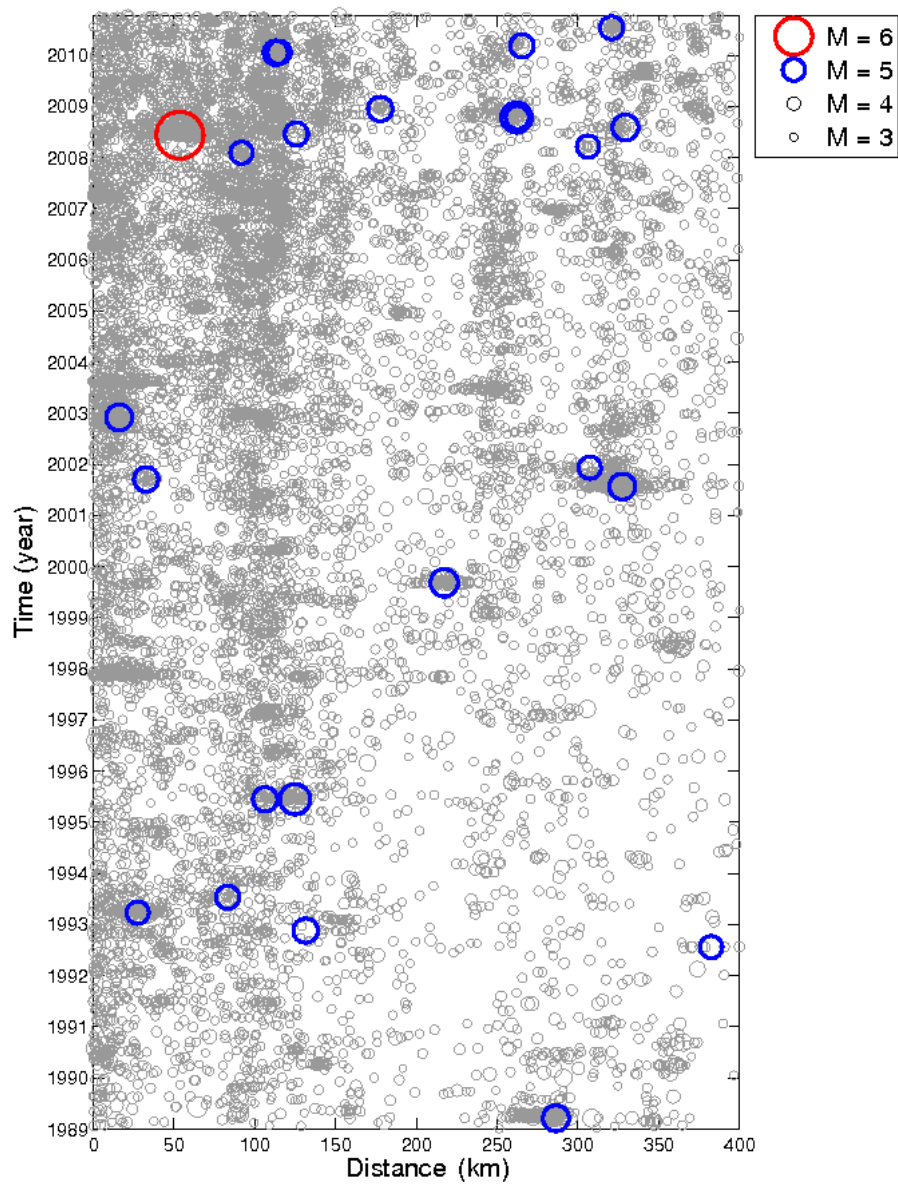


FIG.S1 – Time evolution of seismic activity in the area (rectangle) shown in Figure 5.6a.

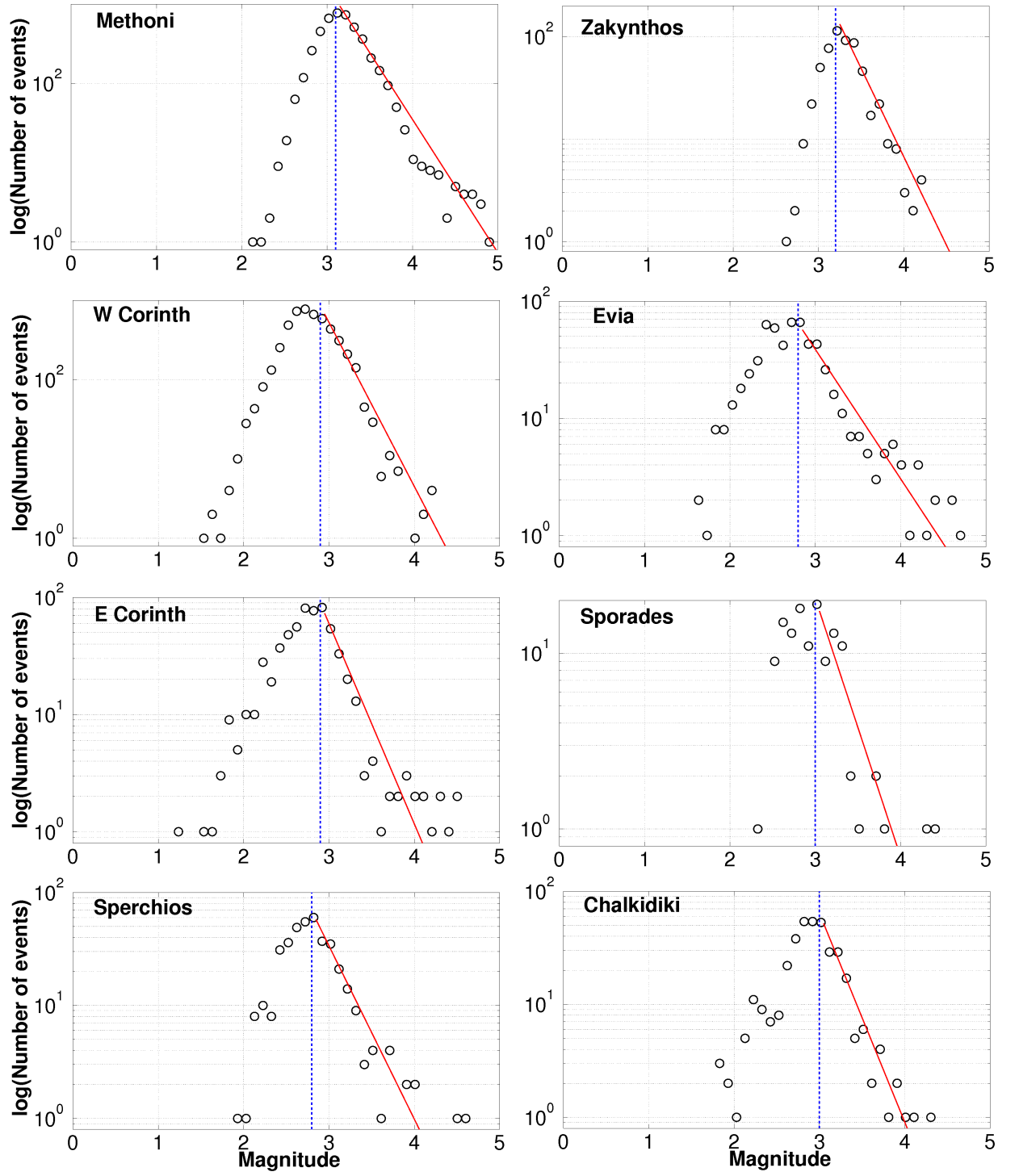


FIG.S2 – Magnitude distribution of events for the period 2005–2011 in each of the clusters outline by a box in Figure 5.6b. The red line shows the corresponding Gutenberg-Richter law and the blue line is the inferred magnitude of completeness.

Chapitre 6

Historique de l'étude de la phase de nucléation des séismes

Dans son livre « Predicting the unpredictable », *Hough* (2010) dit que la prédiction des tremblements de terre est le but de la sismologie : « *Earthquake prediction has been called the Holy Grail of seismology, but really prediction is the goal* . ». La meilleure manière de se protéger des effets destructeurs des séismes semble bien être la prédiction. Cependant, on peut penser que la prédiction n'est pas suffisante. Il faut également apprendre à construire des bâtiments qui résistent aux secousses sismiques, pour limiter les pertes humaines et les dommages matériels qui entraînent des bilans économiques désastreux.

A mon sens, avant de chercher absolument à prévoir les séismes, il faut chercher à les comprendre : que se passe-t-il avant un tremblement de terre ? Pourquoi un séisme va-t-il nucléer à un endroit et pas à un autre ? Quels sont les mécanismes qui contrôlent la nucléation des séismes ? Y a-t-il une manifestation de la phase de nucléation de manière systématique avant tous les tremblements de terre ? Si la réponse à cette question est non, la prédiction des séismes devra s'appuyer sur d'autres hypothèses. Ces questions me paraissent être des questions essentielles, auxquelles des éléments de réponse seront proposés dans le chapitre suivant.

Mais auparavant, faisons le point des connaissances en terme d'étude des processus de nucléation.

Il me paraît judicieux de commencer ce chapitre avec la notion de cycle sismique. Cette notion est apparue à la fin du 19^{ème} siècle. Au début du 20^{ème} siècle, *Reid* (1910) a montré que les séismes étaient la conséquence d'une concentration de déformation le long d'une faille. Une fois qu'un séisme a relâché les contraintes sur la faille, cette dernière nécessite un certain temps avant d'accumuler suffisamment de déformation pour pouvoir rompre à nouveau (Figure 6.1). Les séismes ont lieu sur des failles qui ont déjà produit des tremblements de terre par le passé. Dans le modèle de cycle sismique, l'accumulation de déformation est supposée se faire de façon constante. Par conséquent, connaissant le taux de chargement et la contrainte maximale que la faille peut supporter, il est possible de prévoir la date du prochain séisme (voir la Figure 6.1 pour les modèles de cycle sismique). Cependant, le chargement des failles ne se fait pas de manière aussi régulière. Il est donc impossible de prévoir avec précision la date d'un séisme. Toutefois, on note une périodicité (à plusieurs années près) dans les temps d'occurrence des séismes (figure 6.2). On parle volontiers de « temps de récurrence » d'un séisme pour définir le délai qui est supposé s'écouler entre deux séismes consécutifs sur une même faille.

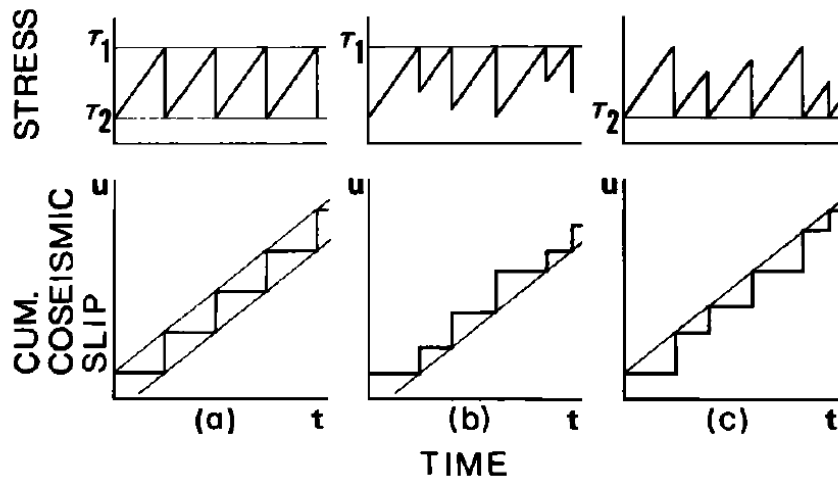


FIG. 6.1 — Modèles de cycle sismique (*Shimazaki and Nakata* (1980)). Les trois graphes présentent l'évolution de la contrainte dans le temps pour trois modèles différents. Les traits verticaux marquent les séismes, les traits inclinés le chargement entre deux séismes. a) *Modèle périodique*. La contrainte seuil (τ_1) et la chute de contrainte ($\tau_1 - \tau_2$) lors d'un séisme sont constantes. La date du prochain séisme ainsi que la magnitude sont prédictibles. b) *Modèle du temps prédictible*. La contrainte seuil est constante, par contre la chute de contrainte lors d'un séisme est variable. La date du prochain séisme est prédictible, mais pas sa magnitude, qui dépend de la chute de contrainte. c) *Modèle du glissement prédictible*. La contrainte seuil est variable, mais la contrainte minimale (τ_2) est constante. La date du prochain séisme n'est *a priori* pas prévisible, car on ne connaît pas la contrainte seuil à laquelle la faille va rompre. En revanche, la magnitude est prévisible à partir de la date *hypothétique* du séisme : plus le séisme aura lieu tard, plus la chute de contrainte sera grande et donc sa magnitude sera plus importante.

Cette notion de cycle sismique permet de définir des régions présentant une lacune sismique. Ce sont des zones où une faille active est répertoriée, et sur laquelle on connaît la date du dernier séisme qui s'est produit. Donc on sait que cette faille est susceptible de produire d'autres tremblements de terre, de taille comparable. De plus, si le temps de récurrence est connu, on peut savoir si la faille est proche de la rupture, et donc si le risque d'un prochain séisme est important.

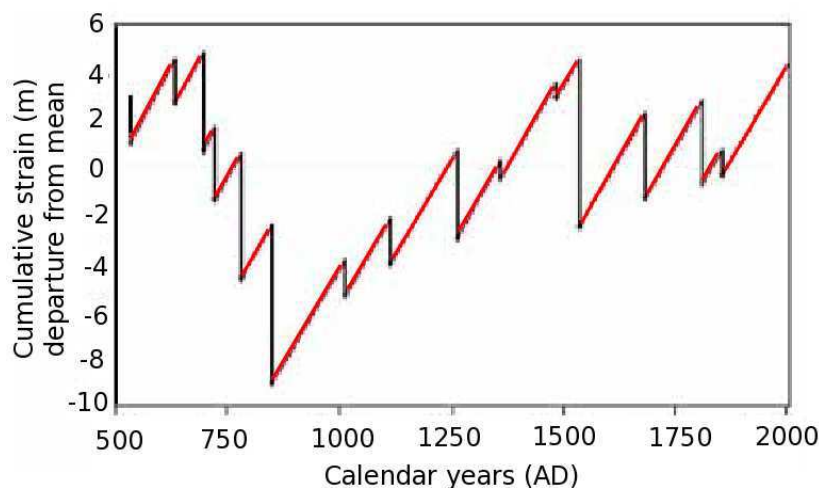


FIG. 6.2 – Cycle sismique de la faille de San Andreas reconstitué à partir de données paléosismiques (Weldon *et al.* (2004)). Le taux de chargement entre les séismes, représenté par les lignes rouges est supposé constant et égal à 3.1 cm/an. On note sur cette figure que le cycle sismique est bien moins régulier que ne le prédit la théorie ! Il est difficile ici de prédire la date ou la magnitude du prochain séisme. Cependant, on observe une périodicité dans l'occurrence des séismes : le temps de récurrence moyen semble être de l'ordre de la centaine d'années.

6.1 Quelques réussites de prédiction des séismes

Même si prédire le temps d'occurrence du prochain « Big One » qui frappera la Turquie, la Californie ou encore le Japon est pour le moment impossible, certains types de séismes peuvent, dans une certaine limite, être prédits.

Les premiers événements concernés sont les répliques, qui sont tous les événements sismiques suivant un tremblement de terre. Il est toutefois impossible de prédire les répliques individuellement. Par contre, il est possible d'estimer leur nombre, leurs magnitudes et leur évolution temporelle *moyens* à partir des événements qui ont eu lieu

pendant les deux ou trois jours suivant le choc principal. L'estimation de leur évolution moyenne se calcule à l'aide de la loi d'Omori-Utsu (*Utsu* (1961)) ajustée sur les données des premiers jours :

$$\lambda(t) = \frac{K}{(t + c)^p} \quad (6.1)$$

$\lambda(t)$ est le nombre de répliques observées au temps t , K et c sont des constantes. L'exposant p varie autour de 1 d'une séquence de répliques à l'autre. De plus, on connaît la répartition spatiale des répliques : dans la zone de faille, jusqu'à une distance d'une ou deux fois la longueur de la rupture, et plus spécifiquement dans les régions où les contraintes statiques ont été augmentées par le choc principal (figure 1.2). Concernant la magnitude, empiriquement, un séisme de magnitude M aura des répliques de magnitudes inférieures ou égales à $M-1$.

Quelques succès supplémentaires de prédiction concernent les séismes de magnitude 5 ou 6 qui se produisent le long des failles transformantes sur les dorsales océaniques. *McGuire et al.* (2005) ont observé que ces séismes sont très souvent précédés de pré-chocs, évènements de plus faible magnitude qui précèdent l'évènement principal. Ces pré-chocs, très nombreux, sont proches du séisme principal à la fois en temps et en espace : la sismicité précédant le choc principal est confinée dans une zone d'une quinzaine de kilomètres de rayon et dans l'heure avant le séisme. Contrairement aux séismes continentaux pour lesquels les pré-chocs ne peuvent pas être distingués des fluctuations de la sismicité de fond, la distribution des pré-chocs et leur nombre important dans les zones de dorsales océaniques permettent de prévoir le séisme principal. Cependant, tous ces séismes ne peuvent pas être prévus, et il y a de nombreuses fausses alertes. Sur les neuf séismes de magnitude supérieure à 5 considérés par *McGuire et al.* (2005), six ont été prédits avec succès par leur algorithme, trois ont été manqués, et il y a eu plus de 1000 fausses alertes !

Les pré-chocs sur les failles transformantes des dorsales océaniques sont reliés à du glissement lent qui a lieu sur la faille avant la rupture finale (*McGuire et al.* (1996, 2005)). Ce glissement lent entraînerait des changements dans l'état des contraintes sur la faille, menant ainsi à la rupture.

6.2 Une histoire de précurseurs...

Lorsque je me présente comme travaillant sur les séismes, la première question que me posent les personnes est : « Alors, vous prédisez les séismes?! Quand aura lieu le prochain? ». Question à laquelle pour l'instant nous ne pouvons pas répondre. Pour pouvoir prévoir les séismes, il faudrait qu'il existe des précurseurs à ces événements. Que ces précurseurs soient connus et fiables. La recherche de ces phénomènes a suscité beaucoup de passions.

Avant le séisme de Haicheng en 1975 (Chine), la population avait été sensibilisée au risque sismique et aux signes précurseurs qui pouvaient annoncer un séisme :

- changements du comportement des animaux (par exemple, des serpents qui sortent de leur hibernation alors qu'il gèle,...)
- changements du niveau, de la couleur, de l'odeur,... de l'eau.

Des phénomènes plus scientifiques, mesurables, ont aussi été recherchés :

- changements d'activité sismique
- déformations géodésiques
- changements dans la chimie de l'eau
- changements du champ magnétique.

Les autorités chinoises ont prétendu que le séisme d'Haicheng, de magnitude 7.5, avait été prédit, permettant des évacuations de populations, réduisant ainsi le nombre de victimes. Dans une étude postérieure, *Wang et al.* (2006) se sont posés la question de la réalité de cette prédiction. Ils se sont aussi intéressés aux phénomènes précurseurs qui l'avaient rendue possible. Ils retiennent trois phénomènes importants :

- les signalements de comportements bizarres des animaux (notamment crapauds et serpents)
- des changements de niveaux d'eau
- une séquence de pré-chocs très importante

A propos du premier point, des expériences ont été menées pour tester rigoureusement le comportement des animaux comme précurseur de séisme. Cela s'est avéré être un échec : ce phénomène n'est pas fiable.

Concernant le troisième point, une forte augmentation de l'activité sismique a été observée quatre jours avant le tremblement de terre, avec des événements de magnitude

supérieure à 4 : 500 pré-chocs ont été enregistrés, tous très proches de l'épicentre du choc principal (*Jones et al.* (1982)). Au vu de cette activité exceptionnelle, l'alerte a été donnée. Cependant, les évacuations n'ont pas eu lieu partout. Notamment, certaines parties du comté de Haicheng n'ont pas été évacuées. Néanmoins, le nombre de victimes est faible, étant donné la force du séisme : environ 2000 morts et 25000 blessés pour plusieurs millions d'habitants (*Wang et al.* (2006)). Plus de 100000 victimes auraient été attendues pour un séisme de cette force. Ce « faible » nombre de victimes peut s'expliquer, en plus des évacuations menées dans certaines régions, par le fait que les constructions dans la région du séisme ont généralement une structure en bois, résistante aux secousses sismiques. De plus, le séisme a eu lieu en soirée, lorsque les gens étaient chez eux, et non au travail, dans des bâtiments construits uniquement en béton, moins résistants que les maisons particulières (*Wang et al.* (2006)). Ces observations soulignent l'importance des constructions parasismiques pour diminuer le nombre de victimes.

Ce séisme a fait naître une lueur d'espoir quant à la prédiction des tremblements de terre : c'est le premier à avoir été prédit avec succès. Le premier, et malheureusement aussi le seul. De nombreuses fausses alertes ont précédé cette réussite. Et depuis, aucun autre séisme n'a été prédit. Le succès de cette prévision ressemble beaucoup à un coup de chance.

La séquence de pré-chocs a tout de même été le point le plus important dans la « prédiction » du séisme de Haicheng.

Une des questions à laquelle je me suis intéressée concerne la présence systématique de pré-chocs avant les forts tremblements de terre. Poursuivons donc sur les pré-chocs : quelles observations ont déjà été effectuées, que nous apprennent-ils sur la phase de nucléation des séisme ?

6.3 A propos des pré-chocs

Jusque dans les années 1990, de nombreuses études sur les pré-chocs ont été menées. Elles ont conduit à la détermination de certaines caractéristiques de ces événements. Ainsi, une augmentation de l'activité sismique autour des épicentres des importants séismes a souvent été rapportée (*Ellsworth et al.* (1981); *Jones* (1994); *Keilis-Borok et al.*

(1988); *Knopoff et al.* (1996); *Lindh* (1990); *Mogi* (1969); *Raleigh et al.* (1982); *Sykes and Jaumé* (1990); *Tocher* (1959)). Certains auteurs (*Abercrombie and Mori* (1996); *Jones and Molnar* (1976); *Raleigh et al.* (1982)) ont observé la présence de pré-chocs avant la moitié des tremblements de terre qu'ils considéraient. Cependant, chaque sismologue applique ses propres conditions pour définir un pré-choc. Ces conditions englobent plusieurs facteurs, qui sont :

- Le délai entre les pré-chocs et le séisme. Ce délai peut varier de quelques jours à une centaine de jours (*Abercrombie and Mori* (1996); *Dodge et al.* (1995); *Jones and Molnar* (1976); *Jones* (1984); *Reasenberg* (1999)).
- La taille de la zone dans laquelle les pré-chocs ont lieu. De manière générale, le rayon de cette zone est de l'ordre de la dimension de la source du choc principal (*Abercrombie and Mori* (1996); *Dodge et al.* (1995); *Jones and Molnar* (1976); *Jones* (1984); *Ohnaka* (1992); *Reasenberg* (1999)). A l'exception de *Mogi* (1969, 1979), qui considèrent une région présentant une géométrie de « doghnut » : la zone autour de l'épicentre du séisme est calme, les pré-chocs forment un anneau autour de la région épicertrale.

Une relation entre les pré-chocs et la magnitude du séisme principal a longtemps été recherchée. *Bowman et al.* (1998) ont trouvé un lien entre le rayon de la zone de pré-chocs et la magnitude du choc principal : la distance maximale entre le séisme et ses pré-chocs augmente avec la magnitude du séisme. Cependant, *Abercrombie and Mori* (1996), *Knopoff et al.* (1996) et *Reasenberg* (1999) observent que les pré-chocs sont indépendants de la taille du choc principal.

Les pré-chocs sont reliés à la rupture d'hétérogénéités présentes dans la croûte (*Abercrombie and Mori* (1996); *Dodge et al.* (1996); *Jones* (1984); *Mogi* (1963)). Ces hétérogénéités cassent quand elles atteignent un état critique. Il est tentant d'expliquer l'enchaînement des pré-chocs par un déclenchement en cascade : chaque pré-choc provoque le suivant en changeant le champ de contraintes statiques, jusqu'à l'occurrence du choc principal. Cependant, cette hypothèse n'est pas viable : les distances entre les pré-chocs et entre les pré-chocs et le choc principal sont trop grandes (*Dodge et al.* (1995, 1996); *Knopoff et al.* (1996)). Des mécanismes considérant des processus non-élastiques comme la circulation de fluides ou le chargement par glissement asismique sont donc nécessaires pour expliquer les séquences de pré-chocs suivies de forts séismes (*Dodge et al.* (1995, 1996)).

Le séisme principal a lieu quand le système a atteint un état critique (*Raleigh et al.* (1982); *Bowman et al.* (1998)). L'augmentation du nombre de pré-chocs généralement observée est le témoin de l'évolution du système vers son état critique. Les petits séismes (les pré-chocs) cassent des barrières, rendant possible la propagation d'un plus fort séisme (*Raleigh et al.* (1982); *Bowman et al.* (1998)). Pour *Jones and Molnar* (1979) et *Kanamori* (1981), les pré-chocs sont la preuve que la croûte se déforme avant les gros séismes. Ces hypothèses sont en accord avec la théorie : tous les séismes doivent être précédés par un glissement instable sur une partie de leur surface de rupture (*Das and Scholz* (1981); *Favreau et al.* (2002); *Rice* (1993)). Cependant, cet épisode de glissement lent est difficile à détecter. Une phase de nucléation qui peut être assimilée à du glissement lent a été observée avant quelques séismes : avant le séisme du Chili en 1960 (*Cifuentes and Silver* (1989); *Kanamori and Cipa* (1974)), avant le séisme d'Izmit en Turquie de 1999 (*Bouchon et al.* (2011)) et avant le séisme du Japon de 2011 (*Kato et al.* (2012)). Des expériences en laboratoire (*Zigone et al.* (2011)) ont également montré une corrélation entre l'accélération du glissement sur une surface et l'apparition de signaux sismiques de type trémor. Et observation importante en lien avec la théorie, ces signaux sont enregistrés quand l'interface est proche de la rupture.

Ces quelques études ont mis en évidence la présence d'une déformation lente qui précède les importants tremblements de terre. Cette déformation grande échelle est supposée déclencher les pré-chocs et le choc principal (*Das and Scholz* (1981)) par usure statique. Toutefois, le glissement lent seul ne suffit pas à produire les pré-chocs. Pour les observer, il faut la présence d'hétérogénéités qui cassent en réponse au glissement aisé (*Abercrombie and Mori* (1996); *Das and Scholz* (1981); *Dodge et al.* (1996); *Jones* (1984); *Mogi* (1963)).

D'après *Jones* (1984), le délai entre les pré-chocs et le choc principal correspond au temps nécessaire pour casser le lien le plus fort sur la faille. Néanmoins, les observations des pré-chocs ne permettent pas pour l'instant de prédire le moment où le séisme principal aura lieu.

6.4 Deux exemples récents de séismes précédés d'une phase de nucléation observable

Le séisme d'Izmit, Turquie, 1999

En 1999 a eu lieu en Turquie un séisme destructeur, de magnitude 7.4, le séisme d'Izmit (Chapitre 2). Ce séisme a été précédé de plusieurs pré-chocs (*Ozalaybey et al. (2002); Polat et al. (2002)*) et d'un signal sismique de longue durée (44 minutes) provenant de son hypocentre (*Bouchon et al. (2011)*). Ce signal est composé de petits événements répétitifs accélérant dans le temps et d'une augmentation du bruit basse fréquence. Les événements répétitifs sont dus à la rupture répétée d'une même zone de la faille, impliquant un rechargement des contraintes à cet endroit entre deux événements successifs. *Bouchon et al. (2011)* proposent que l'interface autour de la zone hypocentrale glisse asismiquement.

Bouchon et al. (2011) observent donc, par le biais de la sismicité, la phase de nucléation précédant le séisme d'Izmit. Leur interprétation de cette phase comme glissement lent est en accord avec la théorie (*Das and Scholz (1981)*) et les expériences en laboratoire (*Dieterich (1978); Ohnaka (1993)*).

Le séisme de Tohoku, Japon, 2011

Le 11 mars 2011, le Japon a été frappé par un séisme catastrophique, de magnitude 9.0. Ce séisme a été précédé par d'importantes séquences de pré-chocs pendant au moins vingt-trois jours, le plus gros pré-choc ayant une magnitude de 7.3 (*Ando and Imanishi (2011); Hirose et al. (2011); Ide et al. (2011); Kato et al. (2012)*). Ces séquences étaient proches de l'hypocentre du choc principal (*Ide et al. (2011)*). Deux de ces séries ont migré en direction de l'hypocentre (*Ando and Imanishi (2011); Kato et al. (2012)*). La seconde a débuté après le plus important pré-choc (*Ando and Imanishi (2011); Kato et al. (2012)*). Cette seconde migration est interprétée par *Ando and Imanishi (2011)* comme la propagation du glissement qui suit généralement un séisme (afterslip). Ces deux séquences sont composées d'événements répétitifs, qui cassent de manière récurrente les mêmes hétérogénéités de la faille (*Kato et al. (2012)*). Les séismes répétitifs sont supposés être le résultat d'un glissement asismique qui a lieu autour des hétérogénéités (*Kato et al. (2012)*) : les hétérogénéités étant des zones bloquées, aucun glissement continu ne s'y produit. Lorsqu'un certain seuil est atteint, ces aspérités doivent rompre pour rat-

traper le retard de glissement qu'elles ont accumulé par rapport aux zones avoisinantes qui glissent de manière continue. Les événements répétitifs observés avant le séisme de Tohoku témoignent du fait qu'un glissement asismique est en cours (*Kato et al. (2012)*). Comme pour le séisme d'Izmit, la phase de nucléation du séisme de Tohoku est observable par le biais de la sismicité.

Ces deux séismes majeurs fournissent des indications importantes sur le processus de nucléation des séismes. Ils montrent la présence d'une phase de glissement lent avant l'occurrence du choc principal. Ils confirment que au moins dans certains cas, une grande partie de la faille commence à glisser lentement et de manière stable, puis ce glissement évolue jusqu'à une rupture rapide, instable et confinée dans une petite zone (*Dieterich (1979)*; *Ohnaka (1992)*; *Shibazaki and Matsu'ura (1992)*).

Une question se pose encore : est-ce que des séismes et du glissement précurseurs sont présents avant tous les séismes ? Les données sont encore insuffisantes pour savoir si les observations rapportées précédemment sont ou non systématiques (*Keilis-Borok et al. (1988)*; *Raleigh et al. (1982)*). Un autre problème persistant est le fait qu'il n'existe encore aucune méthode pour discriminer les pré-chocs de la sismicité de fond avant que le choc principal n'ait lieu.

Il est important, à mon avis, de continuer la recherche sur les pré-chocs et le glissement lent précurseur car ils sont la clef de la compréhension de la phase de nucléation qui a lieu avant un séisme (*Abercrombie and Mori (1996)*; *Jones and Molnar (1979)*).

Chapitre 7

La longue phase de nucléation de la plupart des forts séismes interplaques

Le contenu de ce chapitre a été écrit pour être publié dans "Nature Geoscience" ("The Long Nucleation of Most Large Interplate Earthquakes", *Bouchon, Durand, Marsan, Karabulut and Schmittbuhl*). Il est actuellement en révision. L'article est repris dans son intégralité, dans la langue de publication (anglais). Un résumé est donné en préambule. Pour cet article, j'ai analysé les données et étudié l'évolution spatio-temporelle des événements précédant les séismes sélectionnés. J'ai contribué à la réflexion sur la nature de la phase de nucléation ainsi qu'aux conclusions.

7.1 Résumé

Les pré-chocs sont communément considérés comme un phénomène précurseur. Cependant, ils ne sont pas adaptés à la prédiction des forts séismes. En effet, il est difficile de les considérer comme précédant un important tremblement de terre au moment où ils ont lieu.

Dans ce chapitre, nous nous interrogeons sur la récurrence des pré-chocs avant les forts séismes. Pour cela, nous considérons deux types d'événements :

- les séismes interplaques, qui ont lieu à la frontière entre deux plaques

- les séismes intraplaques, qui se situent à l'intérieur d'une plaque.

La difficulté qui survient lors de la comparaison des phases de pré-chocs est l'hétérogénéité des seuils de détection, due à des densités de stations différentes suivant la région du globe considérée. Par conséquent, nous nous intéressons aux zones les mieux instrumentées : en Asie, du sud de Taïwan au nord du Japon, et en Amérique, de l'ouest de l'Alaska au nord du Mexique. Nous considérons l'évolution de la sismicité dans des régions de rayon 50km autour de séismes de $M \geq 6.5$ ayant eu lieu entre le 1^{er} janvier 1999 et le 1^{er} janvier 2011. Sur cette période, la magnitude de complétude est égale à 2.5.

Nous observons une accélération de la sismicité pendant le dernier jour précédant la majorité des séismes interplaques. Un stack du moment sismique cumulé précédant tous les séismes interplaques montre une première accélération de l'activité deux mois avant le choc principal. La plus forte accélération est observée deux jours avant les séismes, et l'activité sismique accélère encore dans les heures précédant le choc principal. Le stack est une représentation lissée d'un processus qui est irrégulier pour chaque événement. Cependant, ceci montre que la phase d'accélération précédant un fort tremblement de terre est récurrente. Cette augmentation de la sismicité est beaucoup moins commune avant les séismes intraplaques.

Nous avons procédé à des tests statistiques pour montrer que l'accélération de la sismicité n'est pas aléatoire. De plus, il a été montré que les séismes sont groupés en temps et en espace. Ce qui pose la question : « est-ce que l'accélération observée est le résultat de ce regroupement ? » Le résultat des tests statistiques indique que l'accélération apparente due à ce regroupement influe peu sur nos observations.

La localisation des pré-chocs est susceptible de donner des indices sur le mécanisme contrôlant la phase de nucléation des séismes interplaques. Nous observons deux distributions des pré-chocs différentes. Les pré-chocs des séismes en subduction définissent une large zone : les derniers se situent en moyenne à 25km de l'hypocentre. Au contraire, les pré-chocs des séismes transformants sont confinés dans une petite zone : les derniers sont à une distance de 4km en moyenne de l'hypocentre. Dans le cas des séismes en subduction, nous avons calculé que la taille de source moyenne des pré-chocs est de l'ordre de 250m. La taille de source des pré-chocs étant dix fois plus petite que la distance les séparant du choc principal, les pré-chocs ne peuvent pas déclencher ce séisme par transfert de contrainte.

Nous formulons l'hypothèse qu'il existe un processus mécanique mettant en jeu une grande zone de l'interface de subduction. Ce mécanisme peut être le glissement lent de tout un pan de la plaque en subduction. Le fait que les séismes intraplaques ne présentent pas de phase de nucléation similaire à celle des séismes interplaques nous conforte dans cette hypothèse.

7.2 Etude de la phase de nucléation des grands séismes

It has long been known that many earthquakes are preceded by foreshocks (*Jones and Molnar* (1976, 1979)). However, the mechanisms which generate foreshocks and the reason why they occur before some shocks and not others remain unknown (*Abercrombie and Mori* (1996); *Reasenber* (1999); *Jones* (1984); *Doser* (1990); *Maeda* (1999); *McGuire et al.* (2005)). Here we show, by analyzing seismic catalogs in some of the world best documented areas, that there is a remarkable contrast between the earthquakes which take place along the interfaces of the tectonic plates and the ones which result from the internal deformation of the plates. Most of the large ($M \geq 6.5$) shallow plate-interface earthquakes which have occurred in the well-instrumented areas of the North Pacific over the past 12 years have been preceded by an acceleration of seismic activity, indicating the presence of foreshocks. The location of these shocks and the contrast observed with intraplate earthquakes, for which foreshocks are much less frequent, suggest that the plate interface begins to slip slowly long before it ruptures. If these results are confirmed, the relatively long duration of this preparation phase may help mitigate earthquake risk in the future.

Foreshocks are the most common precursory phenomenon to earthquakes. However, they have proven elusive to predict them. The inherent problem is the difficulty to identify seismic events as foreshocks when they occur. The view that foreshocks are of little use to predict earthquakes is supported by models where foreshocks trigger one another, and one of them randomly triggers the mainshock. However, such models are contradicted by investigations of well recorded foreshock sequences (*McGuire et al.* (2005); *Dodge et al.* (1995, 1996); *Zanzerkia et al.* (2003); *Hauksson* (2011)) which suggest instead that their source is aseismic fault slip – slip too slow to radiate seismic waves - foreshocks resulting from the breaking of the asperities of the fault plane resisting the slow slip of the surrounding areas. Recent observations of foreshock sequences before the giant Mw 9.0 Tohoku, Japan earthquake (*Kato et al.* (2012)) and the large Mw 7.6 Izmit, Turkey earthquake (*Bouchon et al.* (2011)) indicate that their rupture was preceded by a phase

of slow slip of the plate interface.

While the Tohoku earthquake broke the interface between a subducting plate and the overriding one, the Izmit event occurred between two horizontally moving plates. They both represent the two types of large interplate earthquakes : subduction and transform. While neighboring plates slip continuously over most of their contact interface, because rocks at depth are ductile enough to slowly deform, the shallow part of their interface is generally locked for long times until rocks suddenly break in an earthquake. Another type of earthquake, termed intraplate, results from the internal deformation of a plate.

Observations made over the past decade have shown that besides the continuous and the earthquake modes, relative plate motion may occur in a variety of ways (*Peng and Gomberg (2010); Beroza and Ide (2011); Vidale and Houston (2012)*) : Slow slip events lasting for weeks or months occurring below the locked seismogenic zone of subductions, hours-long tremors originating from below the seismogenic zone along both subducting and transform boundaries, slow post-seismic slip following large earthquakes and occurring within the seismogenic subduction zone itself. Geodetic measurements also show that earthquakes cannot account for all the slip which takes place in subduction seismogenic zones (*Pacheco et al. (1993)*) implying that some slip must occur aseismically. These observations show that slow slip is a significant mode of relative plate motion and is pervasive in the seismogenic zone itself. Thus, if a link between foreshocks and slow slip exists, as has long been proposed (*Jones and Molnar (1979); McGuire et al. (2005); Dodge et al. (1995, 1996); Zanker et al. (2003); Kato et al. (2012); Bouchon et al. (2011); Ohnaka (1992)*), foreshocks may be more common before interplate than intraplate earthquakes.

One challenge of comparing foreshock occurrences over wide geographic areas is the heterogeneity of magnitude detection thresholds, which is related to the density of seismic stations. Because some foreshock sequences may not contain events large enough to be detected at far distance, one must rely on capabilities of regional networks. Thus, we will focus on what may be the world best instrumented seismic zones : The zone extending from southern Taiwan to northern Japan and the one stretching from western Alaska to northern Mexico (Figure 7.1). We will consider all the $M \geq 6.5$ earthquakes shallower than 50km which occurred there between 1999/01/01 and 2011/01/01. Excluding events which are early aftershocks of larger events (Supplementary Information, section 1, Annexe C), this provides a set of 62 $M \geq 6.5$ earthquakes (Figure 7.1 and Supplementary Tables S1-S3, Annexe C), which divides evenly into 31 interplate (22 subductions and 9

transforms) and 31 intraplate earthquakes. The analysis of the dataset (Supplementary Figure S1, Annexe C) shows that the magnitude of completeness is about 2.5 for both interplate and intraplate seismicity.

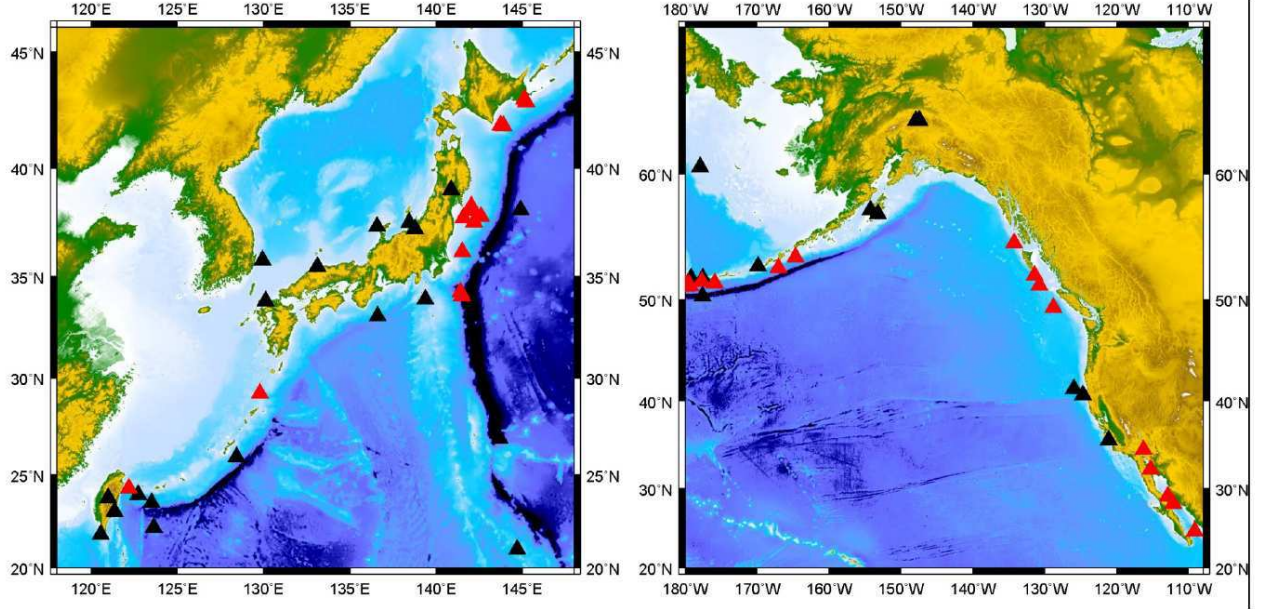


FIG. 7.1 – Geographical distribution of the earthquakes. All the $M \geq 6.5$ earthquakes (interplates in red, intraplates in black) which occurred between 1999/01/01 and 2011/01/01 in the two zones considered are shown, except those which are early aftershocks of larger events.

For each event, we investigate the evolution of seismicity in a zone of 50km radius centered on the epicenters. Figure 7.2 shows that an acceleration of activity precedes on the last day the majority of the interplate earthquakes of the dataset. This figure presents all the interplate sequences with last day events ($\sim 70\%$ of the total). It shows that for most of the interplate earthquakes, the largest event of the last 4 days occurs on the last day, generally in the last hours before the earthquake. The 5 sequences of Figure 7.2a for which the largest event is not on the last day have, nevertheless, most of their last day seismicity concentrated in the last 4 hours (Figure 7.2b), indicating also an intensification of the activity. Evolutions over different periods (Supplementary Figs S2-S9, Annexe C) show that the acceleration is not restricted to the last day.

As the strength of a seismic source is measured by its seismic moment, we present

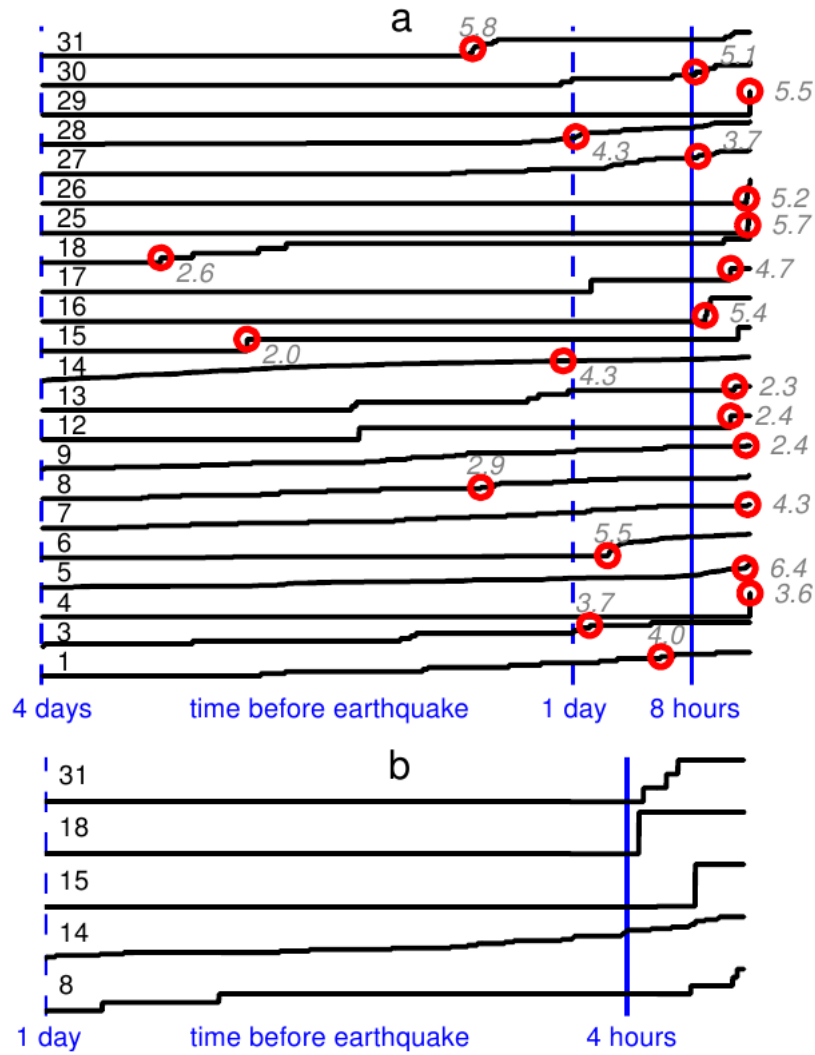


FIG. 7.2 – Time evolution of the cumulative numbers of seismic events in the few days prior to 22 interplate earthquakes ($\sim 70\%$ of the total dataset). All the events located within 50km of each interplate earthquake epicenter are included. Bold numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1 (Annexe C). All curves are normalized and end prior to the earthquake. a) Last 4 days evolution. Red circles indicate the largest events of the period with their magnitude. b) Zoom on the last day evolution of the 5 sequences of Fig. 2a for which the largest event is not on the last day. One of the sequences displayed (14) is contaminated by aftershocks of a previous earthquake (see Supplementary Table S1, Annexe C), but shows nevertheless an acceleration in the few hours before the earthquake (see also Supplementary Figure S9 (Annexe C, top trace)).

the pre-earthquake evolution of the moment released in the 50km zone surrounding the epicenter of most interplate earthquakes (Figure 7.3a). Different time windows are considered, because the timing of an eventual acceleration may differ. Although 6 sequences

are not displayed because they lack a clear trend, the remaining 25 sequences ($\sim 80\%$ of the total) show that a notable increase in released seismic moment occurs before the earthquakes. Because the timing of the increase varies, one might argue that it is an artifact of the multiple window presentation (*Hardebeck et al. (2008)*). A stack of the seismic moments of all the interplate sequences (Figures 7.3b-d) shows that the increase viewed in the individual sequences is real and provides an average picture of the accelerating seismicity. It shows near constant seismicity rate until about 2 months before the earthquakes when a small increase becomes noticeable. About 20 days before, the increase becomes more pronounced. The rate accelerates about 2 days before the earthquakes, and again a few hours before, and keeps accelerating until the earthquakes. These plots, like the original acceleration curves of *Jones and Molnar (1976)*, provide a smooth average representation of a process which is more irregular for each event. Nevertheless, they indicate that the acceleration phase which precedes many large interplate earthquakes is remarkably robust and that its timing and duration are surprisingly recurrent.

The pattern of seismicity increase is far less common for intraplate earthquakes. Analysing the last few days evolution (Supplementary Figure S10, Annexe C) shows that only 5 sequences (16%) have the largest event of the last 4 days occurring within the 8 hours preceding the earthquake compared to 42% for interplate sequences (Figure 7.2a). This is confirmed by a comparison of the stacks (Figure 7.4a,b). To quantify the difference, we use a simple statistical tool which compares the number of events in successive time windows (Supplementary Information, section 4, Annexe C). Each 6-months long pre-earthquake sequence is tested against 1000 realisations of random sequences containing the same number of events, and the probability that the acceleration observed is not due to chance is calculated. The results (Figures 7.4c,d) show that while 67% of interplate sequences display an acceleration of seismicity with a probability higher than 70% that it is not due to chance, this number is only 23% for intraplate sequences. In a further test, we also apply the above algorithm to the period starting one year before the earthquake and ending 6 months before. The results (Supplementary Figure S11, Annexe C) show that in this period, only 23% of the interplate sequences reach the probability level defined above.

Because seismic events tend to cluster in space and time, one may wonder if the observed acceleration is not a result of it. Earthquake clustering causes an acceleration of seismicity before a mainshock (*Helmstetter (2003)*). As earthquakes trigger aftershocks, the probability of an event is greater following a large shock, when seismicity rate is

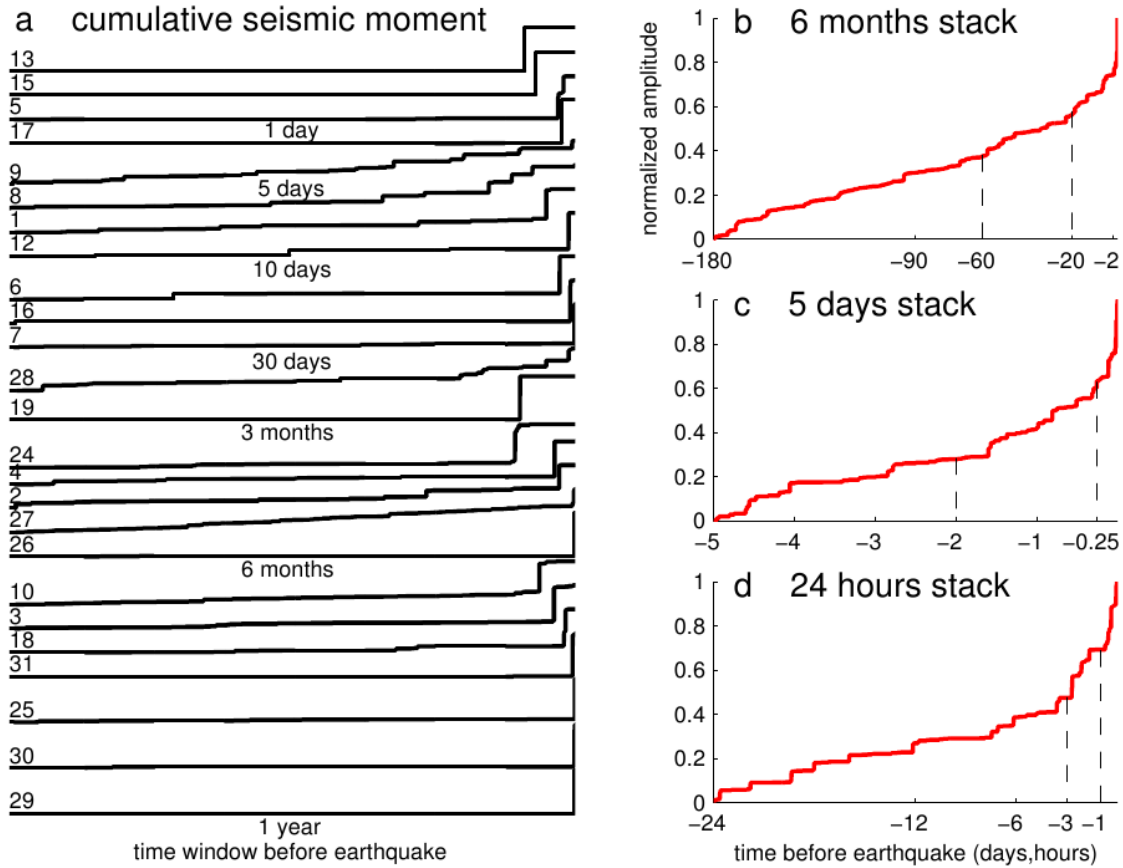


FIG. 7.3 – Time evolution of the seismic moment released in the 50km-radius zone surrounding the epicenter prior to interplate earthquakes. a) Normalized cumulative moment for 25 pre-earthquake sequences ($\sim 80\%$ of the total dataset). Numbers at left identify the sequences in Supplementary Table S1 (Annexe C). Time window lengths are indicated below each set of traces. The magnitude of the largest event of each trace is listed in Supplementary Table S1 (Annexe C). b)c)d) Normalized stacks of the cumulative seismic moments of all the interplate sequences. Each sequence is given the same weight.

high. Immediately before the event, there are thus a greater number of earthquakes than normal, causing an apparent acceleration. To estimate how much this statistical (rather than mechanical) acceleration contributes to our observations, we perform two different tests. First, we choose one event in each sequence, which takes place at least 3 months before the $M \geq 6.5$ earthquake and is located close to it, and stack the seismicity of all the sequences relatively to the occurrence time and location of these selected events. The resulting graph (Supplementary Figure S12, Annexe C) shows that the acceleration due to clustering is very small. In a second test, we perform Monte-Carlo simulations of an ETAS model (*Ogata (1988)*) for the 62 sequences (Supplementary Information, section

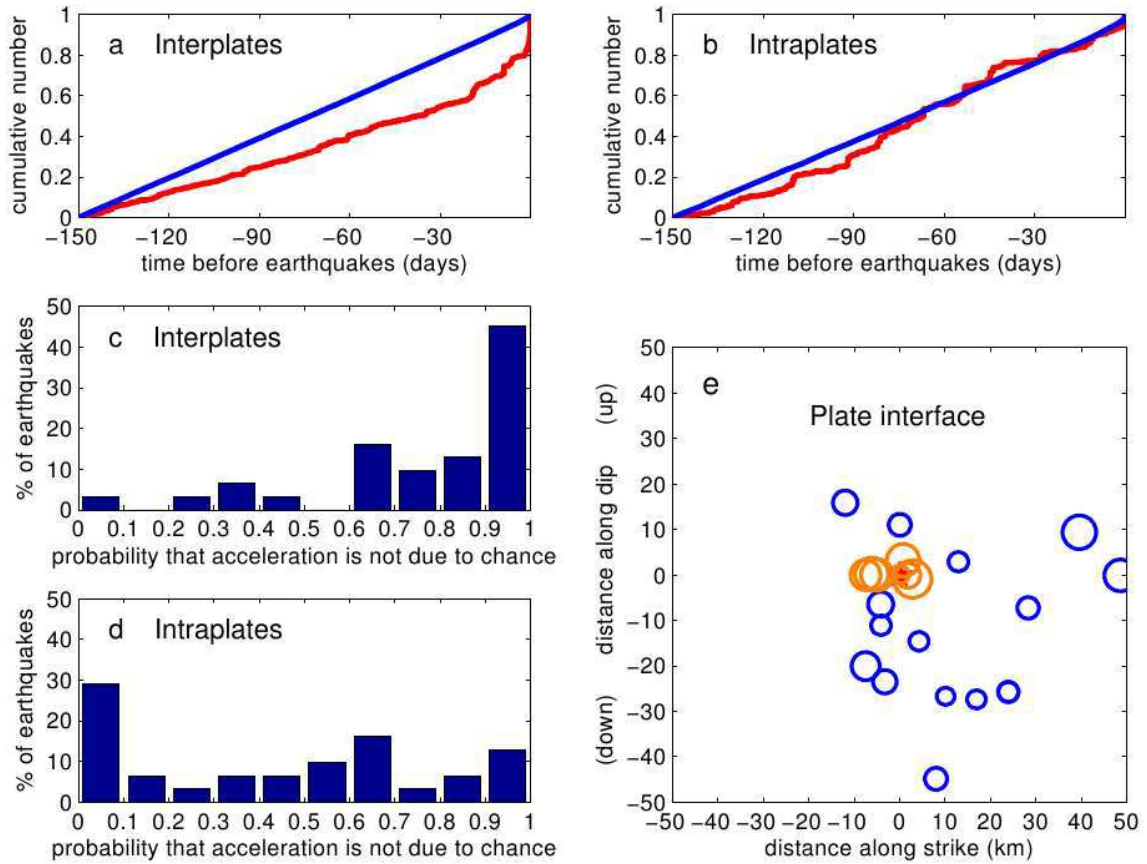


FIG. 7.4 – Comparison of the characteristics of the different types of pre-earthquake sequences. a)b) Normalized stacked evolution of seismicity (in red) prior to the interplate and intraplate earthquakes. Every sequence is given the same weight. The blue curve shows the corresponding ETAS simulation. c)d) Probability that the acceleration of seismicity observed before large earthquakes is not due to chance. e) Location of the last event prior to the 22 interplate earthquakes with last day event (Figure 7.2) relatively to the mainshock hypocenter. The map shows the projection of the catalog location on the plate interface and is centered on the earthquake hypocenter (red star). Subduction is in blue, transform in orange. Symbol size varies linearly with magnitude which ranges from 1.5 to 5.5.

5, Supplementary Figure S13, Annexe C). The results (Figure 7.4a) show that, although the clustering causes a purely statistical acceleration of seismicity before the earthquakes (Supplementary Figure S14, Annexe C), it contributes little to the actual acceleration.

The observations reported above suggest that interplate and intraplate earthquakes undergo different nucleation processes. Interplate earthquakes occur on the locked part of an interface which is elsewhere continuously or slowly slipping, opening the possibility

that neighboring slip starts invading the locked seismogenic zone before the earthquake occurs as reported before the Tohoku (*Kato et al. (2012)*) and the Izmit (*Bouchon et al. (2011)*) earthquakes.

The spatial distribution of foreshocks may also shed light on their generating mechanism. Figure 7.4e displays the locations of the last shock of the 22 interplate sequences of Figure 7.2 and suggests the emergence of two different patterns for subduction and transform-fault foreshocks. While the former ones define a broad area and occur relatively far from the hypocenter ($\sim 25\text{km}$ on average), the later ones cluster close to it ($\sim 4\text{km}$ on average). Although location errors are likely higher for subduction earthquakes which generally occur further from land, the difference between the two patterns seems large enough (the average distance for subduction is about 10 times the catalog reported location errors, Supplementary Information, section 6, Annexe C) to reflect real differences in the mechanical process which generates the foreshocks. The average magnitude of the immediate subduction foreshocks is 2.6, which, assuming a typical stress drop of 3MPa, implies an average source size of about 250m. As this value is 100 times smaller than the average foreshock-mainshock distance and as seismic events do not generally trigger seismicity beyond about twice their source size, the observed pattern seems to preclude direct triggering of the mainshock by foreshocks for most of the subduction earthquakes of the dataset. It suggests that a mechanical process which involves at the same time a relatively broad area of the subducting interface is taking place. One possible mechanism could be the slow slip of a patch of the subducting plate. The relatively large extent of subduction foreshock zones suggested by Figure 7.4e is consistent with what is observed before the M 9.0 March 2011 Japan Tohoku earthquake (*Kato et al. (2012)*), the 2010 M 8.8 Chile Maule earthquake (*Madariaga et al. (2010)*) and the largest ever recorded earthquake, the 1960 M 9.5 Chile earthquake (*Suyehiro (1966)*). The clustering of foreshocks around the hypocenter of transform-fault earthquakes, on the other hand, agrees with the few well-resolved studies of such sequences (*Dodge et al. (1995, 1996)*; *Zanzerkia et al. (2003)*; *Hauksson (2011)*; *Bouchon et al. (2011)*).

The presence of a preparation phase before earthquakes is predicted both experimentally and theoretically (*Ohnaka (1992)*; *Dieterich (1978)*; *Das and Scholz (1981)*; *Campillo et al. (2001)*; *Cocco and Bizzarri (2002)*; *Lapusta and Rice (2003)*; *Ampuero and Rubin (2008)*). The nature of this expected phase is, like the observations reported here suggest, slow aseismic slip accelerating in time. Although more close-in observations are needed to confirm the prevalence of this mechanism, the high probability that large

interplate earthquakes are preceded by a phase of accelerating seismicity should motivate denser instrumental deployment along sensitive plate boundaries. Whether phases of accelerating seismicity occur from time to time on plate boundaries without triggering a large event also needs investigation.

Conclusions et perspectives

Conclusions

L'ouest de la Turquie présente deux régimes tectoniques différents : décrochement sur la Faille Nord Anatolienne et extension dans des essaims situés autour de la faille. L'étude de l'évolution de la sismicité dans ces essaims après le séisme en décrochement d'Izmit en Turquie en 1999 a montré que les deux systèmes interagissent, mais répondent différemment à l'excitation d'un séisme. Les événements en décrochement sont activés immédiatement et à de courtes distances. Les événements en extension, quant à eux, répondent avec un délai de quelques jours à plusieurs mois et jusqu'à de plus grandes distances (jusqu'à 300km). L'observation de tels délais diffère de ce qui est généralement rapporté dans la littérature : l'augmentation de la sismicité lointaine coïncide avec le passage des ondes sismiques ou arrive très peu de temps après. L'activation des essaims en extension en mer de Marmara est en accord avec les mesures GPS du glissement post-Izmit (*Aktug et al. (2009); Ergintav et al. (2009); Hearn et al. (2009)*).

Nous avons par ailleurs calculé les changements de contraintes induits par le séisme d'Izmit à l'est de la mer de Marmara. Effectuer les calculs dans cette région est intéressant car les deux systèmes – extension et décrochement – y sont présents. Nous pouvons relier les différences de comportement de ces deux systèmes aux changements de contraintes. D'une part, les événements décrochants répondent aux contraintes dynamiques : ils sont déclenchés par le passage des ondes et leur activité diminue rapidement car l'augmentation des contraintes dynamiques est un phénomène éphémère. D'autre part, les séismes en extension sont contrôlés par la déformation statique de la croûte. Les délais observés avant l'activation des zones en extension suggèrent que les changements de contraintes dus au séisme initient un processus physique qui met du temps à se développer. Ce processus peut impliquer la propagation de fluides dans la croûte. En effet, les changements de contraintes statiques se traduisent par une mise en compression ou une décompres-

sion de la croûte. Ces deux états, compression ou décompression, peuvent être le point de départ d'un mouvement de fluides. La circulation de fluides, une fois mise en place, se traduit par de la sismicité. Nous observons également que les augmentations de contraintes statiques et dynamiques peuvent activer les mêmes structures. La prédominance de l'un sur l'autre dépend de la distance, à l'exemple de l'essaim en extension de Yalova, qui a été activé par le séisme d'Izmit puis par le séisme de Düzce trois mois plus tard. Dans le cas de la seconde activation où la source se trouve à environ 200km, le déclenchement par les contraintes dynamiques est le mécanisme le plus probable.

L'analyse de la séquence sismique qui a eu lieu en Grèce en 2008 nous a permis d'observer le couplage dynamique entre la subduction, le système en décrochement et le système en extension par le biais de la sismicité. La chronologie des événements et les délais constatés entre le séisme en subduction et l'activation de l'extension laissent supposer que la déformation est contrôlée par un processus profond de longue durée. Ce processus peut être lié au retrait de la subduction hellénique au sud de la région égéenne. Nous formulons l'hypothèse que le premier séisme de la séquence, qui a lieu dans la subduction, a accéléré le retrait de la plaque plongeante, provoquant un mouvement du Péloponnèse vers le sud et une augmentation de l'extension dans la croûte au nord du domaine égéen. L'enchaînement des activations sismiques observé est cohérent avec le mécanisme de déformation de la région égéenne généralement proposé : le retrait de la subduction contrôle la déformation arrière-arc. Cet enchaînement montre également l'existence d'un couplage dynamique entre la subduction et la prolongation de la NAF dans le domaine égéen : la NAF doit sa courbure à la traction exercée par la subduction. A présent, sa géométrie guide la déformation de la région à l'échelle lithosphérique. L'occurrence du séisme de l'Achaïa peu de temps après l'accélération du glissement asismique dans la subduction soutient l'hypothèse d'un couplage entre la subduction et la NAF. Cette dernière observation suppose également un lien entre grands séismes et glissement lent.

Dans la dernière partie de cette thèse, nous nous sommes intéressés à la phase de nucléation des grands séismes. La question était : est-ce qu'il existe un phénomène observable par le biais de la sismicité qui précède de manière systématique les grands séismes ? L'étude systématique de la sismicité précédant les importants tremblements de terre a permis d'apporter des éléments de réponse. La grande majorité des séismes interplaques est précédée d'une accélération de la sismicité. En revanche, ce n'est pas le

cas pour la majorité des séismes intraplaques. Nous concluons de ces observations que les séismes interplaques et les séismes intraplaques ont des processus de nucléation différents. Les séismes interplaques sont situés sur une interface qui glisse de manière continue. On peut présumer que ce glissement commence à pénétrer dans la zone sismogène (la zone bloquée) avant le séisme. Cette hypothèse est corroborée par les observations effectuées pour les séismes d'Izmit en 1999 (*Bouchon et al. (2011)*) et de Tohoku en 2011 (*Kato et al. (2012)*). Cette étude a aussi mis en évidence une différence entre les séismes en subduction et les séismes en décrochement. A la différence des séismes en décrochement pour lesquels les pré-chocs sont confiné dans une petite zone autour de l'hypocentre, les pré-chocs des séismes en subduction se situent dans une grande région, rendant impossible un déclenchement en cascade des évènements. Par conséquent, ces tremblements de terre nécessitent un processus de nucléation qui implique une large zone de l'interface. Ces résultats suggèrent que le processus de nucléation des forts séismes comporte une accélération du glissement lent sur l'interface.

Perspectives

La Faille Nord Anatolienne, malheureusement terriblement destructrice, est un objet d'étude passionnant du point de vue scientifique. Les intérêts principaux de cette faille sont sa relative simplicité et le fait qu'elle soit une des failles continentales les plus actives, apportant avec la séquence de 1939-1999 une contribution majeure à l'étude des mécanismes qui contrôlent le déclenchement et la nucléation des séismes et qui sont des phénomènes complexes. Pour finir, la NAF est une des failles les mieux instrumentées, avec un réseau de sismomètres et un réseau de GPS denses, présents au moment des séismes d'Izmit et de Düzce, qui ont eu lieu au centre de ces réseaux !

Les résultats obtenus dans cette thèse ont permis de répondre notamment à une question qui se posait sur la séquence de 1939-1999 : pourquoi le séisme de 1943 a-t-il nucléé à une aussi grande distance (280km) du séisme précédent ? L'épicentre de ce séisme est localisé non loin de l'essai de Çerkes, qui a été activé dix mois après le séisme d'Izmit. Par conséquent, il est concevable que le séisme de 1942 ait activé cet essai avec un délai de onze mois -proche du délai observé après le séisme d'Izmit-, expliquant de cette façon la localisation et le moment de la nucléation du séisme de 1943. Deux autres séismes de la séquence se sont initiés aux abords d'un essai : le séisme de 1944 à côté de l'essai de Çerkes et le séisme d'Izmit en 1999 à côté de l'essai d'Izmit.

L'analyse de la séquence sismique de 1939-1999 met en évidence deux mécanismes de nucléation différents. Considérons les deux derniers séismes, Izmit et Düzce, qui résument bien l'intégralité de la séquence. La nucléation du séisme d'Izmit semble logique : le tremblement de terre débute au sein d'un essaim en extension actif qui contribue à l'affaiblissement des contraintes normales appliquées sur la faille décrochante, rendant de cette façon plus facile la nucléation de la rupture. Le séisme de Düzce, quant à lui, est expliqué par l'augmentation des contraintes de Coulomb statiques induites par le séisme d'Izmit. Cependant, l'effet des contraintes diminue rapidement. Il faut donc un processus long et profond pour expliquer la nucléation du séisme de Düzce trois mois plus tard. La phase de nucléation de ce séisme est différente de celle observée avant le séisme d'Izmit (*Bouchon et al. (2011)*). Dans le cas du séisme de Düzce, ce sont plusieurs aspérités qui cassent, contrairement au séisme d'Izmit, où une seule aspérité était concernée.

Dans les deux cas les contraintes -statiques, dynamiques, ou liées à la relaxation de la croûte inférieure ou du manteau- sont l'élément déclencheur des séismes. La relaxation viscoélastique de la croûte inférieure ou du manteau a été observée par *Ergintav et al. (2009)* sur des mesures GPS après les séismes d'Izmit et Düzce jusqu'au moins en 2006, notamment sur la station d'Ankara, située à 200km au sud-est du séisme, non loin de l'essaim de Çerkes. Le mouvement en profondeur (manteau ou croûte) a donc été transmis à de grandes distances, et présente une longue durée. Par conséquent, la relaxation des couches inférieures peut expliquer l'activation sismique des essaims de Çerkes ou Ouest Marmara. Prenons le cas de Çerkes. Le mouvement en profondeur peut être transmis à la croûte cassante, changeant ainsi l'état des contraintes, ces dernières se concentrant sur la zone de faiblesse causée par le réseau de failles normales composant l'essaim de Çerkes. Cette augmentation progressive des contraintes mène à une activation de la sismicité plusieurs mois après le séisme d'Izmit.

**

*

Pour bien comprendre ce qui contrôle la nucléation des importants séismes le long de la NAF, il serait intéressant d'étudier plus en détail la séquence sismique de 1939-1999 : quelle est la répartition des séismes entre deux ruptures successives ? Existe-t-il une logique pour les positions de l'initiation et de la terminaison des différentes ruptures ? Quel est le rôle des différentes contraintes ? *Stein et al.* (1997) ont proposé le transfert des contraintes statiques comme mécanisme expliquant cette séquence. Cependant, les variations de contraintes statiques seules ne suffisent pas à démontrer toutes les caractéristiques de la séquence, notamment les intervalles de temps présents entre deux séismes successifs. Il faut donc concevoir un autre processus pour expliquer cette importante séquence. Pour cette période, nous pouvons utiliser le catalogue de sismicité de *Dewey* (1976). L'étude de la séquence de 1939-1999 est intéressante car la NAF est une faille relativement simple. Il me paraît judicieux d'appréhender les processus complexes contrôlant la nucléation des forts séismes sur un objet simple, avant de chercher à les appliquer sur des failles à géométrie complexe.

La majeure partie de ma thèse est composée d'observations, accompagnées de calculs de contraintes pour expliquer l'activation des essaims à l'est de la mer de Marmara après le séisme d'Izmit. Des modélisations pour tester les différents mécanismes proposés (contraintes dynamiques, statiques, liées à la relaxation, présence de fluides) pourraient être effectuées. Cependant, beaucoup d'inconnues subsistent, notamment sur les caractéristiques de la croûte et du manteau : vitesses des ondes ? viscosité ? Et aussi sur le comportement des fluides. Par conséquent, avant de procéder à des modélisations, il serait bon de mener des études en collaboration avec des chercheurs d'autres disciplines – géologie, sismologie interne, hydrologie, ... – afin de mieux déterminer ces caractéristiques. Enfin, ma thèse montre l'importance des réseaux de mesures (sismomètres et GPS) régionaux et locaux. Une grande partie de l'information sur les mécanismes contrôlant les séismes réside dans la sismicité. Il est donc primordial de densifier les réseaux autour des failles à risque. Il me paraît pertinent de mettre en place des réseaux de sismomètres et de GPS conjointement car ces deux types de mesures se complètent et permettent d'avoir une meilleure compréhension des mécanismes expliquant les observations. Ceci est visible après le séisme d'Izmit : les observations GPS effectuées par *Ergintav et al.* (2009) corroborent nos interprétations se basant sur la sismicité.

En conclusion, ce travail montre l'intérêt d'étudier les interactions entre séismes et les phases de nucléation des importants séismes pour comprendre les mécanismes qui les contrôlent. La compréhension de ces processus peut nous aider à progresser dans la

gestion du risque lié aux séismes, qui touchent un grand nombre de pays. Comprendre où les prochains séismes peuvent avoir lieu est à mes yeux plus important qu’être capable de dire quand se produira le prochain séisme. En effet, même si le moment du prochain grand évènement était connu avec précision, les dommages continueraient à se chiffrer en millions d’euros et des milliers de personnes se retrouveraient dans la précarité après un séisme. Au contraire, connaître les régions susceptibles d’être frappées par un fort séisme peut permettre de mettre en place des constructions parasismiques dans ces zones et ainsi protéger les bâtiments et les vies humaines.

Bibliographie

- Abercrombie, R., and J. Mori (1996), Occurrence patterns of foreshocks to large earthquakes in the western united states, *Nature*, *381*, 303–307.
- Aksoy, M., M. Meghraoui, M. Vallée, and Z. Cakir (2010), Rupture characteristics of the A.D. 1912 Mürefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian fault (western Turkey), *Geology*, *38*(11), 991–994, doi :10.1130/G31447.1.
- Aktar, M., and Örgülü (2001), *Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Aegean and Recent Turkish Earthquakes*, pp. 72–77, Istanbul Tech. Univ., Istanbul, Turkey, ed. T.Taymaz.
- Aktug, B., J. Nocquet, A. Cingöz, B. Parsons, Y. Erkan, P. England, O. Lenk, M. Gürdal, A. Kilicoglu, H. Akdeniz, and A. Tekgül (2009), Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data : Limits to block-like behavior, *Journal of Geophysical Research*, *114* (B10404), doi :10.1029/2008JB006000.
- Akyüz, H., R. Hartleb, A. Barka, E. Altunel, G. Sunal, B. Meyer, and R. Armijo (2002), Surface Rupture and Slip Distribution of the 12 November 1999 Düzce Earthquake (M 7.1), North Anatolian Fault, Bolu, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 61–66.
- Alpar, B., and S. Çizmeçi (1999), Seismic Hazard Assessment in the gemlik Bay Region following the 17 August Kocaeli Earthquake, *Turkish Journal of Marine Sciences*, *5*, 149–166.
- Altinok, Y., and B. Alpar (2006), Marmara Island earthquakes, of 1265 and 1935 ; Turkey, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *6*, 999–1006.
- Altinok, Y., B. Alpar, and C. Yaltirak (2003), Şarköy-Mürefte 1912 Earthquake’s Tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey, *Journal of Seismology*, *7*, 329–346.

- Ambraseys, N. (1970), Some characteristic features of the North Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, *9*, 143–165.
- Ambraseys, N. (1988), Engineering seismology, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, *17*, 1–105.
- Ambraseys, N. (2002), The Seismic Activity of the Marmara Sea Region over the Last 2000 Years, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 1–18.
- Ambraseys, N., and C. Finkel (1991), Long-term seismicity of Istanbul and Marmara Sea region, *Terra Nova*, *3*, 527–539.
- Ambraseys, N., and J. Jackson (2000), Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1509, *Geophysical Journal International*, *141*.
- Ambraseys, N., and C. Melville (1995), *Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1550-1800*, Eren Yayincilik ve Kitapçılık Ltd., 224 pp.
- Ampuero, J., and A. Rubin (2008), Earthquake nucleation on rate and state faults – Aging and slip laws, *Journal of Geophysical Research*, *113*(B01302).
- Anderson, J., J. Brune, L. J.N., Y. Zeng, M. Savage, G. Yu, Q. Chen, and D. dePolo (1994), Seismicity in the Western Great Basin Apparently Triggered by the Landers, California, Earthquake, 28 June 1992, *Bulletin of the Seismological Society of America*, (3), 863–891.
- Ando, R., and K. Imanishi (2011), Possibility of Mw 9.0 mainshock triggered by diffusional propagation of after-slip from Mw 7.3 foreshock, *Earth Planets Space*, *63*, 767–771.
- Antonioli, A., D. Piccinini, L. Chiaraluce, and M. Cocco (2005), Fluid flow and seismicity pattern : Evidence from the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence, *Geophysical Research Letters*, *32*(L10311), doi :10.1029/2004GL02256.
- Armijo, R., B. Meyer, G. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996), Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophysical Journal International*, *126*, 11–53.
- Armijo, R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka (1999), Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean : Timing and kinematics, *Geology*, *27*(3), 267–270.

- Armijo, R., B. Meyer, S. Navarro, G. King, and A. Barka (2002), Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart : a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault ?, *Terra Nova*, 14, 80–86.
- Armijo, R., F. Flerit, G. King, and B. Meyer (2003), Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85–95, doi :10.1016/S0012-821X(03)00590-9.
- Armijo, R., N. Pondard, B. Mezer, G. Uçarkus, B. Mercier de Lépinay, J. Malavieille, S. Dominguez, M.-A. Gustcher, S. Schmidt, Beck.C., N. Cagatay, Z. Çakir, C. Imren, K. Eris, B. Natalin, S. Özalaybey, L. Tolun, I. Lefèvre, L. Seeber, L. Gasperini, C. Rangin, O. Emre, and K. Sarikavak (2005), Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault) : Implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(6), doi :10.1029/2004GC000896.
- Astiz, L., and H. Kanamori (1986), Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate-depth earthquakes in Chile, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6), 1614–1622.
- Bariş, c., A. Ito, S. Üçer, Y. Honkura, N. Kafadar, R. Pektaş, T. Komut, and A. Işıkara (2002), Microearthquake Activity before the Izmit Earthquake in the Eastern Marmara Region, Turkey (1 January 1993 - 17 August 1999), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 394–405.
- Barka, A. (1996), Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5), 1238–1254.
- Barka, A. (1997), *Neotectonics of the Marmara region*, pp. 55–87, Hochschul-Verlag AG an der ETH, Zürich, eds. C. Schindler and M. Pfister.
- Barka, A., and P. Hancock (1984), *Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian fault*, pp. 763–773, Spec. Publ. Geol. Soc. London, London, ed. J.G. Dixon and A.H.F. Robertson.
- Barka, A., H. Akyüz, E. Altunel, G. Sunal, Z. Çakir, A. Dikbas, B. Yerli, R. Armijo, B. Meyer, J. de Chabaliér, T. Rockwell, J. Dolan, R. Hartleb, T. Dawson, S. Christofferson, A. Tucke, T. Fumal, R. Langridge, H. Stenner, W. Lettis, J. Bachhuber, and W. Page (2002), The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit

- earthquake (M 7.4), North Anatolian fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*, 43–60.
- Beeler, N. M., R. Simpson, D. Lockner, and S. Hickman (2000), Pore fluid pressure, apparent friction and Coulomb failure, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 25,533–25,554.
- Belardinelli, M., A. Bizzarri, and M. Cocco (2003), Earthquake triggering by static and dynamic stress changes, *Journal of Geophysical Research*, *108*(B3), 2135.
- Bernard, P., H. Lyon-Caen, P. Briole, A. Deschamps, F. Boudin, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, F. Lemeille, G. Patau, H. Billiris, D. Paradissis, K. Papazissi, H. Castarrède, O. Charade, A. Nercessian, A. Avallone, F. Pacchiani, J. Zahradnik, S. Sacks, and A. Linde (2006), Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth : New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL), *Tectonophysics*, *426*, 7–30.
- Beroza, G., and S. Ide (2011), Slow earthquakes and nonvolcanic tremor, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *39*, 271–296.
- Bodin, P., and J. Gomberg (1994), Triggered Seismicity and Deformatin between the Landers, California, and Little Skull Mountain, Nevada, Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(3), 835–843.
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green’s functions in elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *71*, 959–971.
- Bouchon, M., and H. Karabulut (2002), A Note on Seismic Activity Near the Eastern Termination of the Izmit Rupture in the Hours Preceding the Düzce Earthquake, *92*(1), 406–410.
- Bouchon, M., M.-P. Bouin, H. Karabulut, M. TOksöz, M. Dietrich, and A. Rosakis (2001), How Fast is Rupture during an Earthquake? New Insights from the 1999 Turkey Earthquakes, *Geophysical Research Letters*, *28*(14), 2723–2726.
- Bouchon, M., M. Toksöz, H. Karabulut, M.-P. Bouin, M. Dietrich, M. Aktar, and M. Edie (2002), Space and Time Evolution of Rupture and Faulting during the 1999 Izmit (Turkey) Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 256–266.

- Bouchon, M., H. Karabulut, M. Aktar, S. Özalaybey, J. Schmittbuhl, and M.-P. Bouin (2011), Extended Nucleation of the 1999 M_w 7.6 Earthquake, *Science*, *331*, 877–880, doi :10.1126/science.1197341.
- Bouin, M.-P., M. Bouchon, H. Karabulut, and M. Aktar (2004), Rupture process of the 1999 November 12 Düzce (Turkey) earthquake deduced from strong motion and Global Positioning System measurements, *Geophysical Journal International*, *159*, 207–211, doi :10.1111/j.1365-246X.2004.02367.x.
- Bowman, D., G. Ouillon, C. Sammis, A. Sornette, and D. Sornette (1998), An observational test of the critical earthquake concept, *Journal of Geophysical Research*, *103*(B10), 24,359–24,372.
- Brodsky, E. (2009), The 2004-2008 worldwide superswarm, in *EOS Trans. AGU*, edited by F. M. Suppl., abstract S53B-06.
- Brodsky, E., V. Karakostas, and H. Kanamori (2000), A New Observation of Dynamically Triggered Regional Seismicity : Earthquakes in Greece Following the August, 1999 Izmit, Turkey Earthquake, *Geophysical Research Letters*, *27*(17), 2741–2744.
- Brodsky, E., E. Roeloffs, D. Woodcock, I. Gall, and M. Manga (2003), A mechanism for sustained groundwater pressure changes induces by distant earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, *108*(B8), doi :10.1029/2002JB002321.
- Brune, J. (1968), Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones, *Journal of Geophysical Research*, *73*(2), doi :10.1029/JB073i002p00777.
- Bulut, F., and M. Aktar (2007), Accurate relocation of Izmit earthquake ($M_w = 7.4$, 1999) aftershocks in çınarcık Basin using double difference method, *Geophysical Research Letters*, *34*(L10307), doi :10.1029/2007GL029611.
- Bürgmann, R., S. Ergintav, P. Segall, E. Hearn, S. McClusky, R. Reilinger, H. Woith, and J. Zschau (2002), Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*, 126–137, doi :10.1785/0120000833.
- Cakir, Z., and A. Akoglu (2008), Synthetic aperture radar interferometry observations of the $M = 6.0$ Orta earthquake of 6 June 2000 (NW Turkey) : Reactivation of a listric fault, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *9*(8), doi :10.1029/2008GC002031.

- Cakir, Z., A. Barka, and E. Evren (2003a), Coulomb stress interactions and the 1999 Marmara earthquakes, *Turkish Journal of Earth Sciences*, *12*, 91–103.
- Cakir, Z., J. de Chabalier, R. Armijo, B. Meyer, A. Barka, and G. Pelzer (2003b), Seismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations, *Geophysical Journal International*, *155*, 93–110.
- Cakir, Z., A. Akoglu, S. Belabbes, and M. Ergintav, S. Meghraoui (2005), Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian fault (Western Turkey) : Rate and extent from InSAR, *Earth and Planetary Science Letters*, *238*, 225–234, doi :10.1016/j.epsl.2005.06.044.
- Campillo, M., P. Favreau, I. Ionescu, and C. Voisin (2001), On the effective friction law of a heterogeneous fault, *Journal of Geophysical Research*, *106*, 16,307–16,322.
- Chinnery, M. (1963), The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *53*(5), 921–932.
- Cifuentes, I., and P. Silver (1989), Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, *94*(B1), 643–663.
- Cocco, M., and A. Bizzarri (2002), On the slip-weakening behaviour of rate- and state-dependent constitutive laws, *Geophysical Research Letters*, *29*, 1516.
- Cocco, M., C. Nostro, and G. Ekström (2000), Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence, *Journal of Seismology*, *4*, 501–516.
- Cotton, F., and O. Coutant (1997), Dynamic stress variations due to shear faults in a plane layered medium, *Geophysical Journal International*, *128*, 676–688.
- Crampin, S., R. Evans, and S. Üçer (1985), Analysis of local earthquakes : the Turkish Dilatancy Projects (TDP1 and TDP2), *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *83*, 1–16.
- Daniel, G., D. Marsan, and M. Bouchon (2006), Perturbation of the Izmit earthquake aftershocks decaying activity following the 1999 $M_w = 7.2$ Düzce, Turkey, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B05310), doi :10.1029/2005JB003978.

- Daniel, G., D. Marsan, and M. Bouchon (2008), Earthquake triggering in southern Iceland following the June 2000 M_s 6.6 doublet, *Journal of Geophysical Research*, *113*(B05310).
- Das, S., and C. Scholz (1981), Theory of Time-Dependent Rupture in the Earth, *Journal of Geophysical Research*, *86*(B7), 6039–6051.
- Dewey, J. (1976), Seismicity of Northern Anatolia, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *66*(3), 843–868.
- Dewey, J., M. Helman, S. Knott, E. Turco, and D. Hutton (1989), Kinematics of the western Mediterranean, *Geological Society of London*, *45*, 265–283.
- Dieterich, J. (1978), Preseismic fault slip and earthquake prediction, *Journal of Geophysical Research*, *83*, 3940–3948.
- Dieterich, J. (1979), Modeling of Rock Friction 1. Experimental Results and Constitutive Equations, *Journal of Geophysical Research*, *84*(B5), 2161–2168.
- Dmowska, R., J. Rice, L. Lovison, and D. Josell (1988), Stress Transfer and Seismic Phenomena in Coupled Subduction Zones During the Earthquake Cycle, *Journal of Geophysical Research*, *93*(B7), 7869–7884.
- Dodge, D., G. Beroza, and W. Ellsworth (1995), Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications for earthquake nucleation, *Journal of Geophysical Research*, *100*(B7), 9865–9880.
- Dodge, D., G. Beroza, and W. Ellsworth (1996), Detailed observations of California foreshock sequences : Implications for the earthquake initiation process, *Journal of Geophysical Research*, *101*(B10), 22,371–22,392.
- Dogan, A., H. Kondo, O. Emre, Y. Awata, S. Ozalp, E. Tokay, and C. Yildirim (2002), Stable creeping and distant triggered slips by the 1999 Izmit Earthquake along the Ismetpasa section, North Anatolian fault zone, Turkey, in *Eos. Trans. AGU*, vol. 83, Fall Meet. Suppl. Abstract, S11B-1156.
- Dogliani, C., S. Agostini, M. Crespi, F. Innocenti, P. Manetti, F. Riguzzi, and Y. Savasçin (2002), On the extension in western Anatolia and the Aegean sea, *Journal of the Virtual Explorer*, *7*, 167–181.

- Doser, D. (1990), Foreshocks and aftershocks of large ($M > 5.5$) earthquakes within the western Cordillera of the United States, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *80*, 110–128.
- Durand, V., M. Bouchon, H. Karabulut, D. Marsan, J. Schmittbuhl, M.-P. Bouin, M. Aktar, and G. Daniel (2010), Seismic interaction and delayed triggering along the North Anatolian Fault, *Geophysical Research Letters*, *37*(L18310), doi :10.1029/2010GL044688.
- Eberhart-Phillips, D., P. Haeussler, J. Freymueller, A. Frankel, C. Rubin, P. Craw, N. Ratchkovski, G. Anderson, G. Carver, A. Crone, T. Dawson, H. Fletcher, R. Hansen, E. Harp, R. Harris, D. Hill, S. Hreinsdottir, R. Jibson, L. Jones, R. Kayen, D. Keefer, C. Larsen, S. Moran, S. Personius, G. Plafker, B. Sherrod, K. Sieh, N. Sitar, and W. Wallace (2003), The 2002 Denali Fault Earthquake, Alaska : A Large Magnitude, Slip-Partitioned Event, *Science*, *300*, 1113–1118.
- Eisenlohr, T. (1997), *The thermal springs of Armutlu peninsula (NW Turkey) and their relationship to geology and tectonic*, pp. 197–228, eds. C. Schindler and M. Pfister, ETH, Zurich.
- Ellsworth, W., A. Lindh, W. Prescott, and D. Herd (1981), *The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle*, pp. 126–140, D.W. Simpson and P.G. Richards, American Geophysical Union.
- Ergintav, S., S. McClusky, E. Hearn, R. Reilinger, R. Cakmak, T. Herring, H. Ozener, O. Lenk, and E. Tari (2009), Seven years of postseismic deformation following the 1999, $M = 7.4$ and $M = 7.2$, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence, *Journal of Geophysical Research*, *114*(B07403), doi :10.1029/2008JB006021.
- Evans, R., D. Beamish, S. Crampin, and S. Üçer (1987), Turkish Dilatancy Project (TDP3) : multidisciplinary studies of a potential earthquake source region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, *91*(2), 265–286.
- Evans, R., S. Sargeant, B. Üçer, T. Komut, and the UK EEFIT Team (2000), *The Izmit (Kocaeli) Earthquake of 17 August 1999*, pp. 137–146, Istanbul Technical University, Istanbul, Turkey, eds. A. Barka, Ö. Kozacu, S. Akyüz and E. Altunel.
- Favreau, P., M. Campillo, and I. Ionescu (2002), Initiation of shear instability in three-dimensional elastodynamics, *Journal of Geophysical Research*, *107*(B7), doi :10.29/2001JB000448.

- Flerit, F., R. Armijo, G. King, B. Meyer, and A. Barka (2003), Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors, *Geophysical Journal International*, *154*, 1–7.
- Flerit, F., R. Armijo, G. King, and B. Meyer (2004), The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, *224*, 347–362, doi :10.1016/j.epsl.2004.05.028.
- Freed, A. (2005), Earthquake Triggering by Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, doi :10.1146/annurev.earth.33.092203.122505.
- Freed, A., R. Bürgmann, E. Calais, J. Freymueller, and S. Hreinsdottir (2006), Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B01401), doi :10.1029/2005JB003894.
- Ganas, A., E. Serpelloni, G. Drakatos, M. Kolligri, I. Adamis, C. Tsimi, and E. Batsi (2009), The Mw 6.4 SW-Achaia (Western Greece) Earthquake of 8 June 2008 : Seismological, Field, GPS Observations, and Stress Modeling, *Journal of Earthquake Engineering*, *13*(8), 1101–1124.
- Gomberg, J. (1996), Stress/strain changes and triggered seismicity following the M_w 7.3 Landers, California, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, *101*(B1), 751–764.
- Gomberg, J., and P. Bodin (1994), Triggering of the $M_s = 5.4$ Little Skull Mountain, Nevada, earthquake with dynamic strains, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(3), 844–853.
- Gomberg, J., P. Reasenberg, P. Bodin, and R. Harris (2001), Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes, *Nature*, *411*, 462–466.
- Gomberg, J., P. Bodin, and P. Reasenberg (2003), Observing Earthquakes Triggered in the Near Field by Dynamic Deformations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *93*(1), 118–138.
- Gomberg, J., P. Bodin, K. Larson, and H. Dragert (2004), Earthquake nucleation by transient deformations caused by the $M = 7.9$ Denali, Alaska, earthquake, *Nature*, *427*, 621–624.

- Géli, L., P. Henry, T. Zitter, S. Dupré, M. Tryon, M. Çagatay, B. Mercier de Lépinay, X. Le Pichon, A. Şengör, N. Görür, B. Natalin, G. Uçarkuş, S. Özeren, D. Volker, L. Gasperini, P. Burnard, S. Bourlange, and the Marnaut Scientific Party (2008), Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone on the Sea of Marmara, *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 34–39.
- Görgün, E., A. Zang, M. Bohnoff, C. Milkereit, and G. Dresen (2009), Analysis of Izmit aftershocks 25 days before the November 12th 1999 Düzce earthquake, Turkey, *Tectonophysics*, 474, 507–515, doi :10.1016/j.tecto.2009.04.027.
- Hainzl, S., F. Scherbaum, and C. Beauval (2006), Estimating background activity based on interevent-time distribution, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 118–138, doi :10.1785/0120050053.
- Hardebeck, J., K. Felzer, and A. Michael (2008), Improved tests reveal that the accelerating moment release hypothesis is statistically insignificant, *Journal of Geophysical Research*, 113(B08310).
- Harris, R. (1998), Introduction to special section : Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), 24,347–24,358.
- Harris, R., and R. Simpson (1992), Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, *Nature*, 360, 251–253.
- Hatzfeld, D., M. Besnard, K. Makropoulos, and P. Hadzidimitriou (1993), Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophysical Journal International*, 115, 799–818.
- Hatzfeld, D., V. Karakostas, M. Ziazia, I. Kassaras, E. Papadimitriou, K. Makropoulos, N. Voulgaris, and C. Papaioannou (2000), Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece), *Geophysical Journal International*, 141, 438–456.
- Hauksson, E. e. a. (2011), El Mayor-Cucapah earthquake sequence, Baja California, Mexico and southernmost California, USA : Active seismotectonics along the Mexican Pacific margin, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 1255.
- Hearn, E., S. McClusky, S. Ergintav, and R. Reilinger (2009), Izmit earthquake post-seismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone, *Journal of Geophysical Research*, 114(B08405), doi :10.1029/2008JB006026.

- Hearn, E. H., R. Bürgmann, and R. E. Reilinger (2002), Dynamics of Izmit Earthquake Postseismic Deformation and Loading of the Düzce Earthquake Hypocenter, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *91*(1), 172–193.
- Helmstetter, A. (2003), Is Earthquake Triggering Driven by Small Earthquakes?, *Physical Review Letters*, *91*(5).
- Hill, D., and S. Prejean (2007), *Dynamic Triggering*, vol. 4 : Earthquake Seismology, ed. Kanamori, H., pp. 257–292, Elsevier, Amsterdam, ed. Schubert, G.
- Hill, D., A. Reasenber, P.A. andMichael, W. Arabasz, and G. Beroz (1993), Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California earthquake, *Science*, *260*, 1617–1623, doi :10.1126/science.260.5114.1617.
- Hill, D., M. Johnston, J. Langbein, and R. Bilham (1995), Response of Long Valley caldera to the $M_w = 7.3$ Landers, California, Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, *100*(B7), 12,985–13,005.
- Hirose, F., K. Miyaok, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura (2011), Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M_w 9.0) – Seismicity : foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity –, *Earth Planets Space*, *63*, 513–518.
- Hough, S. (2010), *Predicting the unpredictable – The tumultuous science of earthquake prediction*, Princeton University Press, Princeton and Oxford.
- Hubert-Ferrari, A., A. Barka, E. Jacques, S. S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tappo-
nier, and G. C. P. King (2000), Seismic hazard in the Marmara Sea region following
th 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature*, *404*, 269–273.
- Husen, S., S. Viemer, and R. Smith (2004), Remotely Triggered Seismicity in the Yellowstone National Park Region by the 2002 M_w 7.9 Denali Fault Earthquake, Alaska, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(6B), S317–S331.
- Ide, S., A. Baltay, and G. Beroza (2011), Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, *332*, 1426–1429.
- Ikeda, Y., Y. Suzuki, E. Herece, F. Saroglu, A. Isikara, and Y. Honkura (1991), Geological evidence for the last two faultong events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, *Tectonophysics*, *193*, 335–345.

- Imre, C., X. Le Pichon, C. Rangin, E. Demirbag, B. Ecevitoglu, and N. Görür (2001), The North Anatolian fault within the Sea of Marmara : a new evaluation based on multichannel seismic and multibeam data, *Earth and Planetary Science Letters*, *186*, 143–158.
- Johnson, K., R. Bürgmann, and J. Freymueller (2008), Coupled afterslip and viscoelastic flow following the 2002 Denali Fault, Alaska earthquake, *Geophysical Journal International*, *176*, 670–682, doi :10.1111/j.1365-246X.2008.04029.x.
- Jolivet, L., C. Faccena, B. Huet, L. Labrousse, L. Le Pourhiet, O. Lacombe, E. Lecomte, E. Burov, Y. Denèle, J.-P. Brun, M. Philippon, A. Paul, G. Salaün, H. Karabulut, C. Piromallo, P. Monié, F. Gueydan, A. Okay, R. Oberhänsli, A. Pourteau, R. Augier, L. Gadenne, and O. Driussi (2012), Aegean tectonics : Strain localisation, slab tearing and trench retreat, *Tectonophysics*, doi :10.1016/j.tecto.2012.06.011.
- Jones, L. (1984), Foreshocks (1966-1980) in the San Andreas System, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *74*(4), 1361–1380.
- Jones, L. (1994), Foreshocks, Aftershocks, and Earthquake Probabilities : Accounting for the Landers Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(3), 892–899.
- Jones, L., and P. Molnar (1976), Frequency of foreshocks, *Nature*, *262*(5570), 677–679.
- Jones, L., and P. Molnar (1979), Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *Journal of Geophysical Research*, *84*(B7), 3596–3608.
- Jones, L., B. Wang, S. Xu, and T. Fitch (1982), The foreshock sequence of the February 4, 1975, Haicheng earthquake (m=7.3), *Journal of Geophysical Research*, *87*(B6), 4575–4584.
- Kanamori, H. (1981), *The nature of seismicity patterns before large earthquakes*, pp. 1–19, American Geophysical Union, Washington, D.C., w. Simpson and P.G. Richards, Edts.
- Kanamori, H., and J. Cipa (1974), Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *9*, 128–136.

- Karabulut, H., M.-P. Bouin, M. Bouchon, M. Dietrich, C. Cornou, and M. Aktar (2002), The Seismicity in the Eastern Marmara Sea after the August 17, 1999 Izmit earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 387–393.
- Karabulut, H., J. Schmittbuhl, S. Özalaybey, O. Lengliné, A. Kömüç-Mutlu, V. Durand, M. Bouchon, G. Daniel, and M.-P. Bouin (2011), Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea a decade before and after the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Tectonophysics*, *510*, 17–27.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, and N. Hirata (2012), Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, *335*, 705–708.
- Kaviris, G., P. Papadimitriou, and K. Makropoulos (2010), Anisotropy study of the February 4th 2008 swarm in NW Peloponnesus (Greece), *Bulletin of the Geological Society of Greece*, (4), 2084–2092.
- Keilis-Borok, V., L. Knopoff, I. Rotwain, and C. Allen (1988), Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquakes, *Nature*, *335*, 690–694.
- Ketin, I. (1969), Über die nordanatolische Horizontalverschiebung, *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey*, *72*, 1–28.
- Kilb, D., J. Gomberg, and P. Bodin (2002), Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes, *Journal of Geophysical Research*, *107*(B4), 10.1029/2001JB000202.
- King, G., R. Stein, and J. Lin (1994), Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *84*(3), 935–953.
- Kiratzi, A., and C. Benetatos (2008), Teleseismic waveform modelling of the 2008 Leonidio event, *Report submitted to EMSC*, p. 6.
- Kiratzi, A., C. Beneatos, and Z. Roumelioti (2007), Distributed earthquake focal mechanisms in the Aegean Sea, *Bull. Geol. Soc. Greece*, pp. 1125–1137.
- Knopoff, L., T. Levshina, V. Keilis-Borok, and C. Mattoni (1996), Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California, *Journal of Geophysical Research*, *101*(B3), 5779–5796.

- Konstantinou, K., I. Kalogeras, N. Melis, M. Kourouzidis, and G. Stavrakakis (2006), The 8 January 2006 Earthquake (M_w 6.7) Offshore Kythira Island, Southern Greece : Seismological, Strong-motion, and Macroseismic Observations of an Intermediate-depth Event, *Seismological Research Letters*, 77(5), 544–553.
- Kostrov, B., and S. Das (1982), Idealized models of fault behavior prior to dynamic rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(3), 679–703.
- Koçyigit, A. (1989), Suşehri Basin : an active fault wedge basin, *Tectonophysics*, 167, 13–29.
- Koçyigit, A. (1990), Tectonic setting of the Gölova basin : total offset of the North Anatolian fault zone, E Pontide, Turkey, *Annales Tectonicae*, IV, 155–170.
- Kuşçu, I., M. Okamura, H. Matsuoka, K. Yamamori, Y. Awata, and S. Özalp (2009), Recognition of active faults and stepover geometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey, *Marine Geology*, 260, 90–101, doi :10.1016/j.margeo.2009.02.003.
- Kutoglu, H., H. Akcin, H. Kemaldere, and K. Gormus (2008), Triggered creep rate on the Isetmpasa segment of the North Anatolian Fault, *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 8, 1369–1373.
- Lapusta, N., and J. Rice (2003), Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2205.
- Le Pichon, X., and C. Kreemer (2010), The Miocene-to-Present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 323–351, [http ://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152419](http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152419).
- Le Pichon, X., P. Henry, and S. Lallemant (1993), Accretion and erosion in subduction zones : The role of fluids, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 307–331.
- Le Pichon, X., A. Sengör, E. Demirbag, C. Rangin, C. Imren, R. Armijo, N. Görür, N. Cagatay, B. Mercier de Lepinay, B. Meyer, R. Saatçılar, and B. Tok (2001), The active Main Marmara Fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595–616.
- Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, C. Rangin, and A. Sengör (2003), The North Anatolian fault in the Sea of Marmara, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), doi :10.1029/2002JB001862.

- Lindh, A. (1990), The Seismic Cycle Pursued, *Nature*, *348*, 580–581.
- Lyon-Caen, H., P. Papadimitriou, A. Deschamps, P. Bernard, K. Makropoulos, F. Pacchiani, and G. Patau (2004), First results of the CRLN seismic network in the western Corinth rift : evidence for old fault reactivation, *C. R. Geosci.*, *336*, 343–352.
- Ma, K., C. Chan, and R. Stein (2005), Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw=7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Journal of Geophysical Research*, *110*(B05S19).
- Madariaga, R., M. Métois, C. Vigny, and J. Campos (2010), Central Chile finally breaks, *Science*, *328*, 181–182.
- Maeda, K. (1999), Time Distribution of Immediate Foreshocks Obtained by a Stacking Method, *Pure and Applied Geophysics*, *155*, 381–394.
- Mai, P. (2008), SRCMOD : A Database of Finite-Source Rupture Models, www.seismo.ethz.ch/srcmod, *Eidg. Tech. Hochsch. Zürich, Zurich, Switzerland*.
- Malgrange, M., A. Deschamps, and R. Madariaga (1981), Thrust and extensional faulting under the Chilean coast : 1965, 1971 Aconcagua earthquakes, *Geophysical Journal International*, *66*(2), 313–331, doi :1111/j.1365-246X.1981.tb05958.x.
- Margaris, B., G. Athanasopoulos, G. Mylonakis, C. Papaioannou, N. Klimis, N. Theodulidis, and A. Savvaidis (2010), The 8 June 2008 Mw 6.5 Achaia-Elia, Greece Earthquake : Source Characteristics, Ground Motions, and Ground Failure, *Earthquake Spectra*, *26*(2), 399–424.
- Marsan, D., and C. Bean (2003), Seismicity response to stress perturbations, analysed for a world-wide catalogue, *Geophysical Journal International*, *154*, 179–195.
- Marsan, D., and S. Nalbant (2005), Methods for measuring seismicity rate changes : A review and a study of how the Mw 7.3 Landers earthquake affected the aftershock sequence of the Mw 6.1 Joshua Tree earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, *162*, 1151–1185, doi :10.1007/s00024-004-2665-4.
- McClusky, S. e. a. (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, *105*(B3), 5695–5719, doi :10.1029/1996JB900351.

- McGuire, J., P. Ihmle, and T. Jordan (1996), Time-Domain Observations of a Slow Precursor to the 1994 Romanche-Transform Earthquake, *Science*, *274*(5284), 82–85.
- McGuire, J., M. Boettcher, and T. Jordan (2005), Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults, *Nature*, *434*, 457–461.
- McKenzie, D. (1972), Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, *30*, 109–185.
- McKenzie, D., and J. Jackson (1983), The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, *65*(1), 182–202.
- Milkereit, C., S. Zünbül, S. Karakisa, Y. Iravul, J. Zschau, M. Baumbach, H. Grosser, E. Günther, N. Umutlu, T. Kuru, E. Erkul, K. Klinge, M. Ibs von Seht, and A. Karahan (2000), *Preliminary aftershock analysis of the $M_W = 7.4$ Izmit and $M_W = 7.1$ Düzce earthquake in Western Turkey*, pp. 179–187, Istanbul Technical University, Istanbul, Turkey, eds. A. Barka, Ö. Kozacı, S. Akyüz and E. Altunel.
- Miller, S., A. Nur, and D. Olgaard (1996), Earthquakes as a coupled shear stress-high pore pressure dynamical system, *Geophysical Research Letters*, *23*(2), 197–200.
- Miller, S., C. Collettini, L. Chiaraluce, M. Cocco, M. Barchi, and B. Kaus (2004), Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth, *Nature*, *427*, 724–727.
- Mogi, K. (1963), Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquake Swarms – the Fracture of a Semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (Third Paper), *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *41*, 615–658.
- Mogi, K. (1969), Some Features of Recent Seismic Activity in and near Japan (2), Activity before and after Great Earthquakes, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *47*, 395–417.
- Mogi, K. (1979), Two Kinds of Seismic Gaps, *Pure and Applied Geophysics*, *117*(6), 1172–1186, doi : 10.1007/BF00876213.
- Muller, J., and A. Aydin (2005), Using mechanical modeling to constrain fault geometries proposed for the northern Marmara Sea, *Journal of Geophysical Research*, *110*(B03407), doi :10.1029/2004JB003226.

- Nalbant, S., A. Hubert, and G. King (1998), Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *Journal of Geophysical Research*, *103*(B10), 24,469–24,486, doi :10.1029/98JB01491.
- Noir, J., E. Jacques, S. Békri, P. Adler, P. Tapponnier, and G. King (1997), Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of Central Afar, *Geophysical Research Letters*, *24*(18), 2335–2338.
- Nur, A. (1974), Matsuhira, Japan, Earthquake Swarm : Confirmation of the Dilatancy-Fluid Diffusion Model, *Geology*, *2*(5), 217–221.
- Nur, A., and J. Booker (1972), Aftershocks Caused by Pore Fluid Flow ?, *Science*, *175*, 885–887.
- Ogata, Y. (1988), Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes, *J. Am. Stat. Assoc.*, *83*, 9–27.
- Ohnaka, M. (1992), Earthquake source nucleation : A physical model for short term precursors, *Tectonophysics*, *211*, 149–178.
- Ohnaka, M. (1993), Critical size of the nucleation zone of earthquake rupture inferred from immediate foreshock activity, *J. Phys. Earth*, *41*, 45–56.
- Okay, A., A. Kaslilar-Ozcan, C. Imren, A. Boztepe-Guney, E. Demirbag, and I. Kuscu (2000), Active faults and evolving strike-slip fault basins in the Marmara Sea, northwest Turkey : a multichannel reflection study, *Tectonophysics*, *321*, 189–218.
- Orgülü, G., and M. Aktar (2001), Regional Moment Tensor Inversion for Strong Aftershocks of the August 17, 1999 Izmit Earthquake ($M_w = 7.4$), *Geophysical Research Letters*, *28*(2), 371–374.
- Ozalaybey, S., M. Ergin, M. Aktar, C. Tapirdamaz, F. Biçmen, and A. Yörük (2002), The 1999 Izmit Earthquake Sequence in Turkey : Seismological and Tectonics Aspects, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 376–386.
- Pacchiani, F., and H. Lyon-Caen (2010), Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece), *Geophysical Journal International*, *180*(1), 59–72, doi :10.1111/j.1365-246X.200904409.x.
- Pacheco, J., L. Sykes, and C. Scholz (1993), Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of subduction type, *Journal of Geophysical Research*, *98*, 14,133–14,159.

- Pankow, K., W. Arabasz, J. Pechmann, and S. Nava (2004), Triggered Seismicity in Utah from the 3 November 2002 Denali Fault Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(6B0), S332–S347.
- Papadimitriou, P., A. Agalos, A. Moshou, V. Kapetanidis, G. Kaviris, N. Voulgaris, and K. Makropoulos (2008), Large Earthquakes in the Broader Area of Peloponnesus (Southern Greece) in 2008, in *Oral Poster Abstracts*, edited by ESC, pp. 322–323.
- Papadopoulos, G., V. Karastathis, M. Charalampakis, and A. Fokaefs (2009), A Storm of Strong Earthquakes in Greece During 2008, *EOS*, *90*(46), 425–440.
- Papazachos, B., and P. Comminakis (1971), Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *Journal of Geophysical Research*, *76*, 8517–8533.
- Parke, J., T. Minshull, G. Anderson, R. White, D. McKenzie, I. Kuscü, J. Bull, N. Gorur, and C. Şengör (1999), Active faults in the Sea of Marmara, western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, *Terra Nova*, *11*, 223–227.
- Parsons, T. (2002), Global Omori law decay of triggered earthquakes : Large aftershocks outside the classical aftershock zone, *Journal of Geophysical Research*, *107*(B9), 2199, doi :10.1029/2001JB000646.
- Parsons, T. (2005), A hypothesis for delayed dynamic earthquake triggering, *Geophysical Research Letters*, *32*(L04302), doi :10.1029/2004GL021811.
- Parsons, T., S. Tode, R. Stein, and J. Barka, A. and Dieterich (2000), Heightened Odds of Large Earthquakes Near Istanbul : An Interaction-Based Probability Calculation, *Science*, *288*.
- Paul, A., G. Salaün, H. Karabulut, H. Pedersen, and A. Kömec Mutlu (2012), Traces of subduction and their relation to seismic anisotropy beneath Greece and Turkey : New evidences and questions from seismic tomography, in *Geophys. Res. Abstr.*, vol. 14, edited by EGU, eGU2012-2913.
- Peng, Z., and J. Gomberg (2010), An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nature Geoscience*, *3*, 599–607.
- Pinar, A., Y. Honkura, and K. Kuge (2001), Seismic activity triggered by the 1999 Izmit earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk, *Geophysical Journal International*, *146*.

- Pinar, A., K. K., and Y. Honkura (2003), Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes : implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara, *Geophysical Journal International*, *153*, 133–145.
- Polat, O., H. Haessler, A. Cisternas, H. Philip, H. Eyidogan, M. Aktar, M. Frogneux, D. Comte, and C. Gürbüz (2002), The Izmit (Kocaeli), Turkey Earthquake of 17 August 1999 : Previous Seismicity, Aftershocks, and Seismotectonics, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 361–375.
- Pondard, N., R. Armijo, G. King, B. Meyer, and F. Flerit (2007), Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault) : earthquake clustering and propagating earthquake sequences, *Geophysical Journal International*, *171*, 1185–1197, doi : 10.1111/j.1365-246X.2007.03580.x.
- Prejean, S., D. Hill, E. Brodsky, S. Hough, M. Johnston, S. Malone, D. Oppenheimer, A. Pitt, and K. Richards-Dinger (2004), Remotely Triggered Seismicity on the United States West Coast following the M_w 7.9 Denali Fault Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(6B), S348–S359.
- Pucci, S., D. Pantosti, M. R. Barchi, and N. Palyvos (2007), A complex seismogenic shear zone : The Düzce segment of North Anatolian Fault (Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, *262*, 185–203.
- Pérouse, E., N. Chamot-Rooke, A. Rabaute, P. Briole, F. Jouanne, I. Georgiev, and D. Dimitrov (2012), Brindging onshore and offshore present-day kinematics of central and eastern Mediterranean : Implications for crustal dynamics and mantle flow, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *13*(9), doi :10.1029/2012GC004289.
- Raleigh, C., K. Sieh, L. Sykes, and D. Anderson (1982), Forecasting Southern California Earthquakes, *Science*, *217*(4565), 1097–1104.
- Reasenber, P. (1999), Foreshock occurrence before large earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, *104*(B3), 4755–4768.
- Reasenber, P., and R. Simpson (1992), Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, *255*, 1687–1690.
- Reid, H. (1910), *The mechanics of the earthquake*, p. 192p, Lawson, A.C., Carnegie Institution of Washington Publication 87, reprinted in 1969.

- Reilinger, R., S. McClusky, M. Oral, R. King, and M. Toksöz (1997), Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone., *Journal of Geophysical Research*, *102*, 9983–9999.
- Reilinger, R., S. McClusky, P. Vernant, S. Lawrence, S. Ergintav, R. Cakmak, H. Ozener, F. Kadirov, I. Guliev, R. Stepanyan, M. Nadariya, G. Hahubia, S. Mahmoud, K. Sakr, A. ArRajehi, D. Pardissis, A. Al-Aydrus, M. Prilepin, T. Guseva, E. Evren, A. Dmitrotsa, S. Filikov, F. Gomez, R. Al-Ghazzi, and G. Karam (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B05411), doi :10.1029/2005JB004051.
- Reilinger, R., S. McClusky, D. Paradissis, S. Ergintav, and P. Vernant (2010), Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, *488*, 22–30, doi :10.1016/j.tecto.2009.05.027.
- Rice, J. (1993), Spatio-temporal Complexity of Slip on a Fault, *Journal of Geophysical Research*, *98*(B6), 9885–9907.
- Roeloffs, E., M. Sneed, D. Galloway, M. Sorey, C. Farrar, J. Howle, and J. Hughes (2003), Water-level changes induced by local and distant earthquakes at Long Valley caldera, California, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *127*, 269–303.
- Roth, F. (1988), Modelling of stress patterns along the western part of the north anatolian fault zone, *Tectonophysics*, *152*, 215–226.
- Roumelioti, Z., C. Benetatos, and A. Kiratzi (2009), The 14 February 2008 earthquake (M6.7) sequence offshore south Peloponnese (Greece) : Source models of the three strongest events, *Tectonophysics*, *471*, 272–284, doi :10.1016/j.tecto.2009.02.028.
- Scholz, C. (1990), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting, first edition*, Cambridge University Press.
- Scholz, C. (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391*, 37–42.
- Scholz, t. . T. p. C. y. . ., C.H. ().
- Sekiguchi, H., and T. Iwata (2002), Rupture Process of the 1999 Kocaeli, Turkey, Earthquake Estimated from Strong-Motion Waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(1), 300–311.

- Sengör, A. (1979), The North Anatolian Transform Fault : its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London*, 136.
- Seymen, I. (1975), Kelkit vadisi kesiminde Kuzey anadolu fay zonunun tektonik özeliği, Ph.D. thesis, ITÜ, Maden Fak. Istanbul.
- Shaw, B., and J. Jackson (2010), Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone, *Geophysical Journal International*, 181, 966–984, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04551.x.
- Shibazaki, B., and M. Matsu’ura (1992), Spontaneous processes for nucleation, dynamic propagation, and stop of earthquake rupture, *Geophysical Research Letters*, 19(12), 1189–1192.
- Shimazaki, K., and T. Nakata (1980), Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 7(4), 279–282.
- Steacy, S., J. Gomberg, and M. Cocco (2005), Introduction to special section : Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, 110(B05S01), doi :10.1029/2005JB003692.
- Steacy, S. J., and J. McCloskey (1998), What controls an earthquake’s size ? Results from a heterogeneous cellular automaton, *Geophysical Journal International*, 133, F11–F14.
- Stein, R. (1999), The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402, 605–609.
- Stein, R., and M. Lisowski (1983), The 1979 Homestead Valley Earthquake Sequence, California : Control of Aftershocks and Postseismic Deformation, *Journal of Geophysical Research*, 88(B8), 6477–6490.
- Stein, R., G. King, and J. Lin (1992), Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 M=7.4 Landers earthquake, *Science*, 258, 1328–1332.
- Stein, R., A. Barka, and J. Dieterich (1997), Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.
- Stierman, D. (1977), *A study of stress-dependent velocity variations in situ*, Stanford University, Stanford, California.

- Suyehiro, S. (1966), Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *56*, 185–200.
- Sykes, L., and S. Jaumé (1990), Seismic activity on neighbouring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area, *Nature*, *348*, 595–599.
- Tapponnier, P., and P. Molnar (1977), Active faulting and tectonics in China, *Journal of Geophysical Research*, *82*(20), 2905–2930.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Le Dain, R. Armijo, and P. Cobbold (1982), Propagating extrusion tectonics in Asia : New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, *10*, 611–616.
- Taymaz, T. (1990), Earthquake source parameters in the Eastern Mediterranean region, Ph.D. thesis, University of Cambridge.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophysical Journal International*, *106*, 433–490.
- Taymaz, T. e. a. (2007), Source characteristics of the 6 June 2000 Orta-Çankiri (central Turkey) earthquake : a synthesis of seismological, geological and geodetic (InSAR) observations, and internal deformation of the Anatolian plate, *Geol. Soc. London*, *291*, 259–290.
- Tocher, D. (1959), Seismographic Results from the San Francisco Earthquakes of 1957, *Calif. Dept. Nat. Resources, Division of Mines, Special Report*, *57*, 59–71.
- Toda, S., R. Stein, P. Reasenberg, and J. Dieterich (1998), Stress transferred by the Mw=6.9 Kobe, Japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*, *103*, 24,543–24,565.
- Tokay, M. (1973), *Geological observation on the North Anatolian fault zone between Gerede and Ilgaz*, Spec. Publ. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, Turkey.
- Toksöz, M., A. Shakal, and A. Michael (1979), Space-Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *Pure and Applied Geophysics*, *117*, 1258–1270.

- Utkucu, M., S. S. Nalbant, J. McCloskey, S. Steacy, and [U+FFFD] Alptekin (2003), Slip distribution and stress changes associated with the 1999 November 12, Düzce (Turkey) earthquake ($M_w = 7.1$), *Geophysical Journal International*, *153*, 229–241.
- Utsu, T. (1961), A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, *30*(4), 521–605.
- Vidale, J. E., and H. Houston (2012), Slow slip : A new kind of earthquake, *Physics Today*, *65*, 38–43.
- Voisin, C., F. Cotton, and S. Di Carli (2004), A unified model for dynamic and static stress triggering of aftershocks, antishocks, remote seismicity, creep events, and multi-segmented rupture, *Journal of Geophysical Research*, *109*(B06304).
- Wang, K., Q.-F. Chen, S. Sun, and A. Wang (2006), Predicting the 1975 Hai-cheng Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(3), 757–795, doi :10.1785/0120050191.
- Weldon, R., K. Scharer, T. Fumal, and G. Biasi (2004), Wrightwood and the earthquake cycle : What a long recurrence record tells us about how faults work, *GSA Today*, *14*(9), doi :10.1130/1052-5173(2004)014.
- Wesnousky, S. (1988), Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, *335*, 340–342.
- Yamashina, K. (1978), Induced earthquakes in the Izu peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1874, Japan, *Tectonophysics*, *51*, 139–154.
- Yamashita, T. (1999), Pore Creation due to Fault Slip in a Fluid-permeated fault Zone and its Effect on Seismicity : Generation Mechanism of Earthquake Swarm, *Pure and Applied Geophysics*, *155*, 625–647.
- Zahradnik, J., J. Jansky, E. Sokos, A. Serpetsidaki, H. Lyon-Caen, and P. Papadimitriou (2004), Modeling the $M_L = 4.7$ mainshock of the February-July 2001 earthquake sequence in Aegion, Greece, *Journal of Seismology*, *8*, 246–257.
- Zahradnik, J., F. Gallovic, E. Sokos, A. Serpetsidaki, and A. Tselentis (2008), Quick Fault-Plane Identification by a Geometrical Method : Application to the $M_w 6.2$ Leonidio Earthquake on 6 January 2008, Greece, *Seismological Research Letters*, *79*(5), 653–662, doi :10.1785/gssrl.79.5.653.

- Zanzerkia, E., G. Beroza, and J. Vidale (2003), Waveform analysis of the 1999 Hector Mine foreshock sequence, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1429.
- Zigone, D., C. Voisin, E. Larose, F. Renard, and M. Campillo (2011), Slip acceleration generates seismic tremor like signals in friction experiments, *Geophysical Research Letters*, *38*(L01315), doi :10.1029/2010GL045603.
- Zoback, M., R. Stephenson, S. Cloetingh, B. Larsen, B. Van Hoorn, A. Robinson, F. Horvath, C. Puigdefabregas, and Z. Ben-Avraham (1993), Stresses in the lithosphere and sedimentary basin formation, *Tectonophysics*, *226*, 1–13.
- Üçer, B., H. Eyidogan, C. Gürbüz, A. Barka, and c. Barış (1997), *Seismic investigations of the Marmara region*, pp. 89–99, Hochschul-Verlag AG an der ETH, Zürich, eds. C. Schindler and M. Pfister.

Glossaire

SOURCES :

Qu'est-ce qui fait trembler la Terre ?, Pascal Bernard

IPGP www.ipgp.fr/

Cours sur la subduction de Raoul Madariaga

Afterslip (anglicisme) Glissement qui a lieu après un séisme.

Aspérité Zone de contact sous forte pression dans une zone de faille.

Asthénosphère Partie ductile du manteau supérieur terrestre.

Bassin en pull-apart (anglicisme) Bassin formé entre deux failles décrochantes parallèles ayant la même configuration : entre deux failles décrochantes dextres ou entre deux failles décrochantes sénestres.

Big One (anglicisme) Séisme important attendu notamment sur la Faille Nord Anatolienne ou sur la faille de San Andreas.

Contrainte Force par unité de surface d'un corps solide.

Contrainte de Coulomb Combinaison des contraintes cisailantes et normales et de la pression sur une faille bloquée. La contrainte de Coulomb évalue le potentiel de la faille à se déstabiliser lors d'une perturbation de contrainte.

Extrusion Expulsion. La plaque anatolienne est expulsée par la poussée de l'Arabie.

Faille décrochante ou **Faille transformante** Faille verticale dont le glissement horizontal permet le coulissage des blocs de part et d'autre. Ces failles ne créent généralement pas de relief. Pour un observateur placé indifféremment sur un des deux blocs, on parle de faille dextre lorsque le bloc en face de lui se déplace vers sa droite. Inversement, pour une faille sénestre, le bloc en face de l'observateur se déplacera vers la gauche. La Faille Nord Anatolienne est une faille décrochante dextre.

Faille inverse Faille inclinée permettant le rapprochement des blocs de part et d'autre, qui se chevauchent. On trouve ce genre de faille dans les zones de subduction.

Faille normale Faille inclinée permettant l'éloignement des blocs de part et d'autre. On

trouve ce genre de faille dans les zones en extension.

Fluage ou Glissement asismique Glissement sur une faille qui ne génère pas de séisme.

Lacune sismique Segment de faille qui n'a pas été affectée par un séisme récent et où la probabilité d'occurrence d'un séisme est forte.

Loi de friction rate-and-state (anglicisme) Le frottement dépend de la vitesse de glissement sur la faille. Si la vitesse de glissement augmente brusquement, le coefficient de friction augmentera. Ensuite, ce coefficient de friction diminuera en fonction du déplacement jusqu'à se stabiliser. L'inverse se produira si la vitesse de glissement diminue brusquement.

Magnitude de complétude Magnitude à partir de laquelle un catalogue de séismes est complet.

Onde sismique Vibration qui se propage dans la croûte terrestre.

Onde P ou de compression Onde sismique associée à des déformations en compression/dilatation. Elle se propage à environ 6km/s.

Onde S ou de cisaillement Onde sismique associée à des déformations en cisaillement. Elle se propage à environ 3.5km/s. Elle n'existe pas dans l'eau.

Onde surface Onde sismique pouvant associer compression et cisaillement, guidée par la surface de la Terre.

Phase de nucléation Phase de préparation d'un séisme, la nucléation d'un séisme étant son initiation.

Pré-choc Evènement sismique qui précède un important séisme.

Pression de pores Pression exercée par des fluides dans les pores d'une roche.

Région d'arrière-arc Région située à l'arrière d'une zone de subduction, dans la plaque supérieure.

Subduction Chevauchement d'une plaque sur une autre, associé à l'enfouissement de la plaque plongeante. Les séismes en subduction ont lieu à l'interface des deux plaques. On trouve ce genre de séismes notamment au Japon.

Subsidence Affaissement lent de la lithosphère entraînant la formation de bassins.

Trémor Signal basse fréquence de longue durée, composé d'une suite de petits séismes de basse ou très basse fréquence.

Vitesse supershear La rupture se propage à une vitesse supérieure à celle des ondes de cisaillement.

Annexe A

**Suppléments de l'article présenté
dans le chapitre 3**

**Magnitudes of complitude of the Kandilli catalog used :
over the whole studied region and over the clusters.**

We have determined the magnitudes of completeness with the Gutenberg-Richter law. The magnitude of completeness over the whole region ($26 \leq \text{lon} \leq 34$ and $39.5 \leq \text{lat} \leq 42$) does not vary much (see Fig. S1) and is close to $M_c = 2.8$ over the whole period.

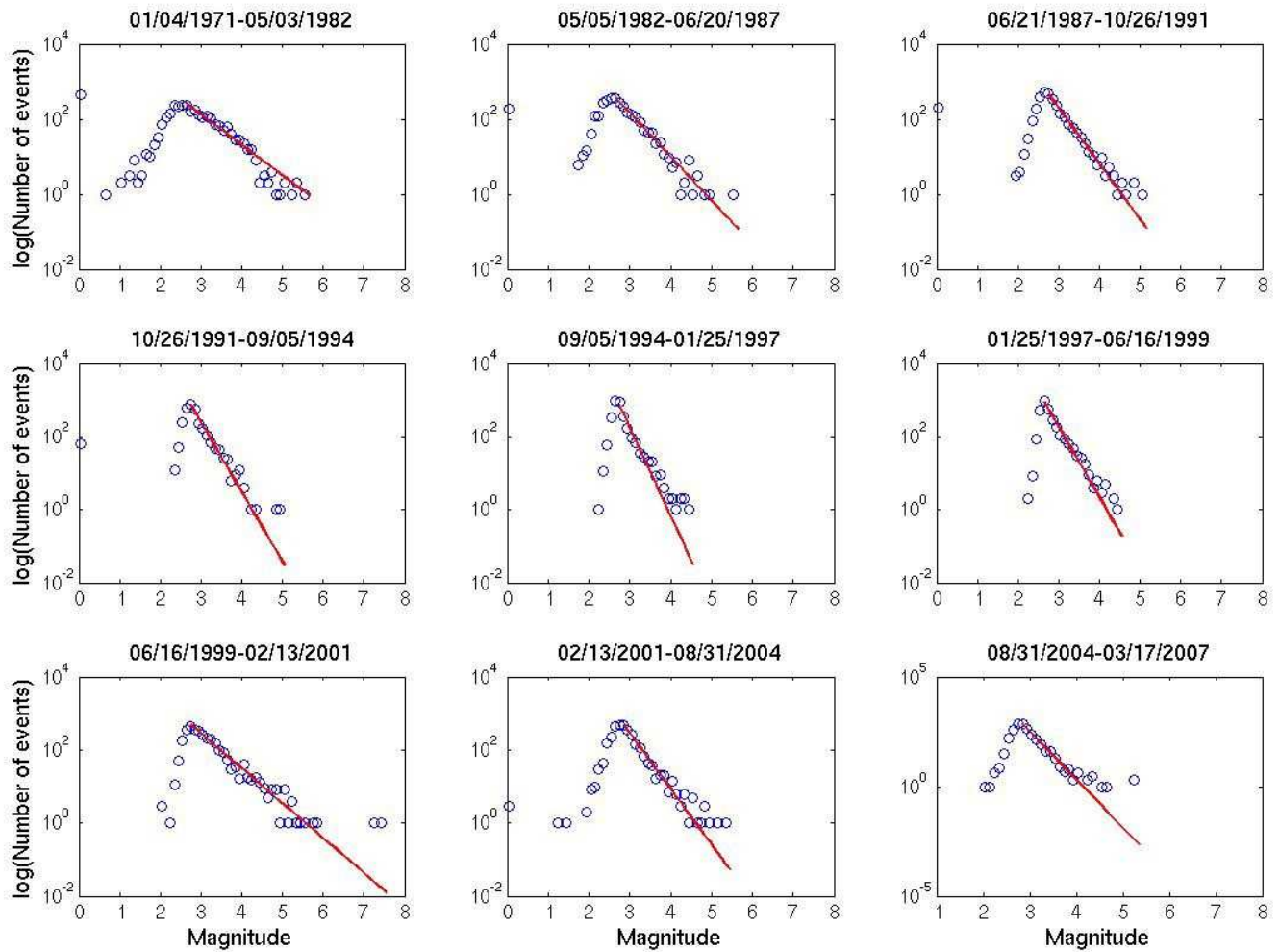


Figure S1: Evolution of the magnitude of completeness over the whole studied region (Gutenberg-Richter laws).

For the Yalova and the West Marmara clusters, we have divided the period into two parts, and the magnitudes of completeness are the same for the first and second parts (Figs. S2 and S3).

Yalova cluster, 01/04/1971 – 05/09/1999 : $M_c = 2.8$

05/09/1999 – 02/08/2008 : $M_c = 2.8$

West Marmara cluster, 01/04/1971 – 05/26/1996 : $M_c = 2.8$

05/26/1996 – 02/07/2008 : $M_c = 2.8$

For the Cerkes cluster, it is difficult to have a temporal monitoring of the evolution of the magnitude of completeness before 1999, because of the small number of events in that period (Fig. S4). We assume $M_c=4.0$ to be an upper bound of this completeness before 1999. After 1999, $M_c=3.0$ (Fig. S5).

To insure that our results are not affected by changes in the threshold detection, we only consider events of magnitude greater than 3.0 for the Yalova and West Marmara clusters, and events of magnitude greater than 4.0 for the Cerkes cluster.

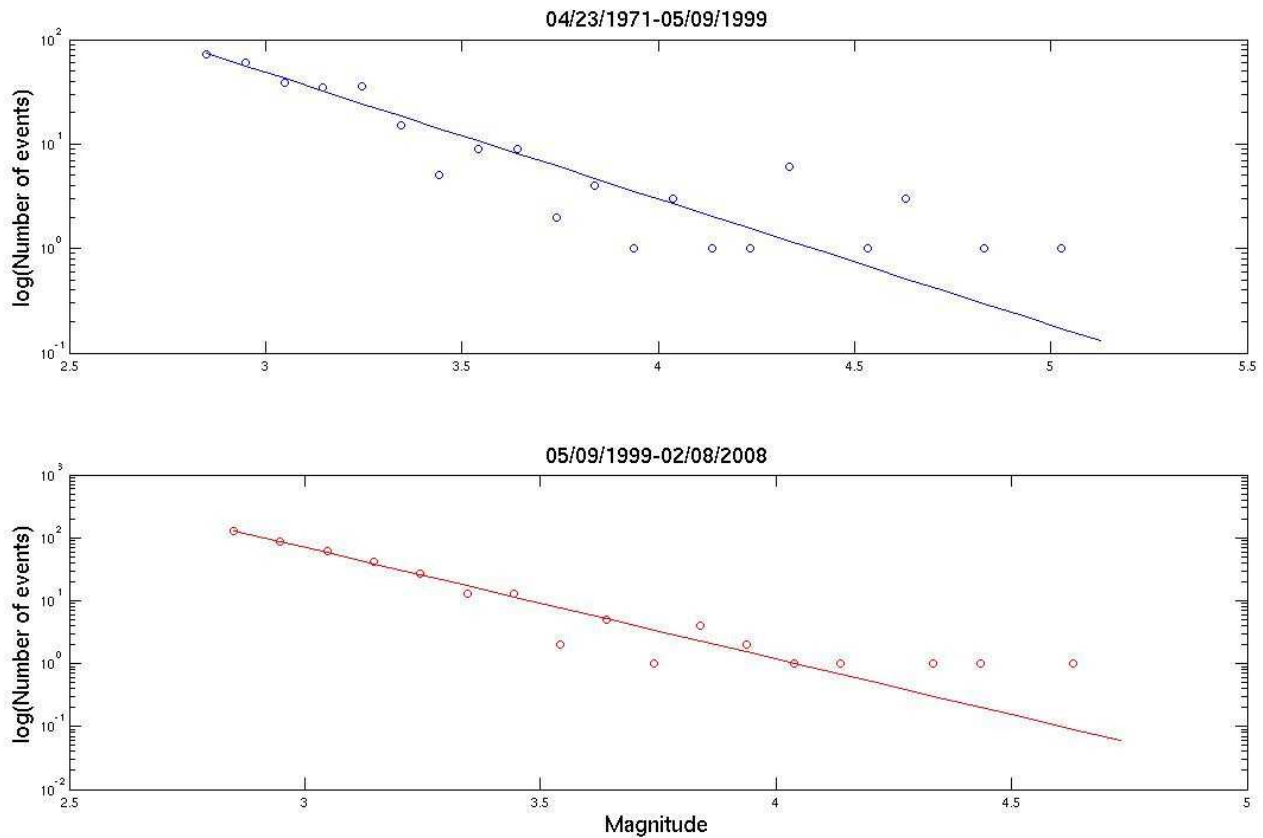


Figure S2 : Evolution of the magnitude of completeness of the Yalova cluster.

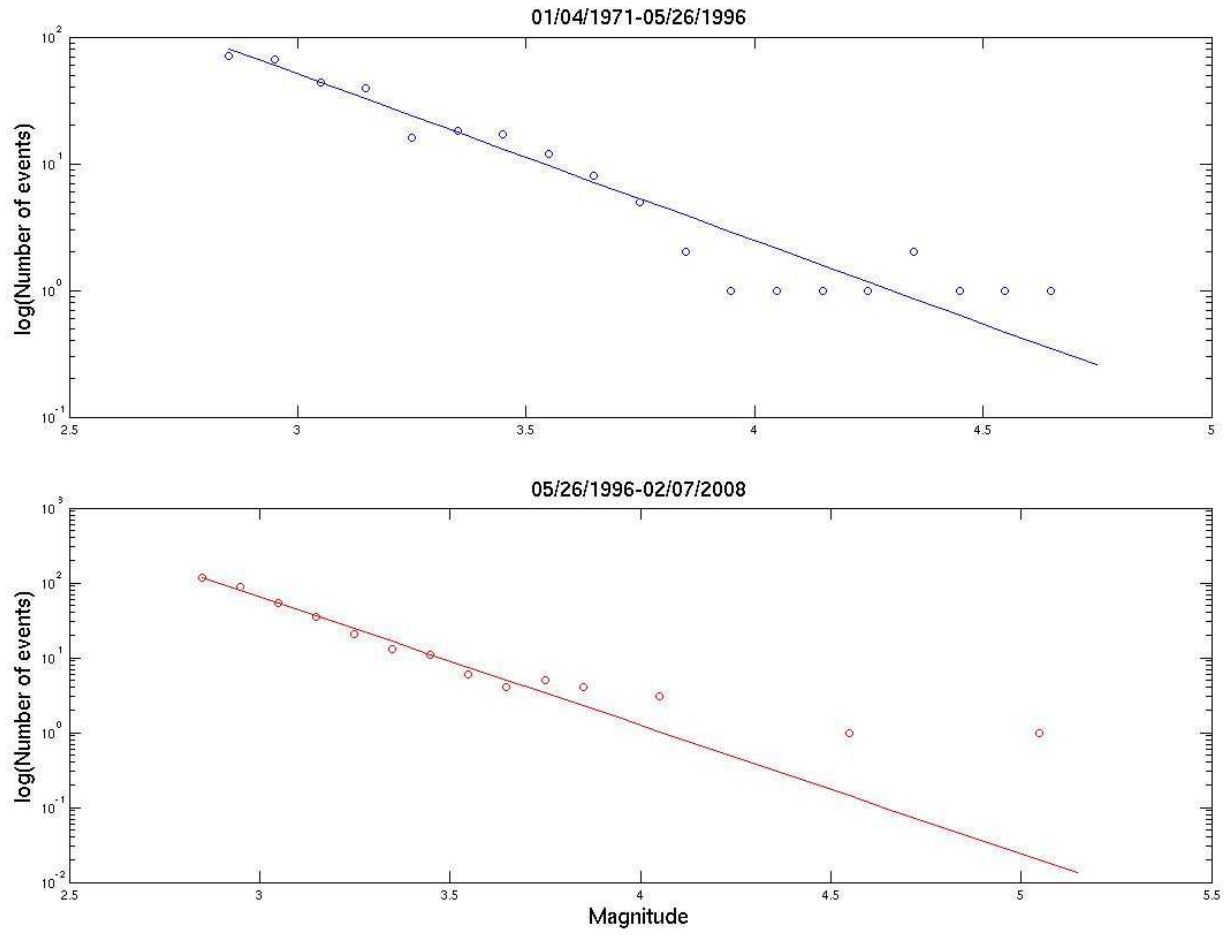


Figure S3: Evolution of the magnitude of completeness of the West Marmara cluster.

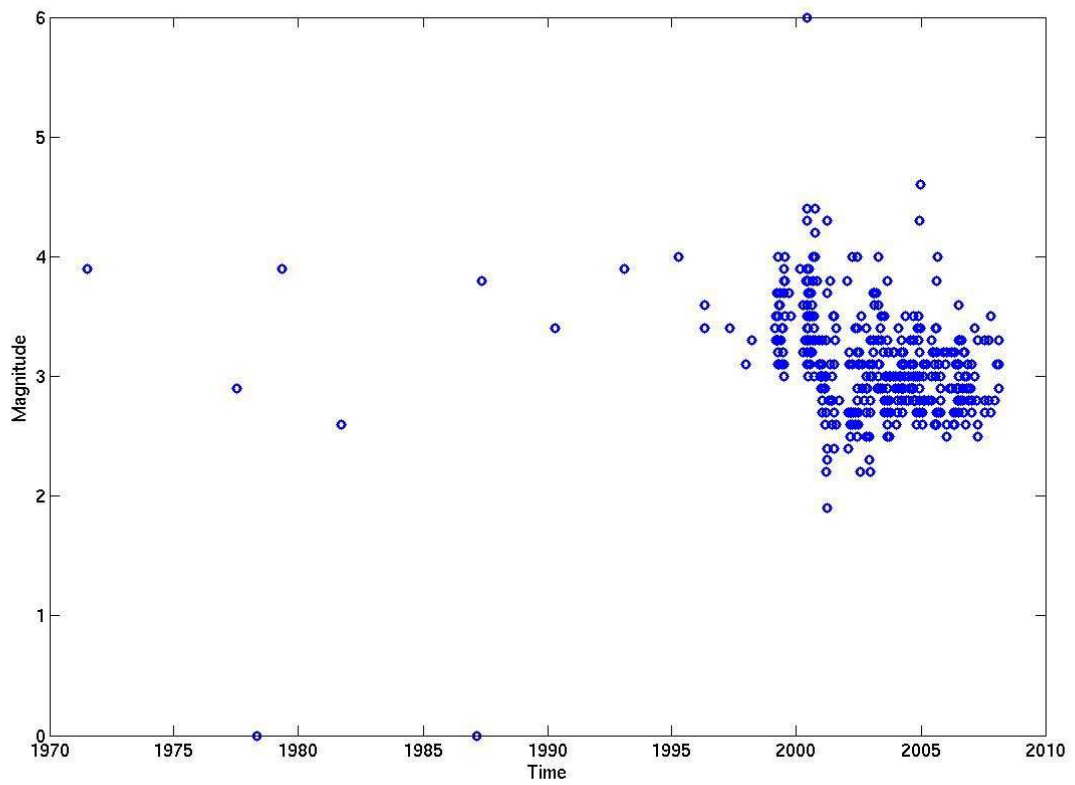


Figure S4: Magnitude as a function of time for the Cerkes cluster. We can see that before 1999, the number of events detected was small.

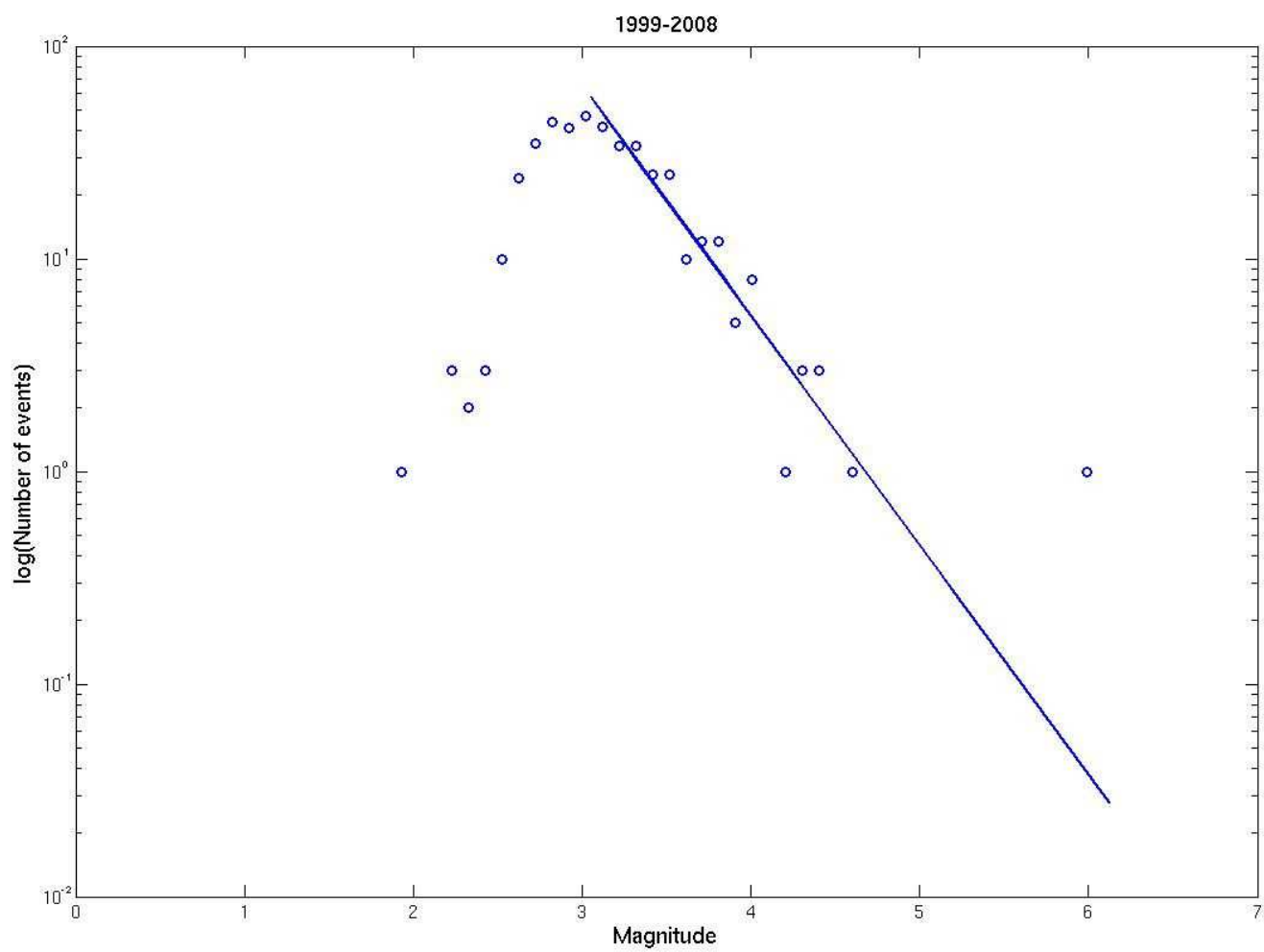


Figure S5: Gutenberg-Richter law for the Cerkes cluster, over the 1999-2008 period.

Location accuracy

To determine the errors on the events location, we have used the ISC catalog. We have considered the events in common between the Kandilli and the ISC catalogs, and have found 634 joint earthquakes with errors on location given in the ISC catalog. We have determined the average error of location using the formula :

$$\frac{\sqrt{ga^2 + pa^2}}{2} \quad (\text{A.1})$$

where ga is the mean of the semi-major axis of the 90% error ellipse, and pa is the mean of the semi-minor axis of the 90% error ellipse.

The errors on the location of the events are on average of 4.3km. The probability that an event has an error in location less than 7.1km is of 90%. These values are smaller than the size of the clusters, which is of several tens of kilometers.

Region	Longitude 1	Longitude 2	Latitude 1	Latitude 2
Yalova cluster	28.75	29.25	40.5	41
West Marmara cluster	27.25	27.75	40.5	41
Cerkes cluster	32.75	33.25	40.4	40.85
Central Marmara NAF segment	27.75	28.75	40.5	41

TAB. A.1 – Coordinates of the geographic areas considered

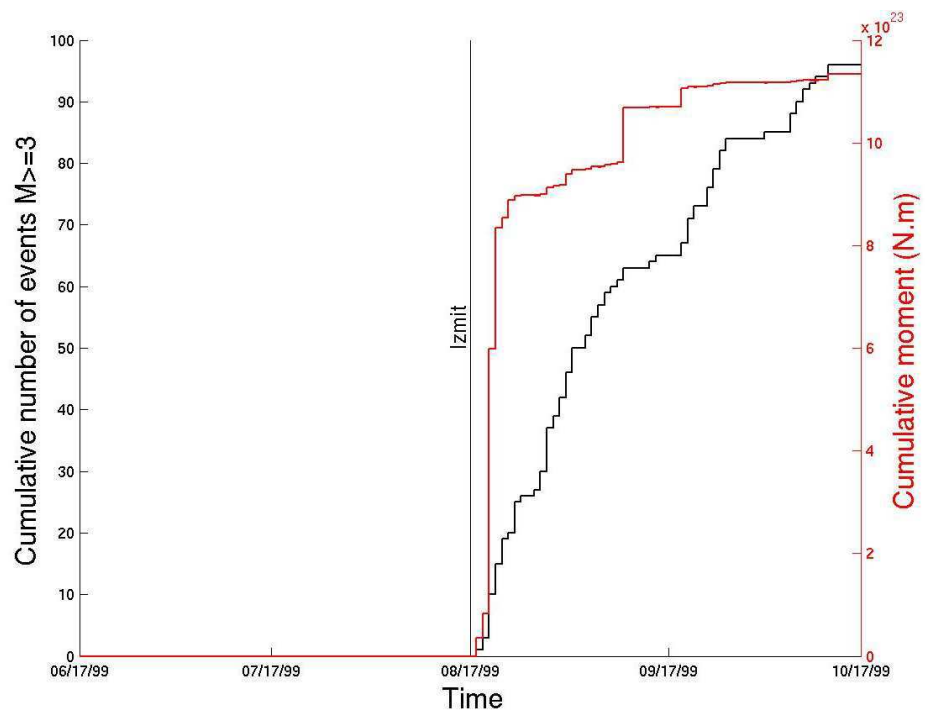


FIG. A.1 – Evolution of the number of events and of the seismic moment of the Yalova cluster, ZOOM

Dynamic Coulomb stress change due to the Izmit earthquake
at the Yalova Cluster ($\mu^*=0.6$)

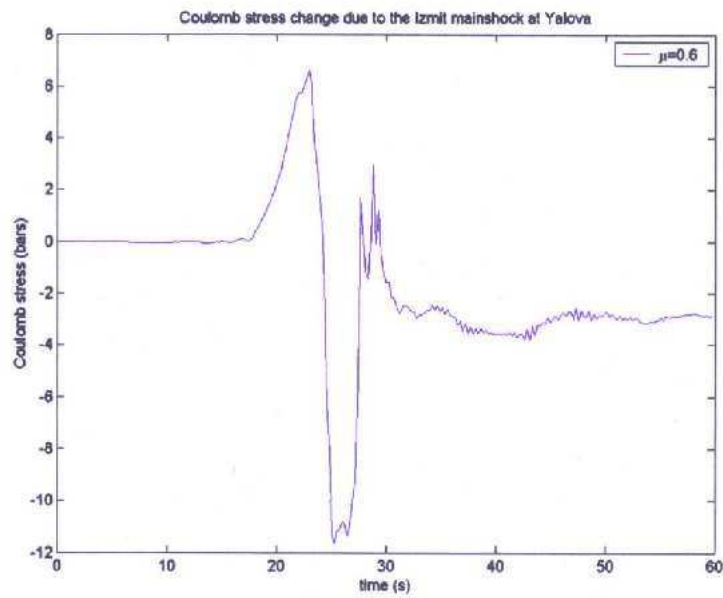


FIG. A.2 – Coulomb stress calculation for a normal fault with an E-W orientation and a dip of 60° northward, at 10km depth, which represents the average mechanism of events in the Yalova cluster

Annexe B

Suppléments de l'article présenté
dans le chapitre 4

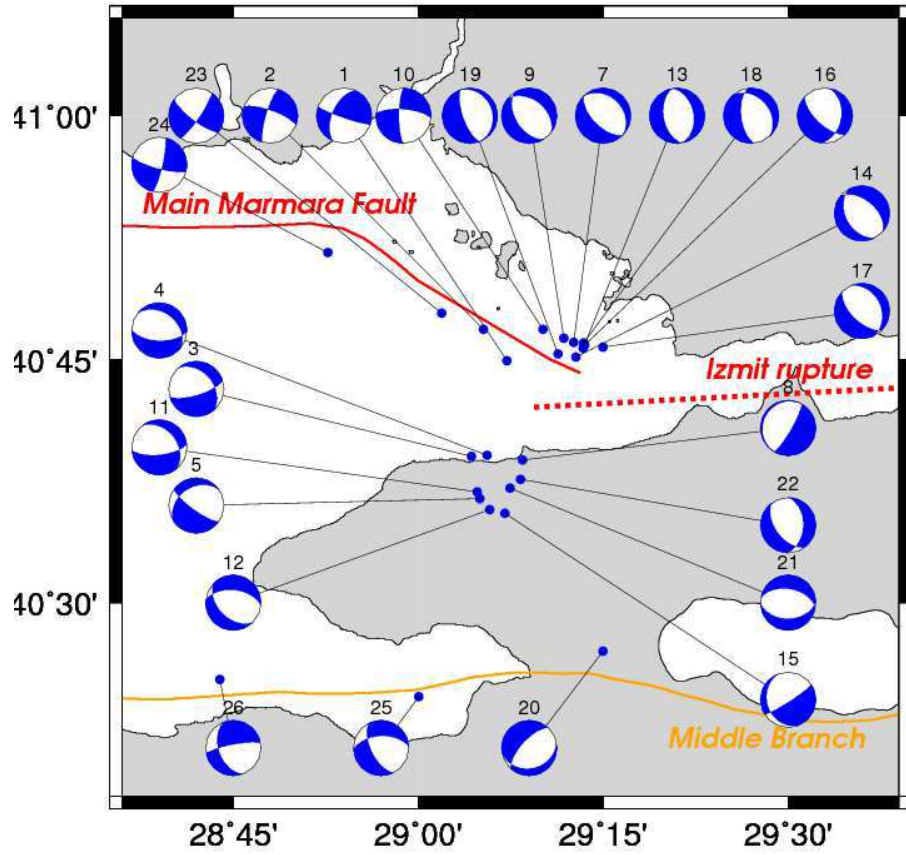


FIG. B.1 – Map of seismic activity in the Cınarcık Basin, eastern Marmara Sea. The Main branch of the NAF is in red (Izmit rupture in dotted line, Main Marmara Fault in continuous line). The Middle Branch of the NAF is in yellow. The focal mechanisms are from Örgülü and Aktar (2001), Karabulut et al. (2002), Polat et al. (2002), Özalaybey et al. (2002) and Karabulut et al. (2011). See Table ?? for the details of the mechanisms.

List of focal mechanisms used in Figure B1.

	Date DD/MM/Y Y	O. Time HH:MM	Lat. (deg.)	Lon. (deg.)	Depth (km)	Mag.	Strike (deg.)	Dip (deg.)	Rake (deg.)
1	17/08/99	04:14	40.749	29.120	9.0	4.9	109	84	144
2	17/08/99	05:54	40.781	29.088	9.0	4.7	290	74	-167
3	19/08/99	14:15	40.651	29.072	1.0	4.5	73	72	-125
4	19/08/99	15:17	40.652	29.093	0.0	5.0	92	60	-110
5	20/08/99	09:28	40.607	29.083	2.0	4.5	236	34	-156
6	20/08/99	20:12	40.618	20.058	4.5	3.5	110	70	-60
7	27/08/99	17:35	40.768	29.210	5.7	2.2	135	60	-90
8	28/08/99	12:11	40.647	29.141	8.6	3.2	30	80	-90
9	30/08/99	05:18	40.772	29.197	10.7	2.2	148	50	-77
10	31/08/99	08:44	40.781	29.169	13.9	2.2	180	77	-20
11	31/08/99	22:28	40.614	29.080	0.0	4.3	84	68	-120
12	01/09/99	03:23	40.596	29.097	5.4	3.6	135	45	-60
13	02/09/99	09:53	40.762	29.223	7.0	2.1	170	50	-90
14	03/09/99	12:58	40.753	29.213	5.9	1.8	151	41	-74
15	03/09/99	22:16	40.592	29.117	4.3	2.9	57.39	83.4	-66
16	04/09/99	20:44	40.765	29.225	10.6	2.7	133	64	-123
17	05/09/99	00:24	40.763	29.250	5.9	1.8	134	60	-101
18	05/09/99	05:53	40.767	29.224	7.5	2.2	173	61	-72
19	05/09/99	21:03	40.756	29.189	4.5	1.9	160	70	-90
20	05/09/99	22:45	40.450	29.250		3.1	222.32	67.12	-105.95
21	09/09/99	02:00	40.618	29.124	6.8	3.7	89	42	-98
22	18/09/99	00:48	40.627	29.138	4.6	4.3	144	52	-115
23	20/10/99	23:08	40.798	29.032	8.1	4.5	127	75	-170
24	24/03/01	13:07	40.860	28.878	8.5	4.0	105	78	-170
25	24/10/06	14:00	40.403	29.001	8.1	5.2	153.3	60.5	-42.4
26	09/07/08	04:54	40.421	28.732	8.0	3.5	159.2	46.9	-14.5

Magnitudes of completeness for each of the four clusters considered in this study

We have determined the magnitudes of completeness based on deviation from the Gutenberg-Richter law.

For the Yalova and the Tuzla clusters, we have divided the period of study (1989-2009) into 3 parts, to insure that the magnitude of completeness does not vary much with time (Figures S3.a, S3.b). For the Gemlik cluster, which contains both inland (well detected) and offshore (not as well detected) events, we take a magnitude of completeness of 3.0.

	<i>1st period</i> 01/01/1989-08/17/1999	<i>2nd period</i> 08/17/1999-01/01/02	<i>3rd period</i> 01/01/02-01/01/09
<i>Yalova cluster (fig. S3.a)</i>	Mc = 2.6	Mc = 2.7	Mc = 2.7
<i>Tuzla cluster (fig. S3.b)</i>	Mc = 2.6	Mc = 2.5	Mc = 2.8

Our choice of cutting at 2.8 for the Yalova and the Tuzla clusters is therefore conservative.

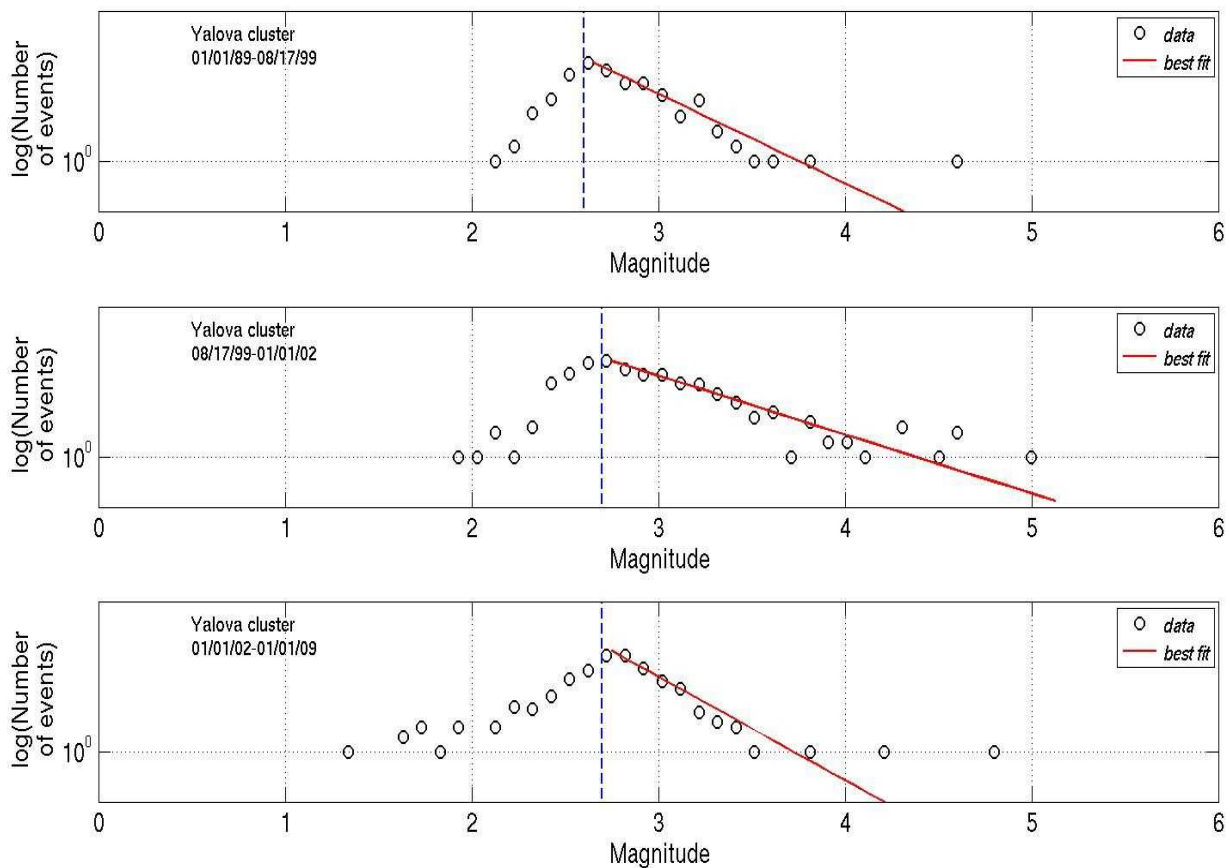


Figure S3.a : Evolution of the magnitude of completeness of the Yalova cluster.

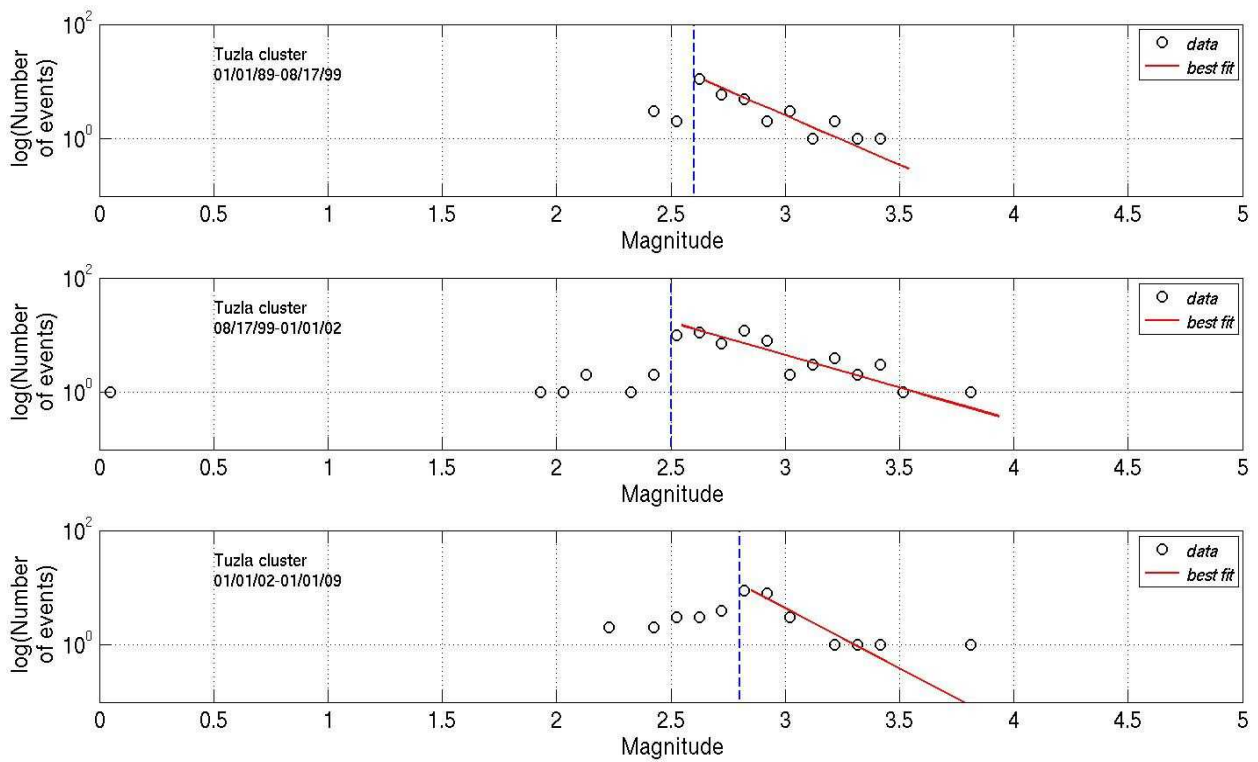


Figure S3.b : Evolution of the magnitude of completeness of the Tuzla cluster.

For the Princes' Islands cluster, the determination of the magnitude of completeness is more difficult because of the small number of events, see graph below. We however assume it to be 2.9.

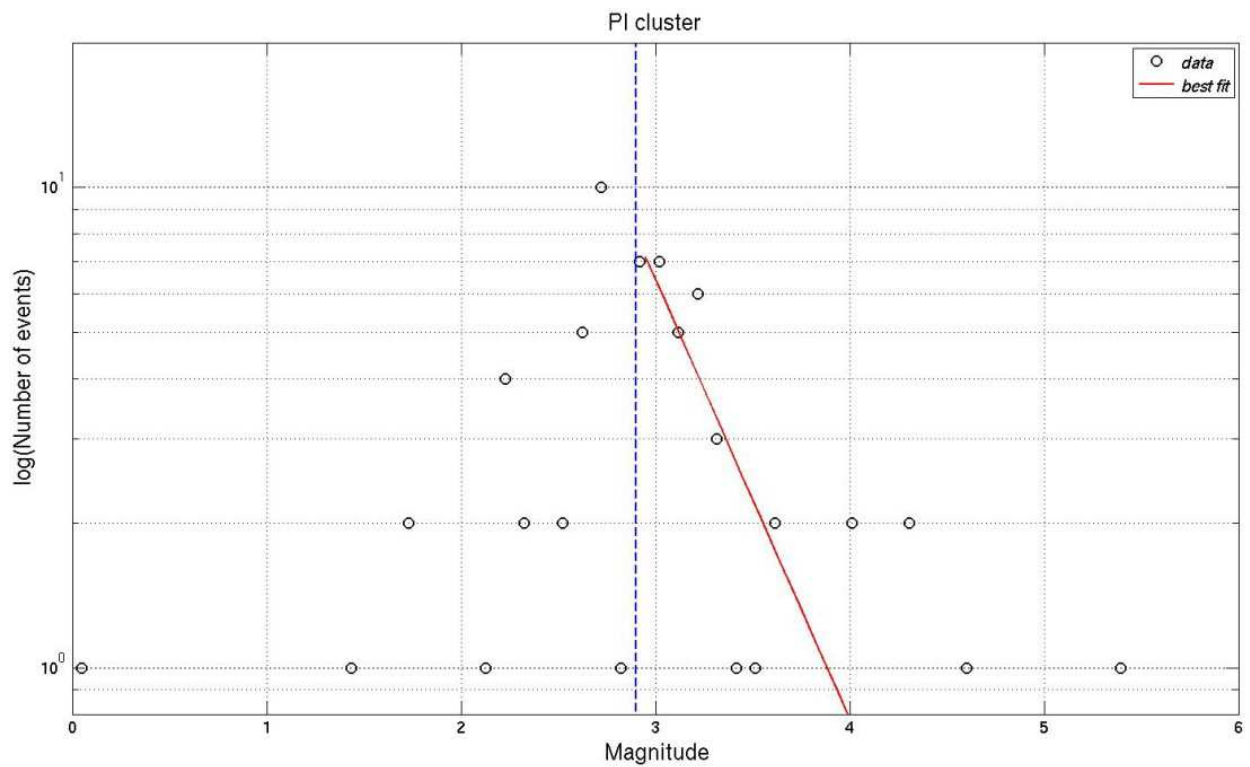


Figure S3.c : Magnitude of completeness of the Princes' Islands cluster.

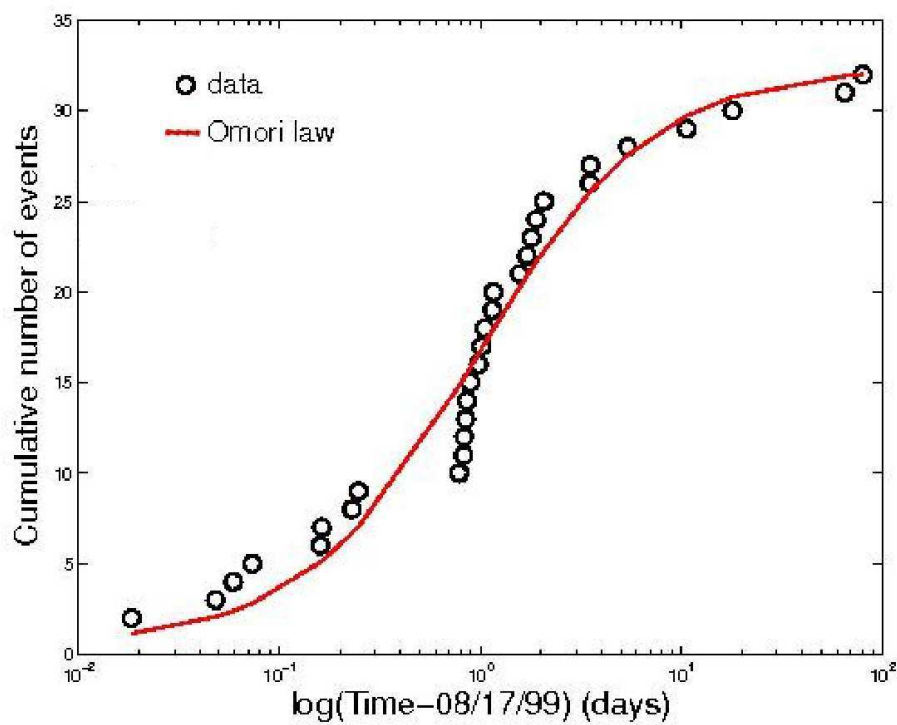


FIG. B.2 – Cumulative number of events on the Prince's Islands segment of the Main Marmara Fault from August 17 to November 5, 1999, using the relocated catalog, in function of the logarithm of time. The Omori-Utsu law, with a parameter $p=2$, is superimposed in red.

Coulomb stress computation for a fault with constant slip, rise time and rupture velocity

To investigate the influence of the source complexity, we computed the Coulomb stress on each cluster (Figures S5.a-d) for a fault source with constant slip (3m), rise time (3s) and rupture velocity (3km/s). The fault geometry is the same as the one of the Izmit earthquake (Bouchon et al., 2002).

The receiver configurations are the same as in the main text (see Table 1).

Observations :

We can see stopping phases, because the slip abruptly falls from 3 to 0 at the edge of the fault.

The static stress is different from the one computed with the Izmit fault because slip is much larger towards the western end of the fault.

We also notice that the source complexity has little influence on the Coulomb stress computation.

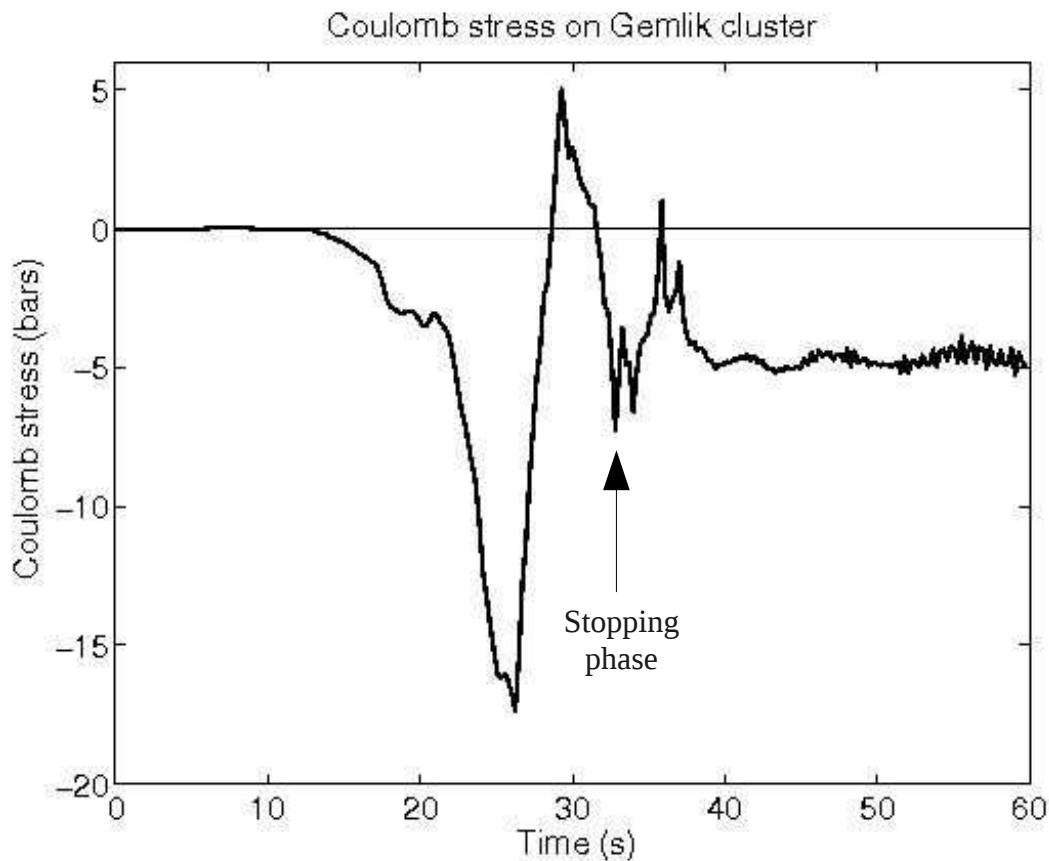


Figure S5.a : Coulomb stress on Gemlik cluster for a fault source with constant slip, rise time and rupture velocity

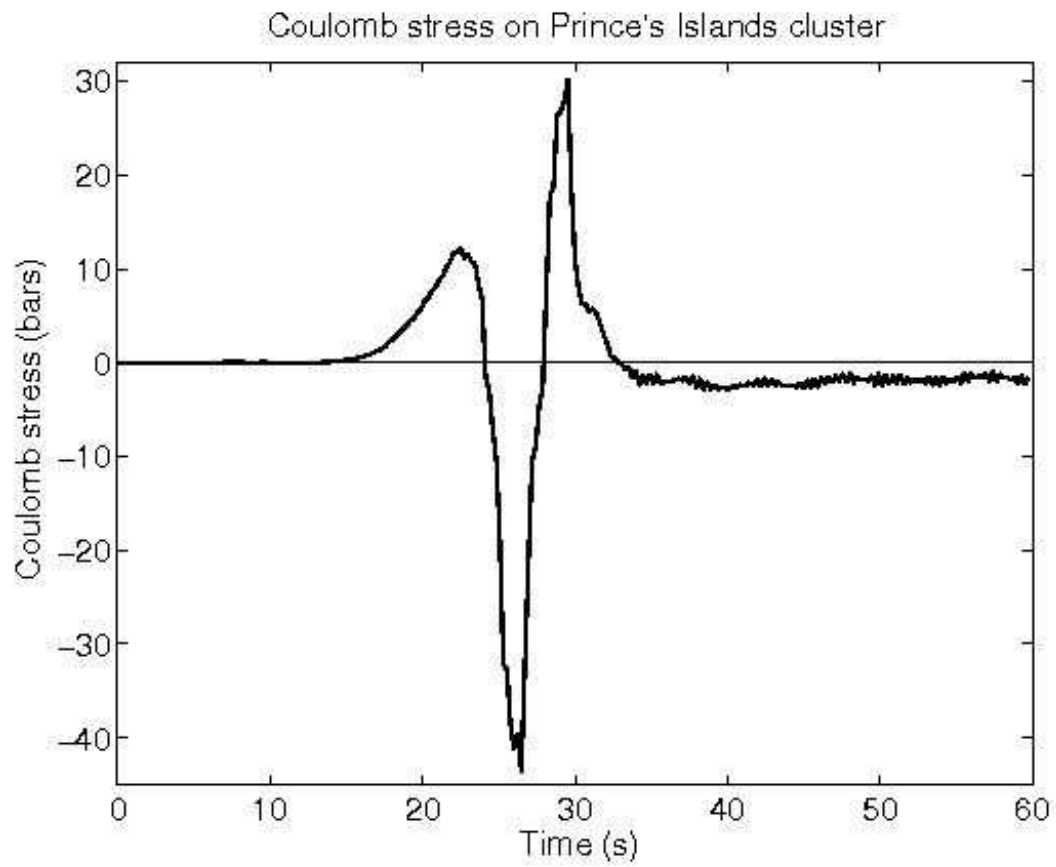


Figure S5.b : Coulomb stress on Prince's Islands cluster for a fault source with constant slip, rise time and rupture velocity

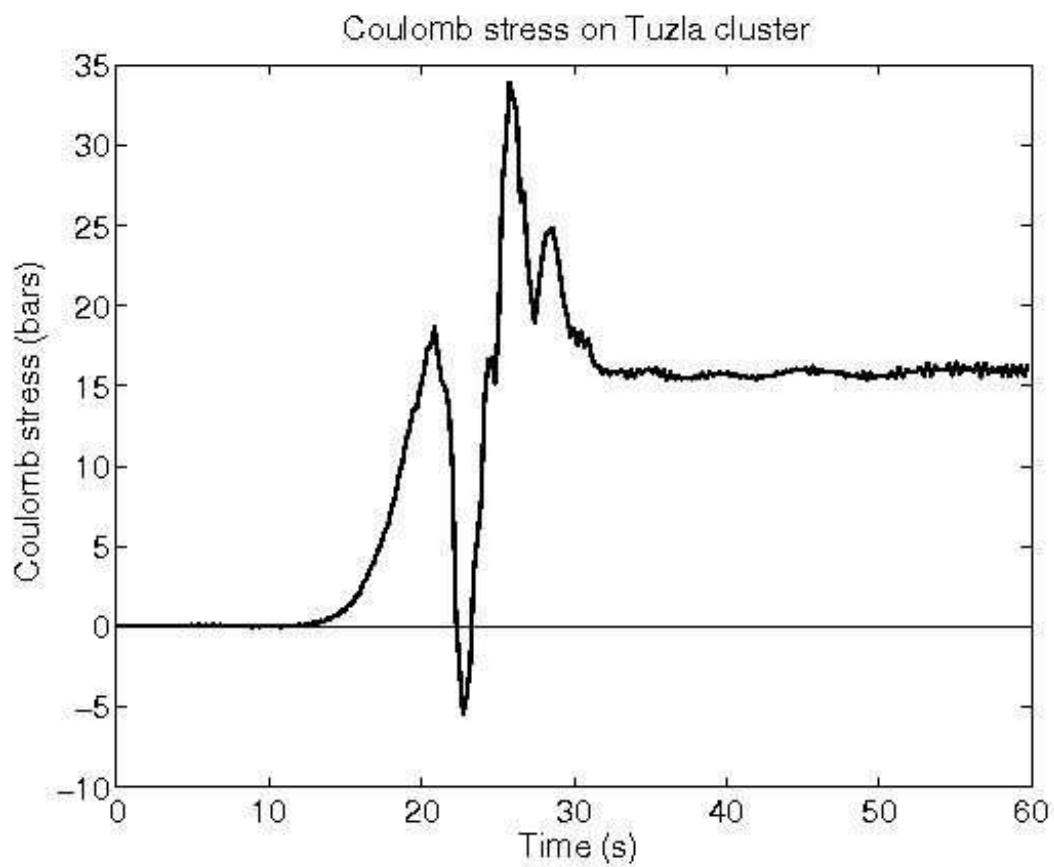


Figure S5.c : Coulomb stress on Tuzla cluster for a fault source with constant slip, rise time and rupture velocity

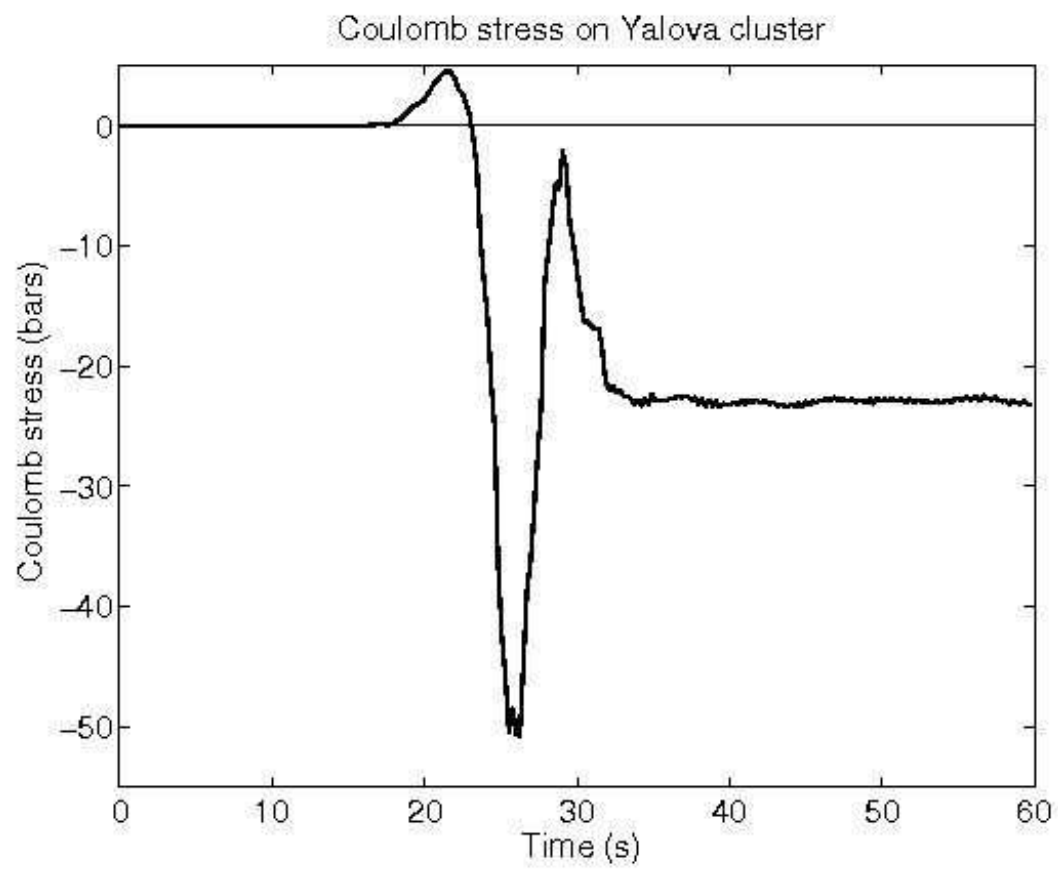


Figure S5.d : Coulomb stress on Yalova cluster for a fault source with constant slip, rise time and rupture velocity

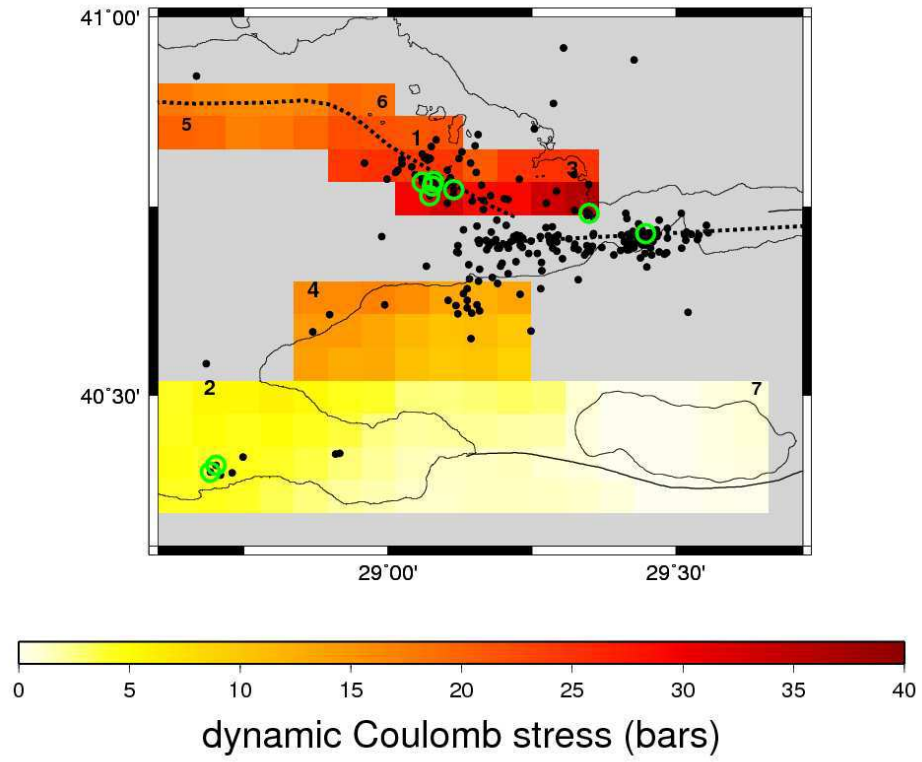


FIG. B.3 – Map of the peak (positive) Coulomb stress calculated in each zone of interest. The receiver configurations are the same as for figure 7, except that for zones 2 and 7, we consider normal faulting mechanism instead of a strike-slip one. Black dots denote the events of $M \geq 2.8$ in the day after the earthquake. Green circles show the $M \geq 4$ events , for the same period.

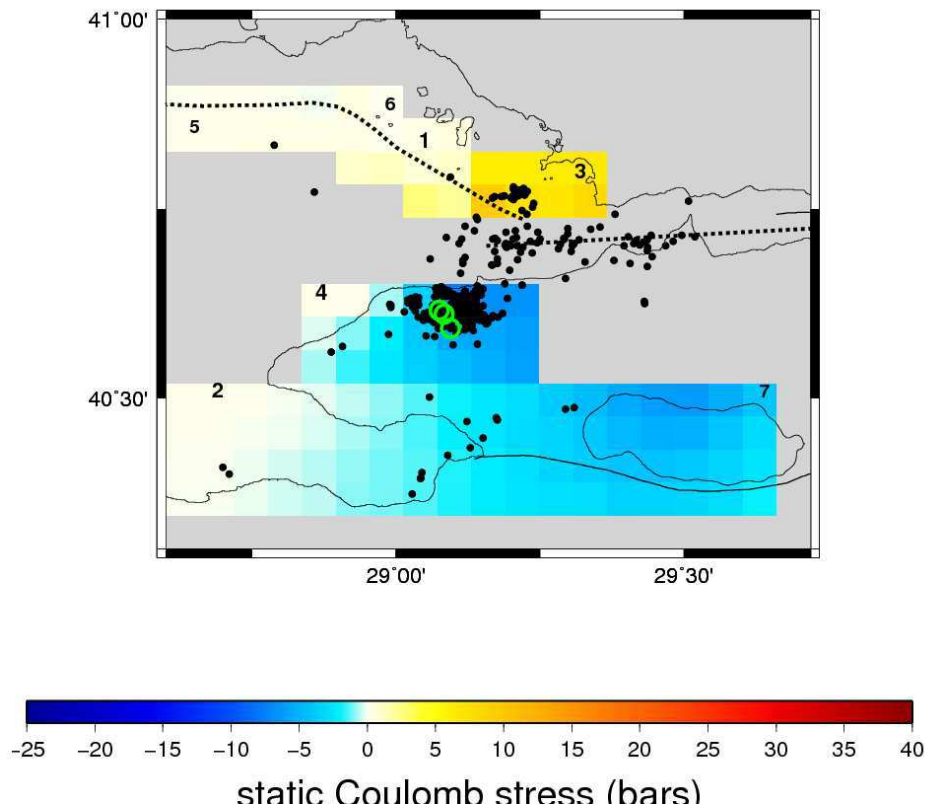


FIG. B.4 – Map of the static Coulomb stress calculated in each zone of interest. The receiver configurations are the same as for Figure 7, except that for zones 2 and 7, we consider normal faulting mechanism instead of a strike-slip one. The seismicity represented is the activity between October 1, and November 5, 1999. The symbols are the same as in Supplementary Figure B.2.

Annexe C

Suppléments de l'article présenté
dans le chapitre 7

Supplementary Information

Supplementary Methods

1. Data and Classification

We select the earthquakes studied using the worldwide USGS National Earthquake Information Center (NEIC) catalog and consider all the $M \geq 6.5$ events in the catalog which occurred in the two selected zones (Fig. 1) [20°N to 46°N, 118°E to 148°E] and [20°N to 65°N, 180°W to 109°W] between 01/01/1999 and 01/01/2011 and are located above 50km depth. This yields a set of 72 events (Supplementary Tables S1-S3). Of these we remove 10 events which are early aftershocks of large prior events and occur less than one week after. In the case of the very large Tokachi-Oki M 8.3 earthquake which is followed by many large aftershocks, we double this period of exclusion to 2 weeks (Supplementary Table S3). This provides a set of 62 events, which divides equally into 31 interplate and 31 intraplate earthquakes.

The identification of an earthquake as an interplate or an intraplate event is generally straightforward. We follow here the classification used by the USGS which is the leading agency for reporting earthquakes worldwide, the term interplate meaning an event which, to the best of our knowledge, occurs on the plate interface. In contrast the term intraplate is applied to events which represent the internal deformation of a plate. For some of the largest events which have occurred since 2002, referred to by (1) in Supplementary Tables S1 & S2, this identification is provided by the USGS in its Tectonic Summary of Significant Earthquakes. In this case, the terms used in the Tectonic Summary to characterize the event are cited in Supplementary Tables S1 & S2. The Alaska Earthquake Information Center (AEIC) also provides a tectonic description of most of the Alaska-Aleutian events and identifies them as interplate or intraplate events. These events are denoted by (3) in Supplementary Tables S1 & S2 and the terms of the AEIC description are cited. Some events have also been the subject of scientific publications and their classification is taken from these published studies referred to in Supplementary Tables S1 & S2 and the terms used to characterize them are repeated. For most of the remaining events (referred to as (2) in Supplementary Tables S1 & S2), the USGS provides (since 2002) detailed technical information, maps and cross-sections which allow a generally clear and straightforward classification. Out of the 62 events of our dataset, 53 have at least one of the types of information or identification described above. For the 9 remaining events, we use the International Seismological Center (ISC) location together with the Centroid Moment Tensor (CMT) of Harvard (HRVD) or GCMT to classify the event. Following the USGS definition of interplate and intraplate earthquakes, in subduction zones all the events not located on the subducting interface are considered as intraplate events. On transform faults, in the few cases where the plate boundary is diffuse or geometrically complex, events located near the boundary which display the expected boundary slip mechanism are classed in the interplate group. This is the case for instance of the 10/16/1999 Hector Mine earthquake which occurred within the eastern California shear zone, known to accommodate about 24 % of the relative Pacific-North American plate motion³¹.

For each selected event, we obtain the pre-event seismicity in the first zone studied (Fig. 1 left) from the bulletin of the International Seismological Centre (ISC) which combines catalogs from

different agencies and regional networks. In this catalog, we exclusively use the locations and magnitudes reported by the TAP/CWB (Taiwan Central Weather Bureau) and JMA (Japan Meteorological Agency) agencies, as they best cover the region. In the second zone studied (Fig. 1 right), we use the AEIC (Alaska Earthquake Information Center) catalog for Alaska, the Natural Resources of Canada catalog for Canada and southern coastal Alaska, the USGS NEIC catalog together with the SCEC (Southern California Earthquake Center) catalog for California and Baja California. The analysis of the resulting dataset (Supplementary Fig. S1) shows that the magnitude of completeness is about 2.5 for both interplate and intraplate sequences. We shall use this value of completeness when modeling or comparing sequences while we will use all the catalog events when investigating individual sequences to keep the maximum of information.

2. Time evolution graphs

The graphs showing the time evolution of the cumulative number of seismic events (Fig. 2, Supplementary Figs S2-S10) and of the cumulative seismic moment (Fig. 3a) for individual sequences include all the events listed in the catalogs and located within 50km from the mainshock epicenter, regardless of depth. The curves of Supplementary Figs S2-S9 show the evolution of the cumulative numbers of events prior to the interplate earthquakes in different time windows (each sequence is presented at least once).

3. Stacks

Stacking of the pre-earthquake sequences is done by giving the same weight to each one, so that sequences with many or large events do not dominate over those with fewer or smaller events.

The stacks of the seismic moments over 6 months (Fig. 3b) are done over 28 pre-earthquake sequences. Three sequences are not included, n°8,14,17 because of large prior earthquakes occurring nearby within this period.

The stacks of the seismic moments over 5 days (Fig. 3c) are done over 26 pre-earthquake sequences. Five sequences are not included, either because they shortly follow another large earthquake (n°14) or because no event occurred in this period.

The stacks of the seismic moments over 1 day (Fig. 3d) are done over 22 pre-earthquake sequences. All sequences with events that day are included.

The stacks of the cumulative numbers of events over 150 days (Fig. 4a,b, Supplementary Fig. S14) do not include interplate sequences n°8,14,17 because of large prior earthquakes occurring nearby within this period (see Supplementary Table S1) and intraplate sequence n°p15 which is associated with magmatic activity (see Supplementary Table S2). Adding these sequences, however, would not significantly change the stacks, because each sequence carries the same weight. All the events of magnitude ≥ 2.5 , the magnitude of completeness of the dataset, are included.

4. Statistical analysis of interplate and intraplate sequences

In order to try to quantify the observed seismicity increase and to evaluate how significant it is, we design a simple and straightforward statistical test. We first consider the 6 months period preceding each earthquake. We thus have 62 sequences of N_e events. Because of the even number of

interplate and intraplate earthquakes in our dataset, there are as many (31) interplate and intraplate sequences. We analyse statistically each sequence with the algorithm below:

(1) Begin with $T=6\text{months}$ and $n=0$

(2) Divide the time duration T of the sequence in two: $-T < t < -T/2$ ($N1$ events) and $-T/2 < t < 0$ ($N2$ events).

There is acceleration if $N2 > N1$ (more events occur in the second half of the time window):

- if $N1 \geq N2$, the calculation stops and the current value of n is kept.

- if $N1 < N2$, then $n=n+1$, $T=T/2$, and step (2) begins again.

At the end an index n is obtained for the 6-months time window.

(3) Steps (1) and (2) are performed for 5 other time windows: $T=3\text{months}$, 1 month, 10days, 5days, 1day as well. This yields 6 values of n . The largest one $n(\text{observed})=\max[n(T)]$ is kept.

(4) For each original 6-months long sequence of N_e events, 1000 synthetic sequences of N_e events randomly distributed in time over 6 months (Poisson statistics) are generated.

(5) The optimal value of n (denoted $n(\text{synthetic})$) is calculated for each random sequence following steps (1) to (3) above and using the same 6 time windows.

(6) The comparison between the value of n observed and the 1000 values of n calculated gives the probability that the level of n observed is due or not due to chance: $\text{Probability}(\text{chance}) = [\text{Number of random sequences for which } n(\text{synthetic}) \geq n(\text{observed})] / 1000$; $\text{Probability}(\text{not chance}) = 1 - \text{Probability}(\text{chance})$.

The results are presented in Fig. 4c-d.

To analyse if the acceleration present in interplate sequences is really related to the occurrence of the large earthquakes, we perform the same test on the interplate sequences of the previous 6 months (that is on the sequences which begin 1 year before the $M \geq 6.5$ earthquakes and end 6 months before they occur). The results are presented in Supplementary Fig. S11.

5. Statistical analysis of the effects of background seismicity and clustering on the observed accelerations

It has been shown²¹ that the clustering of earthquakes causes an acceleration of seismicity before a mainshock. Earthquakes trigger aftershocks, the more so as the magnitude of the trigger is large. The probability to pick an event is thus greater just following a large shock, when the seismicity rate is high. Immediately before the picked event, there are thus a greater number of earthquakes than normal, causing an apparent acceleration of seismicity that has nothing to do with anomalous precursory activity like pre-slip.

To estimate how much statistical (rather than mechanical) acceleration contributes to our observations, we perform two different tests. First, we select the event in each sequence, which takes place anywhere between 6 months and 3 months before the $M \geq 6.5$ earthquake and is located the closest to it in this period. These limits are set so that the selected event samples the same type of background seismicity as the $M \geq 6.5$ earthquake and is not affected by the pre-earthquake acceleration. We then stack the seismicity of the 31 interplate sequences relatively to the occurrence time and location of these selected events. The resulting graph, shown in Supplementary Fig. S12, shows that the acceleration due to clustering is much smaller than the acceleration observed.

In a second test, we perform Monte-Carlo simulations of an ETAS model²². In this model, each earthquake of magnitude m triggers aftershocks according to a $K e^{\alpha m} (t+c)^{-p}$ density, where t is

the time after the triggering earthquake, and K , α , c and p are parameters. A constant background rate θ that models tectonic loading is added to this triggering. We separately consider the two sets of interplate and intraplate earthquakes: (1) since the model is linear, we simply superpose all 31 sequences together for each set; (2) a completeness magnitude equal to 2.5 is found by inspection of the frequency-magnitude relationship for both sets (Supplementary Fig. S1); (3) the best parameters (K , α , p , c) are estimated for the time interval extending from -365 days to -60 days before the mainshock, in order to avoid the estimates to be affected by the acceleration, see Supplementary Table S4; (4) the background rate θ is then optimized individually for each 62 sequences, so to reproduce similar numbers of foreshocks in our simulations as with the real sequences; (5) 100 independent realisations of this model are run for each 62 sequences over 3 years. We only keep the first 100 simulations in which the largest earthquake (the 'mainshock') has magnitude $m \geq 6.5$, occurs at least 6 months after the start of the simulations, and then select the foreshocks as all $m \geq 2.5$ earthquakes that occur within 6 months prior to the mainshock.

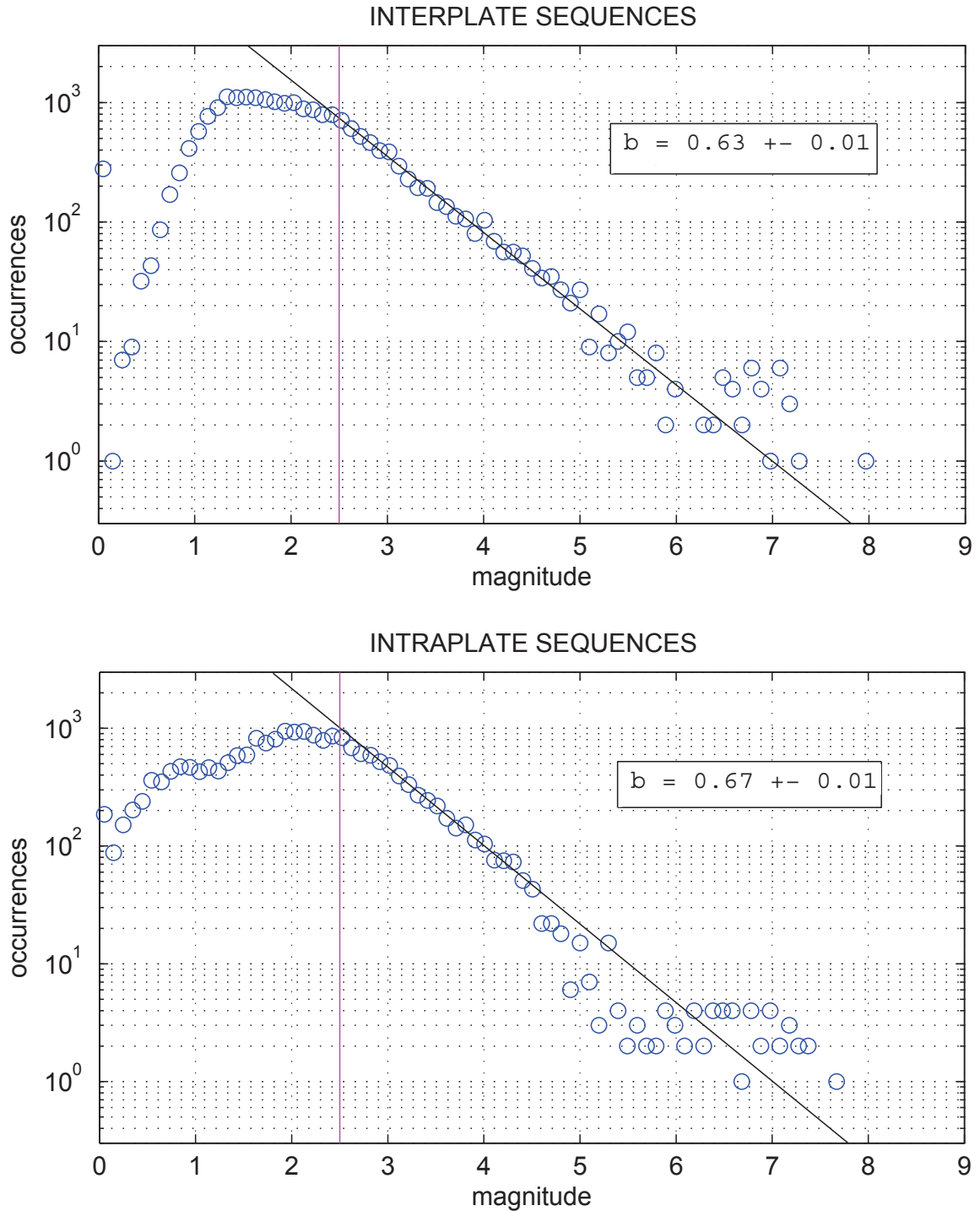
Supplementary Fig. S13 shows that the numbers of foreshocks over 6 months typically reproduce the real numbers (computed for $-365 \leq t \leq -182.5$ days prior to the mainshock). The stacked cumulative number of foreshocks clearly exhibits an acceleration (Supplementary Fig. S14c,d), that is however much less pronounced as with real data. Moreover, since the ETAS parameters (hence the clustering properties) of interplate and intraplate differ, the resulting accelerations also differ, but the strongest one is found for the intraplate earthquakes. This is in contradiction with our observation. Finally, the probability P of obtaining an acceleration at least as strong in the case of a purely random time series is 0.496 and 0.359 (median values) for the interplate and intraplate populations, respectively. This is well above the 0.123 median value obtained for the interplate earthquakes (Fig. 4c). We therefore conclude that, although the clustering of earthquakes causes a purely statistical acceleration of seismicity before the mainshocks, it contributes little to the actual acceleration.

6. Spatial distribution of foreshocks

Fig. 4e shows the projected location on the plate interface of the last shock of the 22 interplate sequences with last day events (Fig. 2) relatively to the main shock hypocenter. Error bars are not drawn because they are difficult to estimate. For the JMA located events, which constitute the majority of the subduction earthquakes, a value of the location error in latitude, longitude and depth is provided in the catalog. Once projected on the plate interface, the largest error for the 10 JMA located events of Fig. 4e is about 3km (the error in depth, which is the largest reported error does not produce a large projected error because the dip of the plate interface is generally small). However, these reported errors are based on RMS residuals at the stations, so they are only a lower bound to the real errors which can be much larger.

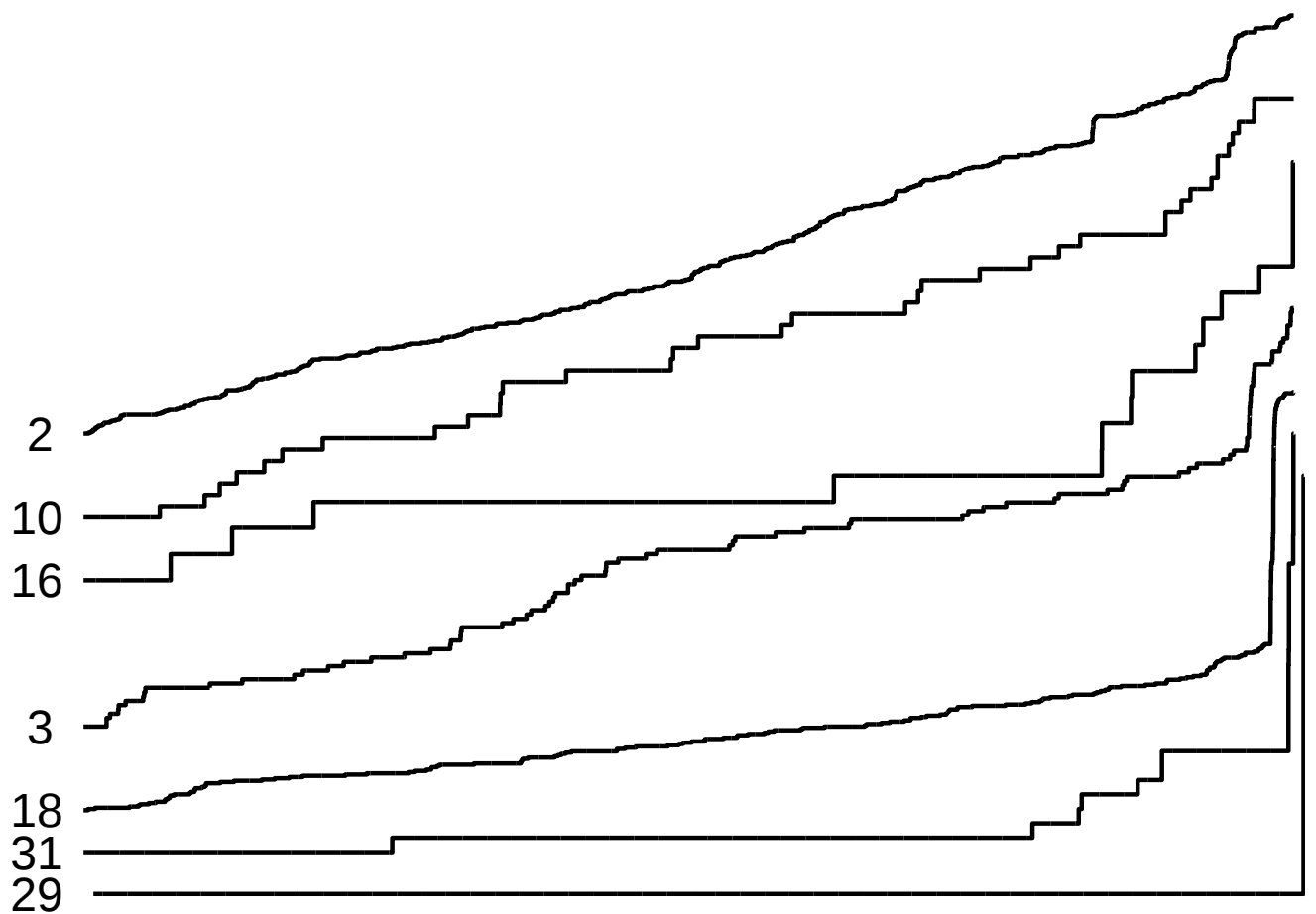
The fault plane orientation, used to locally define the plate interface, is taken from the published centroid moment tensor solution (HRVD or GCMT, www.globalcmt.org).

31. Sauber, J., Thatcher, W., Solomon, S.C. & Lisowski, M. Geodetic slip rate for the eastern California shear zone and the recurrence time of Mojave Desert earthquakes. *Nature* **367**, 264-266 (1994).



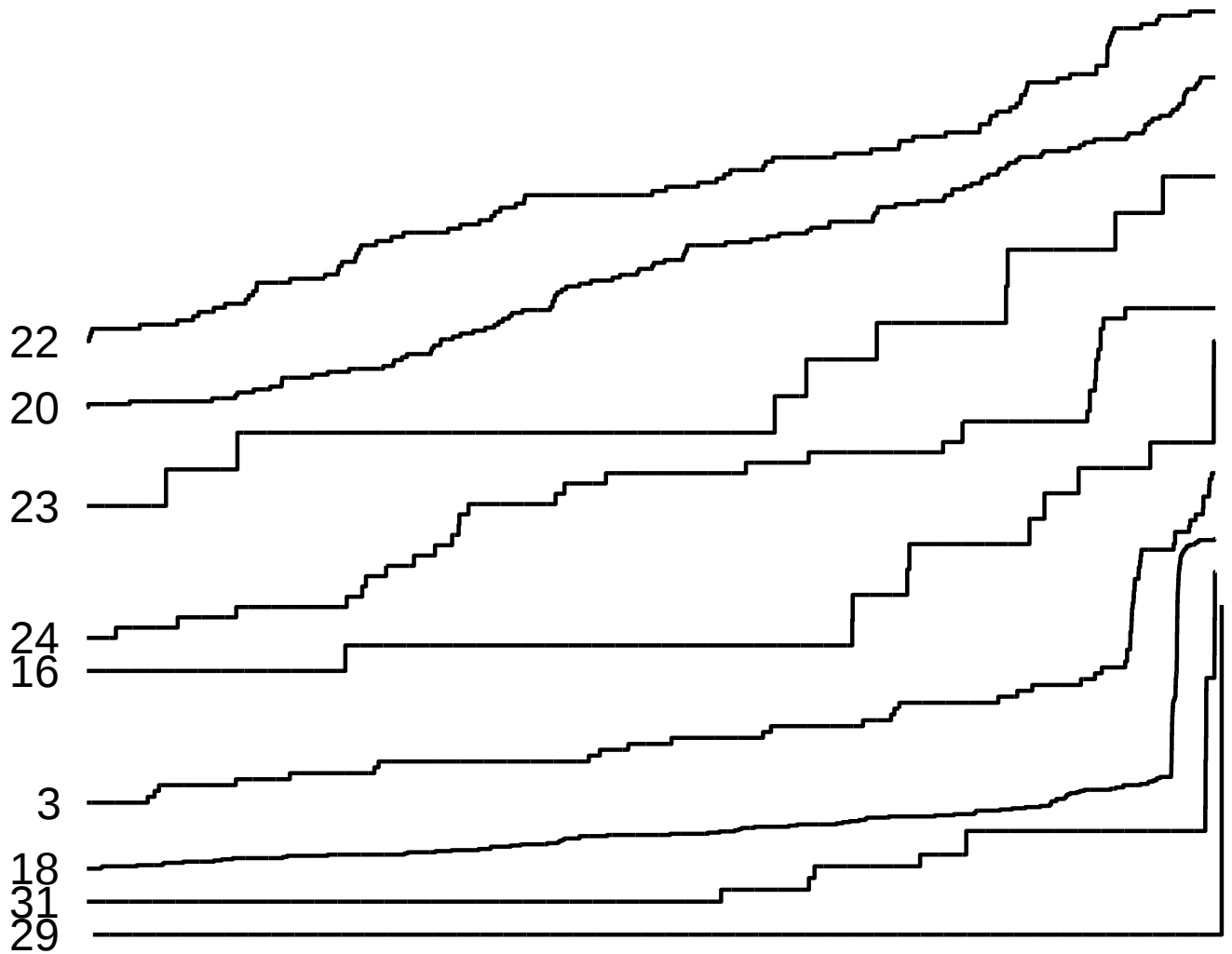
Supplementary Figure S1: Determination of the magnitude of completeness of the interplate and intraplate seismicity datasets. Blue circles show the number of occurrences of events of a given magnitude in each set. Data come from different catalogs and the reported magnitudes may slightly differ from the NEIC-USGS reported values listed in Supplementary Tables S1-S3. The red line indicates the inferred magnitude of completeness. The black line with slope b shows the corresponding Gutenberg-Richter distribution.

1 year



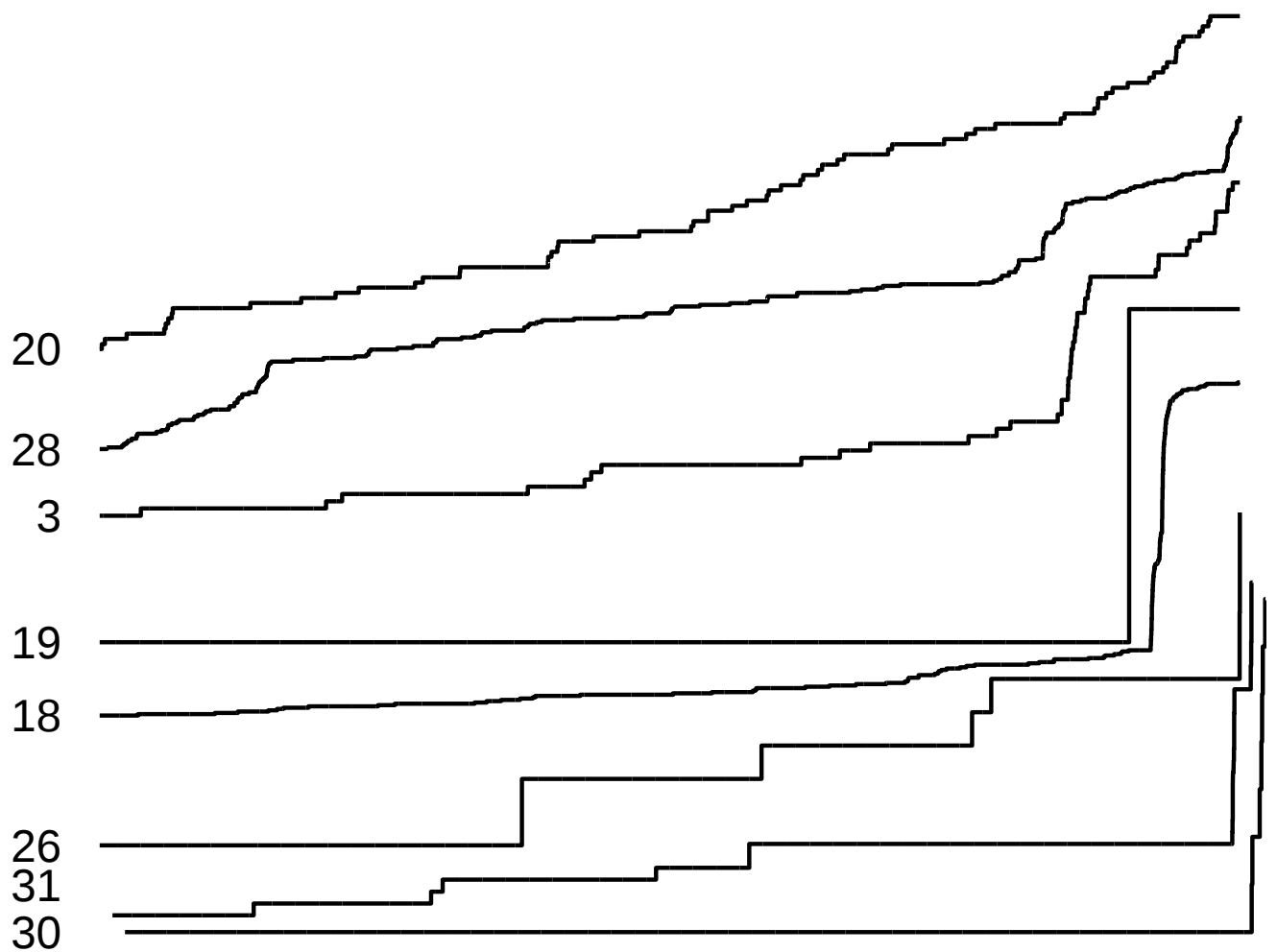
Supplementary Figure S2: Evolution of the cumulative number of seismic events in the year preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

6 months

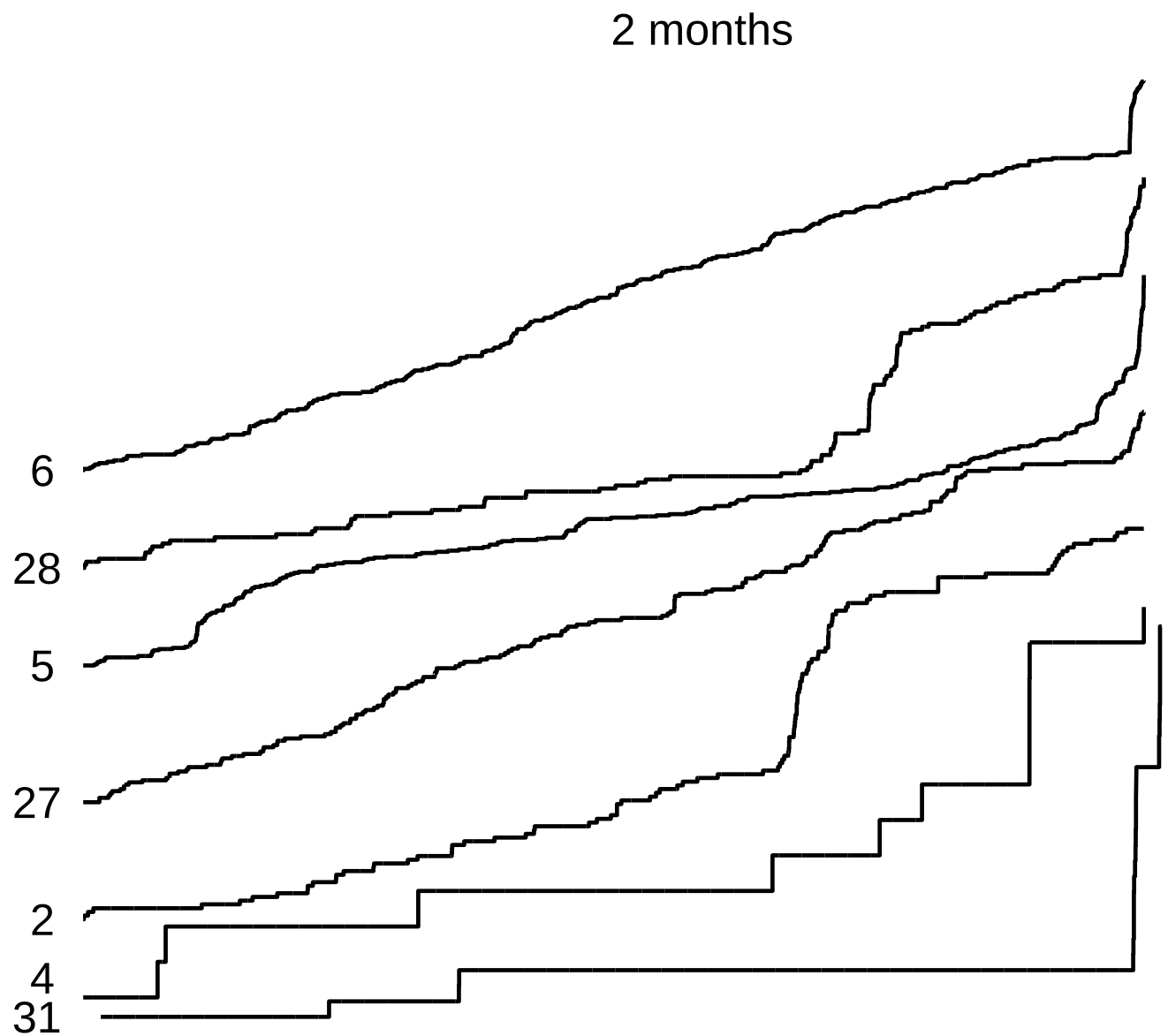


Supplementary Figure S3: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 6 months preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

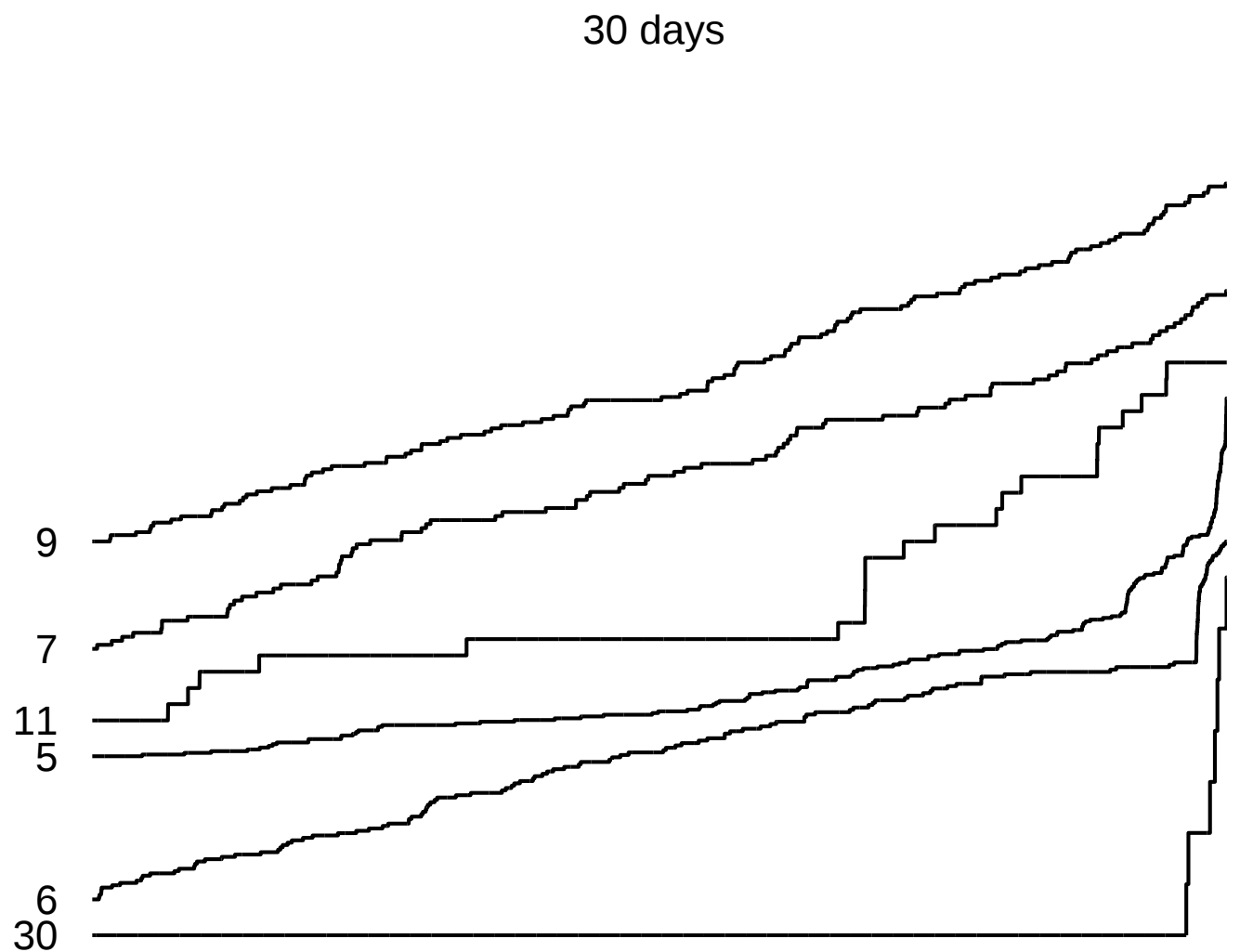
3 months



Supplementary Figure S4: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 3 months preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

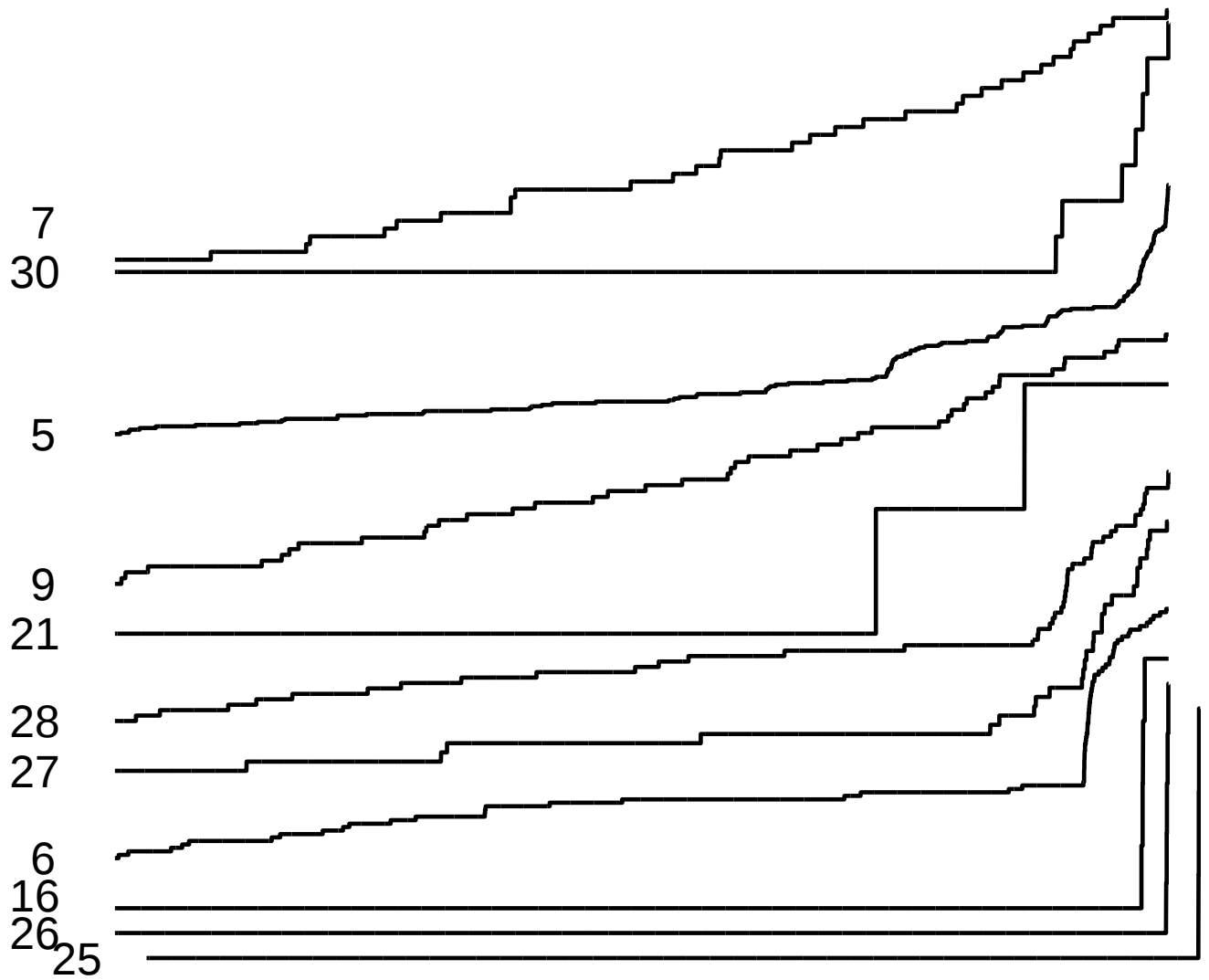


Supplementary Figure S5: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 2 months preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

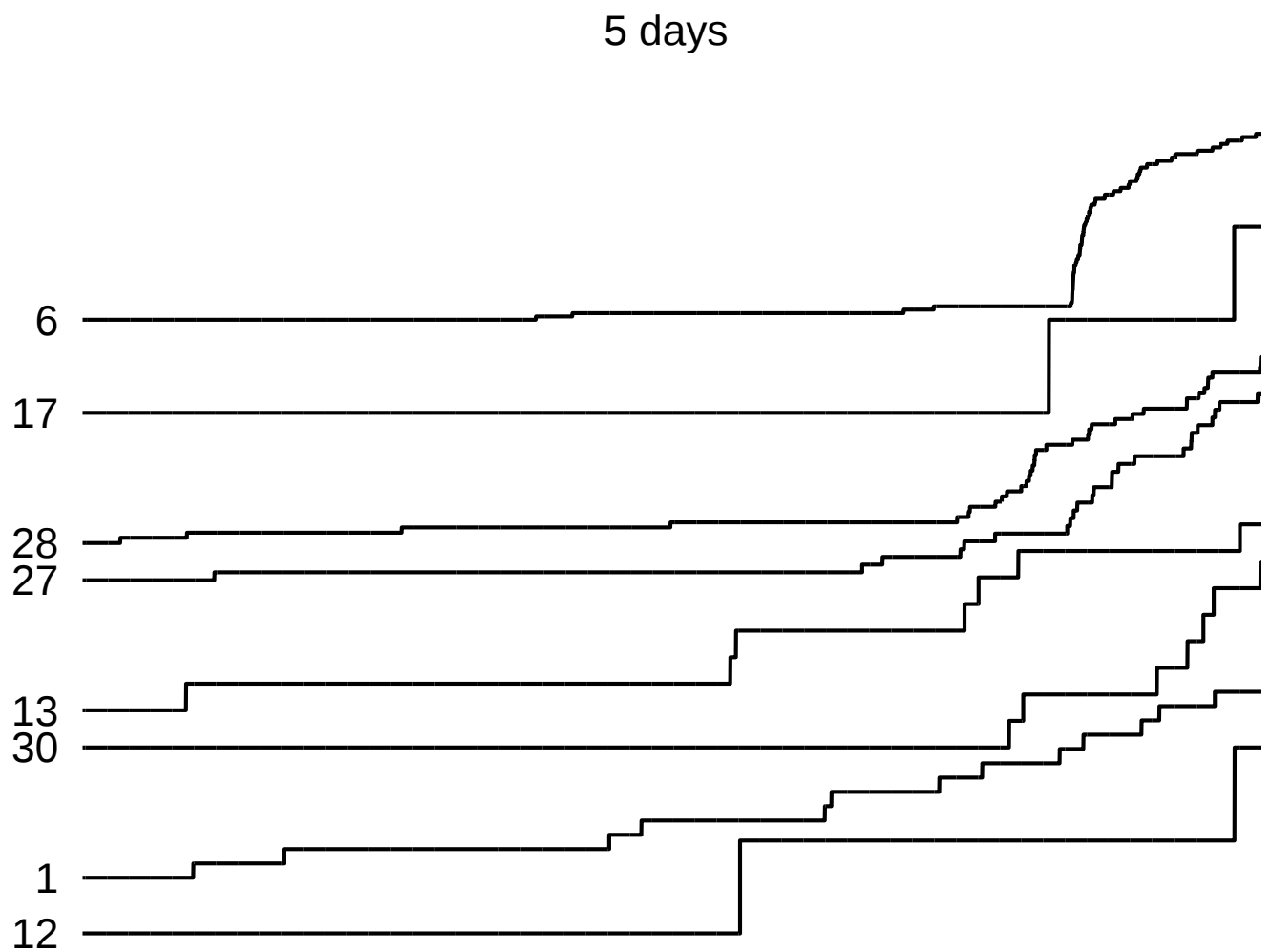


Supplementary Figure S6: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 30 days preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

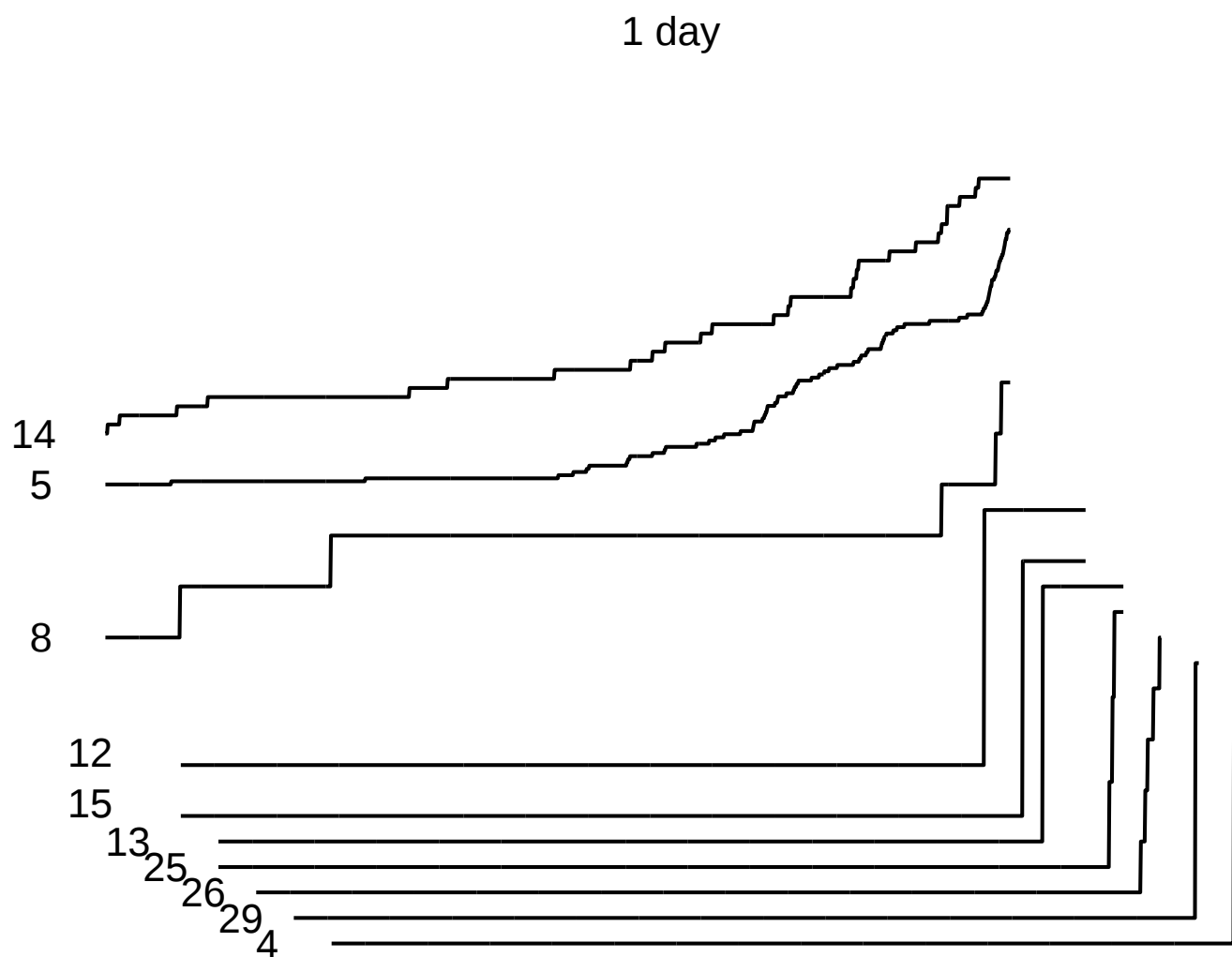
10 days



Supplementary Figure S7: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 10 days preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

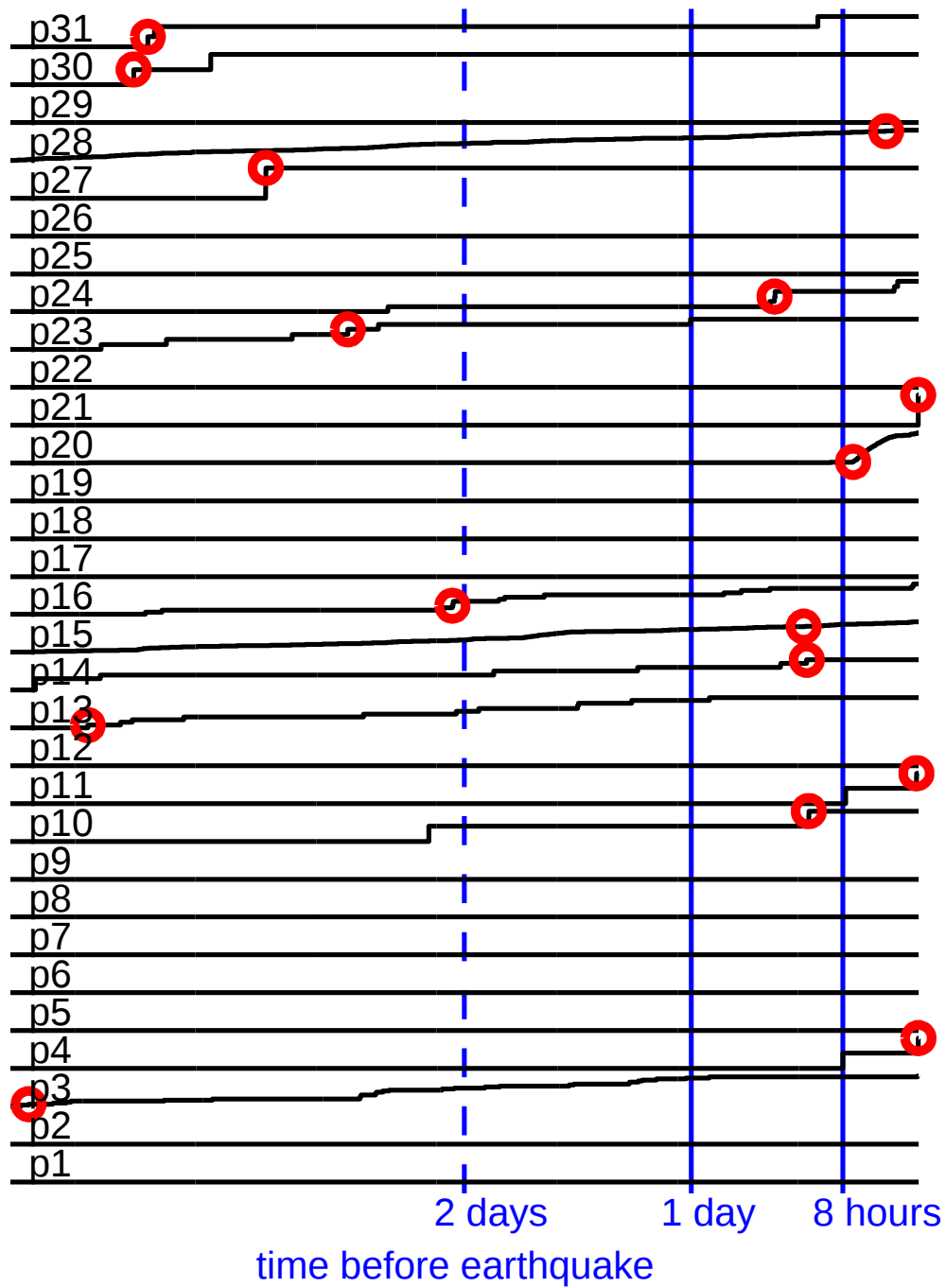


Supplementary Figure S8: Evolution of the cumulative number of seismic events in the 5 days preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

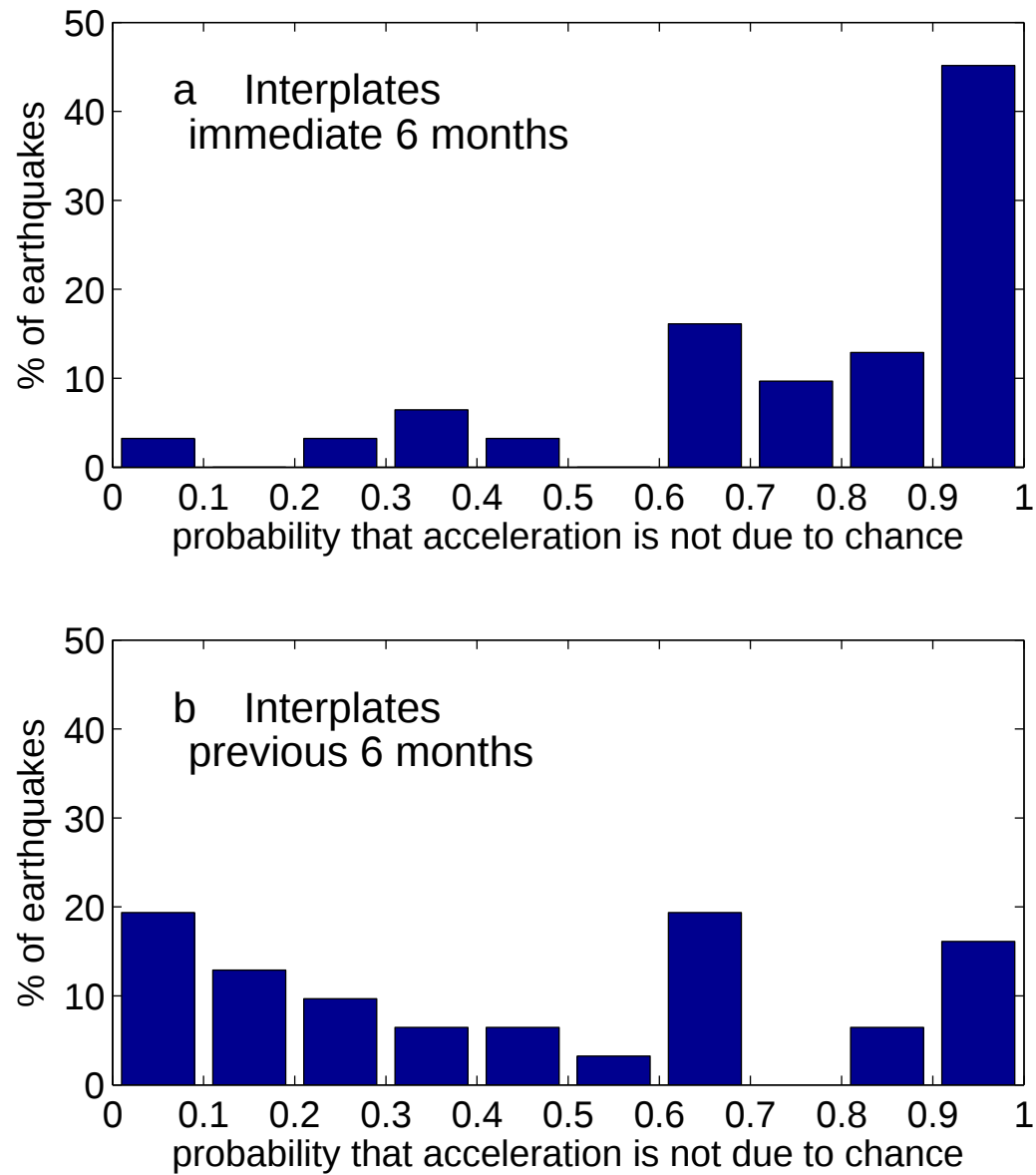


Supplementary Figure S9: Evolution of the cumulative number of seismic events in the day preceding some interplate earthquakes. Numbers identify earthquakes in Supplementary Table S1. The amplitudes and lengths of all the traces are the same but curves may be shifted for easier reading. Each curve ends just prior to the earthquake.

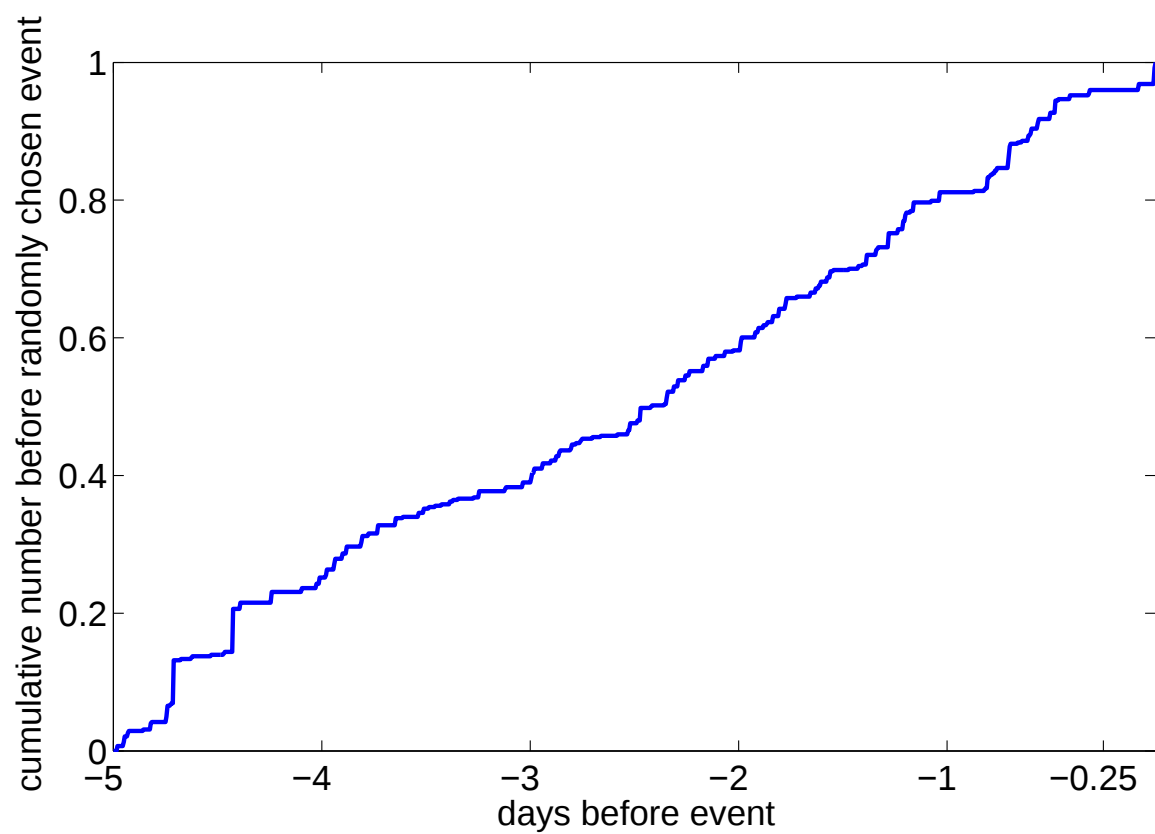
Intraplates



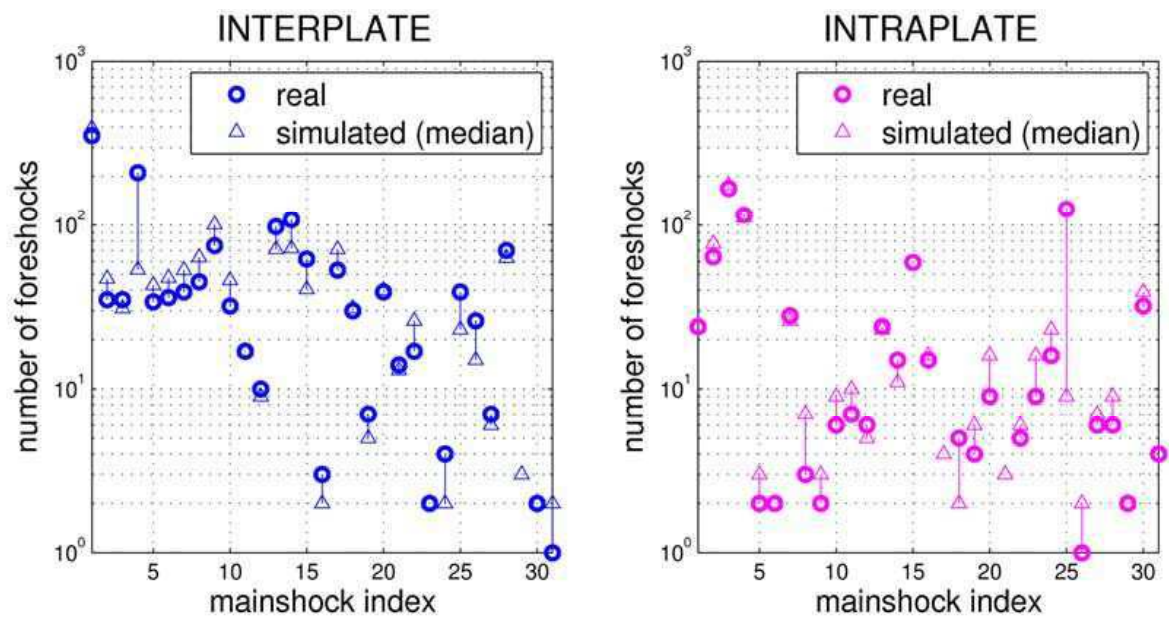
Supplementary Figure S10: Evolution of seismic activity (cumulative number of events) over the 4 days prior to all the intraplate earthquakes of the dataset. All the curves with events are normalized to their total number. Red circles indicate the largest event of the period. Trace numbers identify earthquakes in Supplementary Table S2.



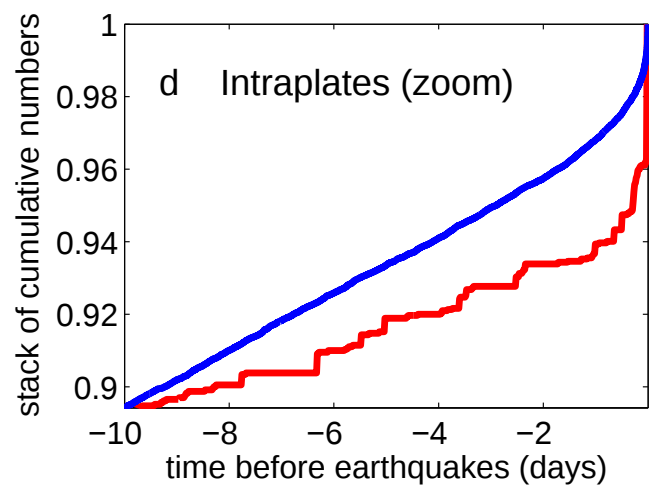
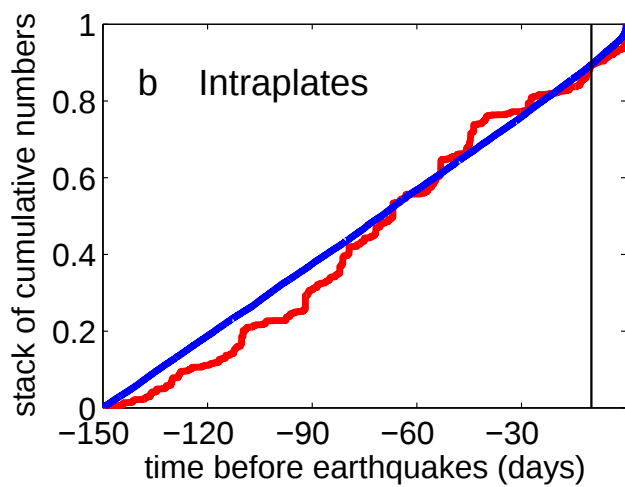
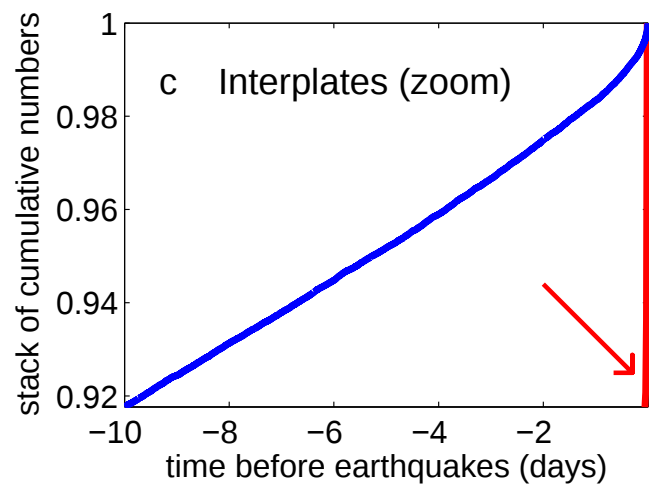
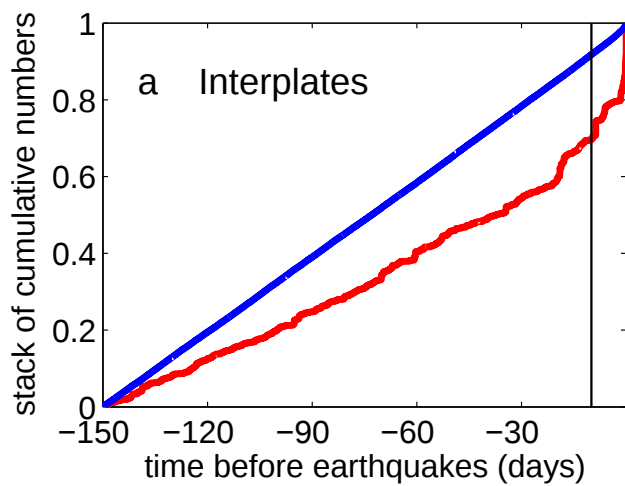
Supplementary Figure S11: Probability that the acceleration of seismicity observed is not due to chance. **a**, For the 6 months period immediately preceding the interplate earthquakes. **b**, For the 6 months period beginning 1 year and ending 6 months before the interplate earthquakes.



Supplementary Figure S12: Stack of the cumulative numbers of seismic events in the 5 days preceding a randomly chosen event in each interplate sequence. Each seismic sequence is given the same weight.



Supplementary Figure S13: Real and median (over 100 simulations) numbers of $m \geq 2.5$ pre-earthquake events over a 6 month period for the 62 sequences.



Supplementary Figure S14: Normalized stacks of the cumulative numbers of events prior to the interplate and intraplate earthquakes of the dataset (red curves), compared to the corresponding ETAS simulation (blue curves). **a,b**, Evolution over 150 days. **c,d**, Zoom over the last 10 days.

event	date	lat	long	depth	Mw	m	
1	2002/03/31	24.28	122.18E	32	7.1	4.0	Resulted from slip on the boundary between the subducting Philippine Sea plate and the overlying Eurasian plate (1)
2	2009/10/30	29.22	129.78E	34	6.8	4.9	<i>Subduction earthquake between Philippine Sea and Eurasian plates (2)</i>
3	2004/05/29	34.25	141.41E	16	6.5	5.0	<i>Subduction earthquake between Pacific and Philippine Sea plates (2)</i>
4	2005/01/19	34.06	141.49E	27	6.6	5.4	<i>Subduction earthquake between Pacific and Philippine Sea plates (2)</i>
5	2008/05/07	36.16	141.53E	27	6.9	6.4	<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (2)</i>
6	2010/03/14	37.74	141.59E	32	6.5	5.5	<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (4,6)</i>
7	2005/08/16	38.28	142.04E	36	7.2	4.3	<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (2)</i>
8	2005/12/02	38.09	142.12E	29	6.5	2.9	<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (2)</i>
9	2008/07/19	37.55	142.21E	22	7.0	2.4	<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (2)</i>
10	2003/10/31	37.81	142.62E	10	7.0	5.0	Occurred as a result of thrust faulting on the plate interface between the overriding Okhotsk plate and the subducting Pacific plate (1)
11	2008/09/11	41.89	143.75E	25	6.8		Rupture on the main subduction thrust between the Pacific and Okhotsk plates (1)
12	2003/09/25	41.87	143.91E	27	8.3	2.4	Tokachi-Oki : Thrust faulting on the plate interface between the overriding Okhotsk plate and the subducting Pacific plate (1)
13	2004/11/28	43.01	145.12E	39	7.0	2.3	Thrust faulting on the plate interface between the overriding Okhotsk plate and the subducting Pacific plate (1)
14	2004/12/06	42.90	145.23E	35	6.8		<i>Subduction earthquake between Pacific and Okhotsk plates (4,5)</i>
15	2007/08/02	51.31	179.97W	21	6.7	1.9	Ruptured the boundary between the subducting Pacific and overriding North American plates (2,3)
16	2001/06/14	51.16	179.83W	18	6.5	5.4	<i>Subduction earthquake between Pacific and North American plates (4,5)</i>
17	2007/12/19	51.36	179.51W	34	7.2	4.7	Occurred along the megathrust boundary between the subducting Pacific and overriding North American plates (1,3)
18	2006/07/08	51.21	179.31W	22	6.6	5.3	Ruptured the boundary between the subducting Pacific and overriding North American plates (2,3)
19	1999/03/20	51.59	177.67W	33	6.9	3.4	<i>Subduction earthquake between Pacific and North American plates (4,5)</i>
20	2010/09/03	51.45	175.87W	23	6.5		<i>Subduction earthquake between Pacific and North American plates (4,6)</i>

21	2009/10/13	52.75	167.00W	24	6.5		Slip on Pacific and North American plate interface (3)
22	2003/02/19	53.65	164.64W	19	6.6		<i>Subduction earthquake between Pacific and North American plates (2)</i>
23	2004/06/28	54.80	134.25E	20	6.8		Occurred on Queen Charlotte transform fault system which accomodates the motion of the Pacific plate with respect to the North American plate (1,3)
24	2009/11/17	52.12	131.40W	17	6.6	3.4	Occurred along the transform boundary between the Pacific and North American plates (2,7)
25	2008/01/05	51.25	130.75W	15	6.6	5.7	<i>Transform fault earthquake between Pacific and North American plates (2)</i>
26	2004/11/02	49.28	128.77W	10	6.7	5.2	<i>Transform fault earthquake between Juan de Fuca and Explorer plates (2)</i>
27	1999/10/16	34.59	116.27W	0	7.1	3.7	Hector Mine: Slip on the San Andreas transform fault system (8)
28	2010/04/04	32.30	115.28W	7	7.2	4.3	El Mayor : Slip on the San Andreas transform fault system (1,9)
29	2009/08/03	29.04	112.90W	10	6.9	5.5	<i>Slip on the Gulf of California transform fault system (2)</i>
30	2006/01/04	28.16	112.12W	14	6.6	5.1	<i>Slip on the Gulf of California transform fault system (2)</i>
31	2010/10/21	24.69	109.16W	10	6.7	5.8	<i>Slip on the Gulf of California transform fault system (4,6)</i>

- 1) USGS National Earthquake Information Center, Significant Earthquakes, Tectonic Summary: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/>
- 2) USGS National Earthquake Information Center, Significant Earthquakes: http://neic.usgs.gov/eq_depot/
- 3) Alaska Earthquake Information Center: <http://www.aeic.alaska.edu/quakes/>
- 4) International Seismological Center (ISC): <http://www.isc.ac.uk/>
- 5) Harvard Centroid Moment Tensor Catalog
- 6) Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT): <http://www.globalcmt.org/>
- 7) Vasudevan, K., Eaton, D.W. & Iverson, A. Did the November 17, 2009 Queen Charlotte Island earthquake fill a predicted seismic gap? *Am. Geophys. Union, Fall Meeting*, S43A-2036 (2010).
- 8) Hauksson, E, Jones, L.M. & Hutton, K. The 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake sequence : Complex conjugate strike-slip faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 1154-1170 (2002).
- 9) Hauksson, E. *et al.* The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake sequence, Baja California, Mexico and southernmost California, USA: Active seismotectonics along the Mexican Pacific margin. *Pure Appl. Geophys.* **168**, 1255 (2011).

Supplementary Table S1 : List of the 31 interplate earthquakes considered from the USGS National Earthquake Information Center catalog. Hypocentral latitude, longitude and depth and moment magnitude are given for each event. m is the largest foreshock magnitude inferred for the 25 sequences of Fig. 3a. The location of the events is shown in Fig. 1. Events are numbered according to longitude. Earthquakes 1 to 22 are on subduction boundaries while those from 23 to 31 occur on transform boundaries.

event	date	lat	long	depth	Mw	
p1	2006/12/26	21.80	120.55E	10	7.1	Normal faulting in the Eurasian plate as a result of plate bending (1)
p2	1999/09/20	23.77	120.98E	33	7.7	Chi-Chi : Thrust fault away from the deformation front (7)
p3	2003/12/10	23.04	121.36E	10	6.8	Chengkung : Thrust, Longitudinal Valley Fault (8)
p4	2001/12/18	23.95	122.73E	14	6.8	<i>Normal faulting in the Eurasian plate (4,5)</i>
p5	2009/08/17	23.50	123.50E	20	6.7	<i>Strike-slip in the Eurasian plate (2)</i>
p6	2010/04/26	22.18	123.63E	14	6.5	<i>Strike-slip in the Philippine Sea plate (2)</i>
p7	2010/02/26	25.93	128.43E	25	7.0	Intraplate strike-slip event (1)
p8	2010/05/26	25.77	129.94E	10	6.5	<i>Strike-slip in the Philippine Sea plate (4,6)</i>
p9	2005/03/20	33.81	130.13E	10	6.6	<i>Strike-slip in the Eurasian (Amur) plate (2)</i>
p10	2000/10/06	35.46	133.13E	10	6.7	Tottori : Strike-slip in the Eurasian (Amur) plate (9)
p11	2007/03/25	37.34	136.59E	8	6.7	<i>Thrust in the Eurasian (Amur) plate (2)</i>
p12	2004/09/05	33.07	136.62E	14	7.2	Thrust within the strong interior of the Philippine Sea plate (1)
p13	2007/07/16	37.53	138.45E	12	6.6	Thrust within the crust of the Okhotsk plate (1)
p14	2004/10/23	37.23	138.78E	16	6.6	Thrust within the Okhotsk plate (1)
p15	2000/07/30	33.90	139.38E	10	6.5	Strike-slip associated with dyke intrusion (10)
p16	2008/06/13	39.03	140.88E	7	6.9	Shallow thrusting in the Okhotsk plate (1)
p17	2010/12/21	26.90	143.70E	14	7.4	Normal faulting within the Pacific plate (1)
p18	2007/01/30	20.98	144.71E	20	6.6	<i>Normal faulting in the Marianas plate (4,6)</i>
p19	2005/11/14	38.11	144.90E	11	7.0	<i>Normal faulting in the Pacific plate (2)</i>
p20	2008/04/16	51.88	179.16W	13	6.6	Strike-slip within the crust of the overriding North American plate (2,3)
p21	2010/04/30	60.47	177.88W	13	6.5	Strike-slip in middle of the Bering microplate (2,3)
p22	2007/08/15	50.32	177.55W	9	6.5	Normal faulting in the Pacific plate as a result of plate bending (2,3)
p23	2008/05/02	51.86	177.53W	14	6.6	Strike-slip within the crust of the overriding North American plate (2,3)
p24	2010/07/18	52.88	169.85W	14	6.6	Normal faulting in the crust of the North American plate (2,3)
p25	2000/07/11	57.37	154.21W	43	6.6	Down-dip tension inside the subducting Pacific plate (3,11)
p26	2001/01/10	57.08	153.21W	33	7.0	Down-dip tension inside the subducting Pacific plate (3,11)
p27	2002/10/23	63.51	147.91W	4	6.7	Nenana : Shallow strike-slip within the North American plate (1)
p28	2002/11/03	63.52	147.44W	4	7.9	Denali : Shallow strike-slip within the North American plate (1)

p29	2005/06/15	41.29	125.95W	16	7.2	Strike-slip in the interior of the Gorda plate (1)
p30	2010/01/10	40.65	124.69W	29	6.5	Strike-slip in the interior of the Gorda plate (1)
p31	2003/12/22	35.71	121.10W	7	6.6	San Simeon : Thrust generated by the motion of crustal blocks (1)

- 1) USGS National Earthquake Information Center, Significant Earthquakes, Tectonic Summary: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/>
- 2) USGS National Earthquake Information Center, Significant Earthquakes: http://neic.usgs.gov/eq_depot/
- 3) Alaska Earthquake Information Center: <http://www.aEIC.alaska.edu/quakes/>
- 4) International Seismological Center (ISC): <http://www.isc.ac.uk/>
- 5) Harvard Centroid Moment Tensor Catalog
- 6) Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT): <http://www.globalcmt.org/>
- 7) Kao, H. & Chen, W.P. The Chi-Chi earthquake sequence : Active out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. *Science* **288**, 2346-2349 (2000).
- 8) Angelier, J., Chu, H.T. & Lee J.C. Shear concentration in a collision zone: Kinematics of the Chihshang fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan. *Tectonophysics* **274**, 117-143 (1997).
- 9) Ohmi, S. et al. The 2000 Western Tottori earthquake : Seismic activity revealed by the regional seismic networks. *Earth Planets Space* **54**, 819-830 (2002).
- 10) Toda, S, Stein, R.S. & Sagiya, T. Evidence from the 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature* **419**, 58-61 (2002).
- 11) Ratchkovski, N.A. & Hansen R.A. Sequence of strong intraplate earthquakes in the Kodiak island region, Alaska in 1999-2001. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3729-3732 (2001).

Supplementary Table S2 : List of the 31 intraplate earthquakes considered from the USGS National Earthquake Information Center catalog. Hypocentral latitude, longitude and depth and moment magnitude are given for each event. The location of the events is shown in Fig. 1. Events are numbered according to longitude.

event	date	lat	long	depth	Mw
p	2006/12/26	21.97	120.49E	10	6.9
p	1999/09/20	23.57	121.30E	33	6.6
p	1999/09/20	23.76	121.25E	33	6.8
p	1999/09/25	23.74	121.16E	17	6.5
p	2004/09/05	33.18	137.07E	10	7.4
p	2004/09/06	33.21	137.23E	10	6.6
i	2003/09/25	41.77	143.59E	33	7.4
i	2003/09/29	42.45	144.38E	25	6.5
i	2003/10/08	42.65	144.57E	32	6.7
p	2005/06/17	40.77	126.57W	12	6.6

Supplementary Table S3 : List of the 10 $M \geq 6.5$ earthquakes not included in the study. They are all aftershocks of earthquakes considered in Supplementary Tables S1 or S2 and occur on the same day or following days. The i and p letters denote interplate and intraplate events respectively.

Parameter	Interplate earthquakes	Intraplate earthquakes
K	0.0033	0.0026
α	1.04	1.04
p	1.05	1.02
c (days)	0.01	0.0026

Supplementary Table S4 : Model parameters for the two sets of earthquakes, for $m \geq 2.5$

Annexe D

Evolution of the seismicity in the
eastern Marmara Sea a decade
before and after the 17 August 1999
Izmit earthquake

EVOLUTION OF THE SEISMICITY IN THE EASTERN MARMARA SEA A
DECADE BEFORE AND AFTER THE 17 AUGUST 1999 IZMIT EARTHQUAKE



Review Article

Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea a decade before and after the 17 August 1999 Izmit earthquake

H. Karabulut^a, J. Schmittbuhl^{b,*}, S. Özalaybey^c, O. Lengliné^b, A. Kömeç-Mutlu^a, V. Durand^d, M. Bouchon^d, G. Daniel^{b,e}, M.P. Bouin^f

^a Boğaziçi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Istanbul, Turkey

^b IPGS, Université de Strasbourg/EOST, CNRS, France

^c TUBITAK, Marmara Research Center, Gebze-Kocaeli, Turkey

^d Isterre, Université de Grenoble, CNRS, Grenoble, France

^e Université de Franche Comté, Besançon, France

^f Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Guadeloupe, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 March 2011

Received in revised form 15 July 2011

Accepted 16 July 2011

Available online 24 July 2011

Keywords:

Seismicity

Stress transfer

Seismic cluster

Marmara Sea

North Anatolian Fault

ABSTRACT

We review the long term evolution of seismicity in the eastern Marmara Sea over a decade, before and after the 1999 Mw 7.6 Izmit earthquake. We analyze large scale space-time variations of seismicity in the region and illustrate the impact of the recent large strike-slip earthquakes on the background activity composed of distinct pre-existing seismic clusters. Two types of aftershocks activity are observed: the first type of enhancement is on strike-slip fault segments (Izmit Fault, Princes Island section of the Main Marmara Fault, Gemlik Fault) immediately following the main shock and related to Coulomb stress transfer; the second type of enhancement is attached to extensional clusters (Yalova, Tuzla) with a few days delay in the onset of strong activation, probably related to pore pressure increase. We observe a fast decay of the activity on strike-slip segments and slower evolution of seismic clusters with extensional features. Two years after the Izmit earthquake, seismic activity returned to the pre-earthquake pattern with most of the activity occurring within extensional clusters. It appears that the influence of the last large strike-slip event on the spatial seismicity distribution in the eastern Marmara Sea is less significant than the effect of the long term regional extension.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

Contents

1. Introduction	17
2. Data	18
3. Results	20
3.1. Large scale space-time evolution	20
3.2. Time-lapse distribution of seismic activity	20
4. Discussion and conclusions	24
References	26

1. Introduction

The Marmara Sea region is presently a major seismic gap along the North Anatolian Fault (NAF). The region is located at the western termination of a unique sequence of large earthquakes ($M > 7$)

initiated by the 1939 Mw 7.9 Erzincan earthquake and propagated westwards over 1000 km (Şengör et al., 2005; Stein et al., 1997; Toksöz et al., 1979). Latest in this series, the August 17, 1999 Mw 7.6 Izmit earthquake ruptured a 150 km long segment of the North Anatolian Fault (NAF) (Barka, 2002). Rupture started below the city of Izmit and propagated bilaterally along the fault (Toksoz et al., 1999). In the west, rupture terminated in the Çınarcık basin of the Marmara Sea where the NAF changes orientation with a complex transition zone (Le Pichon et al., 2001) (Fig. 1). Three months later, on

* Corresponding author. Fax: +33 3 68 85 01 25.

E-mail address: Jean.Schmittbuhl@unistra.fr (J. Schmittbuhl).

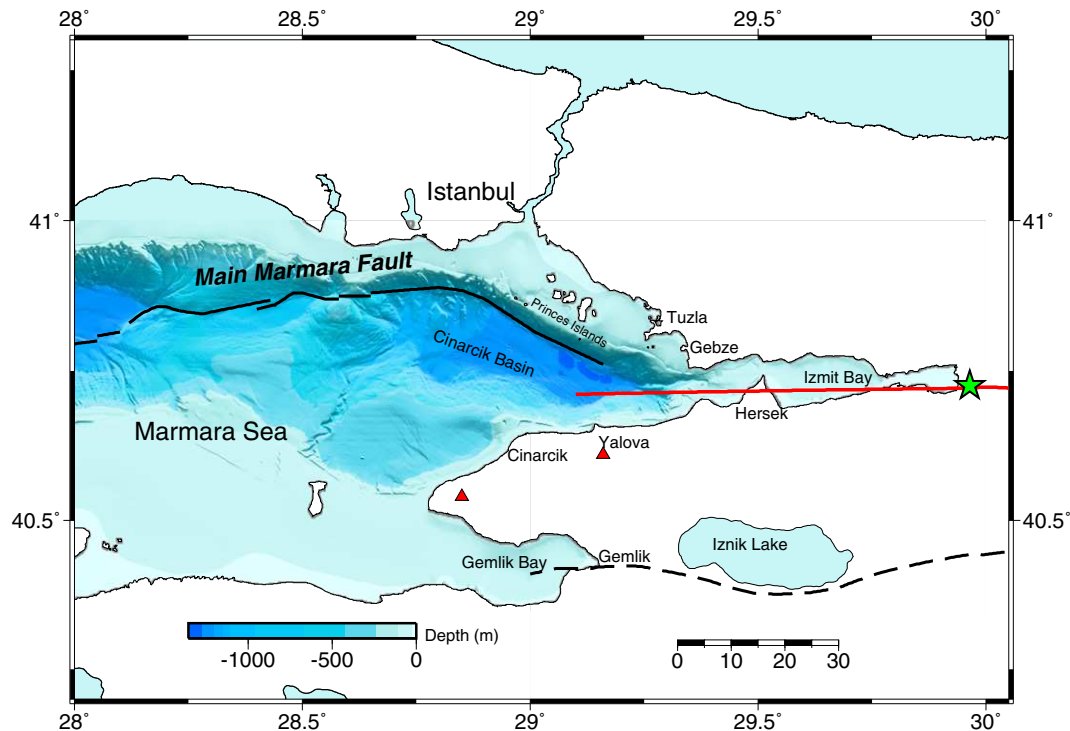


Fig. 1. Map of the eastern Marmara Sea (bathymetry data from [Le Pichon et al. \(2001\)](#)). Continuous black lines show the Main Marmara Fault (MMF) from [Le Pichon et al. \(2001\)](#). Dashed line corresponds to the middle Branch (Gemlik Fault). Thick red line shows estimated surface rupture geometry of the 1999 Izmit earthquake from the aftershock locations. The green star indicates the Izmit epicenter. Red triangles show the location of thermal springs in the Armutlu peninsula.

November 12, 1999, the Düzce (Mw 7.2) earthquake was initiated near the eastern end of the Izmit rupture ([Bouin et al., 2004](#)).

Among the numerous observations accumulated on this major plate boundary, the remarkable westward migration of large earthquakes since 1939 suggests that the NAF obeys at large scale a simple deterministic evolution despite a rich history and a complex fault system at local scale. It is a strong motivation for expressing and formulating simple laws that are expected to rule the behavior of this major plate boundary from the nucleation of major events to the large scale interactions of the seismic activity. As examples of these rules, one might cite the duality of the rupture propagation (sub and super-shear) and its link with the geometry of the fault and the distribution of aftershocks ([Bouchon and Karabulut, 2008](#); [Bouchon et al., 2010](#)) or the recent discovery of an extended nucleation phase for the Izmit earthquake that couples aseismic slip and dynamic rupture ([Bouchon et al., 2011](#)).

Large continental earthquakes do not only release stress on the ruptured segments of the fault but they also change the state of stress on unruptured segments of the same and nearby faults. Stress changes are not limited to the proximity of the hosting fault. The influence of viscoelastic relaxation in the lower crust and upper mantle is felt at distances far greater than the fault length while the transient fields from large earthquakes are known to trigger faults at large distances even with long time delays ([Freed, 2005](#)). Monitoring of seismic activity at various scales following large earthquakes provides critical information for improved understanding of the earthquake process and hazard assessment.

A central question therefore concerns the triggering mechanisms of a large earthquake: Is initiation of earthquakes on the NAF mostly influenced by lateral stress transfer as suggested by [Stein et al. \(1997\)](#) or by pre-existing local seismic clusters, as suggested by [Dewey \(1976\)](#)? It may also be a combination of the two with very long range of interactions between large earthquakes and local clusters through deep coupling ([Durand et al., 2010](#)).

The analysis of the seismicity in the Çınarcık basin appears of central importance for addressing the proposed question on the

transition to the next major event in the Marmara region. Previous studies in the area have either focused on the spatial distribution of the activity in specific time periods ([Barış et al., 2002](#); [Bulut et al., 2009](#); [Gürbüz et al., 2000](#); [Karabulut et al., 2002](#); [Özalaybey et al., 2002](#); [Sato et al., 2004](#)) or on analysis of long term observations at more regional scale with lower spatial resolution ([Dewey, 1976](#); [Durand et al., 2010](#)). Particular studies on the NAF pointed out the importance of the seismic activity before and after large earthquakes ([Dewey, 1976](#); [Durand et al., 2010](#)). [Dewey \(1976\)](#) indicated that large ruptures begin in regions with small and moderate earthquakes and then propagate into sections of the fault with lower level of seismicity. Similarly, [Durand et al. \(2010\)](#) showed triggering of seismic activity at large distances following the Izmit and Düzce earthquakes, and the existence of mechanical interaction between the NAF and the extension clusters.

Here we review the long term evolution of seismicity in the eastern Marmara Sea, 10 years before the Izmit earthquake to present (10 years later). We build spatio-temporal distributions of the pre-Izmit background seismicity, the post-Izmit aftershock sequence, two transitional periods (2001–2003 and 2005–2007), and the most recent period (2008–2010). We pay special attention to seismic clusters that occurred off the main strike slip faults in the aftershock zone of Izmit earthquake. We compare qualitatively the present activity with both the pre-Izmit seismicity and the aftershock sequence in relation to tectonic processes.

2. Data

We based our analysis on two types of seismicity catalogs ([Table 1](#)). The first type has been obtained from the permanent network of Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) and is continuous from 1992 to 2009. Catalogs of the second type contain data from several sources with varying accuracy and resolution ([Table 1](#)). The latter type is not continuous and rather devoted to a spatial analysis of the seismicity.

Table 1
Origin of the seismic data and summary on the statistics of the event locations.

Period	Network	Location error (km)	Magnitude completeness
1992–2009	KOERI ^a	~5.0	3.0
1990–17 Aug. 1999	KOERI ^a , IZINET	~5.0	3.0
17 Aug. 1999	KOERI ^a , IPGS ^b , Tubitak	~4.0	3.0
18 Aug. 1999	KOERI, IPGS, Tubitak	~3.0	2.2
19 Aug.–12 Nov. 1999	KOERI, IPGS, LGIT ^c , Tubitak	~1.5	2.2
2001–2003	KOERI, Tubitak	~2.0	1.5
2005–2007	CINNET ^d , KOERI	~2.0	1.7
2008–2010	CINNET, KOERI	~1.2	1.0

^a Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute.

^b Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

^c Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble.

^d Çınarcık Network, a local network around the Çınarcık Basin operated since 2007.

The spatial coverage of the seismic stations since 17 August 1999 to present is uniform neither in time nor in space as shown in Fig. 2. As a result, the seismicity catalogs for the different time periods have varying magnitude thresholds and completenesses (see Table 1 and Fig. 3). We presented in Fig. 3 the Gutenberg–Richter distribution for each catalog and their respective magnitude thresholds. The KOERI and the pre-Izmit catalogs have the same magnitude completeness of the order of $M \sim 3$. The aftershock period (17/08/99–12/11/99) which has the largest number of events, shows a slightly lower magnitude threshold ($M \sim 2.2$). The three 2-year catalogs during the post Izmit period (2001–2003, 2005–2007, 2008–2010) show a similar number of events for each period (i.e. same overall seismicity rate) with a significantly lower magnitude threshold: $M \sim 1.5$ compare to the pre-Izmit catalog or the aftershock catalog.

The seismicity before the Izmit earthquake was compiled from the networks of KOERI and IZINET (Üçer et al., 1985). The station distribution was sparse. Average location error (~ 5 km) and magnitude completeness (~ 3) were high. As the digital waveform data were not available no attempts were made to improve locations. Datasets covering the Izmit aftershock sequence come from several temporary deployments (Karabulut et al., 2002; Özalaybey et al., 2002; Polat et al., 2002) and the permanent network of KOERI (Fig. 2).

The early stage (first day) of the activity was not accurately monitored since the station coverage was relatively poor. Besides

KOERI, two networks (IPGS and IZINET) were operational during the initial phase of the activity. We took a step to improve the locations using the stations of the IPGS network and reduced magnitude threshold in particular along the Princess Island (PI) section of the MMF. Multiplets were searched within the database using cross-correlation of the waveforms but less than 5% of the events showed similarities. The majority of the multiplets are located in Tuzla and Yalova regions. We therefore did not attempt to improve the locations using relative location techniques (e.g. hypoDD) and located the events only by Hypoinverse location code (Klein, 1989). A 1-D velocity model was obtained (Table 2) using Velost inversion code (Kissling et al., 1994). The velocity model estimated here is similar to the velocity model of Karabulut et al. (2002) with improved data set. The deviations from 1-D velocity model are accounted in the station corrections. 2-D or 3-D velocity model could be implemented for further improvement of the locations (Becel et al., 2009). The average location errors for the first day are ~ 4.0 km. The station coverage in the region improved significantly during the following days. Both magnitude threshold and average location errors are reduced to 2.2 and 1.5 km, respectively. The final catalog covers the aftershock period up to the occurrence of the Düzce earthquake (November 12, 1999) with more than ~ 3500 aftershocks located on the western part of the epicenter. Magnitudes are duration magnitudes before the Izmit earthquake and local magnitudes after this event.

The database containing the 2001–2003 period was obtained from the networks of TUBITAK-MRC and KOERI. A large number of temporary stations deployed during the Izmit aftershock sequence were still operational in this period. Therefore both location errors (~ 2 km) and magnitude completeness (~ 1.5) were satisfactory. The third database covers the period of 2005–2006 and is obtained from the KOERI network. The station coverage was rather poor and the magnitude threshold was high. We however relocated the events initially located by KOERI. The average horizontal errors are now less than 3 km and the magnitude completeness is ~ 1.7 .

The KOERI network was significantly improved after 2006 both in instrumentation and station coverage. However, we took a step to further improve the location accuracies and also reduce the magnitude threshold. A network of 6 three component stations around the Çınarcık basin was installed in 2008 (CINNET). As a result we are able to reduce the location errors within the network to

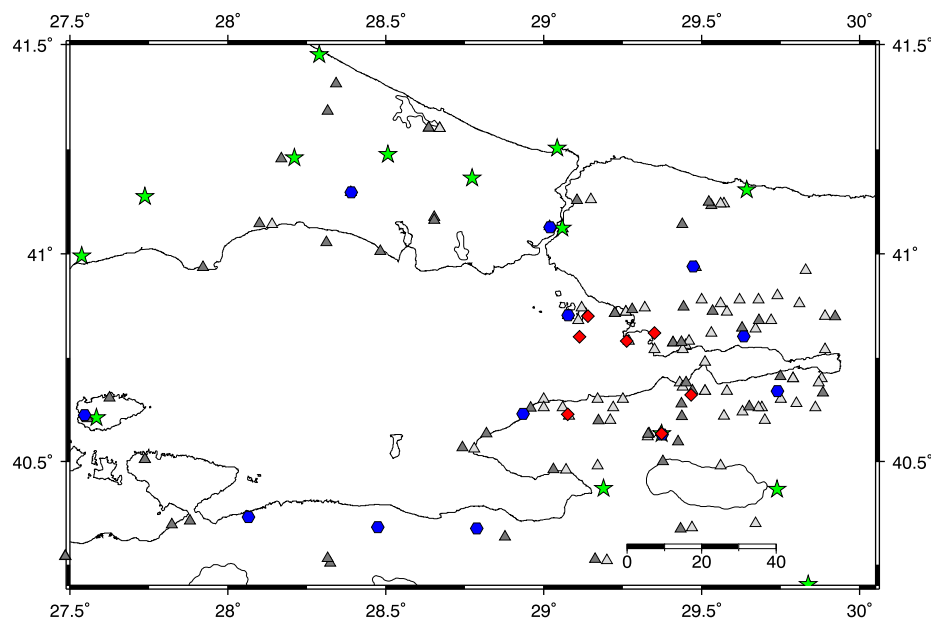


Fig. 2. Map of seismic stations in the eastern Marmara region. Gray triangles show the locations of the stations operated after 17 August 1999 Izmit Earthquake. Red diamonds are CINNET stations installed in 2008. Blue hexagons correspond to temporary IPGS stations installed before the Izmit earthquake. Green stars are the locations of the permanent KOERI stations installed between 2006 and 2008.

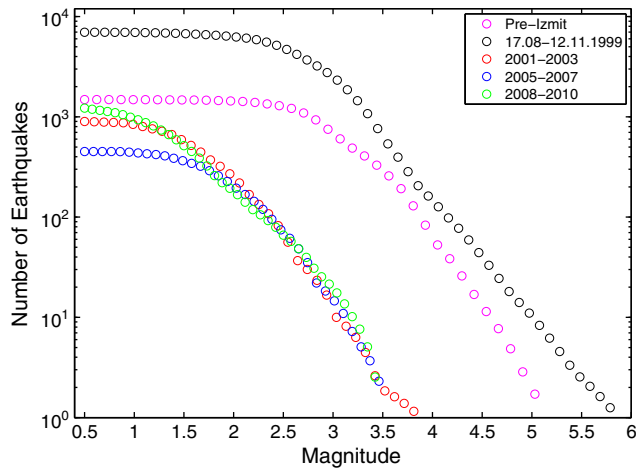


Fig. 3. Cumulative number of earthquakes versus magnitude for the time periods in this study. The continuous catalog (1992–2009) from the permanent KOERI network has the same features (e.g. magnitude completeness) as the plotted pre-Izmit catalog.

~1.2 km and the magnitude completeness to ~1.0. Such improvements on the data quality allowed us to monitor the finer details of the activity. Clusters related to quarry blasts were removed from the catalogs by simply checking if all events of a cluster occurred during daytime. However it is likely that isolated events of quarry blasts are still present in the database.

Fault plane solutions of the large aftershocks of the Izmit earthquake were compiled from previous studies (Karabulut et al., 2002; Örgülü & Aktar, 2001; Özalaybey et al., 2002). We used the first motion polarities to determine focal mechanisms for the period 2001–2009 with $M_l > 3.7$. The aftershocks with at least 20 first-motion polarities were selected for the focal mechanism determination (Table 3). Lower-hemisphere fault plane solutions of single events were determined from first-motion data using a grid-search algorithm and tools introduced by Reasenberg and Oppenheimer (1985).

3. Results

We present two types of analysis of the seismic activity. The first one comes from the continuous catalog between 1992 and 2009. Time evolution of seismicity is presented at a regional scale: From the western edge of the Marmara Sea to the eastern termination of Düzce rupture along the NAF (Fig. 4). The second analysis focuses on the spatial distribution of seismicity within selected time periods (Figs. 5 and 6).

Table 2
Velocity model for the location of the earthquakes.

Depth(km)	Vp(km/s)	Vs(km/s)
0.0	3.00	1.90
1.0	5.60	3.15
2.0	5.70	3.21
3.0	5.80	3.26
4.0	5.90	3.41
5.0	5.95	3.42
6.0	6.05	3.44
8.0	6.10	3.48
10.0	6.15	3.56
12.0	6.20	3.59
14.0	6.25	3.61
15.0	6.30	3.63
20.0	6.40	3.66
22.0	6.50	3.78
25.0	6.70	3.85
32.0	8.00	4.65

Table 3
First motion focal mechanism solutions of the earthquakes between 2000 and 2009.

Year	MMDY	HRMN	Lat (°)	Lon (°)	Depth (km)	M_l	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
2000	0707	0115	40.861	29.310	6.7	4.8	175.0	85.0	−10.0
2001	0116	0333	40.937	29.148	13.3	4.4	178.0	88.0	0.0
2001	0324	1307	40.860	28.878	8.5	4.1	117.0	80.0	17.0
2003	0919	0051	40.857	29.312	7.8	3.1	170.0	76.0	−22.0
2004	0929	1542	40.798	29.044	11	4.1	230.5	48.44	48.1
2006	1024	1400	40.403	29.001	8.1	5.2	153.3	60.5	−42.4
2008	0312	1853	40.607	29.040	14.8	4.7	356.0	71.3	−23.9
2008	0709	0454	40.421	28.732	8.0	3.5	159.2	46.9	−14.5
2008	1005	0604	40.598	29.014	8.7	3.8	136.0	52.8	−64.6
2008	1022	0100	40.726	29.175	4.1	4.0	355.3	54.6	−29.8
2009	1021	2216	40.854	28.823	7.7	3.7	195.8	79.0	8.7

3.1. Large scale space-time evolution

The long term activity is presented in Fig. 4 both as a cumulative map of the activity (i.e. no time evolution) and a space-time diagram where all the activity is projected along an east-west line. Both diagrams of Fig. 4 show that distributions are homogeneous neither in space nor in time. We introduce four geographical zones: Izmit area (IZ), eastern Marmara cluster (EM) (3 sub-regions with similar longitudinal coordinates are separated: Gemlik Bay (GB), Yalova-Çınarcık area (Y-Ç) and Tuzla-Central basin area), western Marmara (WM) and the Düzce area (DZ). Apart from the Düzce area, a higher level activity is observed consistently through time within these regions and defines three main clusters along the NAF in the Marmara Sea area. In time, a two year period (1999–2001) of high activity clearly emerges after the Izmit–Düzce earthquakes and corresponds to the aftershock period.

One striking observation is the significant decrease of activity in the Izmit cluster after 2001. During the years before the Izmit earthquake, local seismicity has been studied in detail during the Turkish Dilatancy Projects (Crampin et al., 1985; Evans et al., 1987) and later by Barış et al. (2002). Complementary, shear wave splitting measurements indicated coherent splitting directions with respect to fault plane solutions and regional stress directions (Crampin et al., 1985; Evans et al., 1987). Microearthquake activity in the epicentral region of Izmit earthquake was already interpreted as precursory seismic activity. However, a clear anomalous behavior is not apparent in the seismicity evolution prior to the August 17, 1999 (Fig. 4) even though, precursory events were detected one hour before the main shock at the epicentral region (Bouchon et al., 2011; Özalaybey et al., 2002). Two years after the Izmit earthquake, activity near the Izmit epicenter almost disappeared while activities in the Y-Ç, GB as well as WM are remarkably persistent throughout time. A relative increase of the most recent activity in the Eastern Marmara (EM) cluster is noticeable but might be related to the improvement of the seismic network. Whether these activities have similar signatures as the pre-Izmit activity at the epicenter region is not clear and has to be studied in more detail.

3.2. Time-lapse distribution of seismic activity

The spatial distribution of seismicity in the eastern Marmara Sea over 20 years, before and after the Izmit earthquake is shown in Figs. 5 and 6. The seismicity between 1990 and August 17, 1999 is diffuse and does not seem to be localized along well-defined seismogenic structures (Fig. 5a). The major part of this activity, however, is concentrated in four broad zones: 1) In the south, a continuous east-west band of seismicity follows the Middle Branch of the NAF from Izmit Lake through Gemlik Bay; 2) Inland, between Yalova and Çınarcık, a broad cluster of activity is present; 3) The south-central part of the Çınarcık basin is the seat of scattered seismic activity; 4) A small nest of seismicity occurs off-shore from the Tuzla peninsula.

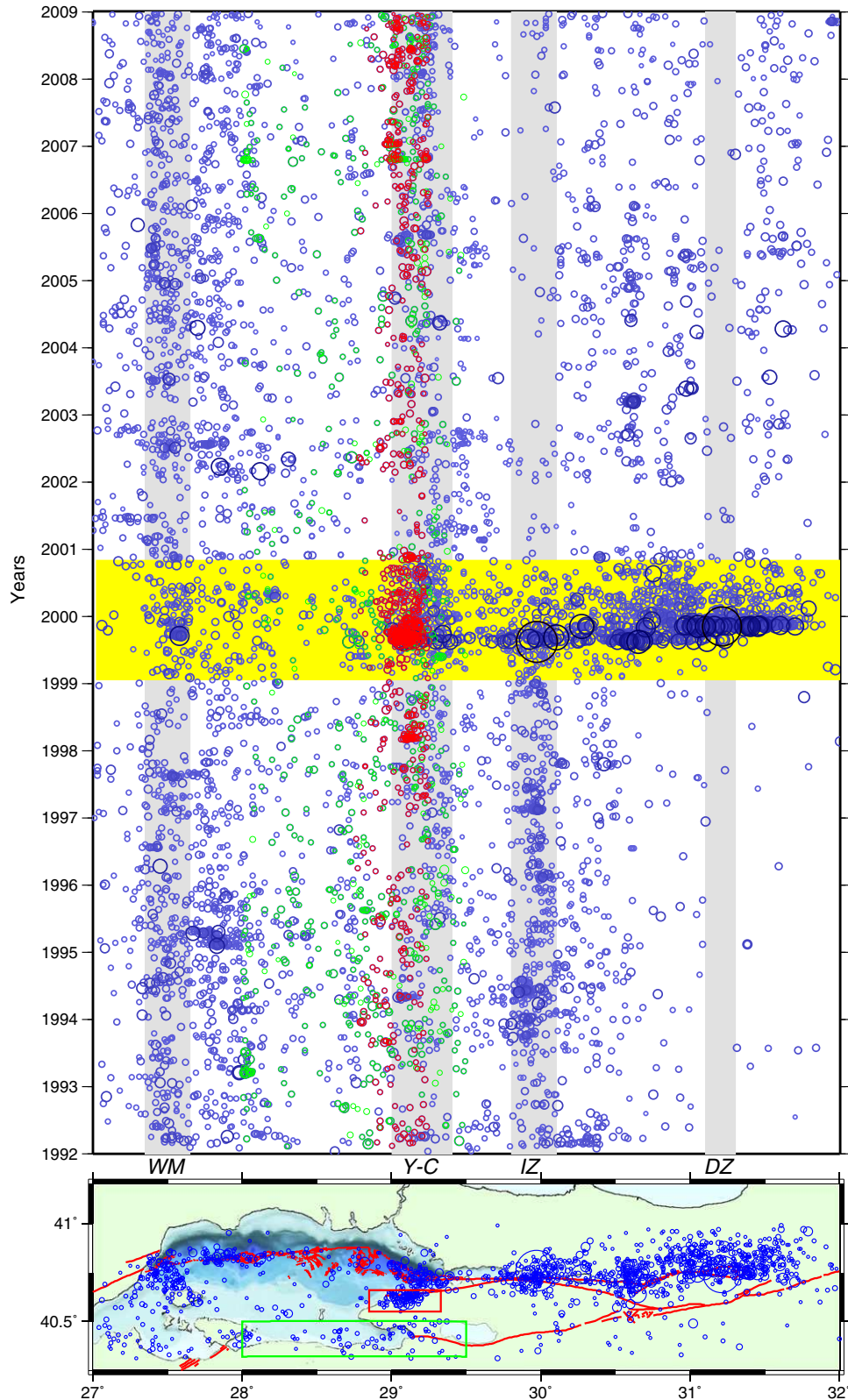


Fig. 4. Spatio-temporal evolution of seismicity in the Marmara region (KOERI catalog). The seismicity covers a period between 1992 and 2009 with magnitudes greater than 2.5. Top: space-time evolution. Yellow bar indicates the activity approximately two years before and after the Izmit and Düzce earthquakes. Gray bars show the seismic activity in four zones of interest: west Marmara region (WM), east Marmara region (EM) mostly due to the Yalova-Çınarcık cluster (Y-Ç), the Izmit epicenter region (IZ) and the Düzce region (DZ). Bottom: seismicity map. Water depth color code is the same as in Fig. 1. Fault lines are from Le Pichon et al. (2001). The red box defines the region of Y-Ç cluster whose activity is plotted in red in the top sub-figure. The green box defines the region of the Gemlik fault. Activity in the latter region is plotted in green in the top sub-figure.

Remarkably, the pre-Izmit seismicity in the eastern Marmara Sea carries almost no information related to the main strand of the NAF which runs through the Izmit Bay and along the northern slope of the

Çınarcık basin (Fig. 1). This is in contrast with the east-west alignment of seismicity that extends westward from Izmit Lake and follows the Middle Branch of the NAF to the Gemlik Bay.

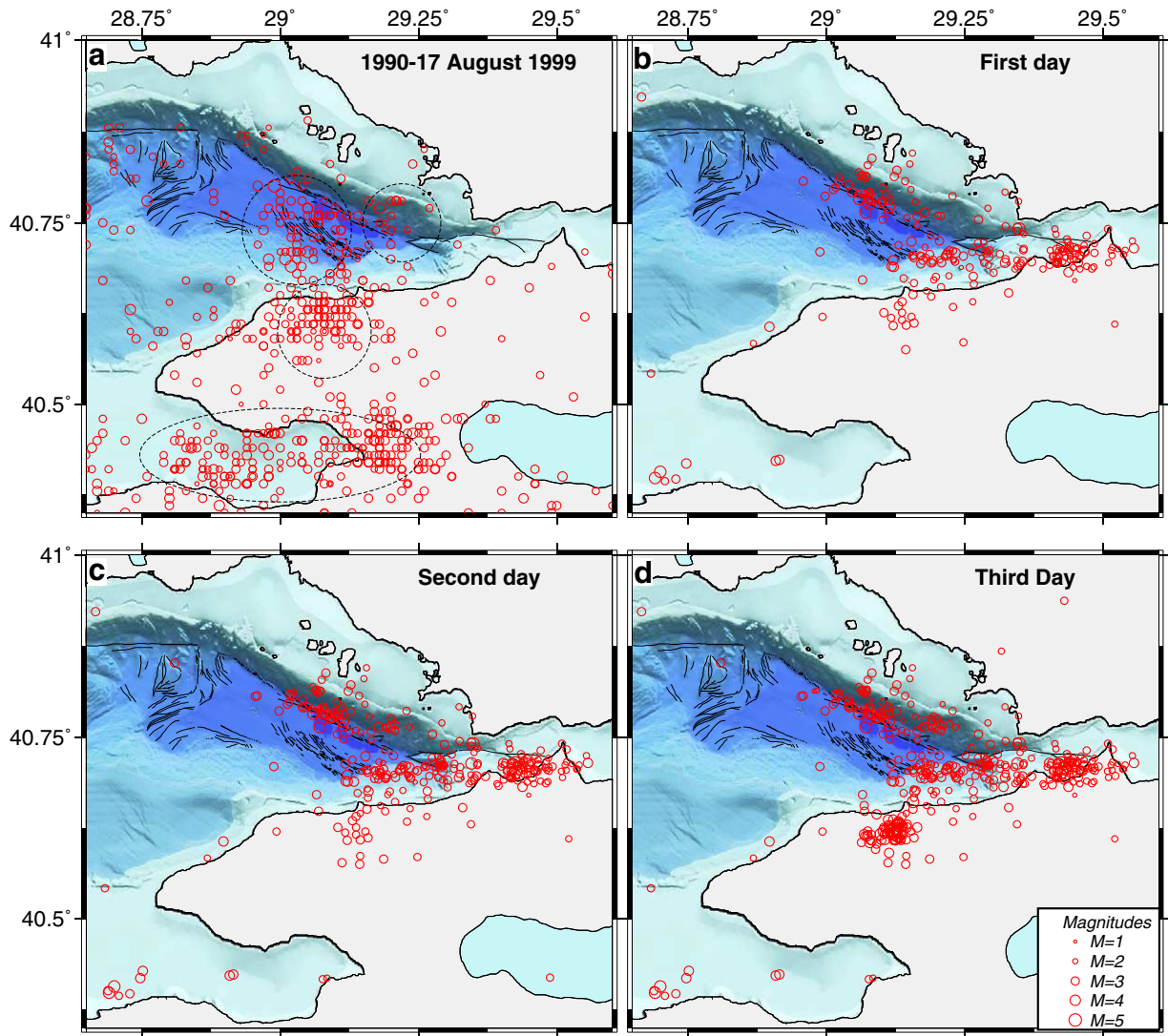


Fig. 5. Evolution of seismicity in the eastern Marmara Sea: a) 10 years before the 1999 Izmit Earthquake, b) one day, c) two days and d) three days of cumulative seismic activity after the main shock. Water depth color code is the same as in Fig. 1. Fault lines are from Le Pichon et al. (2001).

The August 17, 1999 Izmit earthquake ruptured a ~70 km long segment of the NAF to the west of the epicenter. The overall distribution of the immediate seismicity is remarkably complementary to that of the pre-Izmit earthquake (Fig. 5b). The aftershocks during the first day clearly mark the spatial extent of the rupture in the Çınarcık basin, where it terminates at ~30 km westward from the Hersek Peninsula. A nearly E–W linear band of seismicity follows the rupture under the Izmit Bay and the entrance of the Marmara Sea. The activity during the first day is also strong along the Princess Island section of the MMF. To the south few aftershocks occurred immediately after the earthquake in the Gemlik Bay along the middle branch of the NAF (Gemlik fault) at large distance from the Izmit fault. On the contrary the pre-Izmit clusters in Yalova–Çınarcık (Y–Ç) and Tuzla are not or weakly activated on the first day (Fig. 7) despite their short distance to the fault. It is of interest to note that activity was triggered quicker on the Gemlik fault than in the Y–Ç cluster despite a larger distance along the same direction.

On the second and third days (Fig. 5c–d), the clusters of Y–Ç and Tuzla are activated. These clusters are not associated directly with any major fault but are located in the close vicinity of the rupture. By the time of the Düzce earthquake (November 12, 1999), the Y–Ç cluster has become the most energetic aftershock zone of the earthquake

(Fig. 6a). In the north-west, most of the aftershock activity on the PI section that occurred during the first few days, decreased rapidly in the following days (Fig. 7).

To explain the enhancement of the seismic activity in the zones of interest, we analyze the stress transfer induced by the main shock. The computation includes not only the static stress transfer (Parsons et al., 2000) but also the dynamic stress transfer and uses the source model of the Izmit earthquake obtained from the inversion of the near-fault seismic records (Bouchon et al., 2002). The orientation of the faults on which the stress is inferred corresponds to the prevalent earthquake mechanism of the area (Table 4). The stress tensor is computed at a depth of 10 km using the discrete wavenumber method (Bouchon, 1981). Coulomb stresses are calculated using a friction coefficient of 0.4 on the faults of Tuzla, Yalova–Çınarcık, Princess Island and Gemlik (Fig. 8) using fault orientations given in Table 4.

The dynamic Coulomb stress on the Princess Island section of the MMF reaches a maximum of ~21 bars while the static stress is small (~1 bar), which may explain the almost instantaneous triggering of the activity in the area and its subsequent rapid extinction. In Yalova, the onset of strong activity occurs after a delay of two days and stays very high for at least 4 months (Fig. 7). This area underwent a static Coulomb stress decrease (~5 bars) but a large pressure increase

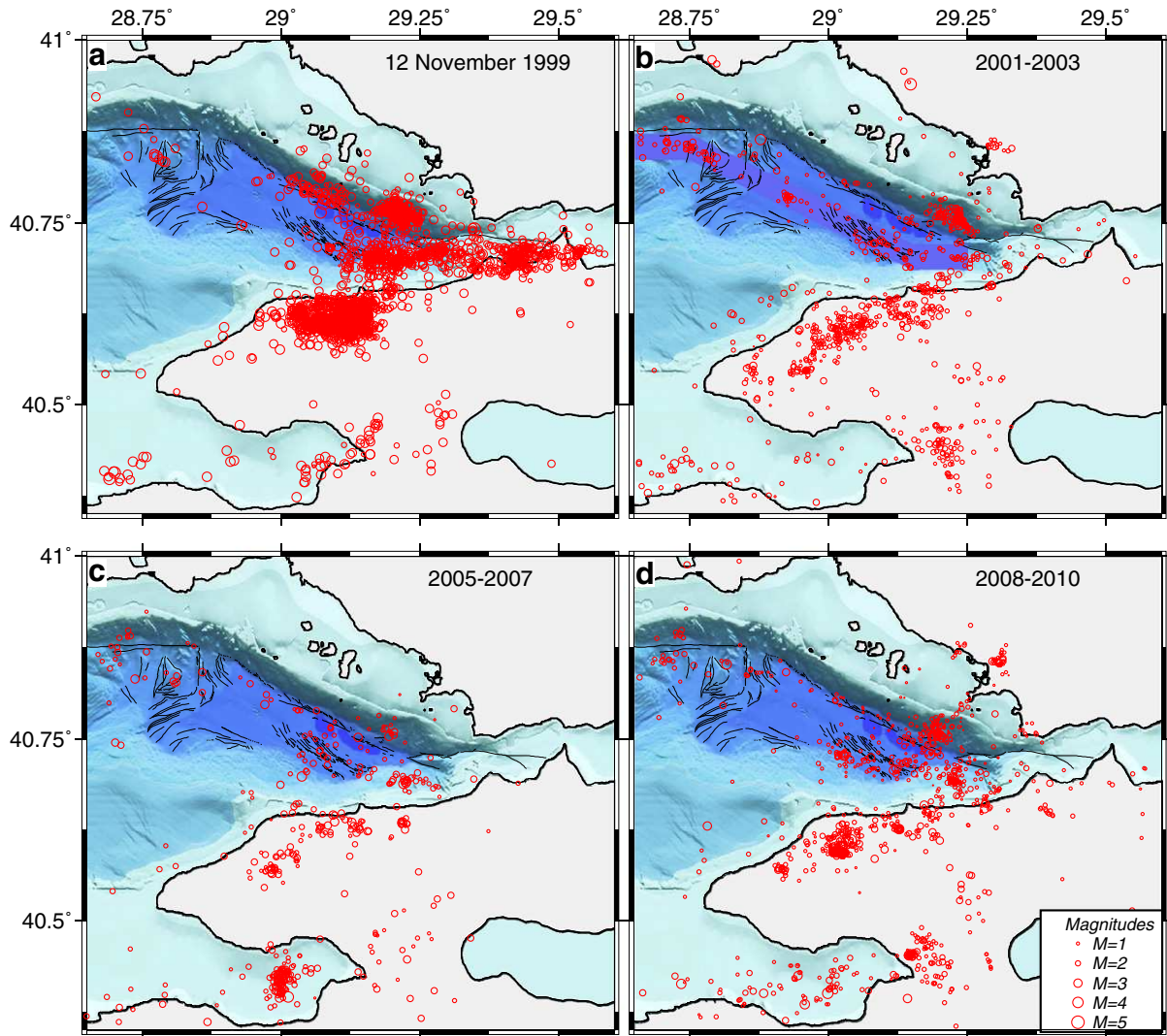


Fig. 6. Evolution of seismicity in the eastern Marmara sea in periods of 3 years after the 1999 Izmit Earthquake: a) 3 months of cumulative seismic activity after the main shock; b) 2001–2003, c) 2005–2007, d) 2008–2010. Water depth color code is the same as in Fig. 1. Fault lines are from Le Pichon et al. (2001).

(~10 bars) following the earthquake. Therefore the activation is likely related to fluids present in this well-known hydrothermal area. Fig. 9 compares distance dependency of the static pressure and dynamic stress on faults in Yalova region. It is clear that the pressure is higher close to the fault but decreases rapidly with distance. This may explain why the activity was initiated in the cluster at the closest location of the rupture termination. Although the Y-Ç region contains a network of fractures so that dynamic triggering of seismic activity might occur at any of these weakness zones, the activity started in a small confined zone and expanded throughout the area. In Tuzla, the intense long lasting activation is consistent with the large increase (~9 bars) in static Coulomb stress, but the dynamic stress is also large (~20 bars). The Tuzla cluster is also activated with approximately 2 day delay similarly to the Y-Ç cluster. In the Gemlik Bay, the dynamic Coulomb stress reaches ~6 bars while the static stress is not favorable. Therefore the activity there, soon after the main shock, is likely to be dynamically triggered.

Fig. 6b–d shows the long term return to the background activity over the last 10 years. Significant changes are apparent on the distribution of seismicity over the period. In the Gemlik region, the activity is continuous but alternates between inland and off-shore with episodic changes in the seismicity. An earthquake of magnitude

5.2 and several with magnitudes greater than 4 occurred there during 2006–2007. Focal mechanisms of the earthquakes in the region contain extensional and right-lateral strike-slip components (Fig. 10).

The gradual evolution of seismicity in the Y-Ç continues from the end of observational period of 1999 activity to the present. The activity evolves from a massive cluster of 1999 aftershock period to a long streak along the coast (N60°) with a reduced and sparse activity. The activity is localized in space in a few sub-clusters but also clustered in time.

In the north, the most striking observation is the vanishing of the activity along the MMF. Between 1999 and 2001, the activity shifts from the Princess Island section of the MMF, to a sub-parallel geometry extending near-continuously from the termination of the Izmit rupture to the north-western edge of the Çınarcık basin. After 2003, seismicity in the northern part of the basin decreases significantly while it stays high in the eastern Çınarcık basin.

In the south-central part of the basin, activity clusters near and beyond the termination of the 1999 rupture in the area of the pre-Izmit cluster (Fig. 6c–d). Compared to 1999, the activity has moved westwards by about 20 km in the prolongation of the Izmit rupture (Fig. 6d). This suggests that during the 10 years following the earthquake, the Izmit rupture has been slowly progressing westward.

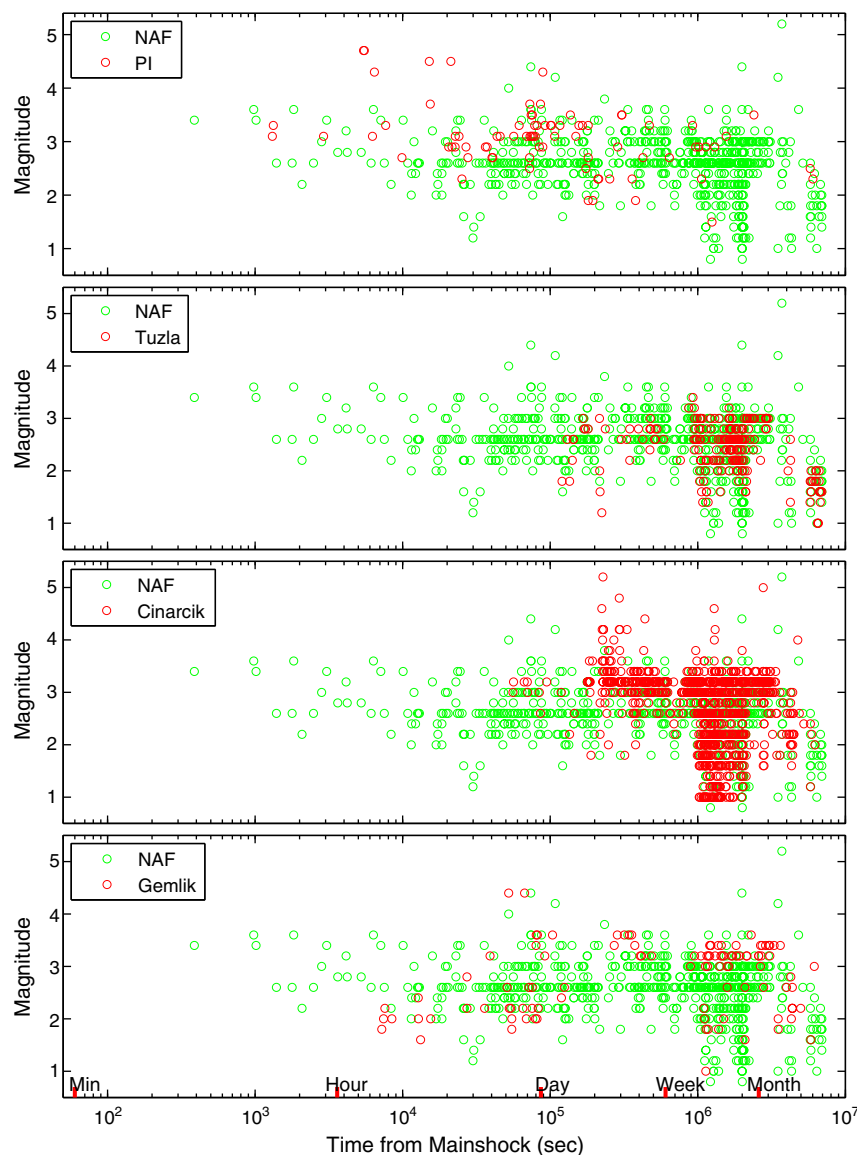


Fig. 7. Time-magnitude distribution of 1999 August 17 $M_w = 7.6$ Izmit aftershocks. Only events located on the west of the Hersek Peninsula are displayed (NAF).

On the contrary, in Tuzla region, the activity is maintained over the 10 years.

4. Discussion and conclusions

Observations presented in this work capture the critical stages (*i.e.* pre and post-rupture stages) of a seismic cycle in a region of critical importance for the next large earthquake and provide information on the mechanisms of seismic interactions. Two tectonic systems are

known to exist in the region: one attached to the major strike-slip fault (NAF) and the second related to regional extension. These two systems strongly interact through time (Fraser et al., 2010; Şengör et al., 2005).

The present study shows the near-absence of seismicity along the main branch of the NAF in the eastern Marmara sea in the 10 years preceding the Izmit earthquake. Indeed the fault segment which extends from the Izmit bay to the southeast of the Çınarcık basin, is not associated with any significant seismic activity. Similarly the Main Marmara Fault segment along the northern edge of the basin, shows no significant seismic activity. The pre-Izmit seismicity is rather concentrated within the clusters associated with regional extension. The absence of events along the trace of the MMF in the eastern Marmara Sea before the main shock suggests that this segment was locked throughout the seismogenic zone prior to the earthquake.

Following the main shock, seismic activity is enhanced within the pre-existing seismic clusters. The Yalova cluster grew laterally from its initiation to the western termination of the rupture. The Tuzla cluster kept its persistent activity and geometry throughout time. A slow progression of the activity from the western termination of the

Table 4
Parameters of the receiver faults for the stress transfer computation of Fig. 8.

Location	Strike(°)	Dip(°)	Rake(°)	Lat(°)	Lon(°)
Princess Islands (MMF)	23	80	0	29.07	40.79
Tuzla	65	70	−90	29.19	40.76
Yalova	180	60	−90	29.10	40.63
Gemlik	0	90	0	29.00	40.40

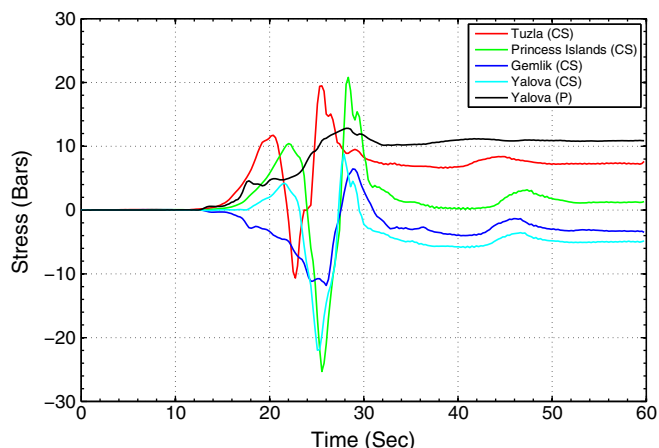


Fig. 8. Stress evolution at the Tuzla, Princess Island, Yalova-Çınarcık and Gemlik clusters calculated by the discrete wavenumber method (Bouchon, 1981). Time is defined from the onset of the main shock. We use the source model of the Izmit earthquake obtained from the inversion of the near-fault records (Bouchon et al., 2002) to compute the dynamical evolution of local stress tensors. From the orientation of the fault given by the local prevalent earthquake mechanism (Table 4) we inferred normal (σ) and shear (τ) stresses and Coulomb stress (CS) as: $CS = \tau - \mu\sigma$. A coefficient of friction $\mu = 0.4$ is used. Pressure (P) is computed from the trace of the stress tensor, independently of the fault orientation. Static stresses are estimated from plateaux at long time (around 60 s).

Izmit rupture towards the center of the basin (where a pre-Izmit cluster was identified, see Fig. 5a) is observed in the years following the Izmit earthquake. Except for its much finer resolution and detail, the general pattern of seismicity in and around the eastern Marmara Sea, 10 years after the Izmit earthquake bears strong resemblance to the pre-Izmit pattern.

Stress transfers are however significant. Seismic activity (including the largest aftershocks) has been triggered along the PI section of the MMF in the hours following the earthquake (Örgülü & Aktar, 2001; Özalaybey et al., 2002) (Fig. 7). This indicates that the segment was highly loaded by the regional stress field and early aftershocks are the result of significant Coulomb stress transfer. Moreover, as the effect of the Coulomb stress died off, the activity strongly diminished. One possible explanation for a limited impact of the stress load from the Izmit rupture, is that the local orientation of the MMF with respect to the regional stress field direction was not favorable for the segment to

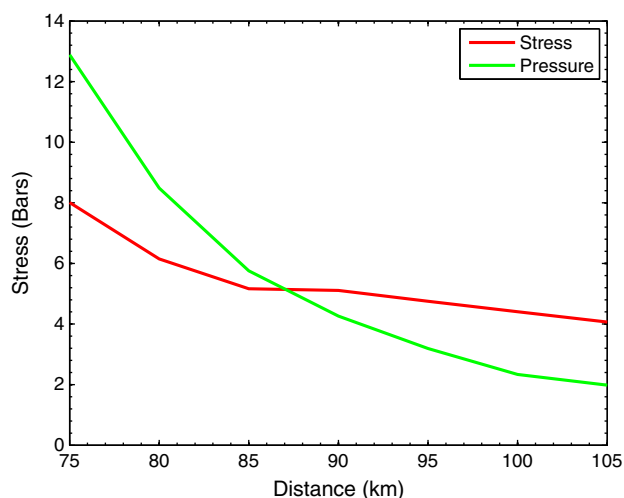


Fig. 9. Evolution of static pressure in green, and maximum dynamic stress in red, with distance to Izmit epicenter at the Yalova cluster location.

break. Indeed regional crustal stress orientations obtained from fault plane solutions are varying between N145E and N118E (Bohnhoff et al., 2005; Gürbüz et al., 2000; Pınar et al., 2001). Crampin et al. (1985) also obtained the principal stress direction from shear wave splitting measurements as N100E in the epicenter area of the Izmit earthquake. If the misorientation argument of the MMF is valid then a segment with more favorable geometry is expected to be activated. This is consistent with the recognizable shift of the seismic activity from the PI section of the MMF to the south along the long axis of the Çınarcık basin between 2001 and 2003 (Fig. 6b). However this activity does not appear during the period of 2008–2010. Between 2008 and 2010 many events occur along the western extension of the 1999 rupture which is more east-west oriented. This latest alignment of the activity is actually following the fault lines mapped by Le Pichon et al. (2001). It is worthwhile to mention that gas emissions are also found above this region (Geli et al., 2008). The observed activity could be related to methane gas emissions in the shallow sedimentary column as a result of the recent seismic activity.

Aside from the Tuzla cluster, the rest of the seismicity during the latest period is weaker and more diffuse. The most significant change over the last period occurred in the Y-Ç cluster. From the activation of the cluster (~2 days after the rupture) to the time of the Düzce earthquake, the size of the cluster gradually increased. As indicated by several authors (Daniel et al., 2006; Özalaybey et al., 2002), the preferred mechanism for the initiation of this activity is stress triggering in a critically sensitive region known for its intense hydrothermal activity (Eisonlohr, 1996). Fault plane solutions and field observations also suggest the presence of a highly fractured crust in an extensional context. Seismicity on the cross sections defines a plane dipping to the north with approximately 55° which is consistent with the majority of the focal mechanisms (Fig. 10). A gradual evolution of seismicity in the Y-Ç is on-going from the end of 1999 to the present. The activity extended into a larger area with a decreasing rate during 2001–2003 and finally reached the background seismicity level in 2005–2007. The recent presence of small size clusters is consistent with a highly fractured crust with strong stress heterogeneities.

Both the Y-Ç and Tuzla clusters were activated with approximately two day delay. Both clusters are located very close to strike slip segments of the NAF and are extensional in nature (Karabulut et al., 2002). The Tuzla cluster is located in the vicinity of the change of orientation of the NAF and in an area where relatively large landslides were observed from bathymetry (Fig. 1). Indeed, in this region, the slope of the northern escarpment of the Çınarcık basin is steep (but not the steepest in the area of the Tuzla cluster) and past earthquakes may have triggered landslides. Moreover strikes of fault plane solutions of events within the Tuzla cluster after the Izmit earthquake indicate approximately 15–20° deviation from the orientation of the MMF (Fig. 10). The geometry of MMF and PI section suggests that Tuzla cluster is a result of a local transtension basin.

The initiation of the Y-Ç is located close to the western termination of the Izmit rupture. An intense seismic activity started in this cluster with several events with magnitudes greater than 4, two days after the main shock following a slowly progressing seismic activity (Fig. 7). Transient stress transfer and static pressure increase are likely responsible for this activity rise.

The continuous activity in Gemlik Bay is also interesting and needs to be monitored more carefully. The middle branch of the North Anatolian Fault which runs from the east, enters the Marmara sea at the town of Gemlik (Kuşçu et al., 2009). Seismic activity was observed just after the Izmit earthquake but was not very energetic.

Even though the distance from the rupture was much larger than for the Y-Ç and Tuzla clusters, the activity was triggered much earlier (see Fig. 7). This suggests that the Gemlik segment responded to a dynamic stress transfer in a way similar to the PI segment (see Fig. 8) and confirms that Y-Ç cluster is not sensitive to dynamical stress transfer.

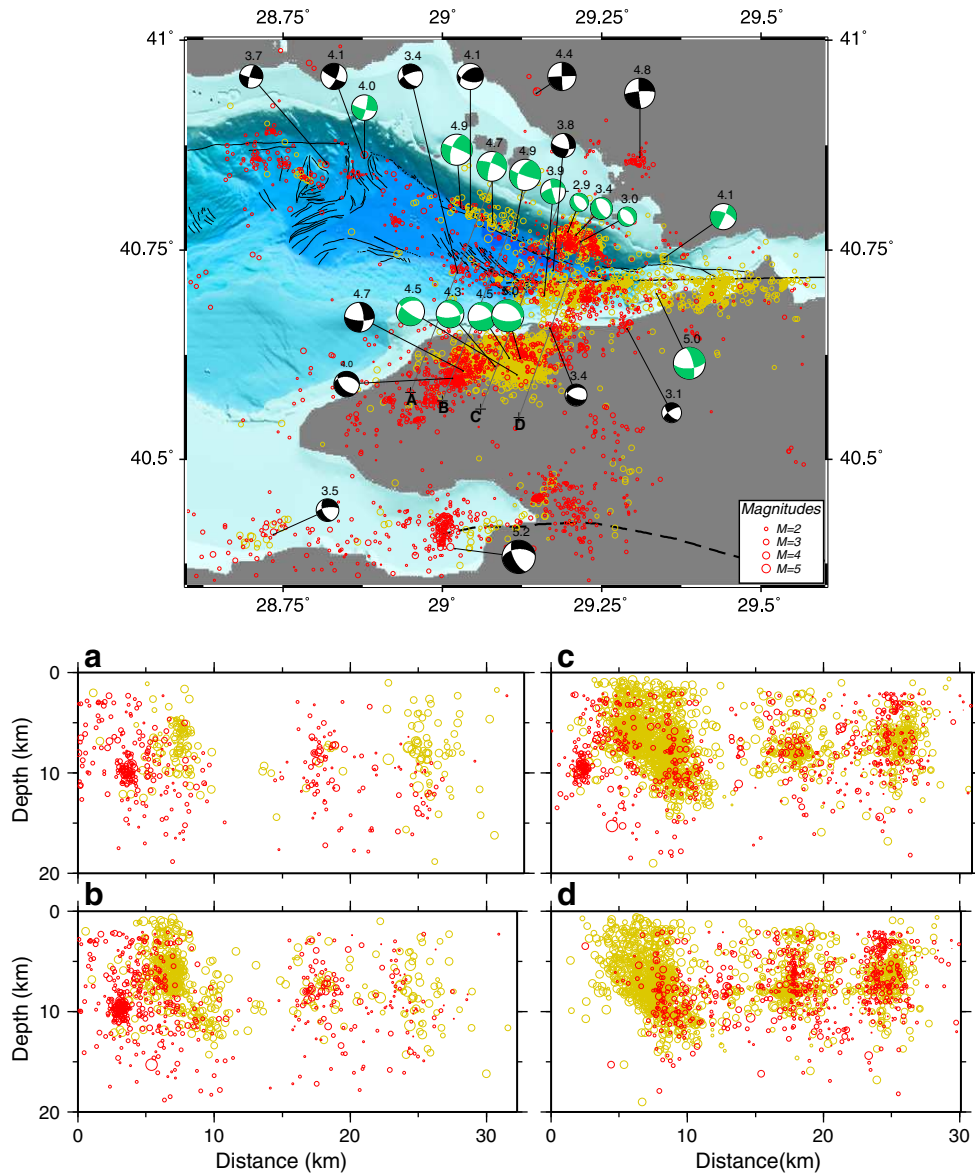


Fig. 10. Seismicity in the Çınarcık basin since 17 August 1999 (yellow: 17 August 1999–12 November 1999, red: 2001–2010). Water depth color code is the same as in Fig. 1. Fault lines are from Le Pichon et al. (2001). Focal mechanisms of the largest aftershocks for the Izmit rupture are in green (Karabulut et al., 2002; Örgülü & Aktar, 2001; Özalaybey et al., 2002) and first motion focal mechanisms for large events of the 2001–2010 period are in black. Below: depth sections along SW-NE profiles shown with gray lines (A, B, C, D) ordered from left to right.

Both SAR and GPS data indicated significant afterslip in the eastern Marmara (Çakır et al., 2003; Hearn et al., 2009). Besides the fast afterslip observed few months after the rupture, the GPS data indicated that significant viscoelastic relaxation in the Çınarcık basin took place during the period 2001–2003 (Hearn et al., 2009). The GPS observations indicate a shallow locking depth along a profile crossing Princess Islands and Y-Ç (Ergintav et al., 2009). These observations may be related to creeping along this section of the fault. Multiplets observed in this cluster may be the indication of creeping.

In conclusion, activity of clusters is shown to be maintained on the long term and even developed (e.g. Tuzla cluster) despite a complete dying out of the NAF seismicity in the region. We conclude that the influence of the stress transfer from the Izmit earthquake on the regional pattern of the activity appears to be marginal. However, the Izmit earthquake had a strong influence on the enhancement of the activity of the existing clusters, even at very large distances (Durand et al., 2010). The exact impact of these long term clusters, in particular the most active ones at present, on the nucleation of the next major event has to be now monitored carefully.

We are very grateful to Michel Frogneux who provided IPGS data, and to Mustafa Aktar, Xavier Le Pichon, Louis Géli, Pierre Henry, Ziyadin Çakır, Mustapha Meghraoui for fruitful discussions. The project was supported by the ANR RiskNat SUPNAF grant.

References

- Barış, Ş., Ito, A., Üçer, S., Honkura, Y., Kafadar, N., Pektaş, R., Komut, T., Işkara, A., 2002. Microearthquake activity before the Izmit earthquake in the eastern Marmara region, Turkey (1 January 1993–17 August 1999). *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 394–405.
- Barka, A., 2002. The 17 August 1999 Izmit earthquake. *Science* 285, 1858–1859.
- Becel, A., Laigle, M., de Voogd, B., Hirn, A., Taymaz, T., Galve, A., Shimamura, H., Murai, Y., Lepine, J.C., Sapin, M., Özalaybey, S., 2009. Moho, crustal architecture and deep deformation under the North Marmara Trough, from the SEISMARMARA Leg 1 offshore-onshore reflection-refraction survey. *Tectonophysics* 467, 1–21.
- Bohnhoff, M., Gresser, H., Dresen, G., 2005. Strain partitioning and stress rotation at the North Anatolian Fault zone from aftershock focal mechanisms of the 1999 Izmit Mw = 7.4 earthquake. *Geophys. J. Int.* 166, 373–385.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate green-functions for elastic layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959–971.

- Bouchon, M., Karabulut, H., 2008. The aftershock signature of supershear earthquakes. *Science* 320, 1323–1325.
- Bouchon, M., Karabulut, H., Aktar, M., Ozalaybey, S., Schmittbuhl, J., Bouin, M., 2011. Extended nucleation of the 1999 m-w 7.6 Izmit earthquake. *Science* 331, 877–880.
- Bouchon, M., Karabulut, H., Bouin, M.P., Schmittbuhl, J., Vallée, M., Archuleta, R., Das, S., Renard, F., Marsan, D., 2010. Faulting characteristics of supershear earthquakes. *Tectonophysics* 493, 244–253.
- Bouchon, M., Toksöz, M., Karabulut, H., Bouin, M., Dietrich, M., Aktar, M., Edie, M., 2002. Space and time evolution of rupture and faulting during the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 256–266.
- Bouin, M., Bouchon, M., Karabulut, H., Aktar, M., 2004. Rupture process of the 1999 november 12 Düzce (Turkey) earthquake deduced from strong motion and global positioning system measurements. *Geophys. J. Int.* 159, 207–211.
- Bulut, F., Bohnhoff, M., Ellsworth, W., Aktar, M., Dresen, G., 2009. Microseismicity at the North Anatolian Fault in the sea of Marmara offshore Istanbul, NW Turkey. *J. Geophys. Res.* 114, B09302.
- Çakır, Z., de Chabaliér, J.-B., Armijo, R., Meyer, B., Barka, A.A., Peltzer, G., 2003. Seismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from sar interferometry and tectonic field observations. *Geophys. J. Int.* 155, 93–110.
- Crampin, S., Evans, R., Üçer, S.B., 1985. Analysis of local earthquakes: the turkish dilatancy projects (tdp1 and tdp2). *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 83, 1–16.
- Daniel, D., Marsan, D., Bouchon, M., 2006. Perturbation of the Izmit earthquake aftershock decaying activity following the 1999 Mw 7.2 Düzce, Turkey, earthquake. *J. Geophys. Res.* 111, B05310.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of Northern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 843–868.
- Durand, V., Bouchon, M., Karabulut, H., Marsan, D., Schmittbuhl, J., Bouin, M., Aktar, M., Daniel, G., 2010. Seismic interaction and delayed triggering along the North Anatolian Fault. *Geophys. Res. Lett.* 37, L18310.
- Eisonlohr, T., 1996. The thermal springs of armutlu peninsula (NW Turkey) and their relationship to geology and tectonic. In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), *Active Tectonics of North-western Anatolia: The Marmara Poly-Project*. Cambridge Publications, pp. 197–228.
- Ergintav, S., McClusky, S., Hearn, E., Reilinger, R., Cakmak, R., Herring, T., Ozener, H., Lenk, O., Tari, E., 2009. Seven years of postseismic deformation following the 1999, m = 7.4 and m = 7.2, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 114, B07403.
- Evans, R., Beamish, D., Crampin, S., Ucer, S.B., 1987. The Turkish Dilatancy Project (TDP3): multidisciplinary studies of a potential earthquake source region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 91, 265–286.
- Fraser, J., Vanneste, K., Hubert-Ferrari, A., 2010. Recent behavior of the North Anatolian Fault: insights from an integrated paleoseismological data set. *J. Geophys. Res.* 115, B09316.
- Freed, A.M., 2005. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer. *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* 33, 335–367.
- Geli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupre, S., Tryon, M., Çağatay, M., De Lepinay, B., Le Pichon, X., Sengor, A., Görür, N., Natalin, B., Uçarkuş, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Burnard, P., Bourlange, S., 2008. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the sea of Marmara. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274 (1–2), 34–39.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidogan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S.B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F., Yörük, A., 2000. The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a macroseismic experiment. *Tectonophysics* 316, 1–17.
- Hearn, E.H., McClusky, S., Ergintav, S., Reilinger, R.E., 2009. Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault zone. *J. Geophys. Res.* 114, B08405.
- Karabulut, H., Bouin, M., Bouchon, M., Dietrich, M., Cournou, C., Aktar, M., 2002. The seismicity in the eastern Marmara sea after the august 17, 1999 Izmit earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 387–393.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 99, 19635–19646.
- Klein, F., 1989. User's guide to hypoinverse, a program for vax computers to solve earthquake locations and magnitudes. *Tech. Rep.*, U.S. Geol. Surv. 89–314 58 p.
- Kuşcu, I., Okamura, M., Matsuoka, H., Yamamori, K., Awata, Y., Özalp, S., 2009. Recognition of active faults and stepover geometry in gemlik bay, sea of Marmara, NW Turkey. *Geology* 260, 1.
- Le Pichon, X., Sengor, A., Demirbag, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., Gorur, N., Çağatay, N., de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001. The active main Marmara fault. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 595–616.
- Örgülü, G., Aktar, M., 2001. Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the august 17, 1999 Izmit earthquake (Mw 7.4). *Geophys. Res. Lett.* 28, 371–374.
- Özalaybey, S., Ergin, M., Aktar, M., Tapırdamaz, C., Biçmen, F., Yörük, A., 2002. The 1999 Izmit earthquake sequence in Turkey: seismological and tectonic aspects. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 376–386.
- Parsons, T., Toda, S., Stein, R., Barka, A., Dietrich, J., 2000. Heightened odds of large earthquakes near Istanbul: an interaction-based probability calculation. *Science* 288, 661–665.
- Pinar, A., Honkura, Y., Kuge, K., 2001. Seismic activity triggered by the 1999 Izmit earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk. *Geophys. J. Int.* 146, F1–F7.
- Polat, O., Haessler, H., Cisternas, A., Philip, H., Eyidoğan, H., Aktar, A., Frogneux, M., Comte, D., Gürbüz, C., 2002. The Izmit (kocaeli), Turkey earthquake of 17 august 1999: previous seismicity, aftershocks and seismotectonics. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 361–375.
- Reasenber, P.A., Oppenheimer, D.H., 1985. Fpfit, fplot, and fpage: fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *Tech. Rep.*, U.S. Geol. Surv. 85–739.
- Sato, T., Kasahara, J., Taymaz, T., Ito, M., Kamimura, A., Hayakawa, T., Tan, O., 2004. A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the sea of Marmara (NW Turkey) using ocean-bottom seismometers (obs). *Tectonophysics* 391, 303–314.
- Şengör, A., Tüysüz, O., Imren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Pichon, X.L., Rangin, C., 2005. The North Anatolian Fault: a new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 37–112.
- Stein, R.S., Barka, A.A., Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.* 128, 594–604.
- Toksöz, M., Shakal, A., Michael, A., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian Fault zone and seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.* 117, 1258–1270.
- Toksoz, M.N., Reilinger, R.E., Doll, C.G., Barka, A.A., Yalcin, N., 1999. Izmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999: First Report. *Seism. Res. Lett.* 70, 669–679.
- Üçer, S.B., Crampin, S., Evans, R., Kafadar, N., 1985. The marnet radio linked seismometer network spanning the Marmara sea and the seismicity of western Turkey. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 83, 17–30.

Résumé

Dans cette thèse, nous présentons trois études concernant les interactions entre séismes et la phase de nucléation des forts tremblements de terre. La première partie de ce travail concerne le NO de la Turquie, où deux systèmes tectoniques sont présents : décrochement sur la Faille Nord Anatolienne et extension dans des essaims situés autour de la faille. Nous montrons que ces deux systèmes interagissent, mais répondent différemment à l'excitation du séisme d'Izmit (1999). Les calculs des changements de contraintes de Coulomb induits par le séisme d'Izmit indiquent que les événements en décrochement répondent aux contraintes dynamiques, alors que les séismes en extension semblent contrôlés par la déformation statique de la croûte. Dans la seconde partie de cette thèse, nous analysons une importante séquence sismique qui s'est produite en 2008 en Grèce. Cette analyse a montré que les séismes en subduction ou en décrochement composant la séquence reflètent le mouvement du SO rigide de la Grèce vers le SSO accompagné du plongement de la plaque Africaine et du retrait vers le sud de la subduction. Cette première étape de déformation est suivie, quelques mois plus tard, de la déformation interne de la plaque Egée qui se manifeste par de l'extension N-S. Cette séquence sismique est le témoin de l'existence d'un couplage dynamique entre la subduction et le prolongement de la Faille Nord Anatolienne dans la région égéenne. Enfin, le but de la dernière partie de cette thèse a été d'apporter des éléments de réponse à la question : existe-t-il un phénomène observable par le biais de la sismicité qui précède de manière systématique les grands tremblements de terre? Pour cela nous avons étudié l'activité sismique précédant des séismes de $M \geq 6.5$ dans des régions bien instrumentées (Japon, Cascades et NO des Etats-Unis). Nous montrons que la grande majorité des séismes interplaques est précédée d'une accélération de la sismicité, au contraire des séismes intraplaques. Nous mettons également en évidence une différence entre les séismes en décrochement et les séismes en subduction : les pré-chocs des séismes en subduction sont localisés dans une grande région, rendant un déclenchement en cascade des événements et du choc principal impossible.

Abstract

We present three studies about earthquake interactions and the nucleation phase of big earthquakes. The first part of this work deals with the northwestern Turkey, where two tectonic regimes exist, with the transform North Anatolian Fault and extension clusters around it. We show that these two systems interact, but respond differently to Izmit earthquake (1999) stimulation. Computations of the Coulomb stress changes induced by the Izmit earthquake indicate that strike-slip events respond to dynamic stresses, whereas the extension ones seem to be controlled by the static deformation of the crust. In the second part, we analyze a seismic sequence that occurred in 2008 in Greece. This analysis shows that subduction or strike-slip earthquakes of the sequence depict the overall motion of the southwestern Greece to the SSW, accompanied by the plunge and the southward retreat of the slab. This first deformation stage is followed, few months later, by the internal deformation of the Aegean plate, which occurs as N-S extension. This seismic sequence depicts the existence of dynamic coupling between the Hellenic subduction and the prolongation of the North Anatolian Fault. The aim of the last part was to shed some lights on the question: is there a systematic seismic phenomena preceding the occurrence of big earthquakes? To do that, we studied seismic activity preceding $M \geq 6.5$ earthquakes in some well-instrumented areas of the North Pacific. We show that most of the interplate earthquakes are preceded by an increase of the activity, unlike the intraplate ones. We also highlight a different behavior between strike-slip and subduction events: foreshocks of subduction earthquakes are located in a large area, preventing a cascade triggering.