



Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : Le cas de la France. Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D

Yves Mazabraud

► To cite this version:

Yves Mazabraud. Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : Le cas de la France. Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D. Géologie appliquée. Université Nice Sophia Antipolis, 2004. Français. NNT : . tel-00010156

HAL Id: tel-00010156

<https://theses.hal.science/tel-00010156>

Submitted on 15 Sep 2005

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.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS – UFR SCIENCES
ECOLE DOCTORALE
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

THESE

Pour obtenir le grade de

Docteur Es-Sciences
de l'Université de Nice-Sophia Antipolis
Spécialité : Géologie-Géophysique

Présentée par

Yves MAZABRAUD

**Déformation active d'une région intraplaque à
déformation lente :
Le cas de la France.
Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D**

Thèse dirigée par **Nicole Béthoux**

Soutenue publiquement le 05 novembre 2004

jury :

Olivier Bellier
Nicole Béthoux
Jean-Pierre Brun
Bruno Feignier
Michel Granet
Jean-Marc Lardeaux
Emmanuel Tric

Examineur
Directrice de thèse
Rapporteur
Examineur
Rapporteur
Président du jury
Membre invité

Remerciements

Mes premiers et très chaleureux remerciements reviennent à Nicole Béthoux pour son encadrement de grande qualité. Du premier au dernier jour de ces trois ans de travail, Nicole Béthoux m'a procuré une aide et un conseil scientifique précieux, m'a accordé du temps et de la confiance. J'ai beaucoup appris à son contact et je l'en remercie.

Je remercie en particulier Olivier Bellier, Jocelyn Guilbert et Fred Pollitz avec qui la collaboration a été fructueuse, enrichissante et conviviale, ainsi que pour leur accueil au CEREGE, au LDG et à l'USGS.

Je remercie mon jury de thèse : Michel Granet, Jean-Pierre Brun, Jean-Marc Lardeux, Bruno Feigner, Olivier Bellier et Emmanuel Tric pour avoir accepté de juger mon travail.

Je remercie ma famille pour m'avoir encouragé et soutenu pendant mes études.

Tout travail scientifique nécessite des données. Nous avons fait l'acquisition de certaines données sur le terrain (campagne SISBREIZH, financée par l'INSU), mais de nombreuses données ont été fournies par le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA-LDG), le Réseau National de Surveillance Sismique (ReNaSS), le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM), l'Instituto Geografico National espagnol (IGN) et le réseau SISMALP. Je remercie aussi Daniel Amorèse pour nous avoir fourni des données du réseau sismologique SISCAEN, ainsi que Marc Nicolas et Bertrand Delouis pour leur données de polarités. Pour ce travail, nous avons aussi disposé de la synthèse des données de flux de chaleur en France, effectuée par Francis Lucazeau de l'IPGP. Les données de marégraphe ont été fournies par Guy Woppelmann, SONEL. Cela souligne l'importance des réseaux d'observation, mis en place en France depuis 1962.

Merci à Emmanuel Tric pour m'avoir initié à ADELI et à Jean Chéry pour les dépannages « urgence ADELI3D », la *Hot Line* fonctionne !

Par ailleurs, je remercie Pierre Nehlig pour les discussions sur les structures géologiques du Massif Central et leur lien entre la sismicité et pour son accueil au BRGM.

Merci à Christopher Wibberley pour la relecture des articles.

Ces trois années m'ont donné l'occasion de travailler sur les trois sites de Géosciences Azur, ce qui fut enrichissant. La bonne humeur de l'équipe enseignante de l'UNSA m'a permis d'effectuer mon monitorat dans de très bonnes conditions. Je remercie la direction du département, en particulier E. Tric, pour m'avoir donné l'opportunité d'enseigner dans diverses filières, en premier et en deuxième cycles, en TP, TD et sur le terrain.

La très bonne organisation, la bonne humeur et la mémoire (palliant parfois à mes oublis ou à mes répétitions...) de Véronique Gourbaud-Stevens m'ont considérablement facilité la tâche pour l'organisation des séminaires pendant ces deux dernières années. Merci Véronique !

Enfin, j'ai eu la très grande chance de travailler dans une excellente ambiance, à la fois professionnelle, conviviale, joyeuse, amicale et festive (c'était parfois dur le matin...). Les gens que j'ai côtoyé à Villefranche en sont à l'origine, mais pour autant je ne saurais les en remercier car il ne s'agit pas là du résultat d'un travail ou d'un quelconque effort, il s'agit du bénéfice commun d'un excellent état d'esprit. Aussi, me risquerais-je plutôt, sans prétention, à les féliciter car à un tel art de vivre, on ne dit pas merci, on dit BRAVO !

Je remercie les bons copains qui se sont montrés présents pour le soutien et pour la fiesta quand il le fallait (ils se reconnaîtront). Bobo, merci pour avoir assuré l'intendance du zoo pendant mes déplacements !

Il est parfois d'usage de citer un poète ou un écrivain au début d'un manuscrit de thèse, je voudrais en profiter pour citer Jean-Claude Van Damme, poète contemporain injustement décrié, qui a tout compris du cheminement spirituel de la thèse :

"J'adore les cacahuètes. Tu bois une bière et tu en as marre du goût. Alors tu manges des cacahuètes. Les cacahuètes c'est doux et salé, fort et tendre, comme une femme. Manger des cacahuètes, it's a really strong feeling. Et après tu as de nouveau envie de boire de la bière. Les cacahuètes c'est le mouvement perpétuel à la portée de l'homme." J-C Van Damme

Quant à moi...



TABLE DES MATIERES :

Remerciements

Préambule

Problématique	1
Caractéristiques de la sismicité intraplaque	1
Les contraintes et les zones de faiblesse	2
Le déclenchement des séismes	3
L'aléa sismique	4
<i>Le cas de la France</i>	5
<i>Objectifs de la thèse</i>	5

CHAPITRE 1: "PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE"

Cadre géodynamique	8
1. La chaîne Hercynienne	10
2. Le Massif Armoricaïn	11
3. Le Massif Central	15
4. Cinématique actuelle	18
5. La Provence	22
<i>Cadre structural</i>	22
<i>Les principales structures</i>	23

CHAPITRE 2: "ANALYSE DE LA SISMICITE ET DES CHAMPS DE CONTRAINTES"

Méthodologie employée pour l'étude de la sismicité	27
Introduction	27

Evidence for short scale stress field variations within intraplate central-western France.

Abstract	32
I. Introduction	32
II. Geological setting	33
III. Seismicity distribution	34
<i>III.1 Location procedure</i>	34
IV. Focal mechanisms	38
<i>IV.1. New Earthquake fault-plane solutions</i>	38
<i>IV.2. Previously published focal mechanisms</i>	38
<i>IV-3 Quality of the focal mechanism solutions</i>	38
<i>IV- 4 Results</i>	38
V. Inversion of seismic slip-vector dataset to determine the stress state	41
<i>V.1. Methodology</i>	41
<i>V.2. Results</i>	42
VI. Interpretation of the results	46
<i>VI.1. Effect of the mantle plume</i>	46
<i>VI.2. Effect of plate and microplate tectonics</i>	46

VII. Discussion	47
Conclusion	47
Acknowledgements	48
References	48
Causes des perturbations de champs de contraintes	50
I. Perturbations des contraintes compressives régionales par les failles majeures	50
II. Perturbations des contraintes et anisotropie des ondes Pn	52
CHAPITRE 3: "ETUDE DETAILLEE DU SEISME DE LORIENT"	
Etude détaillée du séisme de Lorient	54
Introduction	54
Caractéristiques sismologiques de la zone	55
Analyse structurale	57
Etude de la source du séisme de Lorient	57
Analyse des répliques	60
Synthèse sur l'analyse de la séquence sismique	61
CHAPITRE 4: "CARACTERISATION DE LA SISMICITE"	
Calcul des solutions d'Euler	64
Lien sismicité – paramètres thermiques de la croûte	69
Flux de chaleur sous la France	69
Le flux de chaleur en Provence	70
Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: central and western France	71
Abstract	71
I. Introduction	72
II. Geological and geodynamical presentation of the region	73
III. Seismological data	75
IV. Seismic event distribution	79
V. Hypocentral distribution and geophysical parameters	88
VI. Synthesis and discussion	93
Conclusion	96
References	97
Caractérisation du comportement sismogène	100
Analyse fréquence magnitude	100
CHAPITRE 5: "MODELISATIONS NUMERIQUES"	
Modélisation numérique des contraintes et de la déformation.	106
Modélisation numérique de la déformation	107
1. Rhéologie et lois de comportement.	107
Comportement élastique	107
Comportement viscoélastique	108
Comportement élastoplastique	108
2- Les méthodes analytiques fondées sur la méthode d'Okada	109
3- Les modèles thermo-mécaniques en éléments finis	113

Origins of stress permutations and occurrence of seismicity within intraplate north-western France	114
Introduction	114
Geodynamical setting	116
Intraplate stress generation	116
Modeling of a far-field perturbation	120
Strain concentration due to local geological features	127
1- Influence of fault intersection	130
2- Influence of density distribution	132
3- Tide effect	133
Conclusion	134
Modélisation thermomécanique à l'échelle régionale :	
modélisation du Massif Central, résultats préliminaires	134
Introduction	134
<i>Approche numérique</i>	136
Conditions thermiques initiales	137
Conditions cinématiques	138
Modélisation des anomalies thermiques crustales	139
La déformation et les contraintes dans le cas de zones crustales chaudes.	141
Conclusion	142
Transfert de contraintes co- et post-sismiques	143
 CONCLUSION	
Conclusions	149
Contraintes	149
Sismicité	150
Modèles	151
 BIBLIOGRAPHIE	153
 ANNEXES	
FUSION	
<i>Construction de la liste initiale des événements</i>	
<i>Validation de la localisation</i>	
<i>Association des phases</i>	
<i>Validation de l'événement</i>	
<i>Construction automatique de la liste des événements</i>	
<i>Production du bulletin final</i>	
VELEST	
FPFIT, FPPLLOT, FPPAGE	
Inversions de stries tectoniques ou de mécanismes au foyer - méthode Carey-Gailhardis et Mercier	
VISCO 1D	
<i>Contenu des principaux fichiers</i>	
Tableau des mécanismes aux foyers incluant les incertitudes sur la détermination des solutions focales	
Article sous-pressé à <i>Geophysical Journal International</i> :	
« Analysis of the M_w 4.3 Lorient earthquake sequence :a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, Westernmost France », Perrot et al..	

Préambule

Ce travail de thèse, initié en octobre 2001 avait pour but le développement d'une méthodologie adaptée à l'étude de la géodynamique des zones intraplaques. En particulier, nous souhaitions nous concentrer sur les zones présentant un taux de déformation très faible, voire indétectable par les méthodes les plus précises de géodésie. Nous avons défini une approche originale fondée à la fois sur la sismologie et sur la modélisation numérique. L'étude sismotectonique des zones intraplaques à déformation lente nécessite que certaines conditions préalables soient remplies. Tout d'abord il faut une bonne connaissance géologique de la zone d'étude. Cela comprend bien sûr la géologie de terrain, mais aussi la prospection et l'imagerie géophysique (gravimétrie, magnétisme, sismique réflexion et réfraction, tomographie...). Le Massif Central français répond à ces critères ainsi que le Massif Armoricain depuis l'acquisition récente de nouvelles données géophysiques et la publication des résultats d'imagerie. Il faut aussi disposer de données sismologiques suffisantes. Etant donné le faible niveau de sismicité de ces régions, il faut un temps d'observation long pour enregistrer un nombre significatif de séismes. Par ailleurs, il est capital que les réseaux sismologiques soient suffisamment denses et que les stations soient bien réparties à travers la zone d'étude. La France dispose de plusieurs réseaux sismologiques dont deux, celui du Laboratoire de Détection Géophysique du CEA et celui du Réseau National de Surveillance Sismique. Ils possèdent un certain nombre de stations dans le centre et l'ouest du territoire. Les premières stations sismologiques ayant été installées en 1962, nous disposons d'une quarantaine d'années d'enregistrements. L'implantation des stations s'est bien sûr effectuée au cours du temps mais les réseaux sont suffisamment denses depuis assez longtemps pour permettre une étude sismotectonique détaillée.

Le Massif Central et l'ouest de la France (Charente, Massif Armoricain) et le bloc provençal remplissent donc les conditions *sine qua non* pour ce type d'étude. Mais cette zone constitue-t-elle pour autant un sujet d'étude adapté ?

Assurément ! Et cela pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il s'agit d'une zone particulièrement intéressante du point de vue géodynamique : entourée des Alpes, des Pyrénées, du golfe de Gascogne et des bassins de Paris et d'Aquitaine (quasi-asismiques), ayant une histoire complexe depuis le Précambrien, recoupée par des failles majeures lithosphériques et par un diapir mantellique ! Cette zone présente une sismicité fortement

hétérogène ponctuée de crises sismiques peu ou pas expliquées. De plus, elle est facile d'accès, donc rapidement et à faible coût. Les données récentes de géophysique et de géologie du Massif Armoricaïn et du Massif Central permettent d'espérer des résultats novateurs. Enfin, ce type d'étude permet une meilleure définition de l'alea sismique ce qui dans des régions peuplées et industrialisées justifie à lui seul ce type de travail.

Problématique

Caractéristiques de la sismicité intraplaque

Depuis longtemps, le problème de l'occurrence de séismes majeurs en domaine intraplaque est l'objet d'études et de publications spécialisées. Citons pour mémoire le livre « Les tremblements de terre » de l'Abbé Th. Moreux, en 1909, qui fut publié suite au séisme de Lambesc.

Peut-on considérer cette libération majeure d'énergie ($\sim 6.10^{16}$ J pour des séismes de magnitude 8), parfois à des milliers de kilomètres des frontières de plaques, comme des exceptions à la tectonique des plaques, même si les forces aux frontières de plaques peuvent être transmises sur des distances très grandes (Turcotte et Schubert, 1982)?

A titre d'exemples de tels événements, nous citerons les quatre grands séismes de magnitude supérieure à 8 qui se sont produits en Mongolie en 52 ans, dans la première partie du XX^{ème} siècle, les trois séismes de magnitude 7 à 8 de 1811-1812 aux Etats-Unis, dans la région de New Madrid près de la vallée du Missouri, les grands séismes de Chine orientale tel le séisme de Haicheng en 1975 de magnitude 7,3 ; le séisme de Lisbonne de 1755, mais également le séisme de Lambesc en 1909 de magnitude 6 et le séisme de Guinée de magnitude 6,4 (Talwani et Rajendran, 1989).

Particulièrement énigmatique est l'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 4, parfois égale à 8, dans des zones intraplaques stables ou à déformation très lente telle l'Afrique, l'Australie, l'est du continent Nord Américain ou l'Europe occidentale. Pourquoi se produisent ces tremblements de terre alors que les forces tectoniques aux limites sont très faibles ?

Pour Sykes (1978) les séismes intraplaques sont dus à la réactivation de zones de faiblesse préexistantes (failles héritées, etc...). Long (1988) pose plus généralement le problème de la sismicité intraplaque et suggère qu'un séisme majeur intraplaque peut être lié à une perturbation du champ thermique ou hydraulique. Une telle perturbation provoquant un affaiblissement du matériel crustal environnant. Dans des conditions particulières, les contraintes tectoniques peuvent s'accumuler sur des failles préexistantes perturbant ainsi le champ régional de grande longueur d'onde qui correspond à la tectonique des plaques. Si

cette perturbation est stationnaire, il y aura des séismes récurrents, suivant un cycle lent correspondant à la recharge des contraintes sur la faille, si en revanche la perturbation n'est pas stationnaire, le séisme peut être un événement non répétitif.

Long et Zelt (1991) reprennent cette hypothèse et la complètent en montrant ainsi que l'intrusion d'un matériel de faible résistance dans la croûte peut amplifier la contrainte locale jusqu'à un facteur deux, par rapport à la contrainte régionale.

Les contraintes et les zones de faiblesse

Quels sont les facteurs pouvant entraîner des perturbations des contraintes tectoniques ?

Parmi les facteurs de perturbation des forces tectoniques se trouvent les forces de volume liées à la topographie, au rebond élastique post-glaciaire, à la sédimentation (Turcotte et Schubert, 1982), à des hétérogénéités de densité (Long et Zelt, 1991) ou à des contraintes liées à des changements de température. Ces anomalies de contraintes peuvent être du même ordre de grandeur que les contraintes liées à la tectonique des plaques : 10 à 50 MPa (Assameur et Mareschal, 1995).

Les zones de faiblesse, qui semblent concentrer la sismicité de forte magnitude en domaine intraplaque, sont en priorité les failles héritées de dimensions suffisantes pour permettre la genèse d'un séisme important (cas de la Mongolie ou des séismes chinois). Talwani (1988) a développé un modèle d'initiation des séismes intraplaques aux points d'intersections de failles héritées. Cependant les différentes études sur le sujet mettent en évidence le rôle majeur des hétérogénéités crustales induisant des amplifications de contraintes. Ceci est le cas, par exemple, pour la région de New Madrid (Campell, 1978, Pollitz, 2001) et pour les zones sismogènes du Canada oriental (Assameur et Mareschal, 1995). Grana et Richardson (1996) ainsi que Zoback et Richardson (1996) ont étudié les effets des corps basiques présents à la base d'anciens rifts continentaux. Ils prennent l'exemple de la zone de New Madrid mais également celui la vallée centrale de l'Amazonie brésilienne. Ces intrusions en base de croûte ont pour effet d'affaiblir la partie supérieure de la croûte en provoquant une déviation et une amplification locale des contraintes qui peut atteindre 30 à 40 MPa de compression locale, s'ajoutant aux forces tectoniques régionales. Les marges passives et certains bassins sédimentaires représentent également des zones de faiblesse, le plus souvent réactivées en compression (Stein et al., 1992). Des modélisations numériques récentes (Béthoux et al., soumis) soulignent l'importance des forces de volume et des contrastes rhéologiques, mais

montrent également le rôle majeur des effets thermiques dans la localisation de la déformation lors de la réactivation de structures héritées en contexte intraplaque.

Etudier la sismicité intraplaque d'une région consiste donc à rechercher indépendamment s'il existe des modifications locales du champ de contrainte et des paramètres structuraux ou rhéologiques définissant des zones de faiblesse qui favorisent des amplifications locales des contraintes. Ceci nécessite donc à la fois des études sismologiques mais également géologiques et géophysiques.

Les hypothèses formulées sur la base de l'observation des données doivent ensuite être validées par des modélisations numériques ou analogiques.

Les premières modélisations par éléments finis ne considéraient que des paramètres mécaniques très simples et un milieu purement élastique en 2D (Long et Zelt, 1991). Les modélisations se sont peu à peu complexifiées pour faire intervenir des rhéologies viscoplastiques plus réalistes. Les codes (voir chap 5) ont été améliorés afin de résoudre à la fois les équations thermique et mécanique, et donc de modéliser de manière beaucoup plus réaliste l'évolution temporelle d'un système géologique sous contraintes. Les modélisations effectuées avec ces codes concernaient jusqu'à présent principalement des zones de déformation importante, où les forces aux limites étaient connues (Nino et al., 1998, Cattin et al., 2001, Chery et al., 2001, Carminati et al., 2001). Ce type de modélisation aux domaines intraplaques à déformation lente présente la difficulté de la mauvaise connaissance des forces aux limites appliquées au système. On doit également tenir compte de la friction sur les failles dans la compréhension de l'accumulation des contraintes (Cai et Wang, 2001). Ce paramètre étant très difficile à déterminer, plusieurs tests numériques doivent être effectués pour analyser son importance dans la répartition de la déformation autour de la faille.

Le déclenchement des séismes

Dans l'occurrence des grands séismes (intraplaques ou interplaques) le facteur temporel ne peut être négligé. Les exemples cités plus haut (la Mongolie, la région de New Madrid) montrent clairement que ces tremblements de terre se sont déclenchés par crises (Campell, 1978, Assameur et Mareschal, 1995).

Lorsqu'un segment de faille se rompt, la contrainte sur ce segment chute, mais une partie des contraintes relâchées se transmet aux régions voisines. Ce transfert co-sismique affecte

chaque segment adjacent ainsi que les failles secondaires du voisinage. Suivant la position, l'orientation et la direction du glissement qui s'y produit, sa probabilité de rupture augmente ou diminue, en obéissant au critère de Coulomb. Stein et al. (1992) ont ainsi calculé la migration des contraintes pour le séisme de Landers (Californie) et établi un modèle prédictif pour les séismes de la faille Nord-Anatolienne (Stein et al., 1997). Chery et al. (2001) ont démontré que la relaxation post-sismique augmente le transfert de contraintes co-sismique, a un effet majeur sur l'interaction des failles, et accélère le cycle sismique de rechargement des contraintes régionales.

Le modèle précédent ne fait intervenir que la partie élastique de la lithosphère. Cependant, les grands séismes induisent un relâchement viscoélastique des contraintes dans la partie inférieure de la lithosphère (Deng et al., 1999). Pollitz (1997) a calculé la relaxation viscoélastique post-sismique à la fois dans la lithosphère et dans l'asthénosphère.

L'évaluation de l'alea sismique d'une région intraplaque doit donc intégrer ce type de calcul qui tient compte de la sismicité passée pour rechercher d'éventuelles augmentations de contraintes post-sismiques.

L'alea sismique

Les données géologiques, géophysiques, sismologiques disponibles sur une région permettent d'effectuer des études probabilistiques d'alea sismique (Youngs et Coppersmith, 1986 ; Mc Guir, 1976). Cette méthode est fondée sur la détermination des lieux d'occurrence des séismes, leurs tailles et leur taux de récurrence. Puis, en un site donné, l'aléa est calculé en sommant les contributions de tous les scénarios possibles (toutes les combinaisons de magnitudes et de distances). Donc, trois étapes sont nécessaires :

- Identifier les zones sources dans la région d'étude.
- Modéliser dans chaque zone source une courbe de récurrence à partir du catalogue de sismicité.
- Choisir une relation d'atténuation du mouvement du sol adaptée à la région d'étude.

Cependant, des travaux récents (Newman et al., 2001 ; Cramer, 2001) soulignent les difficultés liées à cette méthode, principalement dans les régions intraplaques. Elles concernent le manque de précision sur la récurrence des séismes majeurs, et sur les modèles de failles utilisées (interaction des failles ou non). Enfin, cette méthodologie est fondée sur la

stationnarité de la sismicité et ne prend pas en compte l'hypothèse d'un séisme intraplaque dans une zone non identifiée par un séisme passé instrumental ou historique.

Dans ce cadre, la compréhension de l'occurrence des séismes intraplaques prend tout son sens.

Le cas de la France

Le territoire français n'a pas connu de séisme majeur de magnitude 7-8, et la déformation aux limites de l'Europe occidentale est très faible (chap. 2).

Cependant, l'occurrence de séismes historiques (Fig 1), dont le dernier, celui de Lambesc, a une magnitude estimée de 6 (Baroux et al., 2003) et des séismes instrumentaux qui parfois dépassent la magnitude 5 (Fig. 2) rappellent l'existence du risque sismique.

Beauval (2003) a utilisé la méthode de Cornell-Mc Guir pour estimer l'alea sismique probabilistique de plusieurs régions françaises. Elle a analysé les différents types d'incertitude inhérents au cas de la France où existent peu de données et des incertitudes dans la pente de la courbe de récurrence, avec l'intervalle de magnitude disponible. Elle quantifie entre 5% et 25% la variation des estimations d'alea due aux incertitudes sur les données de base (déterminations des magnitudes et localisations des séismes). En effet, la détermination de la profondeur des séismes joue aussi un grand rôle dans les évaluations de l'atténuation des amplitudes en fonction de la distance.

Objectifs de la thèse

Dans le contexte d'une meilleure détermination de l'alea sismique en France, notre premier objectif est donc de réviser la sismicité dans certaines zones, et de mieux comprendre la distribution des séismes d'une région intraplaque à déformation très lente.

Nous insisterons sur l'étude du séisme de Lorient de magnitude $M_l = 5,7$ qui s'est produit le 30 septembre 2002, à un endroit où aucun séisme notable n'était localisé.

Le second objectif sera la modélisation d'amplifications de contraintes pour valider les hypothèses formulées sur la distribution des séismes étudiés.

Nous nous limiterons dans cette étude à des régions purement intraplaques : la Bretagne, la Charente, le Massif Central et la Provence occidentale. En effet, les régions frontalières sont

soit des orogènes (les Alpes, et les Pyrénées) soit le rift ouest européen (fossés du Rhin et du Rhône), qui est la principale structure active intraplaque d'Europe de l'ouest. Elles ont fait l'objet d'études sismotectoniques récentes (Sue, 1998 ; Dubos, 2003 ; Bonjer et al., 1997 ; Meghraoui et al., 2001). Par contre, la sismicité du Massif Central, de la Bretagne et des Charentes a été peu étudiée. Elle est en effet très modérée et il faut attendre un laps de temps suffisant pour espérer tirer parti des enregistrements de sismicité instrumentale. Or nous disposons maintenant de catalogues d'observations depuis assez longtemps pour tenter une synthèse de l'activité de ces zones. Nous disposons également des travaux antérieurs de Santoire (1976), Veinante-Delhay et Santoire (1980), Nicolas et al. (1990), Delouis et al. (1993), Dorel et al. (1995) et Amorèse et al. (2000).

Pour la Provence occidentale, nous reprendrons les travaux de Baroux (2000) et Champion (2001). Nous limiterons l'étude sismologique à une comparaison avec les autres régions, la sismicité de Provence ayant fait l'objet de publications récentes (Volant et al., 2000, Baroux et al., 2001) et au calcul de l'impact du séisme de Lambesc sur les failles avoisinantes.

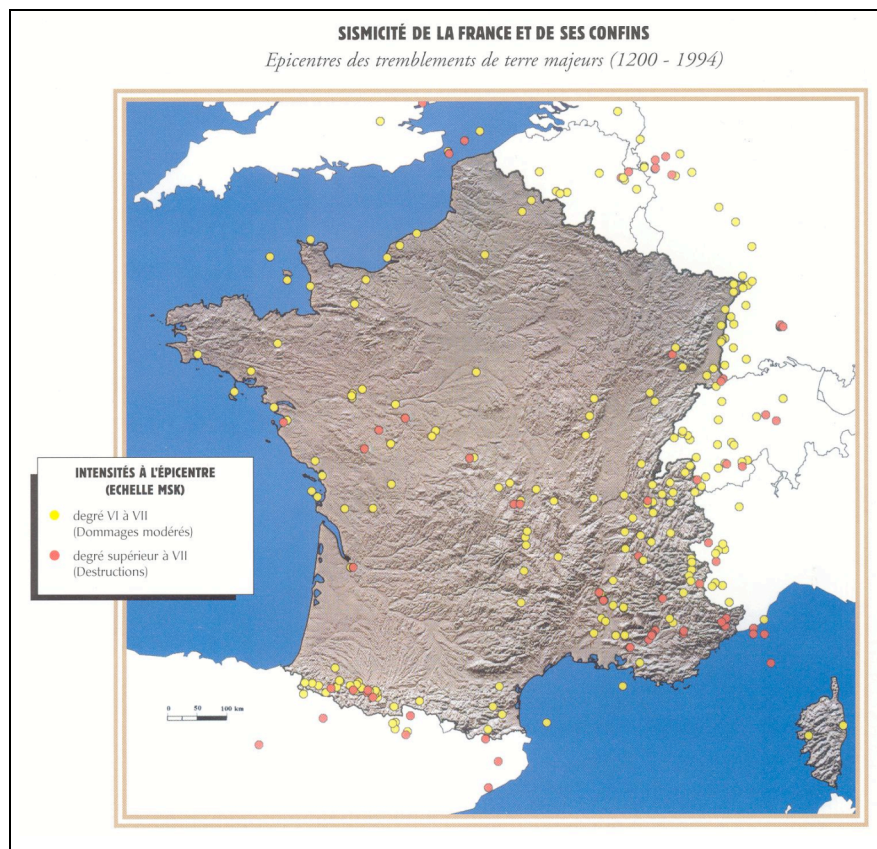


Figure 1 : sismicité historique de la France (Lambert, 1997).

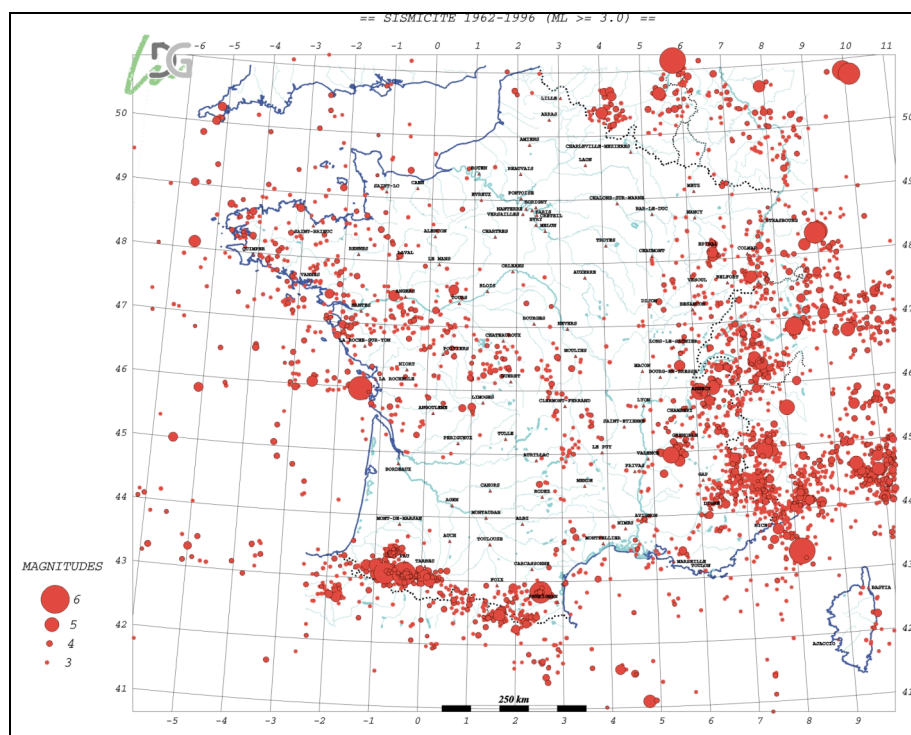


Figure 2 : sismicité instrumentale de la France. Réseau LDG, de 1962 à 1996.

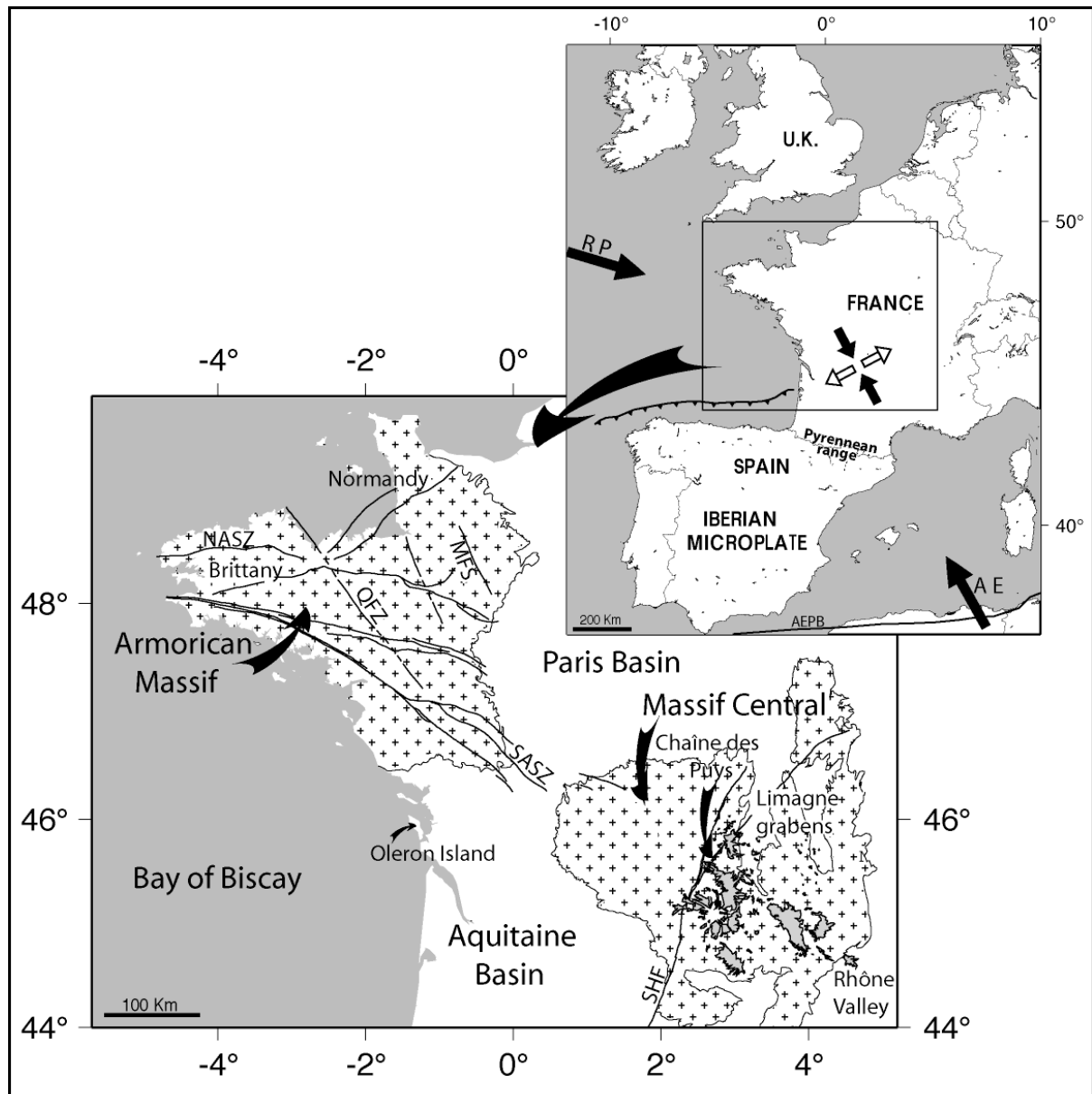
CHAPITRE 1

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

CADRE GEODYNAMIQUE

Notre zone d'étude est constituée du Massif Armoricaïn, des Charentes, du Massif Central, et de la Provence. Les deux massifs sont d'âge hercynien, ils sont bordés au nord-est et au sud-ouest par le Bassin de Paris et le Bassin d'Aquitaine (figure 1.1). Ces deux bassins sont constitués de sédiments mésozoïques et cénozoïques, quasi-indéformés et non métamorphisés sur une épaisseur atteignant respectivement 3000 et 10000m. Le substratum de ces bassins est constitué de croûte hercynienne semblable à celle des massifs. Immédiatement à l'Est du Massif Central, le fossé Rhôdanien, partie du Rift Ouest Européen, est associé aux grabens N-S de la Limagne, Au sud-sud est on trouve la Provence occidentale, située entre le massif central et le bassin Méditerranéen, bordée à l'ouest par l'avantpays pyrénéen et à l'est par le massif tardy-hercynien des Maures. Le Massif Armoricaïn est lui bordé à l'ouest par les marges passives de l'Atlantique et du Golfe de Gascogne.

La chaîne hercynienne d'Europe de l'ouest a fait l'objet de nombreuses publications scientifiques depuis la première carte géologique de France, complète, au 1/500 000 de Dufrénoy et De Beaumont en 1841, jusqu'au début du XXIème siècle. Sont présentés ici de manière succincte les grands traits de l'évolution et de la structuration du Massif Central et du Massif Armoricaïn dans la chaîne hercynienne, indispensables à la compréhension de ce manuscrit. Pour de plus amples informations, le lecteur peut se référer aux ouvrages suivants : « Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg » (C. Lorentz, eds. Dunod, 1980), « Géologie de la France (1) : vieux massifs et grands bassins sédimentaires » (J. Debelmas, eds. Doin, 1974), « Sciences Géologiques : les massifs anciens de France » (A. Piqué, eds. Sci. Géol., 1991).



1. La chaîne Hercynienne

Au début du Paleozoïque la Pangée commence à se disloquer. Au Cambrien et à l'Ordovicien l'océan Rhéique sépare la Laurasie, au Nord, du Gondwana, au Sud. Une branche de cet océan, dite « Océan Sud-Armoricain », se trouve au sud de l'actuel Massif Armoricain et au nord du Massif Central (figure 1.2).

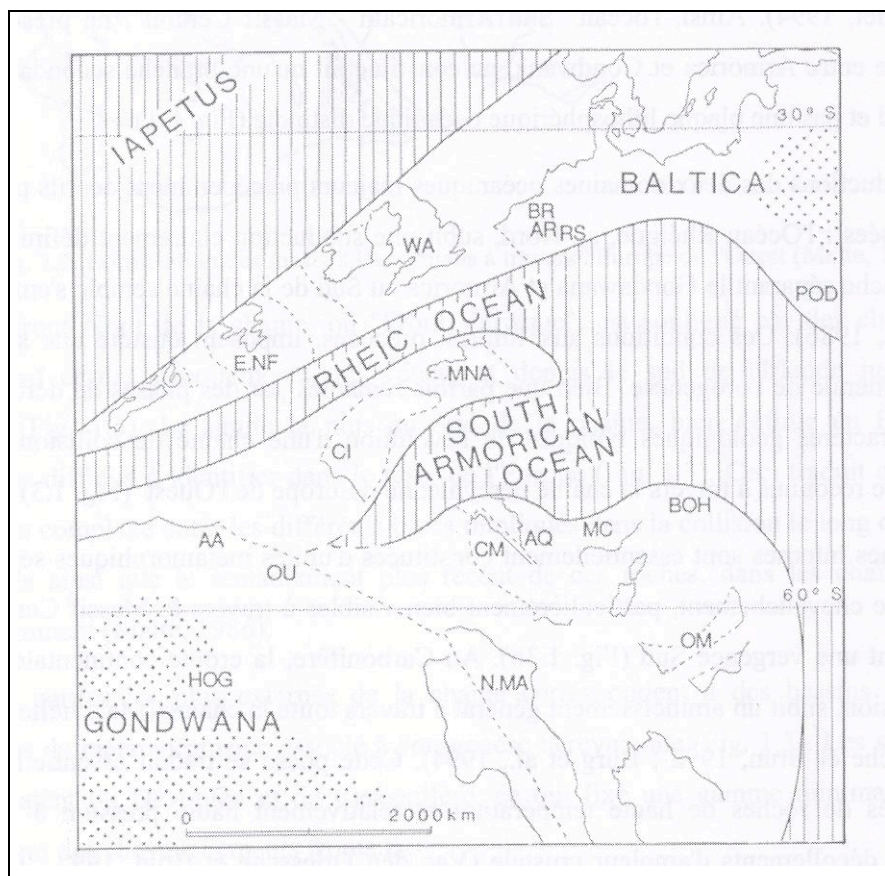


Figure 1.2 : la chaîne hercynienne à l'Ordovicien, avant la collision : océans (hachures verticales) et blocs continentiels (blanc), d'après Paris et Robardet, 1994.

A la fin de l'Ordovicien et au Silurien, l'Océan Rhéique au nord passe en subduction sous la lithosphère armoricaine et, au sud, l'Océan Sud Armoricain est subduit vers le nord. Cette double subduction, d'abord océanique, puis continentale, à vergences opposées a pour effet de structurer de manière symétrique la chaîne hercynienne ouest européenne (Matte, 1986 ; Gumiaux, 2003). Ainsi les zones internes sont essentiellement métamorphiques et

magmatiques alors que les zones externes sont constituées de bassins d'avant pays remplis de sédiments dévono-carbonifères non métamorphisés. D'après Matte (1986), cette subduction continentale a été rendue possible par un décollement croûte-manteau et l'empilement de blocs crustaux. Nous verrons par la suite qu'il s'agit là d'un point important puisqu'il permet d'expliquer que la croûte inférieure ait plus ou moins conservé une géométrie anté-carbonifère. La collision intervient au Dévonien et provoque un épaissement crustal et un métamorphisme haute pression-haute température pouvant aller jusqu'à l'anatexie. S'ensuit au Carbonifère une tectonique tangentielle généralisée associée à un amincissement crustal. L'évolution intra-continentale de la chaîne au Carbonifère se caractérise aussi par l'individualisation de bassins subsidents associés ou non au fonctionnement de grands cisaillements crustaux, voire lithosphériques et par la mise en place de nombreux granitoïdes syntectoniques, souvent anatectiques. Le démantèlement de la chaîne commence au Permien. Pénéplénée, son histoire se termine au Trias. Une toute autre géodynamique se développe alors avec le remplissage des grands bassins sédimentaires de Paris et d'Aquitaine (du Permien au Pliocène), et l'ouverture de l'Océan Atlantique, du Golfe de Gascogne et de la Mer ligurienne.

Les vestiges de la chaîne hercynienne sont présents dans tous les orogènes français et constituent le Massif Armoricaïn et le Massif Central, que nous allons décrire maintenant

2. Le Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn occupe le nord-ouest de la France. Il est limité au Nord, à l'ouest et au Sud par les côtes de l'Atlantique et de la Manche et à l'Est par le Bassin de Paris, mais se prolonge sur le plateau continental et sous les sédiments du Bassin de Paris. La structure actuelle du Massif Armoricaïn résulte d'une longue histoire essentiellement précambrienne et paléozoïque marquée par deux orogénèses : l'orogénèse cadomienne (620 à 540 Ma) et l'orogénèse hercynienne (440 à 290 Ma). Les traces de l'orogénèse cadomienne se retrouvent essentiellement au nord du massif, dans le Bloc Cadomien qui s'étend du Cotentin au Trégor au sein duquel se trouvent les roches les plus anciennes d'Europe de l'Ouest, datées de l'Icartien à 2100 Ma. La superposition des deux orogénèses puis la pénéplanation au Mésozoïque déterminent les caractéristiques actuelles de la géologie armoricaïne : zone orogénique ancienne où les témoins sédimentaires précambriens et paléozoïques sont encore

présents, mais où les roches d'origine plus profonde (granitoïdes, métamorphites) restent le trait dominant (Le Corre et al., 1991).

Le Bloc Cadomien s'individualisant quelque peu par son caractère cratonique, l'essentiel du massif est de structuration hercynienne. Le Massif Armoricaïn apparaît comme un ensemble d'éléments limités par de grandes discontinuités tectoniques disposées en éventail convergent vers l'Ouest. Cette disposition particulière permet de diviser schématiquement le massif en quatre grandes zones (figure 1.3).

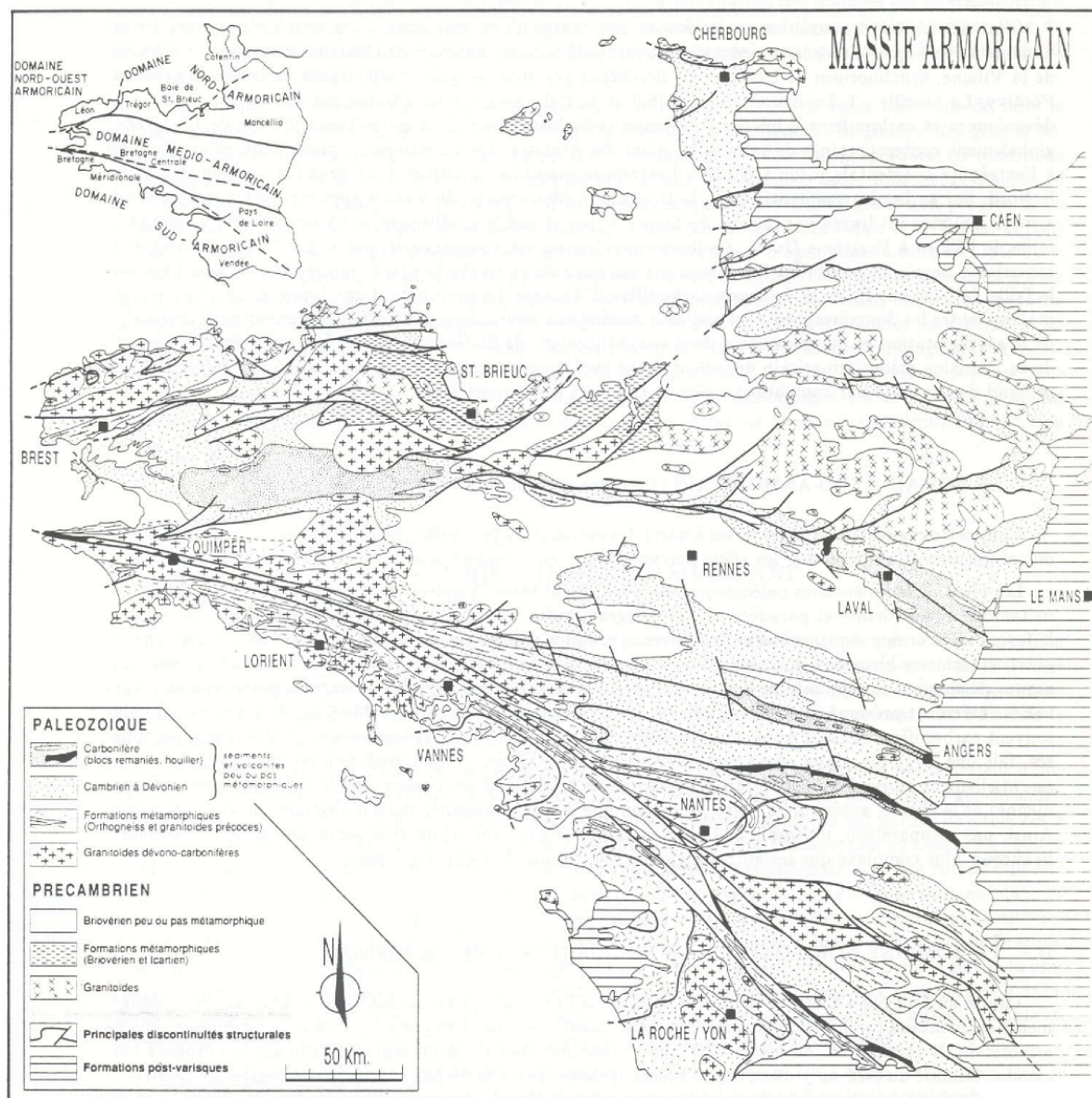


Figure 1.3 : Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain (d'après Le Corre et al., 1991).

Le Domaine Nord-Armoricain

Le Domaine Nord-Armoricain est essentiellement constitué de terrains précambriens structurés par l'orogénèse cadomienne. Les déformations hercyniennes sont généralement peu marquées et les granites hercyniens sont rares sauf dans quelques zones ceinturant un noyau central cadomien. Il semble en effet que l'activité tectono-métamorphique hercynienne ait contourné le « Bloc Cadomien », resté relativement rigide. Le Domaine Nord-Armoricain est séparé du reste du massif par le Cisaillement Nord-Armoricain (figure 1.1 et 1.4).

Le Domaine Médio-Armoricain

Le Domaine Médio-Armoricain, limité par le Cisaillement Nord-Armoricain et le Cisaillement Sud-Armoricain, est constitué de sédiments paléozoïques (ordoviciens à carbonifères), discordants sur des sédiments briovériens (Précambrien terminal), majoritaires. Les déformations sont faibles (schistosité associée à un métamorphisme anchizonal à épizonal) et interviennent à la fin du Dévonien et au Carbonifère, après la collision. En même temps, se mettent en place quelques granites et des plis N60° (à l'ouest) à N120° (à l'est) se forment (Le Corre et al., 1991). Ces plis sont associés au jeu des grands cisaillements dextres durant le Carbonifère (Bitri et al., 2003).

Le Domaine Nord-Ouest Armoricain

Ce domaine correspond à la région du Léon, qui s'étend de la Mer d'Iroise au Trégor et de la Manche à la rade de Brest. Ce segment profond de l'orogène hercynien (présence d'éclogites et de gneiss migmatitiques) est vraisemblablement allochtone et s'intègre difficilement dans le schéma géologique local. Ses caractères pétrologiques sont proches de ceux du Domaine Sud Armoricain.

Le Domaine Sud-Armoricain

Situé au sud du Cisaillement Sud-Armoricain, c'est la zone où les effets de l'orogénèse hercynienne sont les plus importants. Les traces d'événements précambriens sont en revanche très réduites. Peu de sédiments paléozoïques sont présents et l'essentiel du domaine est composé de métamorphites et de granitoïdes hercyniens. En de nombreux endroits la croûte a atteint la fusion partielle comme en témoignent les nombreuses migmatites et granites anatexiques. Le métamorphisme haute pression, classiquement associé à la subduction vers le Nord de l'Océan Sud-Armoricain, est attesté par la présence de schistes bleus (Ile de Groix et Bois de Céné, en Vendée) et d'éclogites (Champtoceaux...). L'ensemble des formations a -

subi une importante déformation ductile cisailante, ainsi qu'un serrage, liée au jeu du Cisaillement Sud-Armoricain dont l'intensité a été maximale au Carbonifère.

La structure profonde du Massif Armoricain reste peu étudiée, néanmoins la campagne GEOFRANCE 3D a fourni plusieurs profils de sismique réflexion et réfraction, dans le bloc cadomien au nord-est du Massif (Bitri et al., 2001, Grandjean et al., 2001) mais aussi dans le Domaine Sud-Armoricain (Bitri et al., 2003). En particulier, le profil ARMOR2 (fig. 1.4) recoupe le sud-est de la Bretagne selon une direction nord-sud. Ce profil recoupe la zone de cisaillement sud armoricaine, les unités haute pression de Champtoceaux et le système de nappes de St Georges-sur-Loire. Les nappes de St Georges-sur-Loire, à vergence nord, recoupent la branche sud du cisaillement sud-armoricain, verticale, à environ 18-19 km de profondeur.

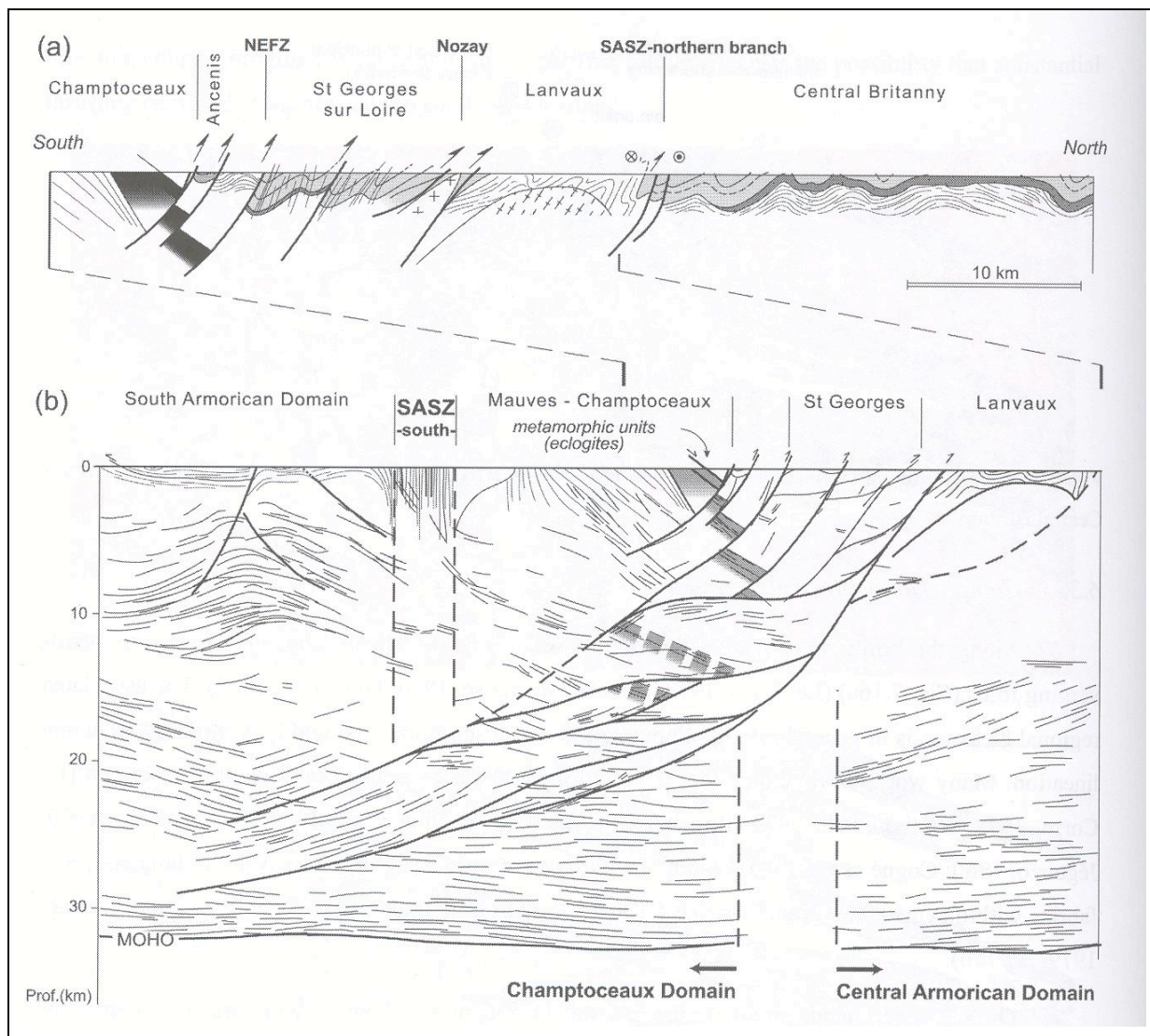


Fig. 1.4 : profil sismique ARMOR2 et son interprétation géologique, d'après Bitri et al., 2003. SASZ : Cisaillement Sud Armoricain.

3. Le Massif Central

Le Massif Central est un massif composite, témoin de la chaîne hercynienne, émergé depuis le Permien. Le Massif Central est entouré de bassins sédimentaires : le Bassin de Paris, le Bassin d'Aquitaine, le Fossé Rhôdanien et le Bassin du Sud-Est. Seule la région des Causses sera affectée par la transgression Jurassique (figure 1.5). La zone redevient active au Cénozoïque avec l'apparition des premiers volcans dès le Paleocène. Dans le même temps, de grands fossés d'effondrement se développent, le maximum de l'activité se situant à l'Oligocène. Leur remplissage est essentiellement lacustre. Puis, au Miocène, la région connaît un soulèvement général, plus accentué à l'Est. Nous pouvons donc schématiquement diviser le Massif Central en quatre grandes unités :

- un **socle hercynien**, essentiellement métamorphique et granitique
- un **golfe jurassique** : la région des Causses
- des **fossés d'effondrement** : la Limagne
- des **volcans cénozoïques et quaternaires**

Les fossés d'effondrement, ainsi que l'ensemble de l'activité volcanique sont localisés à l'Est du Sillon Houiller.

Le socle hercynien est semblable à celui du Massif Armoricaire et a la même histoire géologique, le Limousin présentant un fort degré de métamorphisme. Le Sillon Houiller, dont l'essentiel de l'activité se situe au Carbonifère supérieur, est composé de deux branches parallèles dont l'une, à l'ouest, est un couloir blasto-mylonitique et l'autre une faille bordant de petits bassins houillers. L'activité volcanique s'initie au début du Cénozoïque, mais elle ne devient importante qu'au Miocène (Nehlig et al., 2001). Cette activité s'accompagne d'un régime distensif particulièrement marqué par les failles normales N-S et NW-SE bordières de la Limagne. Les laves du Massif Central, de nature essentiellement alcaline, présentent l'ensemble des caractéristiques communes des laves intraplaques (Nehlig et al., 2001). Le volcanisme présente une forte hétérogénéité Nord-Sud, la partie nord présentant des alignements volcaniques N-S (Chaîne des Puys, Mt Dore-Cézallier-Cantal) alors que la partie sud présente des alignements NW-SE. Cette disparité, qui se retrouve aussi dans le diachronisme du volcanisme, est probablement à relier à la reprise de la structuration hercynienne (Nehlig et al., 2001). L'origine de la surrection, du régime extensif et du volcanisme au Cénozoïque et au quaternaire est à rechercher dans des sources profondes. En effet, une forte anomalie thermique (la valeur moyenne du flux de chaleur est de 103 mW/m^2)

sous le Massif est reliée par certains auteurs à la remontée d'un panache mantellique de type point chaud (Froideveaux et al., 1974, Vasseur, 1982, Granet et al., 1995 (a), Sobolev et al., 1996). En revanche, pour d'autres auteurs, l'anomalie thermique trouverait son origine dans l'érosion thermo-mécanique de la lithosphère sous-jacente en réponse à un courant asthénosphérique provoqué par la formation de la racine lithosphérique des Alpes (Merle et Michon, 2001). Selon eux, la racine lithosphérique des Alpes aurait généré un flux asthénosphérique suffisamment important pour délaminer thermomécaniquement la lithosphère au niveau de l'Est du Massif Central. A l'heure actuelle les données géochimiques et géophysiques ne permettent pas de trancher clairement en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses



Figure 1.5 : Extrait de la carte géologique de la France au 1/1000000 du BRGM, représentant le Massif Central.

4. Cinématique actuelle

La convergence de la plaque Afrique vers la plaque Eurasie et l'expansion océanique au niveau de la dorsale Atlantique déterminent les conditions cinématiques aux limites de l'Europe Occidentale. Le champ de contraintes régional est décrochant, avec une compression horizontale maximale orientée NW-SE. Il trouve d'après Gölke et Coblenz, (1996) son origine à la fois dans la convergence entre l'Afrique et l'Europe et dans le « ridge-push » de la ride médio-atlantique (fig 1.6).

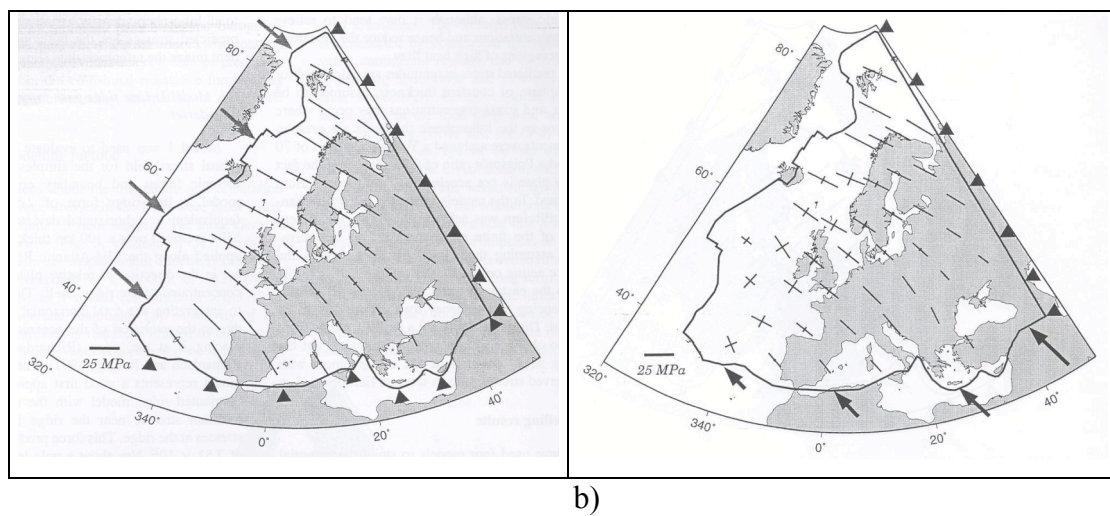


Figure 1.6 : a) : contribution de l'accrétion océanique au champ de contrainte européen. b) : contribution de la convergence Afrique-Europe. Le champ moyen est issu de la résultante de ces deux forces. D'après Gölke et Coblenz (1996).

Les récents résultats de géodésie spatiale par GPS (Nocquet, 2002) suggèrent une vitesse de convergence Afrique/Europe de 30 à 50% plus faible que celle prédite par le modèle cinématique global NUVEL1A. (Nocquet et al., 2001) indiquent que d'une extrémité à l'autre de notre zone d'étude, il n'y a pas de déformation détectable à un seuil de 1mm/an (fig 1.7).

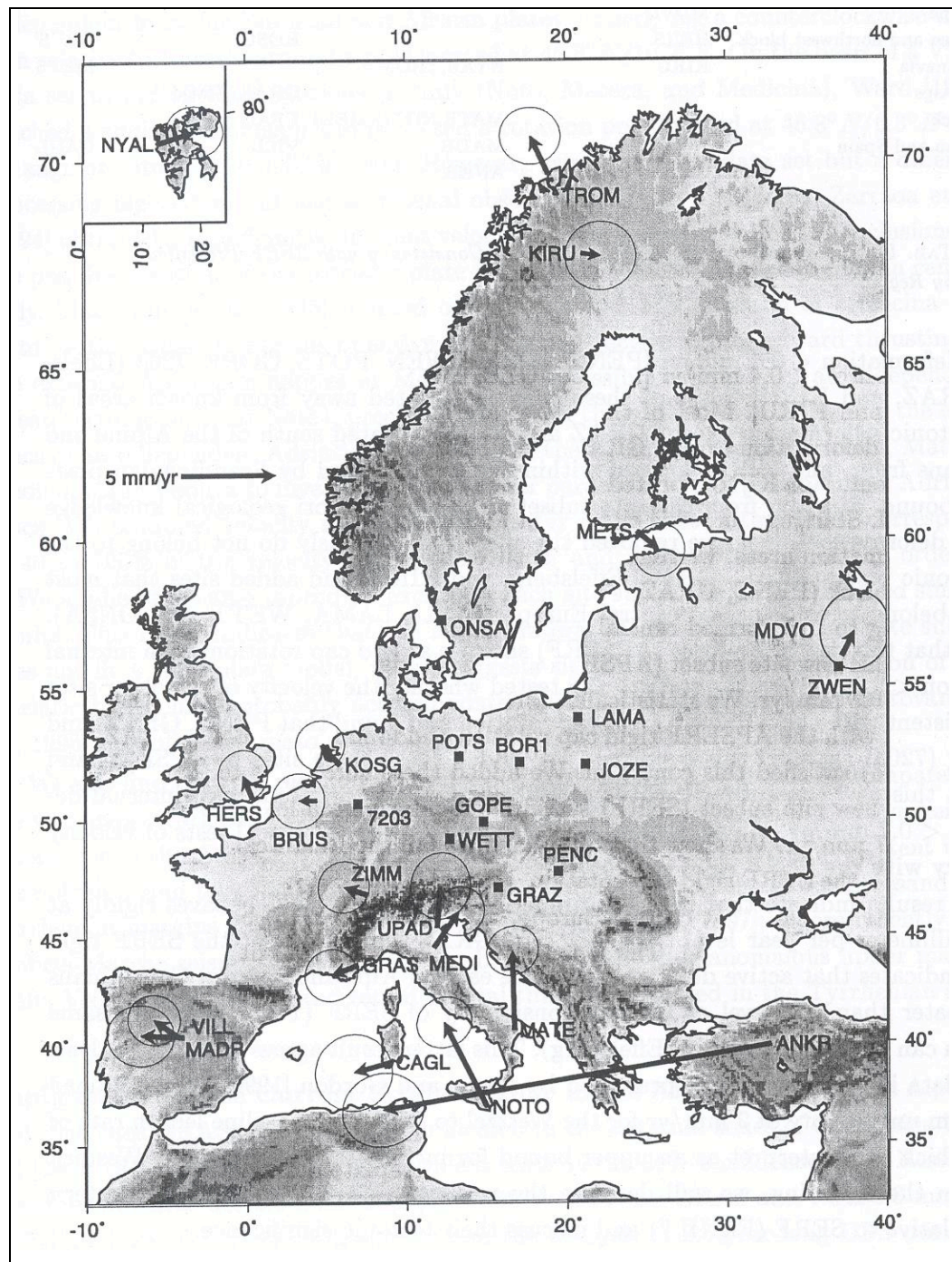


Figure 1.7 : vecteurs vitesses GPS en mm/an. Vitesses exprimées par rapport à l'ITRF97. Nocquet et al., 2001.

Malgré le grand nombre d'études réalisées dans cette région du monde, les mouvements en Europe occidentale restent mal connus. La faiblesse des déplacements rend les indicateurs géomorphologiques et sismologiques de la déformation rares et peu fiables.

Au sud est de la région d'étude, Ayarza et al. (2004) fournissent des arguments en faveur de l'initiation d'une subduction dans le golfe de Gascogne (fig 1.7). Nous suggérons que cette force tectonique joue un rôle dans la déformation actuelle de notre zone d'étude.

Profondeur du Moho

La carte de profondeur du Moho (fig 1.9) permet de diviser l'Europe en plusieurs zones de caractéristiques crustales différentes. L'Europe de l'ouest se caractérise par des profondeurs du Moho de 30 à 35 km. Les structures hercyniennes (Massif Armoricain et ouest du Massif Central) n'ont pas laissé d'empreinte crustale marquée. Le rift ouest-européen correspond à un amincissement crustal d'environ 10 km. Nous retrouvons l'influence de ce rift à l'est du massif central (fossé de Limagne) et en Provence (vallée du Rhône, Camargue).

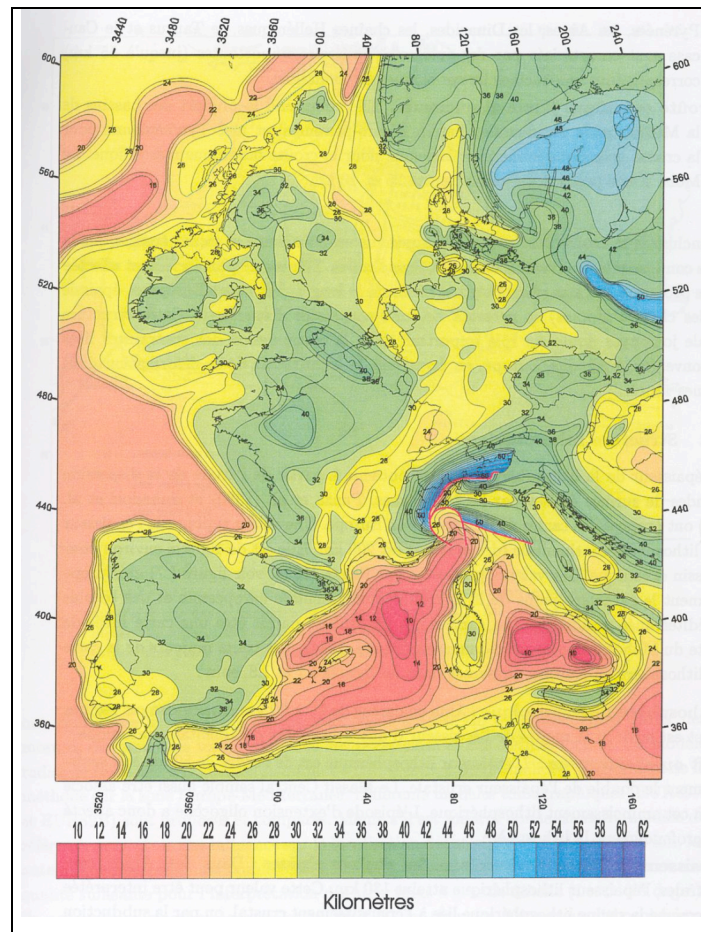


Figure 1.9 : carte des isobathes du moho en Europe compilée par Ziegler et Dèzes pour le projet EUCOR-URGENT (<http://comp1.unibas.ch>).

Épaisseur de la lithosphère

La carte de la lithosphère (Panza, 1984) obtenue à partir de la dispersion des ondes de surface émises par les téléseismes, paraît être une carte lissée de la carte du Moho. L'épaisseur moyenne en Europe occidentale est de l'ordre de 90 km, alors que sous le rift ouest européen elle n'est que de 50 km.

5. La Provence

Cadre structural

La Provence occidentale compose essentiellement le Bassin du Sud-Est de la France. Elle s'étend entre le Massif Central et les chevauchements sub-alpins. Elle correspond à la fois à l'avant-pays alpin et au prolongement septentrional du bassin Liguro-Provençal, de la Méditerranée occidentale, dont l'ouverture a commencée au Miocène inférieur. La structure actuelle de la Provence est la résultante d'une histoire assez complexe depuis le Trias, suite au démantèlement de la chaîne hercynienne. L'épaisseur de la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque présente de fortes variations (de moins d'un kilomètre d'épaisseur à l'Est de la Durance à 11 km au nord-est de la faille de Nîmes) qui soulignent les accidents majeurs (Ménard, 1980, Benedicto, 1996). C'est au nord-est de la Provence que la pile sédimentaire est la plus fine, ce qui suggère que les niveaux de décollements dans cette région, tels que la nappe de Digne, doivent être assez superficiels (Ritz, 1991, Baroux, 2000). Le Moho présente lui aussi de fortes variations. Outre un amincissement vers le sud, jusqu'au Golfe du Lion (Benedicto, 1996), le Moho qui présente des profondeurs allant jusqu'à 47 km au nord-est de la Provence, remonte sous la vallée du Rhône et n'atteint pas 25 km de profondeur en Camargue. L'histoire post-hercynienne de la région commence au Trias par un épisode de rifting qui se prolongera jusqu'au Crétacé inférieur (~210 à 100Ma). Puis, à partir du Maestrichtien (70Ma), la compression N-S pyrénéo-provençale provoque la formation de plis et de chevauchements E-W qui constituent les chaînons E-W de la Provence occidentale (Rouire et al., 1979, Tempier, 1987, Guieu et Roussel, 1990). Cette déformation est aussi en partie accomodé par la réactivation de grands décrochements tardi-hercyniens N-S à NNS-SSW tels que la faille de Nîmes et la faille de la Durance. Cette compression se poursuit jusqu'à l'Eocène supérieur (40Ma), avec un paroxysme au Lutécien (~45Ma). Puis, à l'oligo-aquitainien (~40 à 20Ma), une phase d'extension généralisée N120° provoque un rejeu en faille normale de certaines structures pyrénéennes (Villéger, 1984, Bergerat, 1985). Enfin, avec la collision alpine, depuis le Miocène (~15Ma), les structures pyrénéennes sont à nouveau reprises en compression (Lubéron, Alpilles, Trévarèse...) ou en décrochement sénestre (Durance, Nîmes) selon leur géométrie.

Les principales structures

La basse Vallée du Rhône

La structure de cette région qui s'étend du delta du Rhône à Avignon résulte principalement d'une phase de rifting crétacée et de l'extension oligocène. Les principales failles sont la faille de Nîmes, la faille des Cévennes, la faille de Salon-Cavaillon et la faille de la Durance (figure 1.10). Ces failles sont issues de la reprise en extension des structures tardi-hercyniennes du socle.

Les chaînons est-ouest de la Provence occidentale

De nombreux chevauchements E-W, tardi-hercyniens, ont été réactivés en Provence occidentale par décollement de la couverture dans le Trias, lors de la compression Pyrénéenne. Parmi ceux-ci, citons les failles du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure, du Lubéron, la Sainte Baume et la Sainte Victoire, les Alpilles et Costes et Trévarèse.

La moyenne Durance et le plateau de Valensole

La faille de la Durance est une structure tardi-hercynienne importante du panneau provençal qui a été reprise à chaque phase tectonique depuis le début du Trias. Il s'agit d'une faille NNE-SSW, subverticale, ayant fonctionné en décrochement sénestre. Au sud, la Faille de la Moyenne Durance se connecte à la Faille d'Aix, réactivée en décrochement post-oligocène (Guignard et al., sous presse). Elle sépare le Plateau de Valensole du Plateau du Vaucluse et du Synclinal de Forcalquier. Le Plateau de Valensole est une surface inclinée de 1000 km², constituant un des piedmonts de la chaîne alpine méridionale.

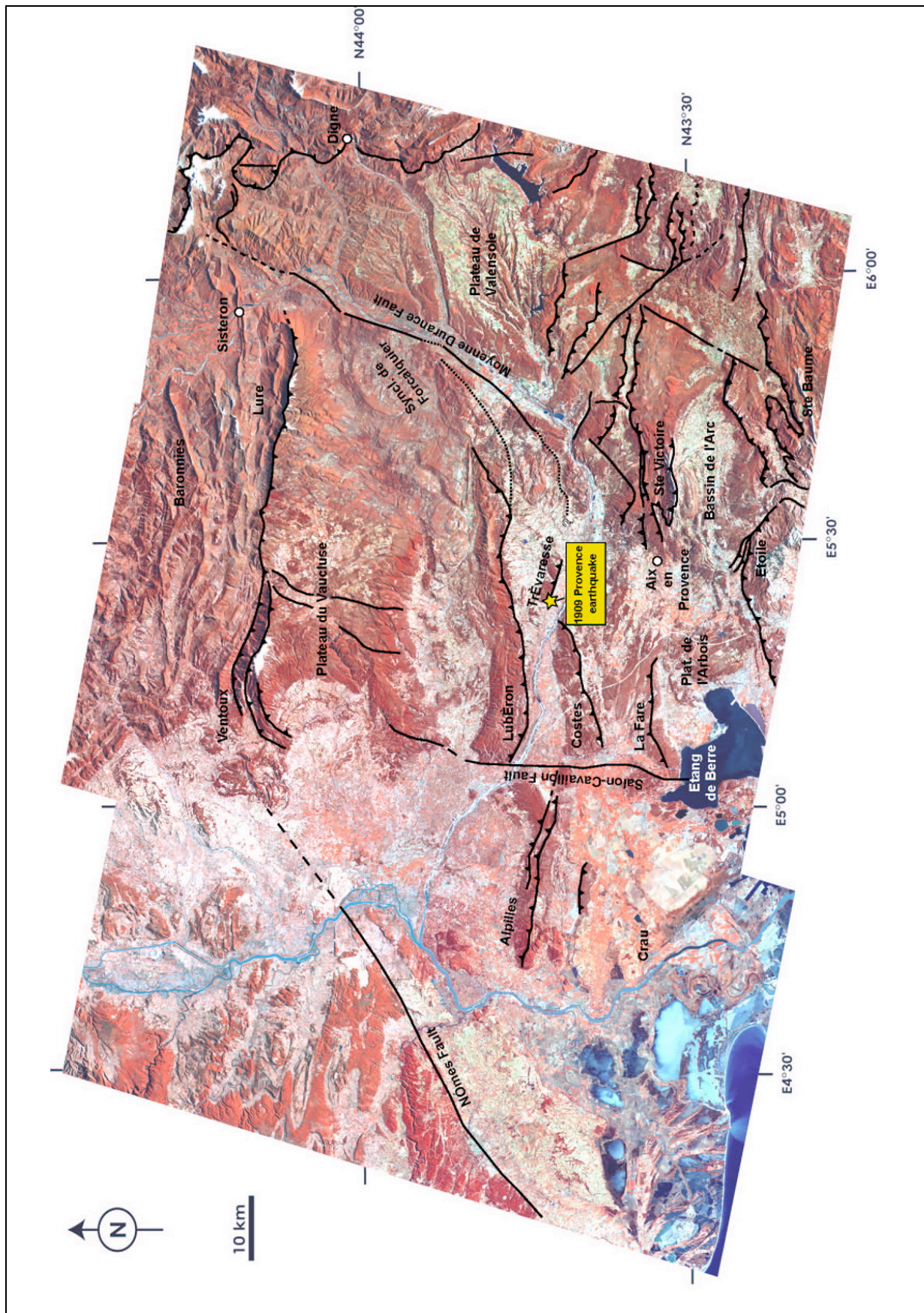


Figure 1.10: La Provence : mosaïque LandSat. Principales failles en tracé noir. Etoile jaune : séisme de Lambesc. Image L. Siame, CEREGE.

Géodynamique actuelle

Le « bloc provençal » défini précédemment est soumis à des contraintes tectoniques liées à la collision Afrique-Europe au niveau des chaînes d'Afrique du Nord et des Alpes. Par inversion de mécanismes au foyer, Baroux et al. (2001) ont calculé le champ de contraintes du sud-est de la France. Ils ont notamment mis en évidence l'existence de variations brutales des contraintes qui définissent des blocs crustaux de faible dimensions (figure 1.11) :

- la vallée du Rhône, en extension E-W (fig. 1.11, A)
- la zone de la faille de la moyenne Durance, en compression NNW-SSE (B)
- le sud de la nappe de Digne, en compression NE-SW (C)
- le nord de la nappe de Digne, en extension ENE-WSW (D)
- la zone au SE du massif du Mercantour, en décrochement ($\sigma_{Hmax} = N155^\circ$) (E)
- le bassin ligure, en compression NW-SE. (F)

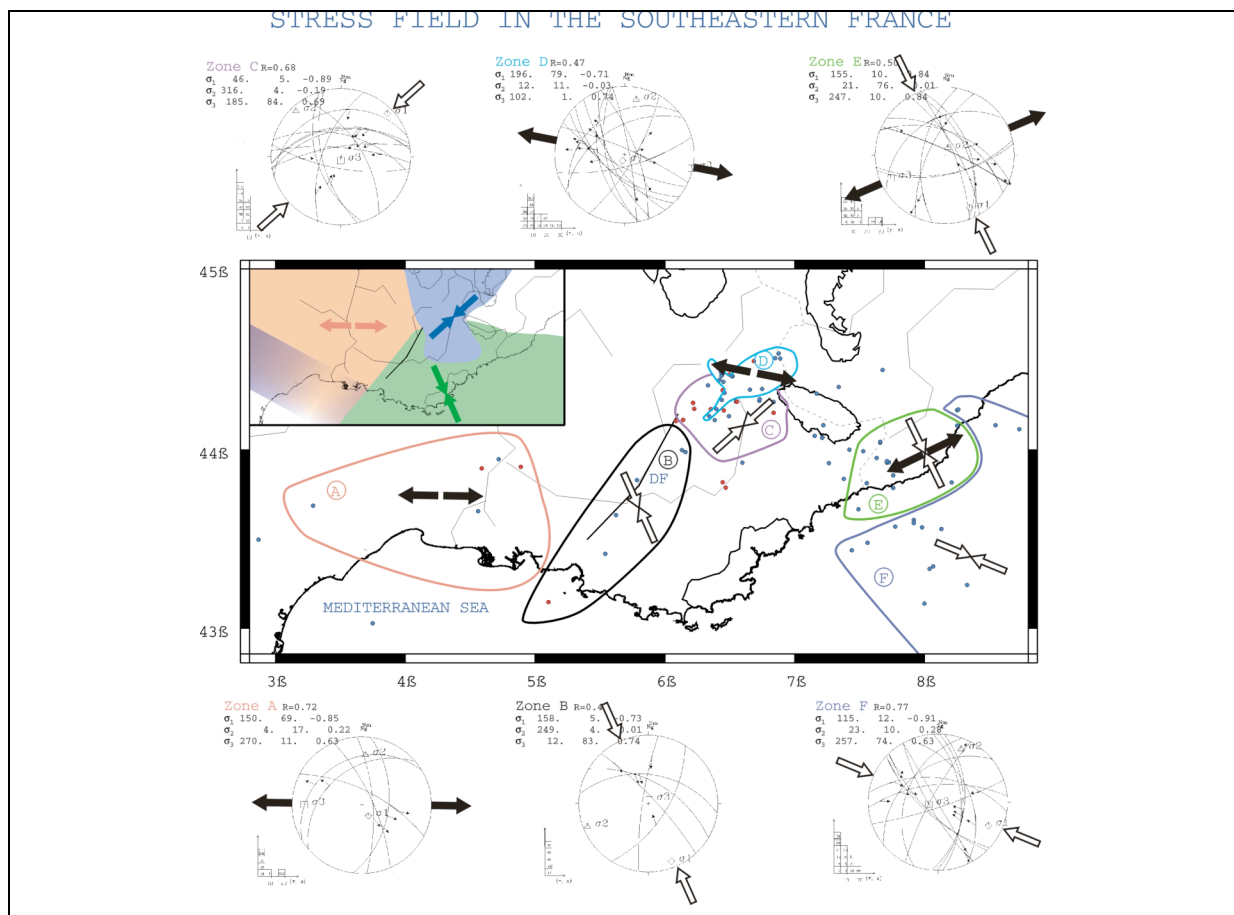


Figure 1.11 : champs de contraintes en Provence (d'après Baroux et al., 2001). Flèches noires : extension, flèches blanches : compression, points bleus et rouges : mécanismes utilisés dans l'inversion.

Cette forte hétérogénéité des contraintes se retrouve dans la répartition de la sismicité, à la fois dans l'espace et dans le temps. La figure 1.12 présente la sismicité historique et instrumentale de la Provence. Le trait principal de la sismicité instrumentale en Provence occidentale est l'alignement sismique NNE-SSW au niveau de la faille de la moyenne Durance, qui contraste avec une sismicité très faible en dehors de laquelle seuls l'arc de Castellane et la zone de la faille de Nîmes présentent une sismicité notable.

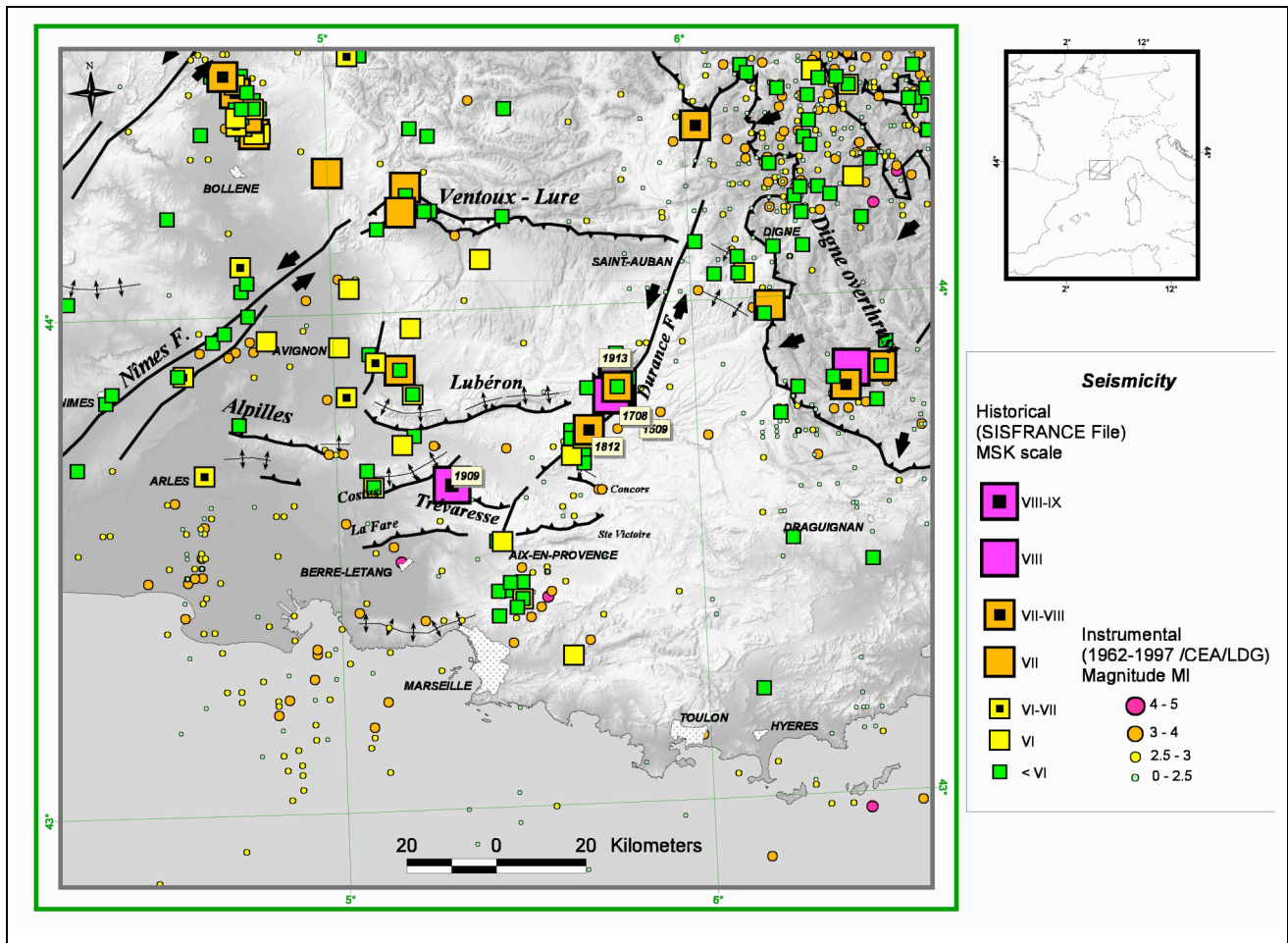


Figure 1.12 : sismicité historique et instrumentale de la Provence. Document IRSN, modifié d'après Baroux et al., 2002.

CHAPITRE 2

ANALYSE DE LA SISMICITE ET DES CHAMPS DE CONTRAINTES

Méthodologie employée pour l'étude de la sismicité

Introduction

Afin de mieux connaître la répartition de la déformation (sismique) dans notre zone d'étude et de bien caractériser le champ de contraintes associé, nous avons procédé comme suit. La première étape a consisté à générer une base de données homogène et la plus complète possible, de l'ensemble des séismes enregistrés dans la zone d'étude. Pour cela, nous disposons des données de temps d'arrivée des ondes P et S disponibles sur l'AUTODRM (service automatique de distribution de données en ligne) du CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) et du ReNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique). Le CSEM compile les données provenant de différents réseaux, dont le réseau sismologique du CEA-LDG (Laboratoire de Détection Géophysique du Commissariat à l'Energie Atomique) et les réseaux nationaux de la plupart des pays d'Europe et du pourtour méditerranéen. En interrogeant le CSEM et le ReNaSS, nous disposons donc non seulement des données du LDG et du ReNaSS, mais aussi des données des pays limitrophes (Royaume-Uni, Espagne, Portugal, Irlande, Suisse, Belgique...). La synthèse de ces données a permis de localiser de manière homogène l'ensemble des séismes enregistrés dans notre zone d'étude entre le 1^{er} janvier 1962 et le 1^{er} janvier 2002, soit 40 ans de données. Nous avons localisé ces événements en utilisant les temps d'arrivée des ondes Pn, Pg, Sn et Sg, et un modèle 1D de propagation résolument simple (3 couches), avec le programme « FUSION » du LDG. Les principaux programmes informatiques utilisés dans cette étude font l'objet d'un paragraphe spécifique dans cette section. A ce stade, nous disposons donc de 4574 séismes localisés de manière homogène : 2292 dans le Massif Central, 981 en Charente et 1301 dans le Massif Armoricaïn. La localisation épicentrale de ces événements est dans l'ensemble de bonne qualité, mais la localisation en profondeur est peu satisfaisante, principalement en raison de la simplicité du modèle de vitesse. Une bonne localisation en profondeur est indispensable pour le calcul de mécanismes au foyer, car de la profondeur du séisme dépend directement l'angle d'incidence des rais des ondes directes. Nous avons donc, lorsque la couverture des réseaux le permettait, relocalisé les événements. La méthode choisie (VELEST) présente l'intérêt de définir par inversion conjointe, le meilleur modèle de croûte 1D local et la meilleure

localisation hypocentrale des événements. Le critère d'évaluation des différentes solutions est la minimisation des écarts quadratiques moyens (rms). Cela nous a permis de calculer des modèles de croûte locaux pour différentes régions (Chaîne des Puys, Limagne, ouest du Massif Central, Charente) et d'améliorer sensiblement la localisation hypocentrale des séismes enregistrés dans ces zones. A ce stade, nous disposons donc d'une base de données de 4574 séismes dont la fiabilité et la précision de la localisation permet une interprétation sismotectonique. Nous avons ensuite utilisé HYPO 71 pour calculer les angles d'incidence des rais aux différentes stations sismologiques, en fixant les coordonnées hypocentrales calculées avec VELEST et en utilisant les modèles de croûte locaux, pour tous les séismes pour lesquels nous voulions calculer un mécanisme focal. Tous les séismes enregistrés dans notre zone d'étude postérieurement à l'étude de Nicolas et al. (fin de l'étude : 1987, publication en 1990) et de magnitude $\geq 3,0$ ont été considérés. Nous avons ensuite calculé les mécanismes au foyer en cherchant systématiquement la solution spatiale pour le double couple de plans de faille minimisant le rms par rapport à un jeu de polarités, en utilisant le programme FPFIT. A ce stade, nous disposons de 49 nouveaux mécanismes au foyer. Après avoir appliqué un critère de qualité, nous avons conservé 44 solutions bien contraintes. Afin de pouvoir les interpréter de manière conjointe avec les mécanismes de la littérature, nous avons recalculé les mécanismes au foyer publiés antérieurement en suivant le même protocole. Nous disposons donc de 119 solutions focales (après tri comme expliqué dans Mazabraud et al., 2004), calculées de manière homogène. Les mécanismes focaux permettent une interprétation en termes de déformation. Nous avons donc ensuite inversé l'ensemble des 119 mécanismes pour calculer les champs de contraintes associés. Nous avons utilisé la méthode de Carrey-Gaillardis et Mercier. Les différentes étapes du protocole (fig 2.1) sont expliquées en annexe.

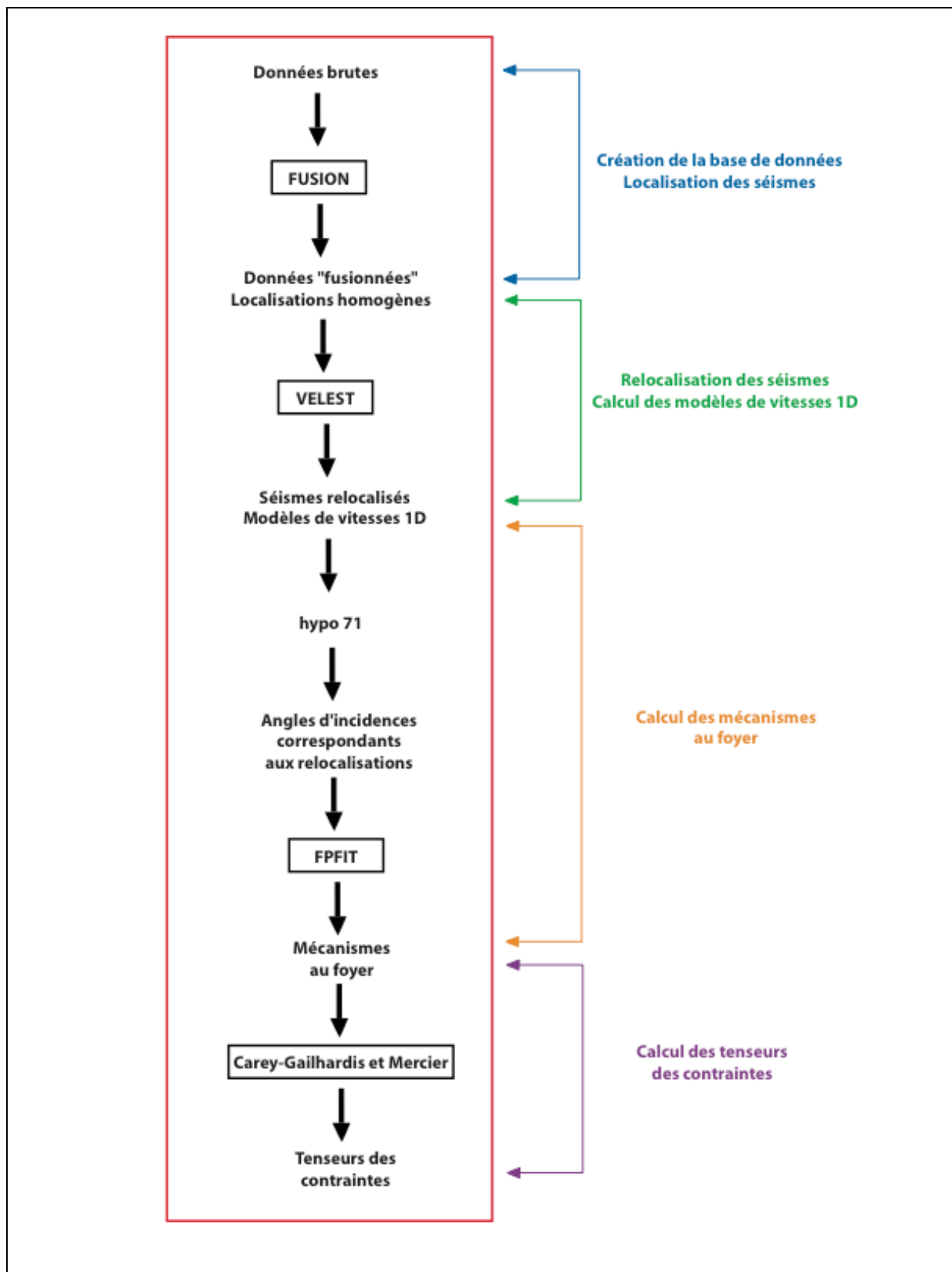


Figure 2.1 : protocole initial de traitement des données sismologiques

Dans la suite de ce chapitre, nous présentons le travail effectué sur la localisation des séismes, le calcul des mécanismes au foyer et leur inversion pour remonter aux contraintes. Le chapitre suivant est présenté sous forme d'article (sous presse à GJI, accepté le 19 mai 2004) Les mécanismes non publiés sont présentés dans la table 2.1 et la figure 2.2, les incertitudes sur le calcul des mécanismes et le nombre de polarités utilisés sont donnés en annexe.

Nous avons aussi révisé les mécanismes au foyer de la crise sismique d'Oléron, calculés par Nicolas et al. (1990). En effet, pour ces mécanismes quasiment toutes les phases disponibles sont des ondes réfractées et plusieurs solutions sont possibles. Les solutions retenues par Nicolas et al. sont majoritairement décrochantes avec un plan nodal orienté parallèlement au cisaillement sud-armoricain. L'introduction d'un modèle de croûte plus réaliste (dédié des inversions conjointes) nous a permis de calculer différentes solutions présentées sur la figure 2.3. Ces mécanismes révisés sont extensifs ou décro-extensif, en particulier le séisme principal (n° 82, $M_L = 5,2$).

Name	Zone	Date (YY/MM/DD)	Time (HH/MM/SS)	Lon	Lat	Depth (Km)	Mag (MI)	Plane A			Plane B			P Axis		T Axis	
								Az	Dip	Vect.	Az	Dip	Vect.	P az.	P dip.	T az.	T dip.
a	1	90/06/02	14:33:13	1.5432	46.5223	4.23	3.6	209	37	-20	315	78	-125	190	45	72	25
b	2	94/06/17	1:25:26	3.3748	45.1	0.68	3.1	190	70	-27	290	65	-158	149	33	241	4
c	1	97/03/30	2:03:43	-0.3147	45.2397	5.00	3.0	126	78	-22	221	69	-167	82	25	175	5
d	5	1/04/24	9:59:21	-3.2943	47.8707	3.61	3.4	116	76	127	10	39	23	347	44	235	21
e	4	1/08/29	22:19:06	-1.0181	49.1298	5.00	3.3	53	87	9	143	81	177	347	15	80	11

Table 2.1 : Mécanismes au foyer non publiés.

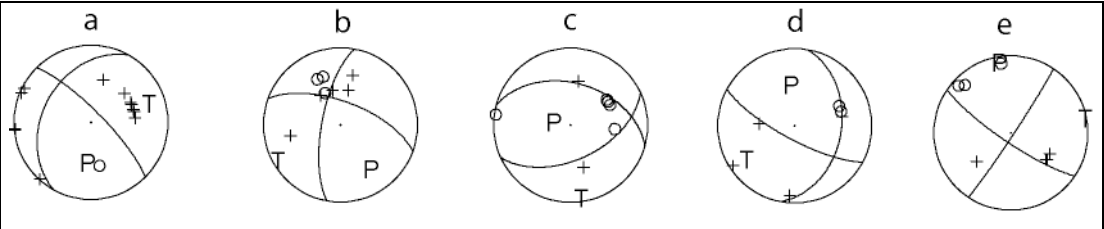


Figure 2.2 : Mécanismes au foyer non publiés, calculés avec FPFIT. T : axe « T », P : axe « P », Cercles : polarités en dilatation, croix : polarités en compression.

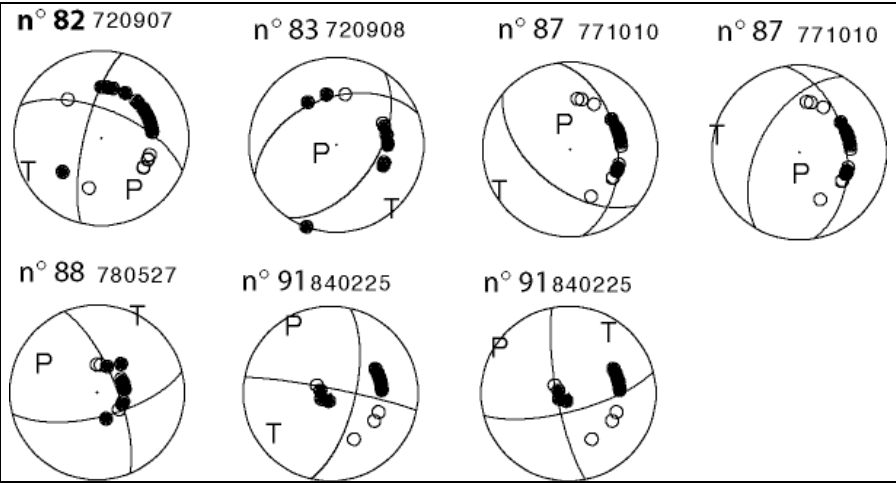


Figure 2.3 : Mécanismes au foyer de la crise d’Oléron, révisés. T : axe « T », P : axe « P », Cercles blancs : polarités en dilatation, ronds noirs : polarités en compression.

Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France

Yves Mazabraud,¹ Nicole Béthoux,¹ Jocelyn Guilbert² and Olivier Bellier³

¹Géosciences Azur, UNSA, BP48, Villefranche sur Mer 06235, France. E-mails: mazab@obs-vmfr.fr (ym); nbethoux@obs-vmfr.fr (NB)

²LGS/CEA, BP 12, Bruyères le Chatel 91680, France. E-mail: jocelyn.guilbert@cea.fr

³CEREGE, Université Aix-Marseille 3, BP 80, Aix-en-Provence 13545, France. E-mail: bellier@cerege.fr

Accepted 2004 July 23. Received 2004 June 11; in original form 2004 March 16

SUMMARY

Refinement of the seismicity distribution (4574 events) in western and central France, has been done by synthesis of seismological bulletins. Earthquakes have then been relocated by joint hypocentre and velocity structure inversion. The new hypocentre distribution indicates that the seismicity of those regions is much less diffuse than previously thought, mainly with regard to the depth distribution. The hypocentre improvement allows us to compute 44 new focal mechanisms and to revise bibliographic focal mechanism solutions. Then, the regional stress field was determined from 119 available focal mechanisms. It is characterized by a regionally significant strike-slip regime with NW-trending σ_1 . However, the refinement in location and increasing available focal mechanism solutions allow us to show that this strike-slip regime is overprinted by local extensional perturbations in three distinct areas. In the Massif Central, the Sillon Houiller, an ancient vertical shear zone, appears to be acting as a passive boundary between a western unit and an eastern unit that is uplifted by the ascension of a hot mantle plume at the base of the lithosphere. Extension is unexpectedly observed in the southern Armorican Massif (SAM), as well as in northwestern Massif Central. One can observe a good relation between the observed perturbed zones and lateral variation of Pn anisotropy in the mantle. This correlation and the scale of these areas are arguments in favour of a lithospheric process as the origin for the stress characteristics. We believe these extensional perturbations could be related to the anticlockwise rotation of the Iberian microplate and/or incipient subduction in the Bay of Biscay.

Key words: focal mechanisms, France, intraplate stress field, relocation of earthquakes, seismotectonics.

1 INTRODUCTION

Western Europe is usually recognized as a stable intraplate region characterized by a low strain rate resulting from far field stress, originated by Europe–Africa convergence and by ridge push from the Mid-Atlantic ridge (Grünthal & Stromeyer 1992; Müller *et al.* 1992; Gölke & Coblenz 1996). However, earthquakes sometimes occur in this region, outside the recognized seismogenic zones, that include the European Cenozoic rift system (Rhône valley, Limagne graben, Rhine graben...) or orogenic regions as the Alps and the Pyrenees (Fig. 1). Recent intraplate earthquakes include a $M_L = 5.1$ event, which occurred on 1990 April 2, on the English–Welsh border (Ritchie *et al.* 1991), and three events in western France: a 1972 September 7 event in Oleron (magnitude $M_L = 5.2$), a 2001 June 8 event in Vendée (magnitude $M_L = 5.1$) and finally an event on 2002 September 30, located in SAM, of magnitude $M_L = 5.7$. To understand the occurrence of these earthquakes, it is necessary

to have an accurate image of the regional microseismicity as well as constraints on the regional stress regime. The focus of the current study is twofold: (i) to improve the resolution and to upgrade the image of the seismicity in central and western France (Fig. 1); (ii) to determine the stress field throughout the study area.

Because this part of France is characterized by low and diffuse seismicity, seismotectonic studies are rather scarce (Nicolas *et al.* 1990; Delouis *et al.* 1993; Amorese *et al.* 2000). Using a seismicity catalogue that we built including arrival times from 1962 to 2002, we refined the location of the events that occurred in the Massif Central, Charente region and Armorican Massif (Fig. 2). Thanks to the computation of regional velocity models, we mainly improved the determination of the focal depths.

It is well known that fault plane solutions of local earthquakes based on *P*-wave first motions strongly depend on correct identification of wave arrivals in the seismogram and on reliable estimates of the take-off angle of the rays at the source. Therefore, revised

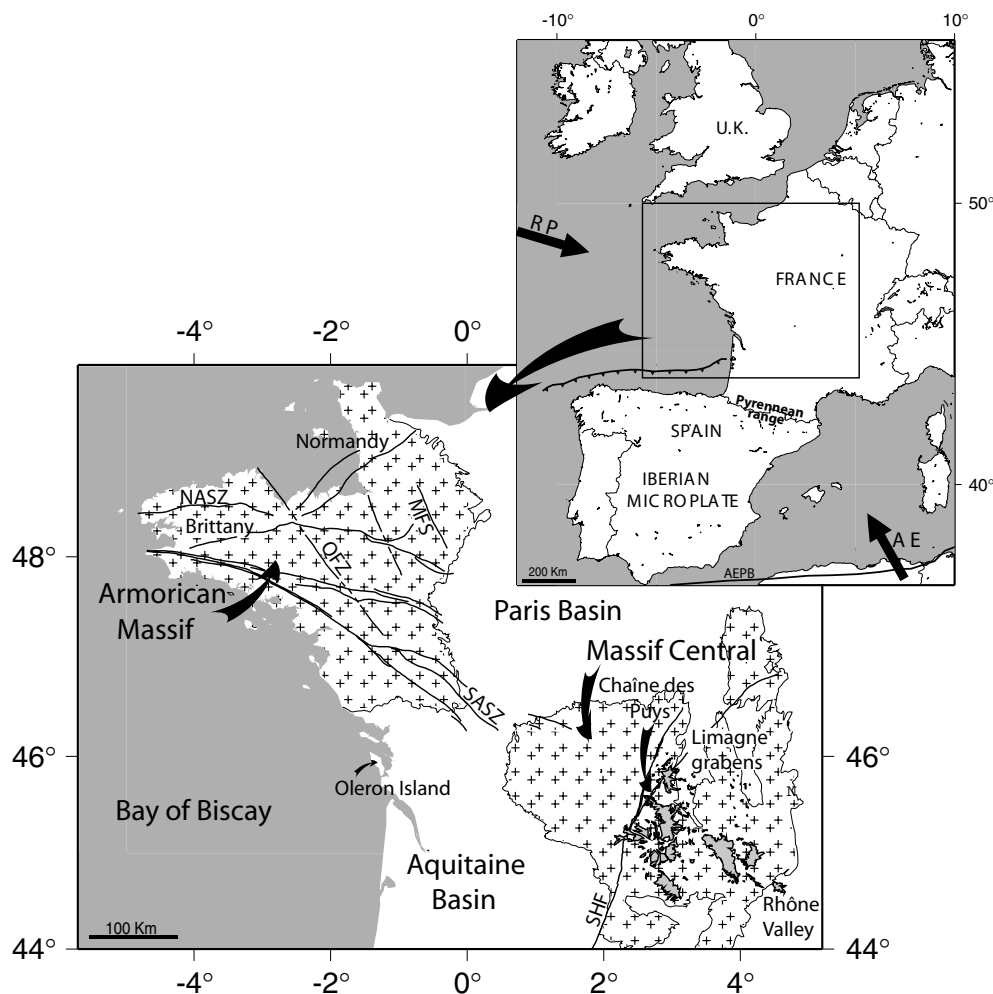


Figure 1. Geological setting of the study area (rectangle). Grey shaded areas in the Massif Central correspond to Cenozoic and Quaternary volcanoes. SHF: Sillon Houiller fault, SASZ: South Armoric shear zone, NASZ: North Armoric shear zone, QFZ: Quessoy fault zone, MFS: Mayenne fault system. AE: direction of the Africa–Europe convergence, RP: direction of the Mid-Atlantic ridge push, AEPB: Africa–Europe Plate boundary.

locations helped us to constrain better the computation of 44 new focal mechanisms and to revise some bibliographic focal mechanism solutions. The synthesis of these solutions and previously published mechanisms, allowed us to define the stress field, by inversion of focal mechanism solutions, using the method of Carey-Gailhardis & Mercier (1987, 1992). We observed a regionally significant strike-slip regime with a NW-trending σ_1 , overprinted by three local extensional perturbations. In this paper, we do not discuss the detailed interpretation of the seismological patterns, but we focus our study on the determination of the regional stress field. A reference map for the stress determination of western Europe was published by Müller *et al.* in 1992. On the basis of this data set, Müller *et al.* (1997) interpreted the existence of perturbation zones as the coexistence of different crustal blocks with distinct stress regimes. However, the region we study was poorly constrained. Consequently, our work brings new data, allows us to refine the image of the perturbed regions and to discuss the hypothesis of crustal blocks proposed by Müller *et al.*

2 GEOLOGICAL SETTING

West-central France is a slowly deforming intraplate region. It is composed of two Hercynian massifs, the Massif Central and the

Armorican Massif, separated by two great Mesozoic sedimentary basins, the Paris basin and the Aquitaine basin (Fig. 1). In the east, the Alps are separated from the Massif Central by the Rhône valley, which is part of the European Cenozoic rift system (as well as the Limagne graben). In the west, are the passive margins of the Atlantic ocean and the Bay of Biscay. The opening of the Bay of Biscay, beginning 114 Ma (Montardet *et al.* 1979; Olivet 1996), and now its closure by early stage subduction (Ayarza *et al.* 2004), together with the Pyrenean range separates the Iberian microplate from the European Plate. Synchronous to the development of the Cenozoic Limagne graben, volcanism occurred in the Massif Central but no volcanism has occurred west of the Sillon Houiller fault (SHF). This area is still potentially active as the youngest volcanoes are 7000 yr old (Nehlig *et al.* 2001). Several studies show a hot thermal anomaly beneath the Massif Central (Froidevaux *et al.* 1974; Vasseur 1982; Granet *et al.* 1995a; Sobolev *et al.* 1996), associated with a mantle plume, whose origin is still debated (Merle & Michon 2001). The major faults of the Massif Central and the Armorican Massif are the SHF and the South Armoric shear zone (SASZ). The French Hercynian massifs are mainly composed of granitic and metamorphic rocks. The Paris and Aquitaine basins are composed of quasi-undeformed, unmetamorphosed sedimentary rocks. They have a maximum thickness of 3000 and 10 000 m

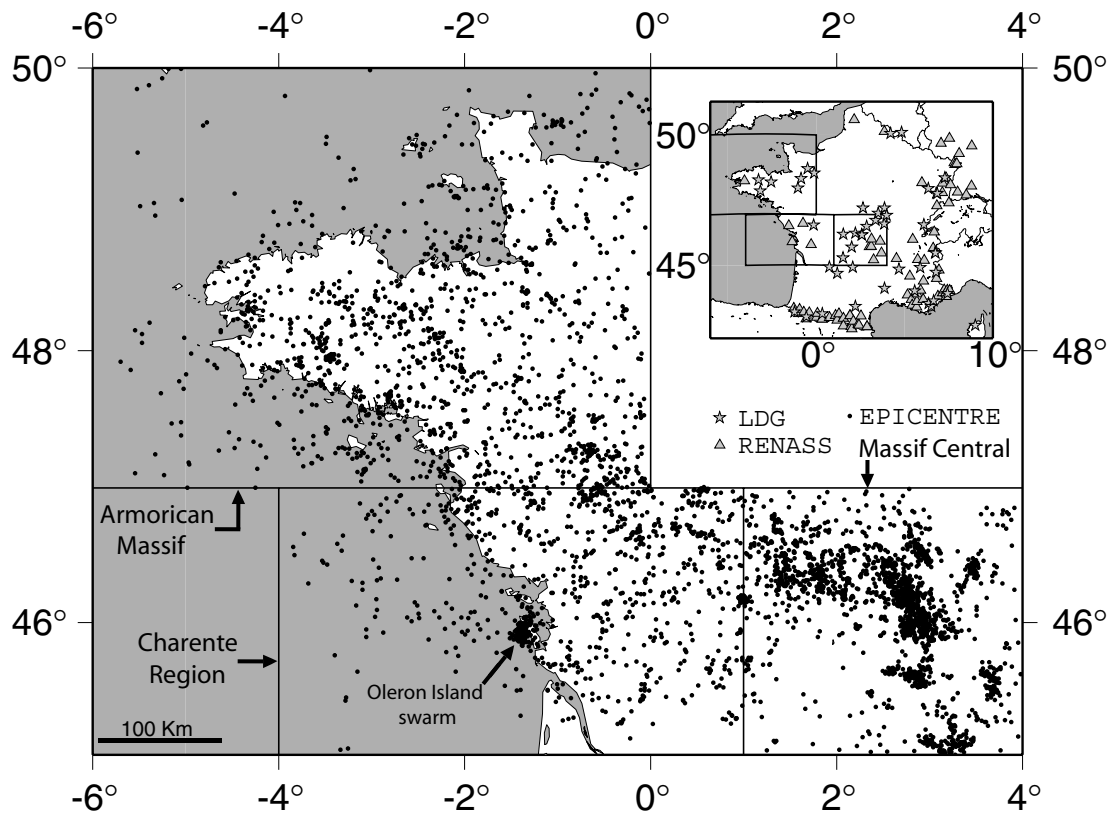


Figure 2. All epicentres (black dots) of the study area. Rectangles enclose the Massif Central, the Charente region and the Armorican Massif subregions. Grey stars are the seismic stations of the LDG network and grey triangles are the stations of the ReNaSS network.

respectively and their basement is of the same nature as the surrounding massifs.

3 SEISMICITY DISTRIBUTION

3.1 Location procedure

3.1.1 Building of the catalogue

4574 events have been recorded from 1962 January 1 to 2002 January 1 in the study area, by the *Laboratoire de Détection Géophysique* (LDG) network and, since 1980, by the French National Seismic Network (Réseau National de Surveillance Sismique, ReNaSS). The catalogues of these two institutes, along with some data of the European–Mediterranean Seismological Centre (CSEM) have been combined month by month, from 1962 January to 2001 December. The data from CSEM include data from the British, Irish, Spanish, Portuguese, Belgian and Swiss networks.

As a first step, we located all the events using a code written at LDG (hereafter called FUSION), which considers both P_n and P_g phases (and corresponding S_n and S_g phases). The LDG was created in 1960 and, because at this time there were few seismological stations available, the seismologists of this institute identified both P_n and P_g phases (and associated S_n and S_g phases). This procedure allows the number of arrival times to be doubled and an additional constraint to be brought to the event depth determination through the (P_n – P_g) arrival times difference. This picking procedure is still used by LDG, despite the densification of the network, whereas conventional routines such as HYPO71 (Lee & Lahr 1975) only takes into

account one P -wave first arrival time and one S -wave arrival time. The FUSION algorithm is classically based on the Geiger method (Geiger 1910). Only origin time, epicentral latitude and longitude are inverted from the matrix of arrival times. The depth is used as a parameter in the traveltimes computation and the final depth value (tested at a step size of 1 km) is the one that provides the best statistical results (in term of the rms of arrival times and axes of the true confidence ellipse). The locations are performed with all the available stations (Fig. 2) and the LDG 1-D crustal velocity model (M0 in Table 1a), a simple model appropriate for wide areas across France.

We compared this location procedure with the standard HYPO71 solutions. As microseisms are only detected by the closest stations, only the direct P_g and S_g are available so the results are identical. For larger magnitude events, recorded at long-range distance, we verified that FUSION brings generally more stability than HYPO71 in the hypocentral determination. This is particularly true for events of western Brittany, which are located with sparse regional distance stations. Corresponding seismograms depict energetic P_g and S_g waves, whereas P_n and S_n are very attenuated along these particular ray paths. In this case, automated picking, which works well for the first P arrival, would deal with misidentification and erroneous locations.

On Fig. 2, the seismicity of the northern Massif Central, the Armorican Massif and the Charente region is displayed. The seismological stations correspond to triangles (ReNaSS) or stars (LDG), whereas black dots are the epicentre locations. So, the first step of the work presented here was the building of a complete and reliable catalogue of uniformly located hypocentres for the whole studied region, with local magnitude from 2.0 to 5.7.

Table 1a. M0 model: starting model derived from the very simple model used in FUSION code. WMC0: the *a priori* model chosen as a starting model. It is deduced from Zeyen *et al.* (1997), for crustal velocities and from Juhenderc & Granet (1999) for the *Pn* velocity. WMC1: the final model deduced from VELEST, with WMC0 model, as the starting model. WMC2: the final model generated by the convergence of the inversion of 50 random initial models.

M0		WMC0		WMC1		WMC2	
Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p
–2.5	3.5	–2.5	5.5	–2.5	3.5	–2.5	3.5
0	3.5	0	5.95	0	5.4	0	5.98
1	6.03	1	5.95	1	5.9	1	5.9
4	6.03	4	5.95	4	6.0	4	6.0
8	6.03	8	6.05	8	6.05	8	6.02
12	6.03	12	6.10	12	6.15	12	6.20
15	6.03	15	6.30	15	6.20	15	6.20
20	6.03	20	6.40	20	6.35	20	6.20
26	8.10	25	6.60	25	6.35	25	6.38
30	8.10	30	8.00	30	8.16	30	8.15

Table 1b. The same for CHP and LIM velocity models.

CHP0		CHP1		CHP2		LIM0		LIM1		LIM2	
Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p
–2.5	3.5	–2.5	3.5	–2.5	3.5	–2.5	3.5	–2.5	3.08	–2.5	3.62
0	5.0	0	5.07	0	5.45	0	4.06	0	3.92	0	5.14
2	5.5	2	5.72	2	5.80	2	5.57	2	5.91	2	5.92
4	5.6	4	5.87	4	6.05	4	5.70	4	6.00	4	5.92
8	5.9	8	6.06	8	6.15	8	6.0	8	6.02	8	6.05
12	6.1	12	6.10	12	6.20	12	6.10	12	6.43	10	6.22
15	6.3	15	6.10	15	6.43	15	6.10	15	6.50	15	6.62
20	6.4	20	6.54	20	6.71	20	6.35	20	5.50	20	6.62
25	6.5	25	7.09	25	6.97	25	8.10	25	7.30	27	7.35
30	7.7	30	7.22	30	7.20	30	8.10	30	7.80	30	8.00

Table 1c. The same for CHAR velocity models.

CHAR0		CHAR1		CHAR2	
Depth	V_p	Depth	V_p	Depth	V_p
–2.5	3.03	–2.5	3.04	–2.5	3.03
0	3.50	0	4.04	0	4.70
1	5.50	1	5.83	1	5.88
5	6.03	5	5.83	5	5.97
10	6.03	10	6.11	10	5.97
15	6.03	15	6.11	15	6.20
20	6.03	20	6.66	20	6.50
25	6.03	25	6.90	25	6.50
30	8.10	30	8.00	30	8.00

3.1.2 Relocation of the events

Our second aim was to improve the hypocentral location of the events using a more realistic velocity model. We did this by dividing the area into subregions in order to take into account their geological differences and the geometry of the network.

In some areas, where the number of events and the distribution of seismological stations allowed, we relocate the seismicity using a technique of simultaneous determination of the velocity model and the earthquake hypocentres (Ellsworth 1977). The main task of this method is to minimize the errors resulting from both the model parameters and arrival times. We relocated these regional groups of events through the application of the program VELEST written by Kissling *et al.* (1984), which allows us to invert the minimum 1-D model with station corrections and hypocentre parameters, which minimizes the rms residual of the full data set.

For each area, we selected the best events, that is to say those with the highest quality arrivals (axes of the confidence ellipse smaller

than 10 km, as computed by FUSION; with at least seven stations) and that cover the entire area under consideration.

VELEST uses only one *P* and one *S* arrival time and, with the intention of this being a regional-scale study, we only used stations at less than 200 km epicentral distance. We used *Pn* and *Sn* for the regional-distance stations and kept *Pg* and *Sg* phases for the closest stations. Therefore, we favoured the use of *Pg* and *Sg* phases but kept enough *Pn* and *Sn* to determine Moho depth and velocity.

The determination of this minimum 1-D model is a trial and error process, which starts with an *a priori* velocity model. Our initial models (that we call model 0, in the following discussion) were based preferably on refraction seismic profiles, as recommended by Kissling *et al.* (1994).

We first computed final models (the so-called model 1), by conducting a series of successive 1-D inversions and relocations, in order to minimize the final global variance of our set of location data.

In a second step, we conducted a grid search of the *a priori* 1-D model, by introducing random changes of layer velocities (≤ 1 km s^{–1}) in the updated *a priori* model (model 1). A plot of the velocity models resulting from the inversions allows us to show that these models converge towards an average model (model 2) and provides knowledge of the variations of resolving power with depth. The aim of this procedure is to verify the stability of the results considering both the final minimum 1-D model and location parameters.

3.1.3 The depth of the events

Some general comments about depths can be made. In the Massif Central and Charente regions, most earthquakes are shallow (depth

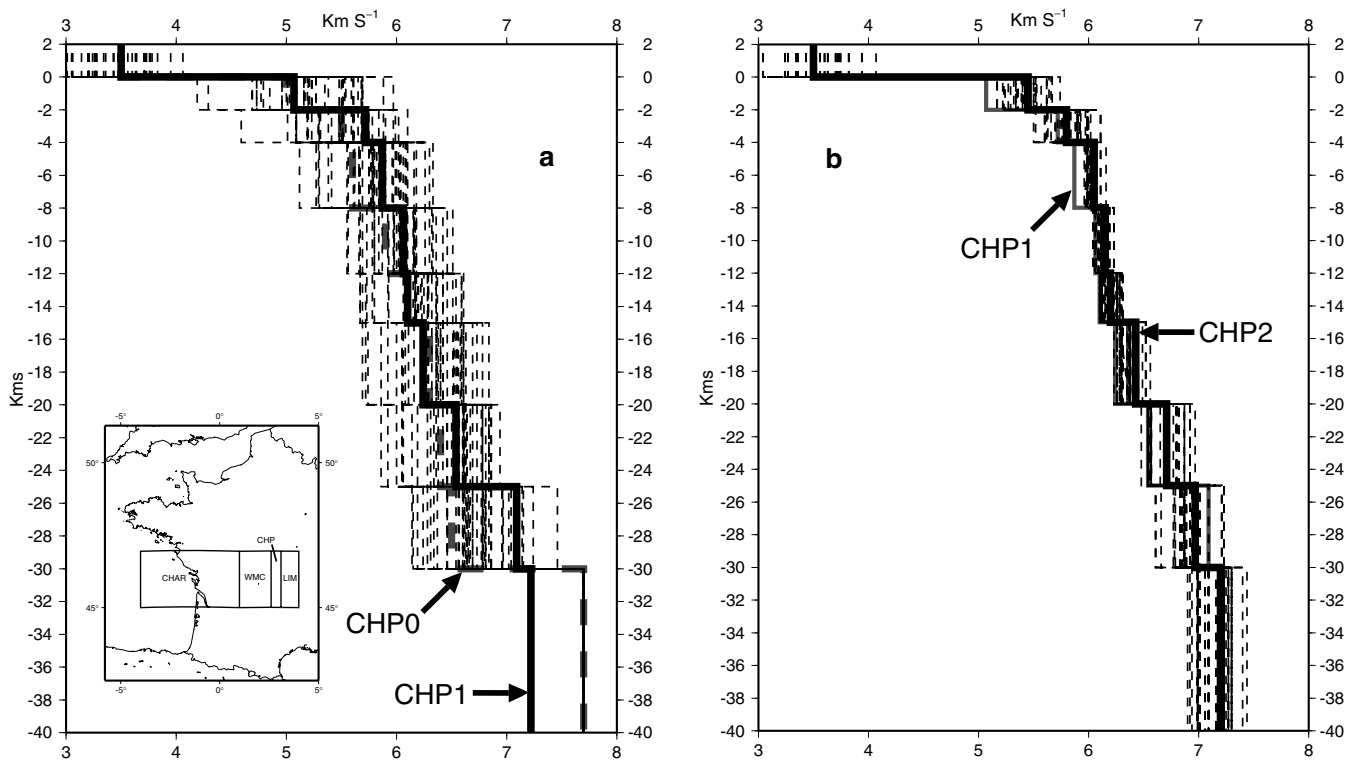


Figure 3. Example of inversions for a 1-D model for the CHP area. (a) The initial model CHP0 is deduced from seismic results shown by bold, grey dashed line, the inverted model CHP1 is the bold black line and the initial random models generated from CHP1 model are thin dashed lines. (b) At the end of the inversion process, the resulting models are the thin dashed lines. The convergence of the velocities around a single model CHP2 is shown by the bold line and consequently chosen as the best minimum 1-D model. The grey line corresponds to CHP1 (the resulting model after the first iteration).

≤ 8 km), nevertheless, they are all located in the basement Hercynian rocks. The seismogenic crust has a thickness of 11 ± 1 km (Fig. 3). No discrepancy is observed between the shallowest and the deepest focal mechanisms. Moreover, the small topographic variations of this area cannot be invoked for any stress variation with depth. Thus, we consider that these earthquakes testify to the style of faulting in this area. Indeed, these focal solutions are consistent with the over-coring data from Cornet & Burlet (1992) that show a rotation of σ_{Hmax} towards the E–W in the eastern Massif Central (EMC). Reliability of hypocentral determination in the Armorican Massif is not good enough to allow detailed interpretation of the revised depths of the earthquakes. Nevertheless, considering only the strongest and best located events, the seismogenic crust seems to be 12 ± 1 km thick.

3.1.4 The Massif Central

In the Quaternary volcanic Massif Central, 2292 events are clustered in tectonically active areas: along the volcanic area, near the Limagne graben and where the SASZ ends. So, we divided this area, into three subregions (Fig. 3). They are the so-called western Massif Central (WMC), the Chain of Puys (CHP) and the Limagne region (LIM). First, we chose the three models WMC0, CHP0 and LIM0 to be applied in the three studied areas, on the basis of the seismic refraction results from Zeyen *et al.* (1997). These models are given in Tables 1(a) and (b). Then, we followed the procedure described above: first, we computed three models WMC1, CHP1 and LIM1 (Tables 1a and b). We conducted a grid search of the *a priori* 1-D model, by introducing random changes of layer velocities (≤ 1 km s $^{-1}$), in the WMC1, CHP1 and LIM1 models. Fig. 3(a) dis-

plays an example of random initial models, for the CHP area, around the inverted model CHP1. Fig. 3(b) shows the convergence of velocities around a single model, CHP2, close to the model CHP1. Nevertheless, the 1-D model is less resolved at depth > 20 km than for the shallower layers. This model was chosen as a new starting model in a new inversion sequence to obtain the final locations. Table 1 presents the starting and final velocity models obtained by inversion, then the final minimum 1-D model we determined for each area.

Strictly speaking, the minimum 1-D model deduced from this study does not represent a true geophysical image of the studied areas. It consists of an average velocity model in the medium crossed by the rays from the hypocentral zone to the stations, which is deduced from a trial and error approach using an earthquake and station data set. However, in this study, we selected only stations that are close to the epicentre area. Consequently, the best minimum 1-D model obtained can be evaluated in terms of the regional structure. We can observe that all the inverted CHP and LIM models tend to have a low-velocity layer at the bottom of the model (Fig. 2), still lower than the anomalous low velocity obtained by seismic refraction for the upper mantle (Table 1b). Controversially, models computed for the WMC area are characterized by rather homogeneous and high crustal velocities. Note that, the final minimum 1-D models are very close to the results obtained by Juhendec & Granet (1999) using anisotropic tomographic modelling beneath France. Their tomographic image of P_n velocity perturbation clearly shows high P_n velocities, up to 8.15 km s $^{-1}$ in the west of Massif Central, whereas, crossing the SHF (Fig. 1), the P_n velocity decreases dramatically down to 7.66 km s $^{-1}$. This low-velocity region coincides with the main volcanic areas and these low velocities are associated

Table 2. Data and model variances for the 1-D models. Initial data variances were measured after the first relocation by VELEST using the starting model. The final variance are results from six iterations of the direct inversion with the final velocity model.

	Number of located events	Initial variance (s^2)	Final variance (s^2)
MCO	454	0.59	0.37
CHP	455	1.23	0.43
LIM	304	1.21	0.74
CHAR	541	1.98	0.66

with the high temperature related to the Neogene volcanic activity (Sobolev *et al.* 1997). We also find low P_n velocity beneath the Limagne graben, as already obtained by Perrier & Ruegg (1973) from refraction results.

Table 2 shows the improvement in the variance obtained during the procedure. In Fig. 4 we present the comparison between 1242 hypocentre locations performed in the first part by FUSION and in the second part by VELEST. The epicentral parameters are similar and preliminary ill-located events are rather scarce. Nevertheless, the relocated events tend to be more clustered and orientated closer to the direction of geological structures. However, the projection of hypocentres along two vertical cross-sections, allows us to show the main differences between the two series of results. The focal depths are dramatically shifted. The seismogenic zone is limited to 10 km depth and the hypocentres are more clustered, as shown on the two vertical cross-sections. Furthermore, we verified that the change of velocity models (as explained in Section 3.1.2) did not imply dramatic change of focal depth. From comparison between the different locations obtained with VELEST, we deduced the maximum uncertainties in depth are ± 1 km.

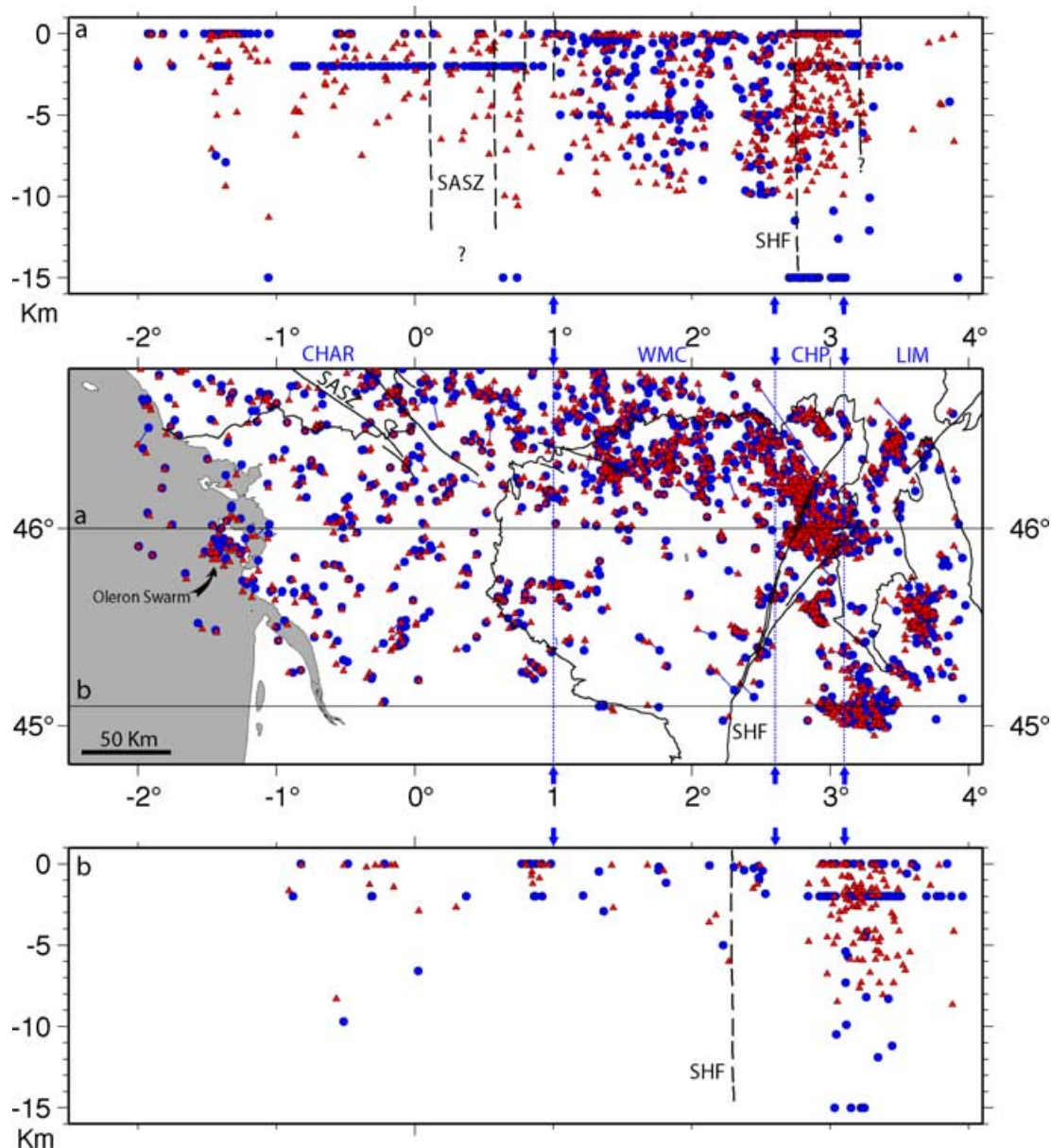


Figure 4. Comparison of epicentres and hypocentres of the Charente region and Massif Central located with the M0 model (Table 1a), shown as circles, and relocated by the joint velocity–velocity model inversion (black triangles). Hypocentres are displayed on two east–west cross-sections, at 45.1 and 46.0 latitude north. Hypocentres plotted lie within 15 km of the cross-section lines. SASZ: South Armorian shear zone, SHF: Sillon Houiller fault.

A detailed interpretation of the seismological patterns is beyond the scope of this publication and will be the subject of a separate article (Mazabraud *et al.* 2005).

Therefore, the VELEST code allows us to find realistic crustal models that can be now used for the location of the local seismicity. They allow us to constrain the focal depth better than the 1-D average velocity model of Table 1(a) (M0).

3.1.5 The Charente region

981 events are recorded in the region. The 1972 Oleron Island swarm, in the centre of the area, clearly contrasts with the surrounding more diffuse seismicity (Figs 2 and 4).

Without available refraction data, we began with a simple velocity model derived from the one already used in the location process with FUSION (M0, Table 1a), but with more layers, in order to obtain a better inverted minimum 1-D model that fits the data set [model CHAR1; then CHAR2 (Table 1c) obtained with the procedure previously described]. The azimuthal coverage of the stations is limited to 180° – 200° . So, this velocity model has no geological significance and the procedure only allows us to compute station corrections and to obtain joint hypocentre locations. Once again, the variance is improved (Table 2). The main change in hypocentres (Fig. 4) still relates to the depth of the events, which consistently deepens from west to east.

3.1.6 The Armorican Massif

The peninsular shape of the Massif provides poor azimuthal coverage by the networks and most of the events were only recorded by regional-distance stations. Therefore, the relocation methodology could not be applied for this westernmost region. We only benefit from the FUSION location catalogue, which provides rather numerous seismic events (1301 events) for this region. The dispersion of the seismicity (Fig. 2) is partly the result of the poor azimuthal coverage. Moreover, the focal depths are usually not constrained. Nevertheless, the largest magnitude events ($M_L > 4.0$) are recorded by British and Spanish stations and produce more reliable locations. Since 1996, installation of stations in Brittany (Fig. 1) allows a significant improvement in location.

4 FOCAL MECHANISMS

Taking into account the improvement in the epicentral coordinates, mainly in hypocentral determination and in the velocity model, we can compute more realistic take-off angles to determine new focal mechanism solutions.

4.1 New Earthquake fault-plane solutions

Focal mechanisms have been computed by means of the FPFIT code (Reasenber & Oppenheimer 1985), which systematically searches the solution space for the double-couple fault plane solutions that best fit, in a least-squares sense, a given set of observed first-motion polarities. This method may determine several solutions with related uncertainties for both nodal planes. For the best-constrained mechanisms, only one solution is obtained.

In the current study, we have determined 44 new earthquake focal mechanisms. The selected solutions are reported in Table 3 and shown in Fig. 5.

4.2 Previously published focal mechanisms

Focal mechanisms from other events that occurred in the studied region have already been published (Delhay 1976; Santoire 1976;

Veinante-Delhay & Santoire 1980; Nicolas *et al.* 1990). These authors used the LDG velocity model to determine the focal mechanism solutions.

We revised these solutions with the help of the new hypocentral determinations and velocity model. Some mechanisms have been computed with a majority of Pn polarities. In this case, the change of take-off angles is small, even with a shift of focal depth and a different velocity model. Some others, computed with many Pg polarities, are more sensitive to the focal depth and velocity model. All previously published focal mechanism solutions are reported in Table 4. Only eight events have clearly different solutions after revision. They are indicated by a star in Table 4 and are displayed on Fig. 5.

Dorel *et al.* (1995) and Amorese *et al.* (2000) computed focal mechanisms from dense local networks in Normandy and the EMC (Fig. 1), with realistic take-off angles. We used their solutions without revision.

4.3 Quality of the focal mechanism solutions

To each focal mechanism solution, a quality factor has been assigned. We took into account the error limits, as computed by FPFIT (strike and dip uncertainties: ΔSTR , ΔDIP) and solution quality through a parameter F , which qualifies a data misfit measure) and the magnitude of the earthquakes.

Then, following Zoback (1992), we classified the available mechanisms into four classes (A–D).

A: $M_L \geq 4$ and well-constrained solutions (ΔSTR , $\Delta DIP < 20^{\circ}$ and $F < 0.025$).

B: $M_L \geq 4$ and less constrained or $3 \leq M_L < 4$ and well constrained.

C: $2 \leq M_L < 3$ and well constrained or $3 < M_L < 4$ and less constrained.

D: $M_L < 2$ or poorly constrained solutions.

Only one exception was made for the focal mechanism solutions that we determined with local network data that can lead to reliable solutions even for magnitudes ≤ 3 . These solutions are classified as C.

4.4 Results

A synthesis of the previously published and newly calculated focal mechanism solutions for the Armorican Massif is plotted in Fig. 6(a). In the south, most mechanisms are characterized by a dominant normal-slip component and a NNE-trending T -axis, whereas in the north, the type of mechanism is less coherent, with E-trending T -axis in the northwest of the massif and nearly NE-trending T -axis northeast of the massif. In the southeast, only two mechanisms ($n^{\circ}101$ and $n^{\circ}109$) do not seem consistent with the other ones. They are more likely related to the mechanisms of the northeastern Charente region and northwestern Massif Central that show nearly NW-trending T axes.

Fig. 6(b) shows the new and the published focal mechanisms for the Charente region. Most solutions are compressional or strike-slip, with a NE to E trending T -axis. The seismic crisis of Oleron Island, that began in 1972 with a $M_L = 5.2$ event ($n^{\circ}82$) and lasted more than 10 yr, is represented by five focal mechanisms (82, 83, 87, 88 and 91). However, they also have a normal component and $n^{\circ}88$ is purely extensional. Four of them are strike-slip. The $M_L = 5.2$ event ($n^{\circ}37$), of 2001 June 8, is located at 12 km depth, on the southeastern

Table 3. New focal mechanisms. The focal mechanisms are classified by date for each geographical region. The stress field zone is determined *a posteriori* by stress field inversion.

Geographical area	Number	Stress field zone	Date (YYYY/MM/DD)	Time (UTC) (HH/MM/SS)	Long. (°)	Lat. (°)	Depth (km)	Mag (MI)	Quality	Plane A			Plane B			P-axis			T-axis		
										Az	Dip	Vect.	Az	Dip	Vect.	P az.	P dip.	T az.	T dip.		
Central Massif	1	CHAR	1989/05/03	7:44:11	2.4589	46.3554	6.99	3.9	B	151	80	-3	242	87	-170	107	11	16	3		
	2	CHMC	1990/07/06	19:00:31	1.3016	46.552	0.05	3.4	B	255	88	-23	346	67	-178	207	20	304	17		
	3	CHAR	1991/05/22	13:41:12	1.8231	46.3667	0.01	3.7	D	115	77	177	206	87	13	340	6	71	12		
	4	CHAR	1991/05/30	9:15:26	1.8339	46.3577	5.00	3.3	B	134	53	-113	349	43	-63	346	71	240	5		
	5	CHAR	1991/06/09	0:34:04	1.8893	46.2808	5.00	3.5	B	112	81	177	202	87	9	337	6	67	6		
	6	ECM	1991/06/27	4:44:12	2.9985	45.0944	1.87	3.4	B	120	60	-41	233	55	-143	85	49	177	2		
	7	ECM	1991/07/28	1:54:25	3.2208	45.2356	0.18	3.4	C	241	76	141	342	52	18	296	15	195	37		
	8	CHMC	1992/09/23	2:41:38	1.088	46.7871	1.46	3.2	C	30	34	-160	283	79	-58	226	46	348	27		
	9	ECM	1993/09/02	3:13:46	2.986	45.0959	6.06	3.0	B	5	67	-120	241	37	-40	234	57	117	17		
	10	ECM	1993/10/17	22:57:01	3.88	45.2492	1.10	3.6	C	148	88	145	239	55	2	197	17	100	20		
	11	CHAR	1994/01/29	0:31:00	1.5688	46.6978	8.66	3.7	B	13	48	-54	146	53	-123	354	64	259	3		
	12	CHAR	1994/12/18	2:56:01	1.4316	46.4011	4.70	3.0	C	139	85	-77	250	14	-159	63	48	217	39		
	13	CHAR	1995/02/24	9:05:54	1.5624	46.599	0.91	3.2	C	21	85	20	289	70	175	153	12	247	19		
	14	ECM	1995/05/11	23:10:07	3.8108	45.2633	3.32	3.1	C	121	86	138	215	48	5	177	27	68	33		
	15	ECM	1995/05/14	6:45:59	3.0825	45.3027	0.63	3.2	B	11	87	-9	101	81	-177	326	2	56	2		
	16	ECM	1995/07/30	10:13:21	3.6321	45.6134	0.44	3.1	D	211	66	119	338	37	43	281	16	162	59		
	17	CHAR	1995/09/15	18:24:26	1.4997	46.3232	8.68	3.3	B	19	73	23	282	68	162	150	3	241	28		
	18	CHMC	1996/06/25	5:10:13	1.0264	46.5184	3.61	3.4	B	30	76	-123	280	36	-25	264	48	145	24		
	19	CHMC	1997/08/23	15:07:18	1.2515	46.5038	0.52	3.6	B	64	57	29	317	66	143	12	5	277	42		
	20	ECM	1997/08/29	0:55:33	3.6343	45.5913	5.00	3.6	B	102	60	-122	333	43	-47	322	61	214	10		
	21	CHAR	1997/11/14	23:52:02	2.1795	46.554	1.43	3.1	B	95	51	-157	350	72	-41	305	41	47	13		
	22	ECM	1999/01/19	1:29:21	2.8067	45.9654	1.81	3.4	B	46	43	163	149	78	48	269	22	20	41		
	23	CHMC	2000/05/06	13:33:04	1.4321	46.4934	5.00	3.3	B	252	79	-41	351	50	-166	204	35	307	18		
	24	ECM	2000/07/13	1:50:47	3.0183	45.8877	9.25	3.3	B	28	65	60	262	38	137	140	15	255	59		
	25	ECM	2001/05/29	11:10:02	3.5902	45.6212	7.84	3.1	B	223	73	-2	314	88	-163	180	14	87	10		
	26	ECM	2001/11/05	8:53:13	3.7429	45.5787	5.75	3.4	B	101	34	-162	356	80	-57	299	45	60	28		
	27	CHAR	2000/12/05	11:53:27	1.6207	46.3658	3.84	3.0	C	8	71	35	265	57	157	134	9	231	38		
Charente Region	28	CHMC	1996/06/10	0:53:02	0.6937	46.9613	3.64	3.0	C	64	75	-70	188	25	-143	0	55	137	27		
	29	CHAR	1996/12/01	11:52:46	0.0269	45.8621	1.62	3.9	B	39	56	43	281	56	137	160	0	250	53		
	30	CHAR	1997/01/12	1:24:16	-1.1405	46.534	9.89	4.0	A	17	42	48	247	60	121	315	10	207	62		
	31	CHAR	1997/09/30	3:05:00	0.0327	46.3533	5.00	3.0	C	171	81	-2	261	88	-171	126	6	36	6		
	32	CHAR	1997/11/25	13:20:13	-1.3618	46.9255	5.00	3.0	C	117	89	113	210	23	3	190	41	45	43		
	33	CHAR	2000/02/23	15:46:42	0.3507	45.4155	2.02	4.1	A	11	79	40	272	51	166	136	18	239	35		
	34	CHAR	2000/05/02	6:52:10	-1.9241	46.8519	0.51	3.0	C	89	60	43	334	54	142	210	4	305	50		
	35	CHAR	2001/04/05	17:27:22	-0.1086	46.212	14.31	3.0	B	213	60	121	343	42	48	281	10	173	62		
	36	CHMC	2001/04/30	15:44:55	0.8982	46.9053	2.35	3.0	B	35	51	-114	251	45	-63	241	71	142	3		
	37	CHAR	2001/06/08	13:26:53	-1.0799	46.6625	11.76	5.2	A	123	86	139	216	49	5	175	22	73	28		
Armorican Massif	38	NAM	1996/11/26	20:21:37	-1.5227	48.6874	5.00	4.0	A	107	65	129	349	45	37	330	53	224	12		
	39	SAM	1998/06/11	17:52:14	-2.8011	47.6879	9.86	3.2	C	55	56	27	309	68	143	4	7	268	42		
	40	SAM	1999/03/20	3:01:30	-2.7934	47.6677	9.76	3.1	D	21	42	44	255	62	123	322	11	213	59		
	41	SAM	1999/05/03	6:34:15	-4.1686	47.8722	5.00	3.6	B	28	51	143	273	62	-45	235	51	333	7		
	42	SAM	2000/07/07	21:26:21	-2.7256	47.3735	0.47	3.0	C	84	28	-141	318	73	-68	257	57	31	24		
	43	SAM	2000/12/05	0:41:10	-2.4996	47.9138	2.07	3.3	B	109	62	125	345	44	43	330	58	223	10		
	44	SAM	2002/09/30	6:44:48	-3.2457	47.8640	10.90	5.7	A	4	46	-43	127	61	-127	345	57	243	8		

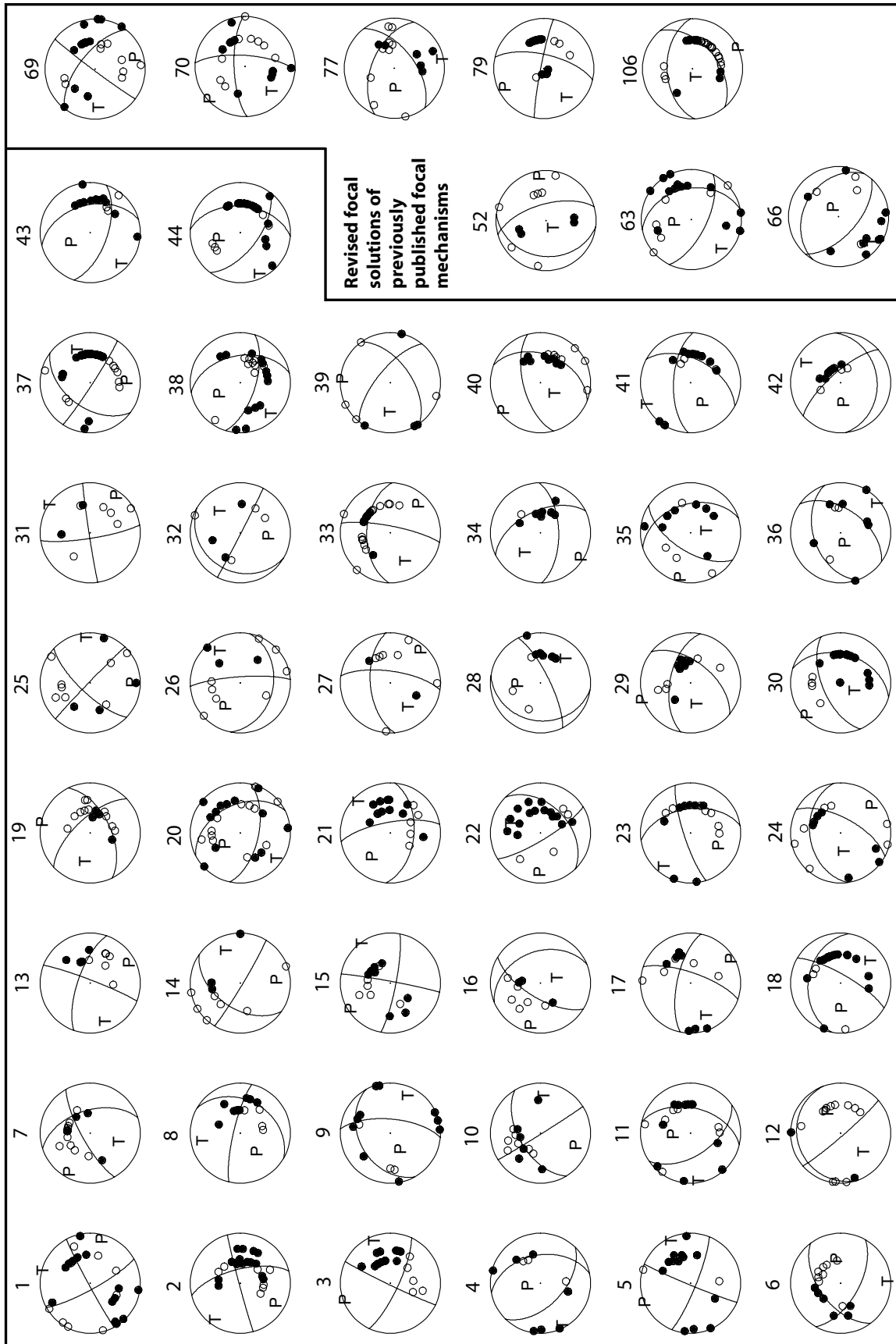


Figure 5. Focal mechanism solutions computed with the FPFIT software. Empty circle: dilatation, filled circle: compression. Some examples of revised focal mechanism solutions from previously published focal mechanisms are also presented (see Nicolas *et al.* 1990 for previous solutions).

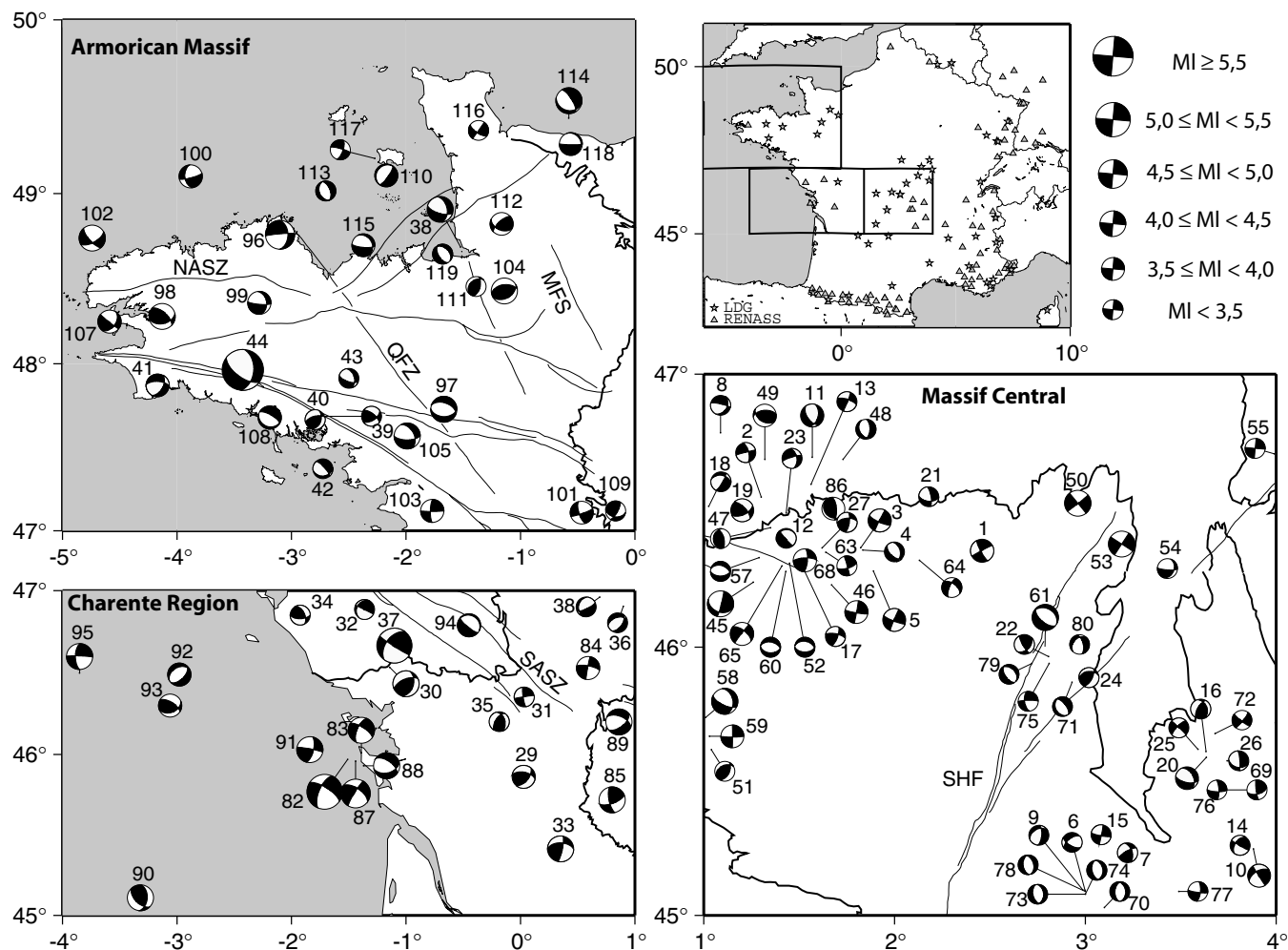


Figure 6. All focal mechanisms for the study area. Black (new focal mechanism) or grey (bibliographic focal mechanism) quadrants are compression, whereas white are dilatation. Grey stars are the seismic stations from the LDG network and grey triangles are the stations from the ReNaSS network. SASZ: South Armorican shear zone, NASZ: North Armorican shear zone, QFZ: Quessoy fault zone, MFS: Mayenne fault system, SHF: Sillon Houiller fault. (a) Armorican Massif, (b) Charente region, (c) Massif Central.

termination of the SASZ, a dextral strike-slip Hercynian ductile shear zone. In terms of the orientation of the T -axis, only a few focal mechanisms (N° : 28, 36, 89, 93) seem inconsistent with the other ones. Almost all are located in the northeast of Charente region and have a NW-trending T -axis, consistent with some mechanisms of the northwestern Massif Central. These mechanisms probably reflect a change in the stress field.

Fig. 6(c) shows the Massif Central, Charente and Armorican Massif focal mechanisms. We can observe that many focal mechanisms are concentrated in the northwestern Massif Central. This area is seismically more active than the southwestern Massif Central and EMC (Figs 2 and 4), with strong enough earthquakes ($M_L \geq 3.0$) to compute reliable focal mechanism solutions. The type of mechanism is variable; most mechanisms have an important strike-slip component and a NE-trending T -axis. In the southeastern Massif Central, 11 new focal mechanisms are presented. This area is characterized by a topographically high, north–south trending Quaternary volcanic range at 2.9 longitude east and the north–south Limagne graben from 3.0 to 3.7 longitude east.

5 INVERSION OF SEISMIC SLIP-VECTOR DATA SET TO DETERMINE THE STRESS STATE

5.1 Methodology

To compute the stress states responsible for present-day activity (i.e. for earthquakes) in the studied area, we perform quantitative inversions of the earthquake focal mechanisms, using the method proposed by Carey-Gailhardis & Mercier (1987, 1992), which is one of several existing algorithms (e.g. Vasseur *et al.* 1983; Gephart & Forsyth 1984). For a robust data set these different algorithms yield similar results (Mercier *et al.* 1991). Both the detailed methodology and the stress axis uncertainties are extensively presented in Baroux *et al.* (2001). The confidence of focal mechanism solutions is taken into account by the help of a weight given to the data, according to its quality, in the inversion procedure.

Taking into account the fact that very small magnitude events can only represent local motion, we have introduced a weight with regard

to the magnitude of events with focal mechanisms in our inversion. Our catalogue contains a significant number of events of magnitude higher than 4. We have verified that their focal mechanism solutions are in good agreement with the local stress tensor, inverted with the help of smaller magnitude events. Moreover, many other studies already point out that small magnitude events are generally responding to the same regional stress field as the largest events, thus we can statistically infer a good image of the regional stress field from them (Amelung & King 1997; Angelier *et al.* 2004).

5.2 Results

In the current study, we analyse 119 events including bibliographic (75, see references in Table 4) and new (44, Table 3) focal mechanisms. Delouis *et al.* (1993) directly inverted the polarities of 24 available earthquake focal solutions, from Nicolas *et al.* (1990) with the Rivera & Cisternas (1990) method. These authors determined the stress tensor of a wide area composed of the northern Massif Central, the Charente region and Armorican Massif. Nowadays, the densification of the seismic networks, together with the increased time of observation, allows us to compute reliable enough focal mechanism solutions, even for small-magnitude earthquakes ($M_L \geq 3$), and consequently permits us to examine smaller scale variations of the stress field. On the basis of the consistency of the focal mechanism *T*-axis orientations, we subdivide our focal mechanisms into five regionally significant data sets. These groups represent tectonic domains in which the stress field is expected to be rather homogeneous at the resolution allowed by our data. As all the events have been relocated, we have good confidence in the localization and correlation between the focal mechanism groups and the tectonic domains. Each focal mechanism located close to the boundary between two domains, and potentially compatible with both data sets, has been tested in each domain. It was then incorporated to the group with which it was the most compatible. During the inversion, a weight was given to each focal mechanism, according to its quality (Tables 3 and 4). The stress tensors computed by inversion of the focal mechanisms for the five areas are presented in Figs 7 and 8.

5.2.1 Western Massif Central (WMC) and the Charente region (CHAR)

For this zone, 46 mechanisms are available, including 18 new ones. Some bibliographic focal mechanism solutions are not well constrained because they occurred between 1976 and 1981, when the seismic networks were sparse. Thus, they were not used in the inversion. The inversion provides a well-constrained result, taking into account 38 out of 46 mechanisms, with more than 80 per cent of the (τ , s) angular deviation below 20° and 100 per cent below 30° . It gives a strike-slip regime (vertical σ_1) with a horizontal 152° NE-trending σ_2 (Fig. 7).

5.2.2 Eastern Massif Central (EMC)

In southeastern Massif Central, we compute 12 new focal mechanisms. New focal mechanisms, together with the revised published solutions, furnish a set of 29 data points. Previously calculated events, from 1991, are recorded by dense and homogeneously distributed networks. Consequently, most mechanisms are well constrained, even if some small-magnitude events do not provide reliable focal mechanism solutions. Our focal mechanisms have been inverted together with 12 mechanisms published by Dorel *et al.*

(1995). Dorel *et al.*'s focal mechanisms correspond to small earthquakes, with magnitudes ranging from 1.8 to 3.0, but have been computed using data from a temporary local network. The resultant stress regime is extensional and characterized by a 236° NE-trending σ_3 . In a second stage, we combined this data set with the available focal mechanisms from the western Provence area, provided in Baroux *et al.* (2001) mainly around the Rhône valley domain, at the south-east of the Massif Central. This combined data set of 34 mechanisms appears homogeneous (data being clearly compatible) and has been inverted. Some focal mechanism solutions are compressive and inconsistent with an extensional stress regime. Those solutions (e.g. $n^\circ 16$) appear to be the less well constrained (see Tables 3 and 4) and are removed during the inversion process. This inversion leads to a reliable result, 21 focal planes out of 34 mechanisms were selected and more than 85 per cent of (τ , s) angular deviations lower than 20° (Fig. 7). These selected planes are consistent with a WSW-trending extension (69° NE- σ_3). In the following, we will refer to this last result (Fig. 7).

5.2.3 Northwestern Massif Central and northeastern Charente region (CHMC)

Northwest of the Massif Central and southeast of the Armorican Massif, the focal mechanisms are characterized by SE-striking *T* axes, clearly inconsistent with the neighboring general NE-striking *T*-axis orientation. Eleven focal mechanisms are available in this area, seven of which are new and relatively well constrained. The poorly constrained events were removed from the inversion. The final inversion takes into account seven focal mechanisms and yields a good quality result with all (τ , s) angular deviation below 10° . The stress tensor is extensional with a 130° NE-trending σ_3 (Fig. 7).

5.2.4 Southern Armorican Massif (SAM)

The Southern Armorican Massif (SAM) is characterized by the E-striking SASZ. Ten mechanisms, of which six are new, including the well-constrained 2001 September 30, $M_L = 5.7$ Lorient event (Perrot *et al.* 2005), have been inverted. The inversion result is of good quality and 7 of 10 mechanisms are well explained by the resulting stress field [all (τ , s) angular deviation below 5°]. The stress tensor corresponds to an extensional stress regime and suggests a dominant normal-faulting regime with a non-trivial strike-slip component (Fig. 7). Some focal mechanism solutions are incompatible with extension (ex: $n^\circ 40$). As in the other extensional zones, they are the less well constrained solutions (see Tables 3 and 4).

5.2.5 Northern Armorican Massif (NAM)

In Normandy (northeastern Armorican Massif), a regional network allowed Amorese *et al.* (2000) to publish reliable focal mechanism solutions for small-magnitude earthquakes. These focal mechanisms have been inverted together with newly computed solutions and revised older mechanisms (Nicolas *et al.* 1990).

Throughout the northern Armorican Massif (NAM), 13 of 19 focal mechanisms provide a reliable inversion with all (τ , s) angular deviation below 20° (Fig. 7). The resultant stress regime appears to be complex, as the principal stress axes are not horizontal or vertical. We interpret this result as a stress field arising from the interaction of a dominant strike-slip regime and the attenuation of the extensional perturbation of the SAM.

Table 4. Bibliographic focal mechanisms. The focal mechanisms are classified by date for each geographical region. The stress field zone is determined *a posteriori* by stress field inversion.

Geographical area	Number	Stress field zone	Date (YYYY/MM/DD)	Time (UTC) (HH/MM/SS)	Long. (°)	Lat. (°)	Depth (km)	Mag (MI)	Quality	Plane A Az	Plane A Dip	Plane A Vect.	Plane B Az	Plane B Dip	Plane B Vect.	P-axis P az.	P-axis P dip.	T-axis T az.	T-axis T dip.	Ref.	R.
Central Massif	45	CHAR	1968/04/07	19:13:23	1.29	46.21	7.5	4.0	A	14	85	125	111	363	9	316	40	76	31	2	
	46	CHAR	1975/04/13	4:56:29	1.66	46.25	12.0	3.5	B	10	89	0	100	84	180	325	5	55	3	2	
	47	CHAR	1976/05/20	3:15:38	1.35	46.44	2.0	2.9	C	160	68	57	40	39	143	274	17	28	55	2	
	48	CHAR	1976/08/18	16:02:54	1.72	46.69	14.0	3.1	B	2	58	105	155	35	67	310	73	81	12	2	
	49	CHMC	1976/10/22	18:46:27	1.32	46.69	7.0	3.5	C	265	53	64	124	44	120	13	5	115	69	2	
	50	EMC	1977/04/27	23:25:20	2.93	46.52	3.0	4.1	A	141	90	180	51	87	0	6	2	276	2	2	
	51	CHAR	1977/04/29	18:15:03	1.02	45.63	9.0	3.2	C	27	53	68	241	42	117	133	6	240	72	2	
	52	CHAR	1977/06/30	2:57:15	1.45	46.31	10.0	3.1	C	90	50	84	280	40	98	319	83	185	5	2	*
	53	EMC	1978/02/11	14:13:13	3.25	46.34	15.3	4.1	A	123	90	0	213	90	180	348	90	258	90	2	
	54	EMC	1978/03/30	17:33:39	3.43	46.29	5.0	3.3	C	20	35	19	94	79	123	158	27	38	45	1	
	55	EMC	1978/05/25	18:13:31	3.99	46.71	0.1	3.2	C	5	90	0	95	90	180	140	0	50	0	1	
	56	EMC	1978/08/29	22:23:48	3.29	43.69	8.0	4.1	B	32	57	-80	230	34	-105	272	76	129	12	2	
	57	CHAR	1978/09/03	3:51:36	1.30	46.32	5.0	3.1	C	90	50	80	285	41	101	308	81	187	5	2	
	58	CHAR	1978/11/06	10:48:24	1.01	45.70	12.0	4.4	A	74	43	150	187	70	51	305	16	54	49	2	
	59	CHAR	1979/05/11	18:06:25	1.03	45.64	13.4	3.5	C	0	89	0	90	84	180	315	5	45	3	2	
	60	CHAR	1981/09/28	3:58:45	1.41	46.24	15.7	3.3	C	93	43	85	280	47	95	246	86	7	2	2	
	61	EMC	1982/11/07	2:01:15	2.78	46.12	15.0	4.0	A	180	72	137	286	50	24	135	43	238	14	2	
	62	EMC	1984/02/19	21:14:37	5.54	43.42	8.0	4.3	B	226	44	-153	336	72	-49	204	47	95	17	2	
	63	CHAR	1985/02/11	7:06:01	1.64	46.32	14.1	3.4	C	75	70	3	344	87	160	298	16	31	12	2	*
	64	CHAR	1985/10/05	1:20:40	2.12	46.33	3.7	3.3	C	202	70	142	307	55	25	159	41	258	10	2	
	65	CHAR	1986/02/19	13:27:00	1.39	46.28	14.5	3.9	B	295	68	5	203	85	158	157	19	251	12	2	
	66	EMC	1986/02/25	17:10:39	4.72	43.95	5.0	3.6	C	203	43	-102	7	48	-79	212	82	105	3	2	*
	67	EMC	1987/02/05	9:59:37	4.56	43.66	5.0	3.5	C	356	72	-67	230	29	-140	236	57	104	24	2	
	68	CHAR	1987/04/29	13:57:09	1.51	46.28	10.3	3.7	B	268	71	177	359	87	19	132	11	225	16	2	
	69	EMC	1989/02/09	12:00:00	3.62	45.50	3.8	3.0	C	76	56	169	172	82	34	300	16	40	32	4	*
	70	EMC	1991/10/22	5:22:00	3.10	45.03	6.0	2.3	C	184	50	96	354	41	82	136	82	268	6	4	*
	71	EMC	1991/10/29	0:53:00	2.93	45.89	6.0	2.1	C	323	61	85	154	29	100	215	74	58	14	4	
	72	EMC	1991/10/31	3:13:00	3.65	45.59	4.2	2.0	C	38	80	174	129	82	10	352	13	264	2	4	
	73	EMC	1991/11/02	4:43:00	3.03	45.08	6.0	2.2	C	168	50	85	356	40	96	42	85	260	5	4	
	74	EMC	1991/11/04	11:54:00	3.00	45.08	6.0	2.7	C	168	50	85	354	40	96	55	85	262	5	4	
	75	EMC	1991/11/10	12:50:00	2.79	45.97	15.0	2.7	C	92	85	41	172	60	169	135	28	38	14	4	
	76	EMC	1991/12/15	7:05:00	3.71	45.49	7.1	2.3	C	69	75	19	357	75	164	314	22	224	2	4	
	77	EMC	1992/01/13	17:44:00	3.46	45.09	3.6	2.5	C	5	70	171	98	82	20	322	20	232	5	4	*
	78	EMC	1992/02/04	7:37:00	3.03	45.08	4.1	2.4	C	346	44	84	174	48	96	148	85	259	3	4	
	79	EMC	1992/02/06	16:55:00	2.68	45.97	5.1	2.1	C	315	36	80	147	56	97	84	80	231	9	4	*
	80	EMC	1992/03/06	0:49:00	2.98	46.01	2.6	1.8	C	347	60	53	223	35	136	222	68	92	12	4	
	81	EMC	1998/02/09	14:16:56	4.89	43.90	6.0	3.1	C	24	73	-78	239	21	-123	277	60	123	27	5	

Table 4 (Continued.)

Geographical area	Number	Stress field zone	Date (YYYY/MM/DD)	Time (UTC) (HH/MM/SS)	Long. (°)	Lat. (°)	Depth (km)	Mag (ML)	Quality	Plane A Az	Plane A Dip	Plane A Vect.	Plane B Az	Plane B Dip	Plane B Vect.	P Axis P az.	P Axis P dip.	T Axis T az.	T Axis T dip.	Ref.	R.
Charente region	82	CHAR	1972/09/07	22:26:56	-1.26	46.05	10.0	5.2	B	303	70	27	203	65	158	164	33	72	4	2	
	83	CHAR	1972/09/08	1:51:51	-1.45	45.95	10.0	4.1	B	303	70	27	203	65	158	164	33	72	4	2	
	84	CHAR	1975/12/28	2:16:07	0.594	46.45	12.0	3.9	C	190	87	162	281	74	3	144	14	237	9	2	
	85	CHAR	1976/09/08	19:54:41	0.89	45.61	15.0	4.3	B	168	71	22	70	68	159	299	2	30	30	2	
	86	CHAR	1977/04/06	11:09:33	1.68	46.51	6.0	3.5	B	131	23	48	335	69	106	260	65	58	24	2	
	87	CHAR	1977/10/10	6:05:56	-1.43	45.96	5.0	4.7	B	305	60	8	211	83	150	164	26	262	16	2	
	88	CHAR	1978/05/27	7:47:40	-1.37	45.93	10.0	4.1	B	305	57	121	77	44	51	269	63	13	7	2	
	89	CHMC	1983/04/21	1:53:08	0.99	46.18	5.0	4.0	A	122	85	31	29	60	174	252	17	350	25	2	
	90	CHAR	1983/05/08	17:47:51	-3.26	45.05	15.0	4.0	B	5	46	130	135	56	57	248	6	349	62	2	
	91	CHAR	1984/02/25	6:08:20	-1.75	46.02	10.0	4.2	B	300	70	50	188	44	151	166	49	58	15	2	
	92	CHAR	1984/04/08	7:20:21	-2.98	46.47	8.8	3.9	C	45	54	81	240	37	102	281	79	141	9	2	
	93	CHAR	1984/06/07	16:27:22	-3.09	46.30	10.0	3.8	C	302	64	121	68	40	43	10	13	257	59	2	
	94	CHAR	1985/10/07	13:01:49	-0.42	46.80	11.0	3.9	C	130	76	92	300	14	80	43	59	218	31	2	
	95	CHAR	1986/03/22	2:30:28	-3.83	46.50	20.0	4.1	B	272	86	27	180	70	176	138	17	44	12	2	
Armorican Massif	96	NAM	1975/08/30	14:07:49	-3.11	48.85	3.0	4.5	B	265	85	135	360	45	7	213	33	320	25	2	
	97	SAM	1978/02/12	18:34:05	-1.67	47.73	2.0	4.1	B	92	42	77	289	49	101	260	81	11	3	2	
	98	NAM	1978/09/20	15:40:40	-4.13	48.28	15.0	4.0	B	312	62	-124	77	43	-44	18	11	271	58	2	
	99	NAM	1979/01/13	15:38:02	-3.28	48.36	7.0	3.9	C	95	80	53	352	38	164	330	43	213	26	2	
	100	NAM	1981/06/20	0:34:57	-3.82	49.06	8.7	3.7	C	75	79	137	175	48	15	26	37	131	19	2	
	101	CHMC	1981/08/31	6:14:29	-0.37	47.09	8.0	3.5	C	163	70	9	70	82	160	25	20	118	8	2	
	102	NAM	1981/09/04	4:42:01	-4.62	48.64	16.0	4.2	B	139	70	150	60	62	23	11	5	277	35	2	
	103	SAM	1982/11/09	13:44:46	-1.77	47.06	16.0	3.9	C	90	86	-166	181	76	-4	136	7	45	13	2	
	104	NAM	1983/07/07	3:52:24	-1.11	48.41	9.0	4.2	B	60	42	-73	262	50	-105	342	4	232	78	2	
	105	SAM	1983/08/14	15:35:51	-1.99	47.57	4.0	4.0	B	90	65	50	333	46	144	312	52	208	11	2	
	106	CHAR	1985/09/30	11:16:32	1.29	47.45	18.6	4.7	A	50	49	63	268	48	118	159	1	251	70	2	*
	107	NAM	1987/01/10	0:51:15	-4.57	48.24	15.0	3.8	C	129	86	45	35	45	174	1	32	254	25	2	
	108	SAM	1987/01/15	14:21:15	-3.11	47.67	11.3	3.7	C	110	21	81	300	69	94	216	65	27	24	2	
	109	CHMC	1987/03/05	23:09:07	-0.15	47.12	7.0	3.3	C	100	40	-155	30	74	-53	261	48	147	20	2	
	110	NAM	1990/04/30	23:35:57	-2.1	49.10	10.8	3.5	C	35	75	90	215	15	90	305	60	125	30	3	
	111	NAM	1990/11/08	18:21:47	-1.49	48.49	8.6	3.0	C	15	58	-70	230	37	-119	121	11	246	71	3	
	112	NAM	1993/07/26	18:52:21	-1.11	48.77	7.8	3.5	C	115	45	-150	227	69	-49	346	14	93	49	3	
	113	NAM	1994/09/17	6:05:03	-2.7	49.01	8.0	3.4	C	160	35	90	340	55	90	250	80	70	10	3	
	114	NAM	1994/11/30	16:31:21	-0.57	49.44	14.0	4.1	B	105	25	50	328	71	107	262	60	45	24	3	
	115	NAM	1995/04/22	13:10:13	-2.35	48.62	9.5	3.5	C	95	75	70	330	25	142	340	56	201	27	3	
	116	NAM	1996/06/01	12:29:23	-1.32	49.35	7.5	3.0	C	125	70	180	35	90	0	348	14	82	14	3	
	117	NAM	1997/06/22	16:50:16	-2.27	49.20	13.1	3.4	C	285	80	158	19	68	11	240	21	333	7	3	
	118	NAM	1998/08/08	10:36:16	-0.55	49.25	4.9	3.5	C	91	85	78	339	13	157	348	49	192	39	3	
	119	NAM	1998/12/07	0:23:28	-1.65	48.58	9.9	3.3	C	150	55	100	313	36	76	94	77	233	9	3	

References: (1) Santouire (1976), (2) Nicolas *et al.* (1990), (3) Amorese *et al.* (2000), (4) Dorel *et al.* (1995), (5) Baroux *et al.* (2001).

Revised focal mechanism solutions are marked with a star.

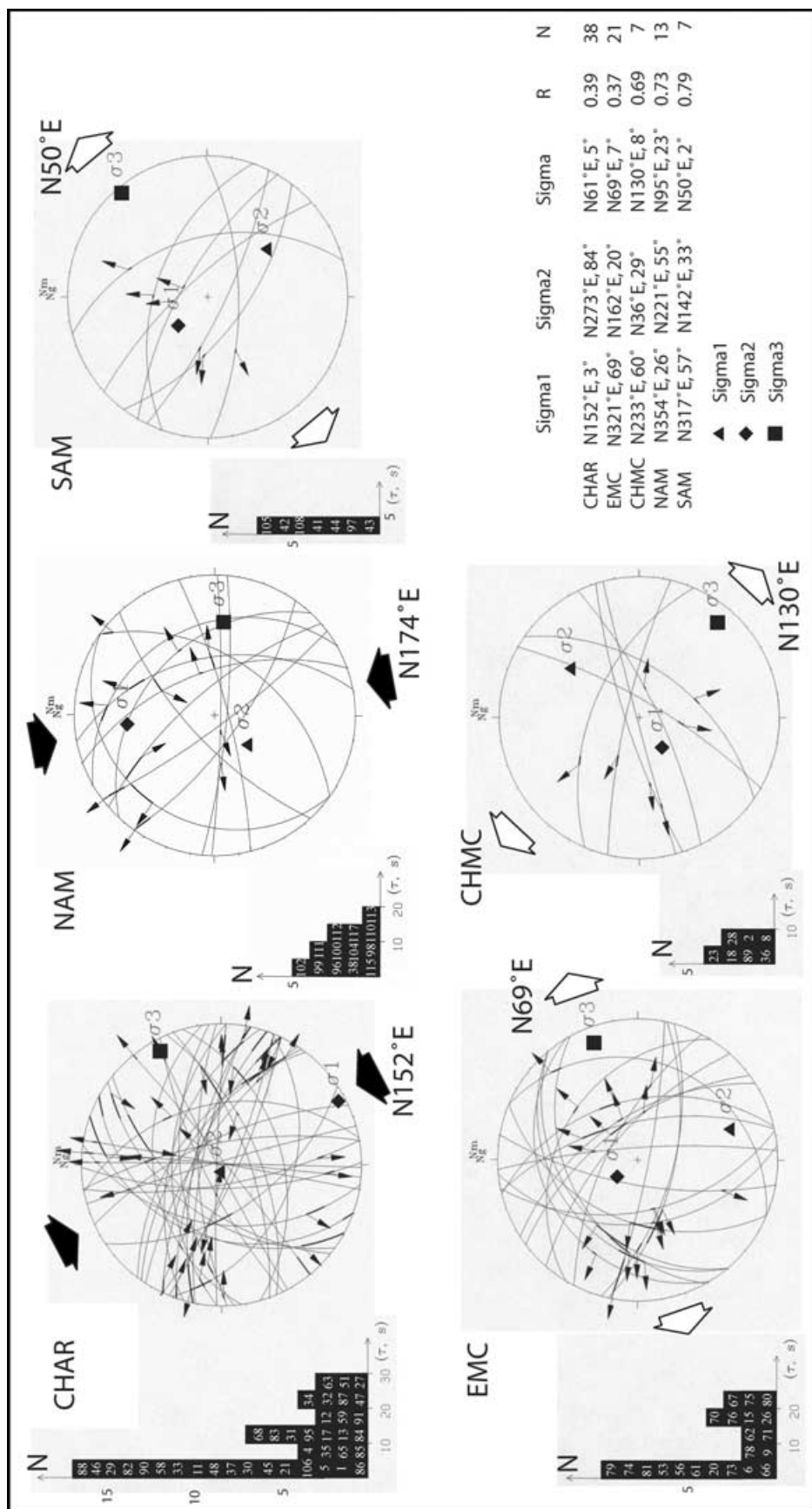


Figure 7. Stress tensors computed for the five areas projected on a lower hemisphere Wulff diagram. Small arrows indicate slip vectors, large white arrows are extension and large black arrows are compression directions. Histograms are the number of focal mechanisms (N) versus the (τ , s) angular deviation, in degrees. Black triangle: σ_1 , diamond: σ_2 , square: σ_3 .

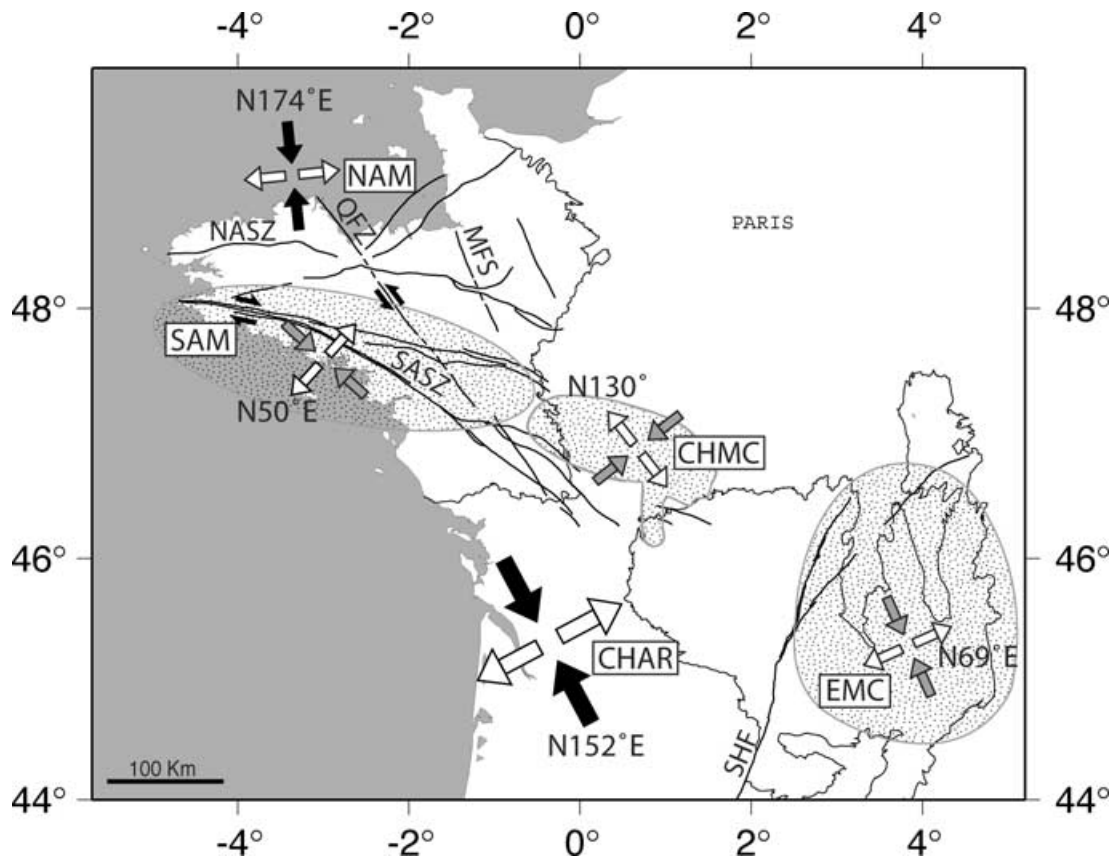


Figure 8. Stress tensors of the different areas. Black arrows indicate the direction of the maximum horizontal compression (σ_{Hmax}), white arrows indicate the direction of the minimum horizontal compression (σ_{hmin}). Dotted areas circled in grey represent the regional extent of a particular stress field. NAM: North Armorican Massif, SAM: South Armorican Massif, CHMC: northeastern Charente and northwestern Massif Central, CHAR: western Massif Central and the Charente region, EMC: eastern Massif Central. SASZ: South Armorican shear zone, NASZ: North Armorican shear zone, QFZ: Quessoy fault zone, MFS: Mayenne fault system, SHF: Sillon Houiller fault.

6 INTERPRETATION OF THE RESULTS

6.1 Effect of the mantle plume

The EMC zone, is characterized by an extensional stress state, confirming the results of hydraulic tests in boreholes from Cornet & Burlot (1992), and the conclusions of Delouis *et al.* (1993) and Dorel *et al.* (1995), based on focal mechanisms analysis. Our study shows that the extension in the Massif Central is limited by the SHF in the west. Extension is probably related to the ascent of the hot mantle plume located beneath this area, that is inferred from teleseismic tomography (Granet *et al.* 1995a,b). The plume is believed to be the origin of an anomalous thermal regime of the crust related to volcanism (Vasseur 1982; Lucazeau *et al.* 1984; Lucazeau & Vasseur 1989). We propose that the extensional deviatoric stress is the result of bulging of the crust at the apex of the hot mantle plume. This implies that the SHF is acting as a passive boundary between the EMC and WMC. Thus, we infer a lithospheric scale to this fault. Inspection of digital elevation models (DEM) provides evidence that the eastern, volcanic, part of the Massif is uplifted with respect to the western part. On the basis of high-resolution DEM analysis, rivers and lava flows across faults, and the distribution and timing of sedimentation, Michon & Merle (2001) deduce a normal displacement along the SHF and associated faults that accommodate Quaternary uplift of the EMC.

Southeast of the Massif Central, Baroux *et al.* (2001) have shown that the Rhône valley is actively in extension. These authors suggest that this extension is probably the result of the influence of the extensional stress regime of the Massif Central that they relate to the mantle plume. Focal mechanism inversions, in the present study, also show that the stress regime of the EMC and the Rhône valley are consistent, confirming that extension in these two regions might have the same origin, namely the effect of the mantle plume.

6.2 Effect of plate and microplate tectonics

Alternatively, the observed stress perturbation could be related to intraplate forces. For instance, the anticlockwise rotation of Iberian microplate with regard to Eurasia and/or incipient subduction in the Bay of Biscay generates intraplate forces from which the deformation of the Pyrenees chain and the Bay of Biscay are the most clear expressions. In the west of our study area, the opening of the Bay of Biscay has accommodated the rotation of Iberia from its beginning at Aptian time, 114 Ma (Montardet *et al.* 1979; Olivet 1996). Nowadays, no large earthquakes are recorded offshore in the Bay of Biscay. Small earthquakes might occur but are not detected by French, Spanish and Portuguese networks. Accumulation of extensional stress on the SASZ or subparallel structures could be responsible for the $M_L > 5.0$ earthquakes that appear to be distributed all along

the Atlantic coast, following the fault zones (Fig. 6). NE–SW extensional stress in the SAM zone generates extension with a small dextral component on the northern part of the SASZ. As the southern branch of the SASZ is striking more N–S in the CHAR, the strike-slip component becomes more important. Forces associated with the rotation of Iberia generate, towards the North, compressional stress in the east and extensional stress in the west. In the east, the compressional stresses are accommodated by deformation of the Pyrenees. Thus, at the longitude of the northwestern Massif Central, the stress induced by the rotation of Iberia is null, because it is released in the eastern Pyrenees. Extension in CHMC (σ_{hmin} striking 132°NE) is parallel to the strike of the fan-shaped eastern termination of the SASZ, which strikes from $\sim 120^\circ\text{NE}$ to $\sim 130^\circ\text{NE}$.

The coeval influence of Europe–Africa convergence and rotation of Iberia on pre-existing zones of weakness (mainly the SASZ), and the effect of the mantle plume beneath the Central Massif should partly explain the regional NW–SE compression and the short scale variations of the stress field computed by the inversion of focal mechanisms.

7 DISCUSSION

(i) Refinement of the image of the seismicity of western and central France, a slowly deforming intraplate region, has been accomplished by synthesis of seismological bulletins from different networks and the location of 4574 events. Earthquakes have then been relocated by joint hypocentres and velocity structure inversion. The new epicentre distribution points out that the seismicity of those regions is much less diffuse than it was previously thought. For instance, in the Massif Central, most events are aggregated in clusters. These clusters are concentrated in the most tectonically active parts of the Massif: along the north–south volcanic area, south of the Limagne graben and in the northwesternmost part of the Massif, where the SASZ is merging with the SHF. In western France, the epicentre distribution has been improved but it is still diffuse.

(ii) The computation of 44 new focal mechanisms and revision of some bibliographic solutions allow a better comprehension of the strain and stress distribution. The inversion of 119 focal mechanisms in central and western France illustrates the dependence of the resolution of the stress field on the amount and spatial distribution of the data. In 1993, over the same area, Delouis *et al.* only had 16 mechanisms available for analysis. Their result corresponds to an average stress field of the area (σ_1 close to the vertical, σ_2 horizontal and striking 125°NE , and σ_3 close to the horizontal and striking 35°NE), as the extensional focal mechanisms were not inverted separately. The local to regional size extensional zones defined by our study require a sufficient amount of data to be sampled. In theory, four mechanisms are enough to be inverted as we determine four parameters (σ_1 , σ_2 , σ_3 and R) during the inversion, but a minimum of six mechanisms is desirable. As opposed to hydraulic tests, the focal mechanisms do not provide direct measurements of the stress field. Several mechanisms must be inverted together, thus a computed stress field does not correspond to a single point but to data that encompass a larger region. The presence of local perturbations of the stress field can then introduce a bias in the inversion if all mechanisms are inverted together. Therefore, when direct measurements of the stress field are available in slowly deforming regions, a mismatch between the measured and computed stress field can indicate the presence of local perturbations of the stress field. Indeed, this study allows us to characterize two kinds of stress regimes, regional strike-slip versus local extensional.

(iii) The regional stress field in the study domain approximately agrees with the model configurations of Gölke & Coblenz (1996), relating it to the joint effect of the convergence of Africa and Europe and of the Mid-Atlantic ridge push. The extensional stress field corresponds to three perturbations of the regional stress field. We propose that they are the result of inherited lithospheric faults undergoing plate boundary and intraplate forces. Those plate boundary and intraplate forces originate from the convergence of Africa and Europe and the Mid-Atlantic ridge push, and by the rotation of the Iberian microplate, respectively. In the Massif Central, the SHF plays the role of a lithospheric scale barrier (i.e. passive boundary) between a western domain and an eastern domain uplifted by the thermal effect of a mantle plume at the base of the lithosphere.

(iv) For the Provence area, Baroux *et al.* (2001) suggest that ‘abrupt spatial stress changes in a narrow zone could reflect a tectonic model with upper crustal fragments (blocks) decoupled from the lithospheric mantle by the ductile lower crust as suggested by Müller *et al.* (1997) for short-scale variation of the tectonic regimes acting in western Europe’. In Provence, these authors observed stress field variations over a distance range of tens of kilometres. In our study area, the stress field variations have a minimum wavelength of more than 100 km, three times the crustal thickness. These variations are related to lithospheric rather than crustal scale processes, as proposed by Bonnet *et al.* (2000) for the development of relief in the Armorican Massif. Furthermore, the major structures influencing the stress field are of lithospheric scale (the SASZ and the SHF). Another argument to link these perturbations to lithospheric processes is the correlation between the geographic areas of stress perturbation and lateral variation of Pn anisotropy beneath France, as computed by Juhenderc & Granet (1999). The upper-mantle seismic anisotropy is believed to arise from preferred orientation of olivine grains, which are responding to the stress field during mantle deformation. Correlation between the true direction of anisotropy and crustal stress does not make it necessary to invoke decoupling of the crust in our study area. Nevertheless, east of the SHF, the extensional regime associated with high heat flow values ($> 100 \text{ mW m}^{-2}$) could favour crustal decoupling. If crustal decoupling does occur, we believe that it is restricted in area to the extension of the thermal influence of the mantle plume: that is to say, the Massif Central east of the SHF, the Rhône valley and the Provence region.

8 CONCLUSION

(i) Synthesis of seismological bulletins from different networks and the location of 4574 events, and precise relocation by joint hypocentres and velocity structure inversion allows improvement of the image of the seismicity of western and central France.

(ii) Taking into account the improvement in the hypocentral location of the events and in the velocity model, we computed realistic take-off angles. Then, we determined 44 new focal mechanism solutions and we revised the previously published focal mechanisms in order to construct a set of 119 homogeneously computed focal mechanisms.

(iii) The inversion of these focal mechanisms allows us to recognize a regional NW–SE compression. The regional strike-slip stress field appears to be overprinted by three local extensional perturbations. These are located in the EMC, in the SAM and at the southern termination of the SASZ, between the two massifs.

(iv) The stress field perturbations are of lithospheric scale and correlate with the lateral variation of Pn anisotropy, which is an

indirect consequence of stress orientation in the mantle. Thus, it is not necessary to invoke decoupling of the crust in our study area, as previous authors have suggested (Müller *et al.* 1997). If crustal decoupling does occur, we believe that it is restricted in area to the extension of the thermal influence of the mantle plume: that is to say, the Massif Central east of the SHF, the Rhône Valley and the Provence region.

(v) Following Gölke & Coblenz (1996), we relate the regional strike-slip stress field to the joint effect of Europe–Africa convergence and Mid-Atlantic ridge push. We propose that the extensional deviatoric stress in the EMC is the result of the bulging of the crust at the apex of the hot mantle plume. The two other extensional areas approximately follow the SASZ. We argue in favour of intraplate extensional stress acting on pre-existing weak zones, and we relate those forces to the anticlockwise rotation of the Iberian microplate and/or incipient subduction in the Bay of Biscay.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was made possible thanks to the data provided by the Réseau National de Surveillance Sismique (ReNaSS), the Instituto Geografico Nacional (IGN) and the SISMALP network. Data from the SISCAEN network were also provided by Daniel Amorèse. We are grateful to Marc Nicolas and Bertrand Delouis for providing their polarity data. We are also grateful to C. Gélis for her help in the development of a subroutine. We thank Professor Diane Doser and an anonymous reviewer for their enhancing comments. This work is contribution number 670 of UMR 6526 Géosciences Azur.

REFERENCES

- Amelung, F. & King, G., 1997. Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature*, **386**, 702–705.
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M. & Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France), *Geophys. J. Int.*, **143**, 837–846.
- Angelier, J., Slunga, R., Bergerat, F., Stefansson, R. & Homberg, C., 2004. Perturbation of stress and oceanic rift extension across transform faults shown by earthquake focal mechanisms in Iceland, *Earth planet. Sci. Lett.*, **219**, 271–284.
- Ayarza, P., Martinez Catalan, J.R., Alvarez-Marron, J., Zeyen, H. & Juhlin, C., 2004. Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the north Iberian Margin, *Tectonics*, **23**, 1 (TC1010).
- Baroux, E., Béthoux, N. & Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquakes focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, **145**, 336–348.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to quaternary tectonic uplift of a Proterozoic–Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France, *J. geophys. Res.*, **105**, 19 273–19 288.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.-L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru, *Earth planet. Sci. Lett.*, **82**, 165–179.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.-L., 1992. Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben, *J. Struct. Geol.*, **14**(8/9), 1007–1017.
- Cornet, F.H. & Burtet, D., 1992. Stress field determinations in France by hydrolic tests in boreholes, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 829–11 849.
- Delhay, A., 1976. Etude de la sismicité récente de la région d'Oléron, *PhD thesis*, Université de Paris VI, Paris, p. 80.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, **221**, 413–437.
- Dorel, J., Fourvel, D. & Donnedieu, G., 1995. Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français), *Bull. geol. Soc. Fr.*, **166**, 271–284.
- Ellsworth, J.D., 1977. Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, *PhD thesis*, Mass. Inst of Technol. Cambridge, MA.
- Froidevaux, C., Brousse, R. & Bellon, H., 1974. Hot spot in France?, *Nature*, **248**, 749–751.
- Geiger, L., 1910. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, K Gessel, *Wiss. Gott.*, **4**, 331–349.
- Gephart, J.W. & Forsyth, W.D., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence, *J. geophys. Res.*, **89**, 9305–9320.
- Gölke, M. & Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, **266**, 11–24.
- Granet, M., Wilson, M. & Achauer, U., 1995a. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 281–296.
- Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G. & Fuchs, K., 1995b. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography, *Geophys. J. Int.*, **121**, 33–48.
- Grünthal, G. & Stromeyer, D., 1992. The recent crustal stress field in central Europe: trajectories and finite element modelling, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 805–11 820.
- Juhenderc, S. & Granet, M., 1999. Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times, *J. geophys. Res.*, **104**, 13 201–13 215.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L. & Cockerham, R.S., 1984. Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California region, by geotomography, *US Geol Surv. Open File Rep.*, 84-939, 188–220.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography, *J. geophys. Res.*, **99**, 19 635–19 646.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1975. HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *US Geol Surv. Open File Rep.*, 75-311, 1–116.
- Lucazeau, F. & Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins, *Tectonophysics*, **164**, 251–258.
- Lucazeau, F., Vasseur, G. & Bayer, R., 1984. Interpretation of heat flow data in the french Massif Central, *Tectonophysics*, **103**, 99–119.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N. & Deroussi, S., 2005. Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: central and western France, *Tectonophysics*, submitted.
- Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E. & Sébrier, M., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalaya-Tibet and the Central Andes, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, **337**, 41–52.
- Merle, O. & Michon, L., 2001. The formation of the West European rift: a new model as exemplified by the Massif Central area, *Bull. geol. Soc. Fr.*, **172**(2), 213–221.
- Michon, L. & Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism, *Bull. geol. Soc. Fr.*, **172**(2), 201–211.
- Montardet, L., de Charpal, O., Roberts, D.G., Guennoc, P. & Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive margins: rifting and subsidence processes, *Am. geophys. Un.*, **3**, 154–186.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. & Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 743–11 803.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. & Fuchs, K., 1997. Short scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees, *Tectonophysics*, **275**, 199–219.

- Nehlig, P., Boivin, P., de Goër de Herve, A., Mergoil, J., Prouteau, G. & Thiéblemont, D., 2001. Les volcans du Massif central, *Géologues*, **130**–131, 66–91.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. & Delpéché, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Olivet, J.-L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique (Kinematics of the Iberian plate), *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 131–195.
- Perrier, G. & Ruegg, J.-C., 1973. Structure profonde du Massif Central français, *Ann. Geophys.*, **29**, 435–502.
- Perrot, J. *et al.*, 2005. Analysis of the Lorient earthquake ($M_w = 4.3$) and its aftershocks: implications in the geodynamics of the Armorican Massif, *Geophys. J. Int.*, submitted.
- Reasenber, P.A. & Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *U.S. Geol. Surv. Open-file Rep.*, **85**–739.
- Ritchie, M.E.A., Musson, R.M.W. & Woodcock, N.H., 1991. The Bishop's Castle (UK) earthquake of 2 April 1990, *TerraNova*, **2**, 290–400.
- Rivera, L. & Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**(3), 600–614.
- Santoire, J.-P., 1976. Contribution à l'étude géologique du Massif du Mont Dore: la région des Couzes, *PhD thesis*, Université de Paris Sud, Orsay, p. 142.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R. & Fuchs, K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt, *Earth planet. Sci. Lett.*, **139**, 147–163.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C.F.W., Altherr, R. & Fuchs, K., 1997. Upper mantle temperatures and lithosphere–asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations, *Tectonophysics*, **275**, 143–164.
- Vasseur, G., 1982. Synthèse des résultats de flux géothermique en France, *Ann. Geophys.*, **38**(2), 189–201.
- Vasseur, G., Etchecopar, A. & Philip, H., 1983. Stress state inferred from multiple focal mechanisms, *Ann. Geophys.*, **1**, 291–298.
- Veinante-Delhay, A. & Santoire, J.-P., 1980. Sismicité récente de l'arc sud-armoricain et du nord-ouest du Massif Central. Mécanismes au foyer et tectonique, *Bull. geol. Soc. Fr.*, **22**, 93–102.
- Zeyen, H., Novak, O., Landes, M., Prodehl, C., Driad, L. & Hirn, A., 1997. Refraction–seismic investigations of the northern Massif Central (France), *Tectonophysics*, **275**, 99–117.
- Zoback, M.L., 1992. First and second order pattern of stress in the lithosphere: the world stress map project, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 703–11 728.

Causes des perturbations de champs de contraintes

Nous complétons ici l'argumentation développée dans l'article concernant les causes des perturbations des champs de contraintes. L'amélioration de la localisation hypocentrale nous a permis de publier 44 mécanismes au foyer bien contraints ainsi que de recalculer les solutions focales publiées antérieurement. Ce faisant, nous disposons de 119 mécanismes au foyer que nous avons inversés pour calculer le champ de contraintes. Nous mettons en évidence un régime décrochant à signification régionale avec un σ_1 orienté NW-SE. Il apparaît que ce champ de contrainte régional est perturbé en trois endroits : à l'est du Massif Central, au niveau du Seuil du Poitou et au sud du Massif Armoricaïn. Ces trois perturbations sont extensives.

I. Perturbations des contraintes compressives régionales par les failles majeures

Dans le sud du Massif Armoricaïn, des mécanismes au foyer, en extension sont localisés proches du cisaillement sud-armoricaïn (CSA) et témoignent comme nous l'avons vu du régime extensif auquel cette zone est soumise. Il en va de même au niveau du Seuil du Poitou, mais l'extension est NW-SE alors qu'elle est NE-SW dans le sud de la Bretagne. Les directions de σ_2 et σ_3 sont donc inversées. Nous présentons dans ce paragraphe une explication de ces perturbations de contraintes basée sur l'interaction de failles majeures.

La position du « bloc tectonique » situé à l'est du Sillon Houiller (SHF) est restée stable par rapport au panache mantellique sous-jacent comme en atteste la distribution spatio-temporelle du volcanisme (Maury et Varet, 1980). Donc, si nous prenons en compte le mouvement prévisionnel sur les deux failles principales de la zone d'étude, à savoir le Sillon Houiller et le CSA, dans le champ de contraintes en compression NW-SE, nous prévoyons un mouvement essentiellement décrochant, sénestre, sur le SHF et du décrochement dextre sur le CSA. Etant donné que le bloc Est est stable, ce décrochement devrait être accommodé par un déplacement vers le sud (par rapport à l'Eurasie supposée stable) du bloc situé à l'ouest du SHF ce qui générerait de l'extension dans le sud du Massif Armoricaïn. Cette extension, combinée au décrochement dextre sur le CSA pourrait expliquer le tenseur des contraintes transtensif du

domaine sud armoricain, ainsi que l'extension poitevine que correspond à la terminaison sud du CSA. Mais, Michon et Merle (2001) ont mis en évidence un mouvement normal tardi-cénozoïque sur le SHF et ont exclu tout mouvement transcurrent, à la résolution de leur données. L'origine des perturbations de contraintes armoricaines et poitevine est donc vraisemblablement à rechercher ailleurs que dans le supposé mouvement vers le sud du bloc situé à l'ouest du SHF et au sud du CSA.

En étudiant sur modèle numérique de terrain les réseaux de drainage des rivières dans le Massif Armoricain, Bonnet et al. (2000) ont mis en évidence un soulèvement tectonique quaternaire de l'ouest du massif par rapport à l'est. La surrection serait accommodée par le CSA et la faille de Quessoy-St Brieuc (QFZ). Vers le sud, la branche sud du CSA et la QFZ convergent, ce qui suggère un lien génétique entre ces deux failles. L'intersection entre la QHF, orientée N150°, et les branches septentrionales et centrales du CSA, orientées N80° à N120°, définit différents blocs crustaux dans le massif armoricain. Trois blocs sont topographiquement plus élevés : a) l'ouest du massif (à l'ouest de la QFZ et au nord du CSA), b) le nord-est du massif (à l'est de la Faille de la Mayenne), et c) au sud-est (à l'est de la QFZ et entre les branches nord et sud du CSA). Ces zones pourraient être en surrection sous l'effet de flexurations de la lithosphère (Bonnet et al., 2000) ; cette surrection pouvant être accommodée par du mouvement vertical sur le CSA, la QFZ et la Faille de la Mayenne. Parmi les quatre quadrants définis par l'intersection du CSA et de la QFZ (fig 2.4), deux sont en surélévés (le NW, « 1 » et le SE, « 2 ») par rapport aux autres (« 3 » et « 4 »). Ces deux structures se comportent comme des failles conjuguées sous l'effet du champ de contraintes régional en compression NW-SE induisant : a) du décrochement dextre sur le CSA et du décrochement sénestre sur la QFZ et b) de la compression dans les quadrants nord-ouest et sud-est et de l'extension dans les quadrants nord-est et sud-ouest. Cette distribution de la déformation est en bon accord avec les champs de contraintes que nous avons calculé, mais témoigne aussi des limitations imposées par nos données car nous n'observons pas d'extension dans le quadrant nord-est. Toutefois, les mécanismes au foyer de la zone comprise entre la QFZ et la Faille de la Mayenne sont pour l'essentiel en extension (fig 6 de la section précédente, page 51). Malheureusement, le nombre limité de solutions focales dans cette zone, ainsi que la variabilité de l'orientation des axes T rendent impossible le calcul d'un tenseur des contraintes par inversion des mécanismes dans cette zone. Dans ce dispositif, l'extension du Seuil du Poitou est interprétée comme un effet local lié à la terminaison

méridionale du CSA entre le Massif Armoricain et le Massif Central, là où la croûte hercynienne est flexurée.

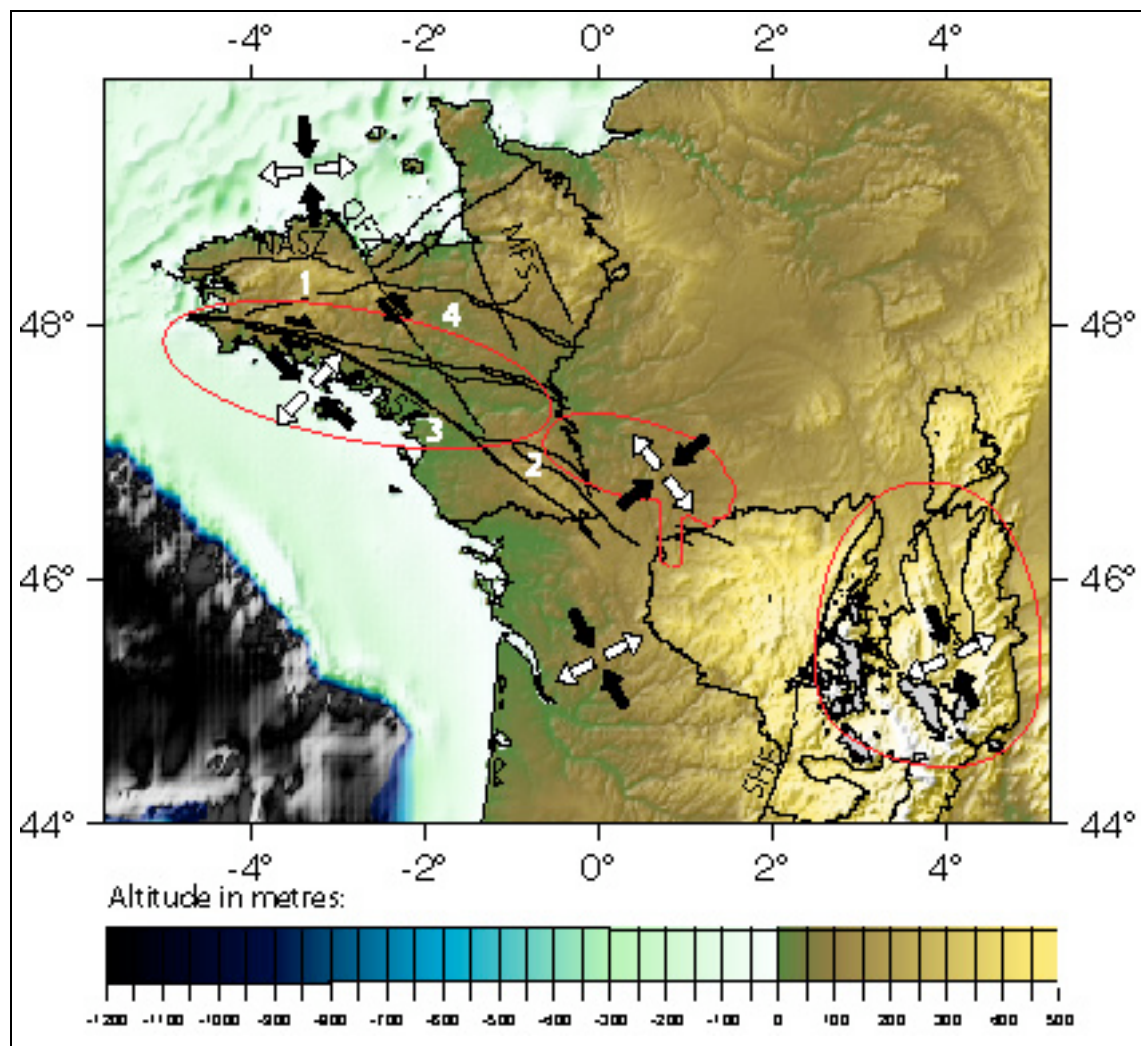


Figure 2.4: modèle numérique de terrain de la zone d'étude. Les numéros en blanc indique les quatre quadrants définis dans le texte. Flèches noires : σ_{Hmax} , flèches blanches: σ_{Hmin} . SASZ: cisaillement sud armoricain, QFZ: faille de Quessoy-St Brieuc, MFS: zone de faille de la Mayenne, SHF: Sillon Houiller.

II. Perturbations des contraintes et anisotropie des ondes Pn

Juhenderc et al. (1999), insistent sur la variation drastique de direction de l'anisotropie de part et d'autre du Sillon Houiller. Ils corrélient cette variation avec l'image tomographique d'anomalie de vitesses des ondes P et P_n , ainsi qu'avec le flux de chaleur important sous la région volcanique. Dans le Massif Central, le Sillon Houiller limite aussi l'anomalie de champ de contraintes à l'est (fig. 2.5), que nous associons à la surrection due à l'ascension de

matériel asthénosphérique sous le massif. Les deux autres perturbations des contraintes (Sud du Massif Armoricain et Seuil du Poitou) sont aussi corrélées à des variations de l'anisotropie des ondes Pn. Les anomalies à l'ouest du Sillon Houiller pourraient être liées au début de subduction du Golfe de Gascogne sous l'Ibérie. Nous argumenterons cette hypothèse dans la suite de ce travail, en nous basant sur des modélisations numériques.

Ces variations azimuthales de l'anisotropie sont interprétées par Juhenderc et al. (1999) en termes d'influence des structures hercyniennes. Or, les ondes Pn échantillonnent le toit du manteau supérieur. L'accord entre ces directions d'anisotropie et les zones de perturbations de champs de contraintes argumente en faveur de processus d'ampleur sinon lithosphérique, du moins non limitées à la croûte.

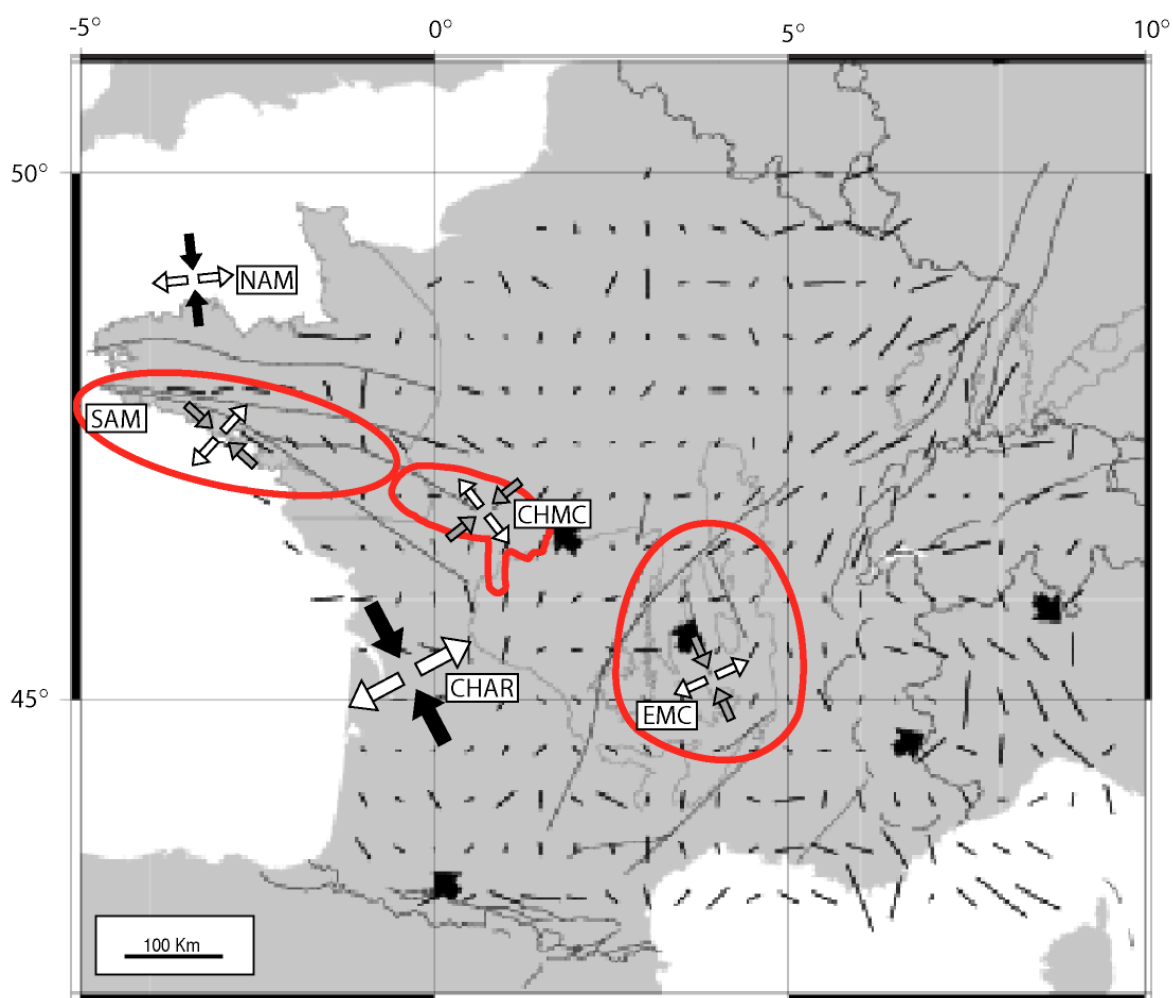


Figure 2.5 : les tirets noirs indique la direction de l'anisotropie des ondes Pn. Les zones d'anomalies de contraintes sont entourées en rouge. Les directions de σ_{Hmax} et σ_{Hmin} sont indiquées respectivement en noir (σ_1) ou en gris (σ_2) et en blanc (σ_3). Modifié d'après Judenherc et al., 1999.

CHAPITRE 3

ETUDE DETAILLEE DU SEISME DE LORIENT

Etude détaillée du séisme de Lorient

Introduction

Le travail présenté dans cette section concerne un événement particulier, le séisme de Lorient, de magnitude $M_L = 5,7$ (LDG) à $5,4$ (ReNaSS). Ce séisme est survenu le 30 septembre 2002 au nord-est de Lorient, près d'Hennebont. Il a été largement ressenti par la population jusqu'à environ 200 km de l'épicentre et le bruit a été entendu jusqu'à Landerneau. Le lendemain du séisme, je me suis donc rendu sur site, et, le surlendemain, dans le cadre d'une collaboration entre l'Université de Bretagne Occidentale, l'Université de Nantes, le CEA et Géosciences Azur, nous avons installé un réseau local dans la zone épiscopale (campagne SISBREIZH). Nous avons mené une étude sismologique et tectonique afin de caractériser cet événement et son contexte sismotectonique. Dans le cadre de cette étude, nous avons calculé le mécanisme au foyer du choc principal de deux manières différentes et complémentaires. Tout d'abord j'ai calculé le mécanisme par pointé de phases, en utilisant les données nationales (LDG, ReNaSS et SisCaen) et internationales (via le CSEM) puis Jocelyn Guilbert au LDG, a contraint la profondeur du foyer par analyse cepstrale des données téléseismiques de Côte d'Ivoire et de Mongolie. Nous avons inversé les formes d'ondes en utilisant les stations large bande métropolitaines pour obtenir le moment sismique. Le résultat fournit une valeur M_0 de $2,9.10^{15}$ N.m soit une magnitude $M_w = 4,3$. Le mécanisme inversé est très proche de la solution obtenue par lecture des polarités. La grande différence entre M_L et M_w est, selon moi, due à des particularités de propagation des ondes entre la zone épiscopale et les réseaux (très faible atténuation des ondes Lg et rapport V_p/V_s faible, peut-être due à une faible pression de fluides dans la zone). Le travail sur les répliques et l'analyse morpho-structurale a été principalement effectué à Brest et Nantes.

Dans ce chapitre sont résumés les résultats principaux de cette étude à laquelle j'ai participé. Cette étude s'est très bien intégrée dans ma thèse car elle a, entre autres, permis de disposer d'un séisme « de référence » bien contraint (localisation, mécanisme, répliques...) pour le Massif Armoricaire. Ce séisme représente l'événement de plus forte magnitude enregistrée dans la région depuis le début du réseau du LDG (1962). Il s'est produit près de la zone faillée sud-armoricaine. Le mécanisme au foyer a été intégré lors du calcul du champ de contrainte du domaine sud-armoricain, et n'en modifie pas la solution. Cela nous a permis de

vérifier que les autres mécanismes, moins bien contraints, sont cohérents avec celui du séisme de Lorient. Nous avons ensuite cherché à comprendre les causes de l'occurrence de ce séisme de forte magnitude et en extension. Nos arguments sont développés dans le chapitre 5 (modélisations numériques). L'article Perrot et al. (sous presse), en annexe., présente les résultats sismologiques et géologiques de l'étude.

Caractéristiques sismologiques de la zone

La sismicité du Massif armoricain, enregistrée par les réseaux nationaux LDG et ReNaSS, présente un caractère diffus (fig 3.1) et la magnitude des événements est généralement faible (seulement 11 magnitudes supérieures ou égales à 4 depuis 1962). Concernant l'étude des mécanismes et du régime de contraintes, Perrot et al. se réfèrent à l'article Mazabraud et al. (2005), qui fait l'objet du chapitre II de cette thèse. Le résultat principal pour la région est la confirmation d'une perturbation extensive locale du champ de contrainte décrochant d'Europe occidentale.

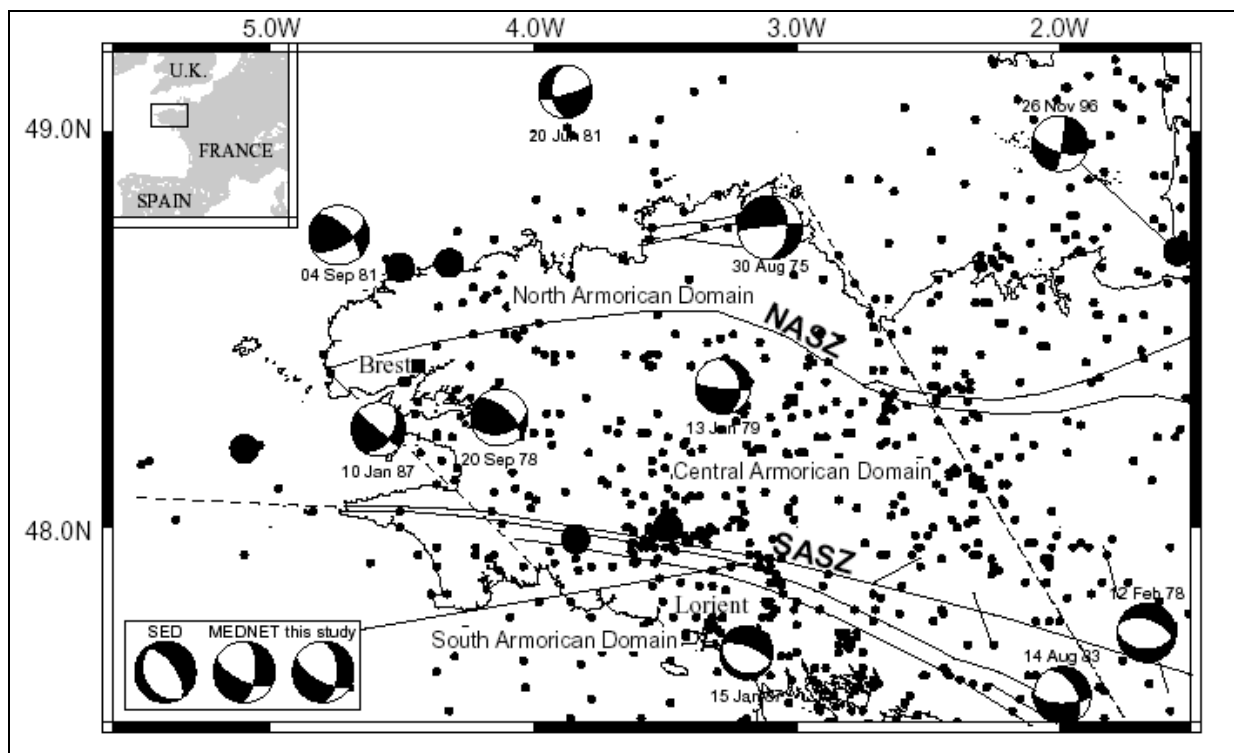


Figure 3.1. : Sismicité du Massif Armoricain. Les séismes sont représentés par des points noirs proportionnels à leur magnitude ou par leur mécanisme au foyer le cas échéant. D'après Perrot et al., 2005.

Plusieurs instituts ont effectué une étude de la source du séisme de Lorient (Table 3.1). La solution MEDNET (réseau Méditerranéen) est un mécanisme en décrochement (dextre dans l'axe du cisaillement) avec une composante normale et la solution du SED (Swiss Earthquake Data center), une faille normale. Aussi, la localisation de ces deux instituts diffère en longitude. Ces différences peuvent s'expliquer par le vide azimuthal dans la répartition des stations, au SSW de Lorient, ceci étant dû à la présence du Golfe de Gascogne. Le MEDNET et le SED fournissent des profondeurs identiques de 15 km, mais cette valeur apparaît comme non-contrainte lors de la procédure d'inversion présentée dans cette étude. Le LDG fournit une meilleure localisation du choc principal car il dispose d'une station permanente à Quistinic (QUIF), à 12 km de l'épicentre. Il est à signaler que ce choc principal a été localisé à environ cinq kilomètres au sud du SASZ, et non sur la trace en surface de la faille elle-même. Les mécanismes au foyer calculés par le ReNaSS et le LDG sont proches de la solution du MEDNET, ainsi que celle que j'ai calculé à partir de la polarité des ondes P (fig. 3.2).

Source	Lat.	Lon.	Depth	Magnitude	Mo.	Str.	Dip	Slip
RéNaSS	47.88	-3.09	10.0	5.4 Ml				
BGS	47.98	-3.23	21.7	4.5 Ml				
LDG	47.83	-3.19	9.6	5.7 Ml		127	61	-127
SED	47.83	-3.20	15.0	4.3 Mw	3.25	156	29	-80
MEDNET	47.82	-3.13	15.0	4.3 Mw	3.7	115	64	-144
This study	47.83	-3.19	12.0	4.3 Mw	2.9	117	62	-133

Table 3.1 : paramètres de la source du séisme de Lorient proposé avant et par cette étude. ReNaSS : Réseau National de Surveillance Sismique, BGS : British Geological Survey, LDG : Laboratoire de Détection Géophysique, SED : Swiss Earthquake Data center, MEDNET : MEDiterranean NETwork. Lat., Lon., Str., Dip, et Slip en degrés. Mo en 10^{15} N.m. Depth en km. D'après Perrot et al., 2005.

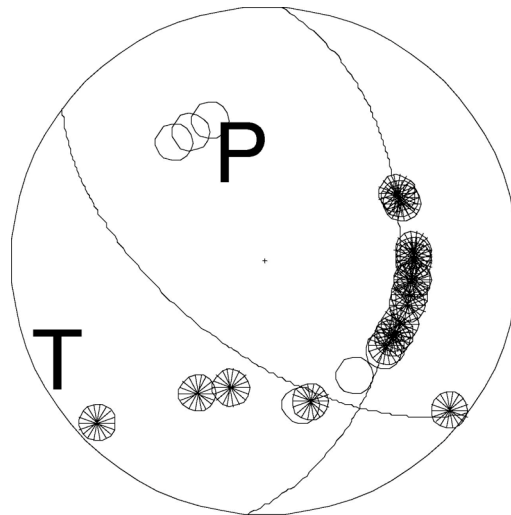


Fig 3.2 : mécanisme au foyer du séisme de Lorient. Calcul effectué à partir du pointé des polarités des ondes P enregistrées sur les différents réseaux nationaux et étrangers. P : axe P, T : axe T, cercles pleins : compression, cercles vides : dilatation.

Analyse structurale

Les images MNT de la région mettent en évidence trois directions tectoniques principales N110°, N130°, et N150°. La zone épacentrale, est caractérisée par la forme triangulaire de la SASZ créée par la divergence de la branche sud et de la branche nord du cisaillement, ainsi que par la présence de failles N150° extensive en échelon ayant vraisemblablement accommodées cette divergence. Ces failles ont joué lors d'une phase extensive (probablement à l'Oligocène). Cette géométrie particulière résulte en l'élévation progressive du système vers l'Est. Ces failles en échelon constituent des discontinuités susceptibles d'être réactivées lors d'événements comme le séisme de Lorient. L'analyse MNT de la zone permet de mettre en évidence des élévations différentes entre les différents blocs délimités par ces failles. Cela suggère des mouvements récents.

Etude de la source du séisme de Lorient

1- Détermination de la profondeur du séisme.

Cette profondeur a été déterminée par analyse cepstrale, suivant une méthode introduite par Shumway (1971) et Bonner et al. (2002), c'est à dire en calculant la transformée de Fourier inverse du logarithme de la transformée de Fourier du signal. Le passage du signal en domaine cepstral permet de détecter des échos dans le signal. En couplant cette

approche avec une analyse F-statistique, l'on peut clairement identifier les phases pP et sP. Pour plus de détails sur la méthodologie employée, se référer à l'article en annexe.

Nous avons bénéficié des enregistrements des réseaux de Côte d'Ivoire et de Mongolie (fig 3.3). Les données ont été fournies par l'Observatoire de Lamto et l'Académie des Sciences d'Ulanbaatar. Le décalage de temps obtenu pour l'onde pP permet de déduire une profondeur focale de 12 ± 2 km. Cette profondeur focale est par ailleurs confirmée par localisation hypocentrale, utilisant les stations proches du séisme, notamment, la station QUIF, localisée à 12 km de l'épicentre. La profondeur ainsi obtenue est de 10 km.

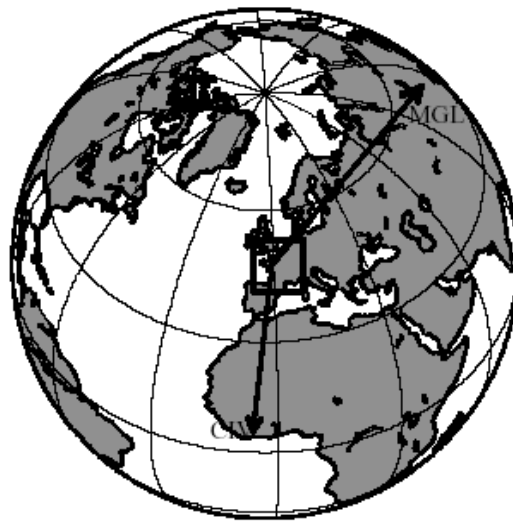


Fig 3.3 : localisation des réseaux utilisées pour l'évaluation de la profondeur du séisme de Lorient. MGL : Mongolie, CIV : Côte d'Ivoire. Modifié d'après Perrot et al., 2005.

2 Détermination du moment sismique

Parmi les méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques, la méthode dite de Bouchon de discrétisation du nombre d'onde (Bouchon et Aki, 1977) est certainement l'une des plus performantes pour simuler la propagation des ondes à distance régionale. En effet, elle permet d'intégrer toutes les contributions des ondes au déplacement en surface. Le fait que l'on utilise une solution générale de l'équation des ondes en coordonnées cylindriques et dans le domaine spectral permet d'obtenir le déplacement en surface sous la forme d'une intégrale sur le nombre d'ondes $k = f/v$, où f est la fréquence étudiée et v la vitesse de l'onde. L'originalité de la méthode est de donner un moyen d'éviter ce calcul numérique direct en remplaçant l'intégrale sur le nombre d'ondes par une somme discrète.

Dans la méthode de Bouchon les ondes sont propagées aux interfaces par la méthode matricielle de Thomson-Haskell (Thomson, 1950 et Haskell, 1964). Le principe de cette

méthode consiste à utiliser les conditions aux limites en $z = 0$, $z = z_i$, $z = z_n$ et $z = \infty$ pour définir des relations de récurrence qui permettent d'obtenir la connaissance des propriétés physiques (telles que l'amplitude et l'angle d'incidence) à une profondeur quelconque, à partir de la connaissance de cette propriété à une profondeur fixée.

Pour diminuer le temps de calcul, Coutant (1994) a remplacé la méthode de Thompson-Haskell par une méthode de réflectivité dans le logiciel AXITRA. Cette méthode de réflectivité consiste en le calcul matriciel des coefficients de réflexion et transmission à chaque interface du modèle de croûte.

Ce programme possède deux exécutables :

- AXITRA calcule les fonctions de Green dans le domaine fréquentiel pour chaque récepteur et chaque source.
- CONVM convolue ces fonctions de Green avec une fonction source temporelle appropriée, qui dépend du moment sismique M_0 .

La première étape du travail a donc été de calculer les fonctions de Green pour cinq stations large-bande du réseau LDG, en utilisant le modèle de vitesse standard du LDG (voir chap2, Table 1a), dans la bande de fréquence 0.02 à 0.1 Hz. Ensuite les paramètres du mécanisme focal (azimut, pendage de la faille et direction du vecteur glissement) ont été recherchés par essai-erreur, en utilisant une durée de source de 0,4 s déduite de la fréquence coin du spectre. La corrélation avec l'amplitude des signaux réels a ainsi permis de déterminer les paramètres à la source :

Azimut = 117° , pendage = 62° , pitch = -133° , et un moment sismique M_0 de $2,9 \cdot 10^{15}$ Nm.

Le mécanisme au foyer est donc très proche de notre solution.

Quant à la valeur du moment sismique elle est également proche des solutions du MEDNET et de SED (table 3.1).

Cet ordre de grandeur du moment sismique fournit une évaluation de la magnitude M_w de 4,3 donc une valeur non compatible avec la magnitude locale (M_L) de 5,7. Dans la suite, je proposerai mon interprétation concernant cette très grande différence entre les deux déterminations de magnitude.

Analyse des répliques

Juste après le séisme, nous avons installé un réseau temporaire de 12 stations, autour de la zone épicentrale. Ce réseau a fonctionné du 2 au 15 octobre 2002. Il a permis de localiser 62 petites répliques dont la magnitude a été évaluée entre 0, 4 et 1,9. Ces événements ont été localisés avec précision, puis relocalisés en utilisant la technique de localisation multiple HYPODD, introduite par Waldhauser et Ellsworth (2000).

Le résultat de cette localisation montre que les répliques se répartissent entre 11,5 et 13,5 km de profondeur, sur un plan ayant un pendage de 60° vers le sud et une direction N120- 135°. Cette direction est oblique par rapport au Cisaillement Sud Armoricaire. Les solutions focales sont soit en faille normale, soit en décrochement (Fig 3.4).

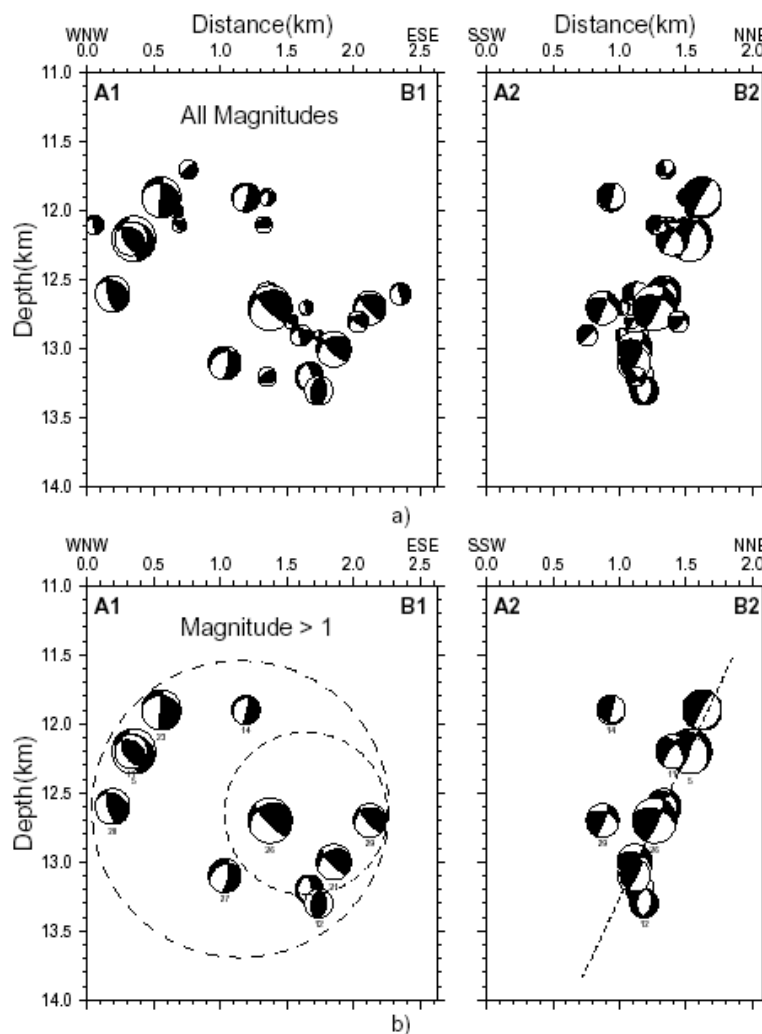


Figure 3.4 : répartition des mécanismes au foyer des répliques selon deux coupes A1B1 et A2B2 (localisées sur la figure 8 de l'article en annexe). a) tous les 31 mécanismes b) mécanismes des $M_L \geq 1,0$. Les tiretés délimitent les zones de ruptures probables (cf article en annexe). D'après Perrot et al., 2005.

Synthèse sur l'analyse de la séquence sismique

Pour concilier les différents résultats concernant le séisme principal et l'étude des répliques, plusieurs scénarii peuvent être invoqués. La confrontation des différents résultats concernant la localisation des répliques et l'étude des paramètres à la source du choc principal permet de tirer des conclusions concernant la surface de rupture, le sens de propagation de cette rupture et la valeur de la chute de contrainte. Le scénario le plus probable, proposé par les auteurs est une initiation de la rupture, sur un plan N120, de pendage 60° vers le sud ouest, à 12,5 km de profondeur, au sud ouest de la zone des répliques avec une chute de contrainte initiale de 100 bars, et un rayon de rupture de 0,5 km. Ensuite la rupture se propage à la fois vers le nord-ouest et le sud-est, pour s'arrêter en profondeur, à la limite cassant-ductile. La surface totale de rupture serait alors un disque d'environ 1 km de diamètre avec une chute de contrainte finale de 10 bars. Perrot et al. (2005) suggèrent que le plan de faille activé serait la branche nord du SASZ, qui s'inclinerait en profondeur avec un pendage de 60° vers le sud et se connecterait ensuite à la branche méridionale du SASZ.

Conclusion

Ce séisme représente le séisme de référence du Massif Armoricaïn. Son mécanisme, en faille normale a été intégré dans l'étude précédente (Chapitre 2, Mazabraud et al., 2005), concernant le champ de contrainte de l'ouest de la France et souligne l'existence d'une perturbation de contraintes dans le sud du Massif armoricaïn, par rapport au champ de contrainte à l'échelle de l'Europe occidentale.

L'analyse de cette crise sismique révèle différents points intrigants :

- Ce n'est pas la branche principale du Cisaillement Sud Armoricaïn qui a été activée. Tous les résultats sismologiques définissent un plan de faille N120, penté de 60° vers le sud-ouest. A l'affleurement sur le terrain, le Cisaillement Sud Armoricaïn (les deux branches) apparaît constitué de plans de cisaillement verticaux. Le séisme de Lorient s'est donc probablement produit soit sur une faille aveugle (la crise sismique a lieu entre 10 et 13 km de profondeur), soit sur la branche nord du SASZ, auquel cas son pendage doit varier en profondeur. En tout état de cause, la rupture s'est produite dans la zone où des failles de relais accommodent la divergence des deux branches du cisaillement. Pour moi, ce comportement sismique correspond à la théorie de l'intersection des failles de Talwani, 1988 (voir chapitre 4 – VI).

- On constate une différence très significative entre la détermination de la magnitude locale, $M_L = 5,4$ à $5,7$ (relativement cohérente d'un réseau sismologique à l'autre ; LDG, ReNaSS, SED...) et la magnitude de moment, $M_w = 4,3$, calculée d'après la forme d'onde des sismogrammes (ou par inversion du tenseur des contraintes selon la méthode de Dziwonski et al. (1991), ou encore par modélisation directe de l'amplitude des sismogrammes). A ce résultat se rattache l'estimation d'une chute de contraintes cosismique particulièrement forte (100 bars). Ces résultats suggèrent un fort coefficient de friction dans la zone hypocentrale (faille bloquée). J'interprète la grande différence entre M_L et M_w comme due à des particularités de propagation des ondes entre la zone épiscopentrale et les réseaux (très faible atténuation des ondes Lg et rapport V_p/V_s faible, peut-être due à une faible pression de fluides dans la zone).

- Comment une région géologique considérée comme très stable depuis le Trias, peut-elle être localement et sporadiquement réactivée par des séismes de magnitude non négligeable? L'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 4 dans cette région pose le problème du processus de concentration de déformation dans certaines zones favorables.

Dans la suite de mon travail, j'ai cherché à mieux comprendre les mécanismes à l'origine du séisme de Lorient et présente dans un chapitre ultérieur un travail de modélisation numérique de la déformation de la région sud armoricaine. Cependant, les caractéristiques de ce séisme doivent tout d'abord être inclus et discutés dans une étude plus générale sur le comportement sismogène du centre et de l'ouest de la France.

CHAPITRE 4

CARACTERISATION DE LA SISMICITE

Dans le chapitre suivant, nous présentons une étude détaillée de la sismicité du centre et de l'ouest de la France. Ce chapitre est sous forme d'article (soumis à Tectonophysics) Nous utilisons l'ensemble des données instrumentales dont nous disposons (4574 séismes relocalisés, 119 mécanismes au foyer) et la sismicité historique afin d'étudier les causes des concentrations de contraintes à l'origine de la sismicité des zones intraplaques. En premier lieu, nous corrélons la répartition des séismes et les mécanismes au foyer avec les failles décrites sur le terrain, les unités et structures géologiques et les résultats de tomographie. Puis, pour mieux comprendre la répartition des hypocentres, nous cherchons des sources possibles d'accumulation de contraintes en profondeur en calculant les solutions d'Euler à partir des données gravimétriques disponibles. Nous présentons dans la suite les bases de la théorie et quelques résultats obtenus, non intégrés dans l'article.

La répartition épicertrale des évènements est elle, comparée aux variations de flux de chaleur. En annexe, nous avons aussi effectué une corrélation avec la production de chaleur crustale qui présente des résultats similaires au flux de chaleur.

Calcul des solutions d'Euler

L'analyse de l'interprétation des méthodes potentielles a pour but de contraindre la localisation des sources qui génèrent le signal mesuré. La déconvolution d'Euler est l'une des techniques pour estimer les caractéristiques géométriques (localisations en x , y et z , ainsi que la forme) des sources responsables du signal gravimétrique. Elle nécessite cependant que soit fixé a priori un indice structural correspondant à la forme approchée de la source.

Cette technique est basée sur le principe de l'homogénéité des champs de potentiel (Thompson, 1982 ; Reid, et al., 1990). Par définition, une fonction f est dite homogène de degré d'homogénéité n pour chaque t , si :

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (1)$$

Dans le cas à trois dimensions (x, y, z) (Reid, et al., 1990), l'équation d'homogénéité d'Euler de la fonction homogène f degré n est :

$$x \delta f / \delta x + y \delta f / \delta y + z \delta f / \delta z = n f \quad (2)$$

La forme de l'anomalie permet d'approcher la géométrie de la source étudiée. Pour déterminer la géométrie de la source, un indice structural N est proposé (Thompson, 1982 ; Huang, 1996; Zhang, et al., 2000). L'indice structural N caractérise la géométrie de la source d'un champ gravimétrique de degré d'homogénéité $n = -N$. Une ligne horizontale a pour indice structural $N = 1$ et une source ponctuelle a pour indice $N = 2$.

Considérons le cas d'une anomalie du champ gravimétrique en composante verticale T_z .

L'équation de la déconvolution d'Euler est :

$$(x - x_0) \delta T_z / \delta x + (y - y_0) \delta T_z / \delta y + (z - z_0) \delta T_z / \delta z = N (B_z - T_z) \quad (3)$$

où (x_0, y_0, z_0) est la position de la source d'anomalie recherchée, (x, y, z) les coordonnées du point d'observation gravimétrique, $\delta T_z / \delta x$, $\delta T_z / \delta y$ et $\delta T_z / \delta z$ sont les gradients de la composante verticale du champ gravimétrique T_z dans les directions x , y , et z , B_z est la valeur régionale du champ gravimétrique à estimer, N est l'indice structural.

La résolution de ce système d'équations peut être considérée comme un problème inverse dont les inconnues sont l'ensemble des quadruplets (x_0, y_0, z_0, N) possibles. Dans l'algorithme classique, l'indice structural est posé comme a priori, et correspond à la forme approchée de la source. En pratique, la déconvolution d'Euler est appliquée en déplaçant une « fenêtre » sur la grille de l'anomalie gravimétrique. Cette technique est basée sur une approximation que l'anomalie mesurée dans une « fenêtre » est créée par une unique source élémentaire de densité homogène localisée, qui peut être définie avec certaines caractéristiques géométriques (localisations en x_0, y_0 et z_0 et indice structural N). La taille de fenêtre choisie signifie la sous-région correspondant à la source approchée. Chaque déplacement de « fenêtre » correspond à une solution d'Euler d'une source, le nombre total de solutions est donc égal au nombre de déplacements de « fenêtre ».

Dans une zone avec des interfaces structurales très complexes, les solutions d'Euler peuvent être réparties dans un nuage de points qui serait difficile à interpréter. Thompson (1982) a proposé des critères pour mieux sélectionner les solutions d'Euler. Selon ces critères basés sur la tolérance et la dispersion de profondeur, la solution serait rejetée si :

- $z/N.\sigma_z < TOL$; où TOL est la limite minimum de tolérance définie, z_0 est la profondeur de source d'Euler, N est l'indice structural, et σ_z est l'écart type de z_0 .
- $z_0 < z_{min}$
- $z_0 > z_{max}$

Mikhailov et al. (2003) ont ajouté un autre critère en fonction de la distance de la solution d'Euler par rapport à la localisation du centre de fenêtre (d). Dans le cas de la mer des Moluques, ces auteurs avaient choisi les critères de sélection suivants: limite minimum de tolérance (TOL) = 10% ; $z_{min} = 0$ km ; $z_{max} = 60$ km; et la solution serait rejetée si $d > 50$ min (en degrés Lat/lon).

Ces critères se sont révélés inefficaces pour une région très complexe, où il y a superposition des structures, comme c'est le cas dans la mer des Moluques. Pour cela, une nouvelle technique de sélection des sources d'Euler est proposée par Mikhailov et al. (2003), basée sur une méthode de logique floue d'agrégation (« clustering », récemment développée et nommée RODIN (Gvishiani et al., 2002)). L'algorithme de RODIN permet d'examiner la géométrie et la forme topologique d'une concentration d'objets, et permet de sélectionner les sources liées à la structure recherchée. Pour une explication plus approfondie sur ce sujet, le lecteur peut se référer à l'article de Mikhailov et al. (2003).

Pour l'ouest de la France, nous avons utilisé les compilations de données effectuées par le BRGM (fig 4.1). La grille est une grille régulière avec un pas en X et Y de 4 km. Les

gradients ont été calculés dans les trois directions, en passant dans l'espace de Fourier. La fenêtre glissante est de 5 x 5 pas de grille (soit 20 x 20 km) ou de 8 x 8 pas (soit 32 x 32 km) et les indices structuraux sont de 1, de 1,5 ou de 2 (fig 4.2). Les valeurs intermédiaires donnent des résultats similaires. Un indice structural de 2 permet de représenter la position des sources ponctuelles associées à l'anomalie de Bouguer. Ces sources peuvent être interprétées comme les centres de masse des corps responsables de l'anomalie (Widiwijayanti, 2002).

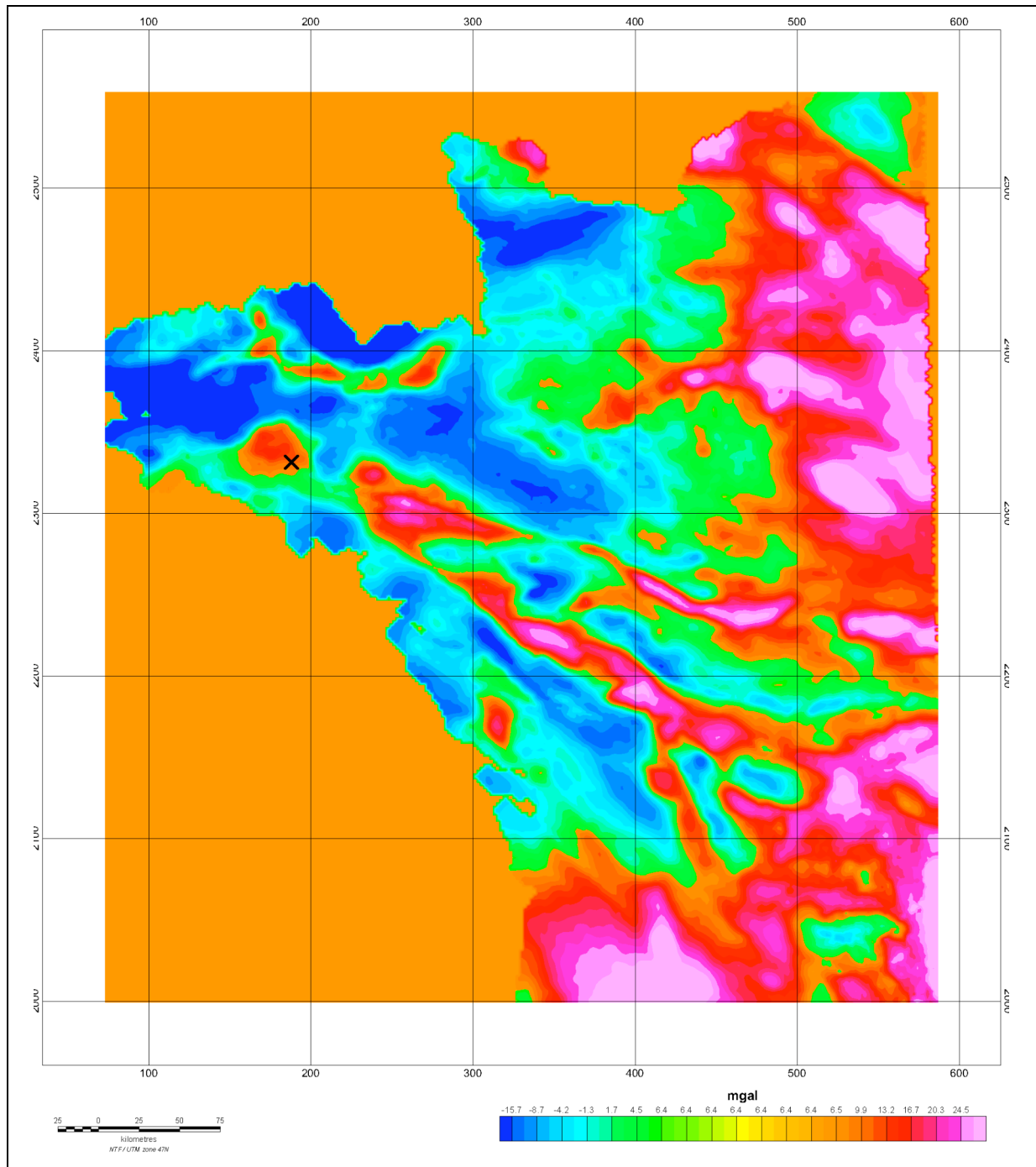


Fig 4.1 : carte de l'anomalie de Bouguer (données utilisées pour le calcul des solutions d'Euler). Compilation BRGM. La croix noire indique la position du séisme de Lorient.

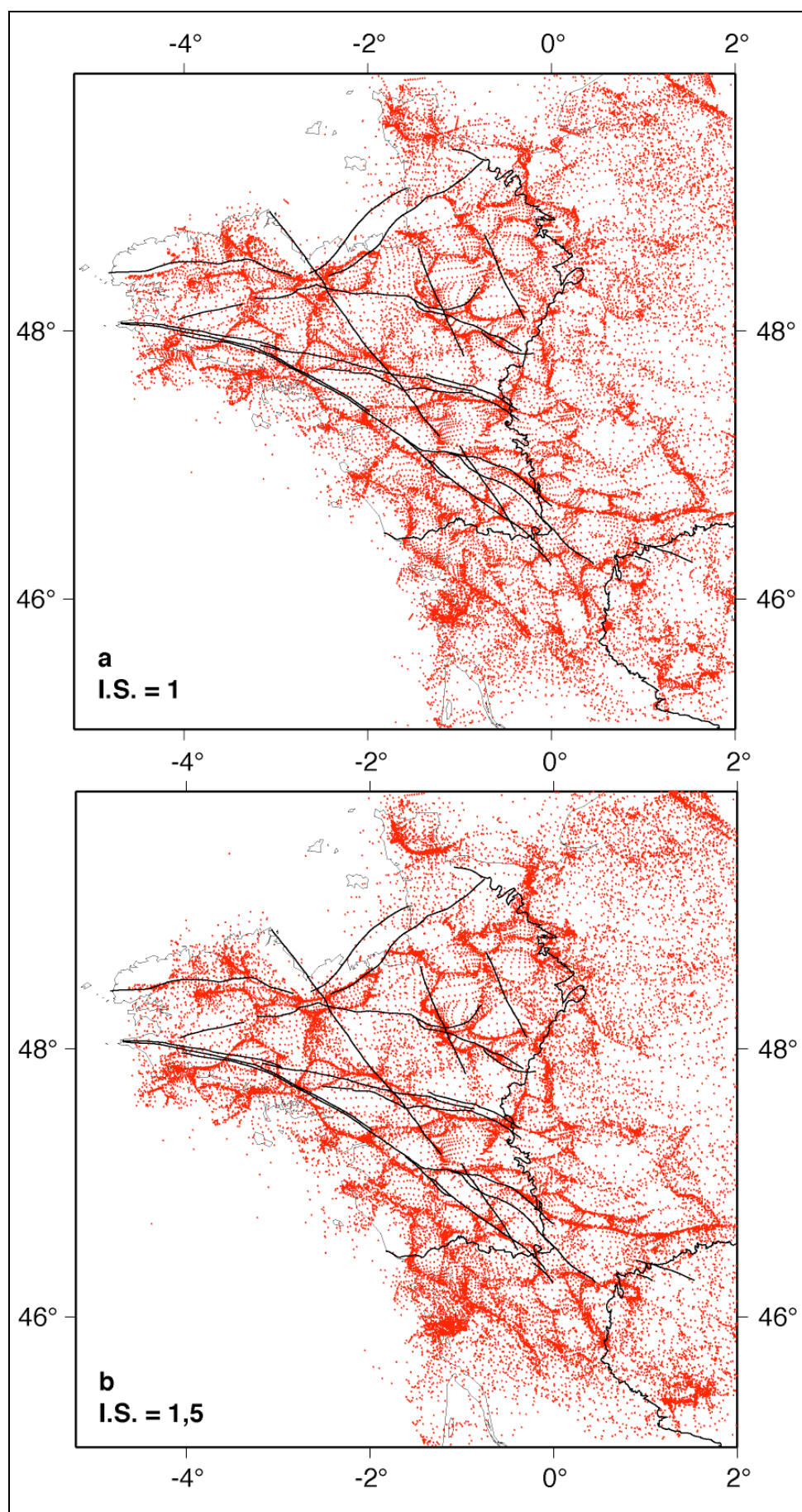


Fig 4.2 : solutions d'Euler pour des indices structuraux de 1 (a) et de 1,5 (b).

Lien sismicité – paramètres thermiques de la croûte

Outre les variations de densités au sein de la croûte terrestre, la rhéologie et donc le mode de déformation des matériaux crustaux, est fortement influencée par ses paramètres thermiques (température, conductivité thermique, production de chaleur...). Dans la partie suivante la répartition des séismes est comparée aux conditions thermiques de la croûte afin de mettre en évidence l'éventualité de relations causales.

Flux de chaleur sous la France

Depuis les années 1970, plusieurs campagnes de mesure de flux de chaleur ont été effectuées en France et interprétées dans le cadre de la géologie régionale. Concernant le Massif Armoricaire (+ Charentes), nous disposons de 94 mesures, de 89 dans le Massif Central et de 66 mesures en Provence). Nous avons utilisé l'étude synthétique de Lucazeau et al. (1992). Dans ce travail, les mesures de flux ont été corrigées de trois effets : l'épaisseur des sédiments, les irrégularités topographiques et la variation de la température de surface au cours des ères géologiques.

J'ai effectué une interpolation « b-spline » de ces mesures ponctuelles pour établir à la fois des cartes de flux thermique et de production de chaleur. La carte de flux thermique pour le centre et l'ouest de la France est présentée dans l'article suivant (chapitre 4). La carte de production de chaleur (fig. 4.3) pour la même région présente une assez bonne corrélation avec le flux de chaleur. Cela indique que le flux a essentiellement une origine crustale. La microsismicité se répartit préférentiellement dans les zones où la production de chaleur est maximale, mais les séismes les plus importants, comme le séisme de Lorient, se produisent là où la production est plus faible, ce qui distingue le Massif Armoricaire par rapport au Massif Central et à la Provence.

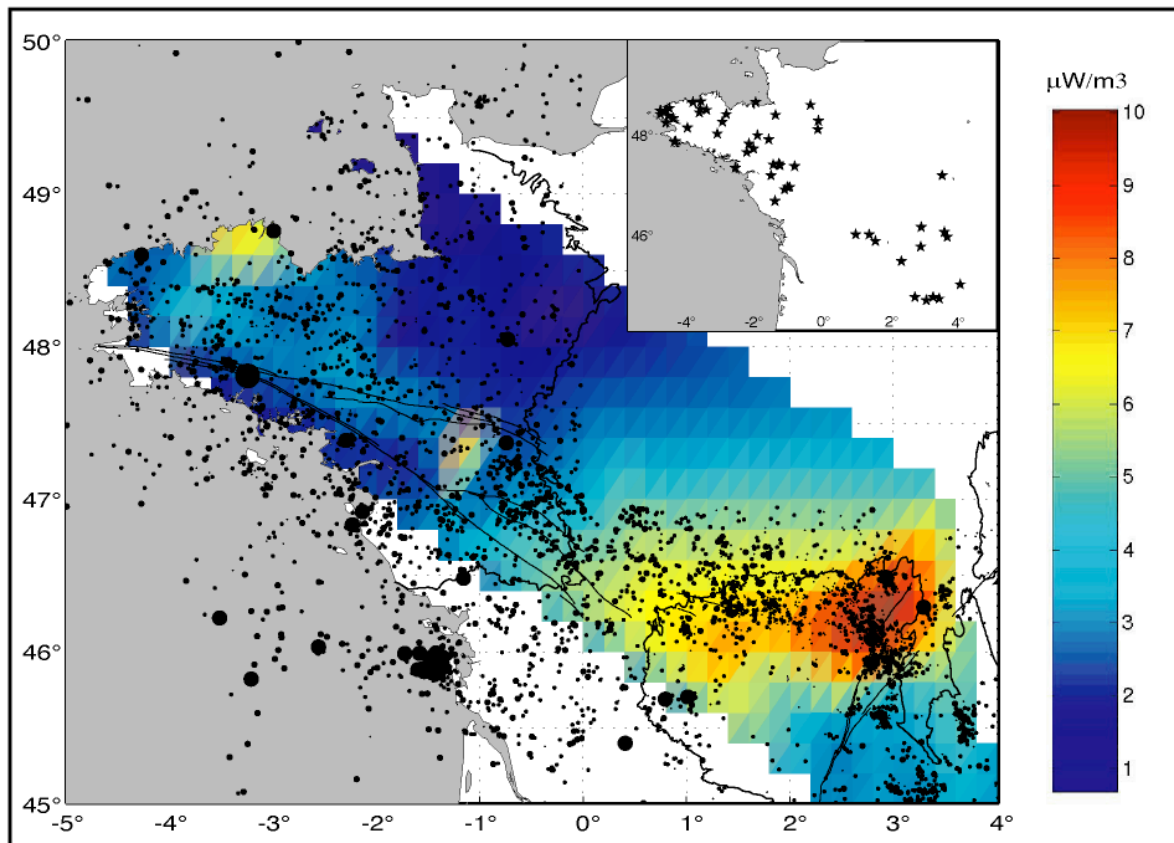


Fig. 4.3 : Carte de la production de chaleur crustale du Centre et de l'Ouest de la France. Données issues de Lucazeau et al, 1989. Encart supérieur droit : position des mesures (étoiles noires).

A grande échelle, la sismicité semble donc localisée préférentiellement où le flux et la production de chaleur sont élevés. Cependant, l'étude présentée dans l'article suivant concernant le Massif Central montre qu'à plus petite échelle, les hypocentres de séismes se répartissent là où les contrastes thermiques sont les plus importants.

Le flux de chaleur en Provence

A la lumière des résultats obtenus pour le Massif Central et le Massif Armoricain, nous avons comparé le flux de chaleur en Provence à la sismicité historique et instrumentale. La carte résultante est présentée en figure 4.4. Le flux de chaleur apparaît très hétérogène, avec des zones plus « chaudes » d'environ une dizaine de kilomètres de diamètre. Alors qu'un lien entre le flux de chaleur et la sismicité instrumentale ne peut être clairement mis en évidence, la sismicité historique se corrèle plus clairement avec le flux. En particulier, sur la faille de la moyenne Durance, à $\sim 44^\circ\text{N}$, 6°E , une zone au flux particulièrement élevé ($\sim 100\text{mW/m}^2$) et restreinte est corellée à quatre séismes historiques importants, dont le séisme de 1913, peu étudié jusqu'à présent. La différence observée entre la sismicité historique et instrumentale est révélatrice des temps de récurrence longs dans cette région. Au

sud de la faille de Salon-Cavaillon, une autre zone au flux de chaleur important ne présente aucun séisme historique et peu de sismicité instrumentale (un seul événement notable, au sud-est). Cette faille présente donc de nombreuses analogies avec le sud de la faille de la Moyenne Durance (contemporaine, orientation similaire, flux de chaleur important, faible sismicité instrumentale) où plusieurs séismes d'intensité VII – VIII se sont produits. Au regard des temps de récurrence de séismes, très longs en Provence, et vu les nombreuses similitudes entre ces deux structures, une étude détaillée de la faille de Salon Cavaillon apparaît souhaitable, cette faille étant peut-être potentiellement génératrice de séismes de magnitude modérée ($4,0 \leq M_L \leq 6,0$) pouvant entraîner des destructions.

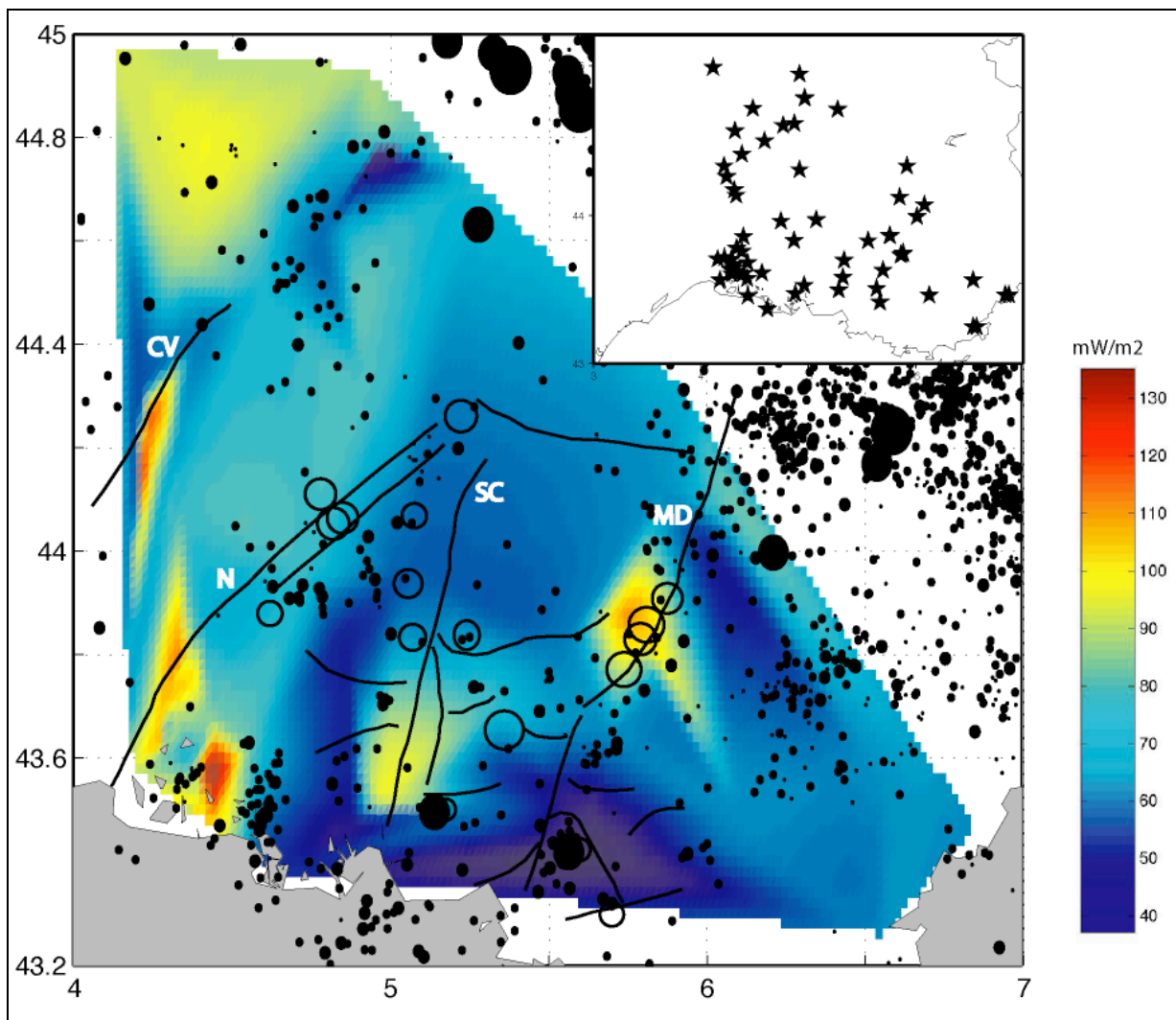


Figure 4.4: flux de chaleur et sismicité instrumentale et historique de la Provence. Ronds noirs : séismes instrumentaux, cercles noirs : séismes historiques. CV : Faille des Cévennes, N : Faille de Nîmes, SC : Faille de Salon-Cavaillon, MD : Faille de la Moyenne Durance. Encart : positions des données de flux de chaleur (étoiles).

Nos différents résultats concernent la comparaison de la distribution des séismes et de la variation du flux thermique. Ils nous permettent de suggérer que la sismicité a tendance à se concentrer dans les régions crustales de fort contraste thermique.

Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: central and western France

Yves Mazabraud, Nicole Béthoux, Sébastien Deroussi

Yves Mazabraud: Géosciences Azur, BP48, 06235 Villefranche sur Mer, France. mazab@obs-vlfr.fr ; Nicole Béthoux: Géosciences Azur, BP 48, 06235 Villefranche sur Mer, France. nbethoux@obs-vlfr.fr ; Sébastien Deroussi: Laboratoire de Gravimétrie et Géodynamique, IPGP, Case 89, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France. deroussi@ipgp.jussieu.fr.

Keywords: intraplate seismicity, fault intersection, heat flow, Euler solutions, central-western France.

Abstract

We analyzed the seismicity of central and western France, using historical data, a compilation of all recorded earthquakes from 1962 to 2002 (4574 events, relocated), and all published focal mechanisms (119 focal solutions). The aim is to understand what are the causes of earthquakes and stress accumulation in a slowly deforming intraplate region. The distribution of earthquakes and focal mechanisms is first correlated with recognized faults, geological structures and tomographic images. Then, in order to better understand the distribution of hypocenters and seek deeper crustal sources for stress accumulation, Euler solutions are computed from the available Bouguer anomaly data. The analysis of the obtained pattern for heat flow values, provides a better understanding of the concentration of seismicity in some particular zones.

Two different behaviors of this slowly deforming intraplate region are evidenced. One is linked to the presence of a hot spot under the Massif Central, the other to reactivation of the Hercynian structural heritage. Our results highlight that several possible sources for earthquake clustering can be invoked in Central-Western France.

I. Introduction

Central and western France are intraplate areas of low seismicity. However, some historical earthquakes have occurred (Levret et al., 1994) and since the beginning of instrumental seismicity several events of magnitude higher than 4 were recorded (Table 1). This seismicity is poorly known and has been the subject of very few studies (Nicolas et al., 1990, Amorèse et al., 2000, Dorel et al., 1995). We now benefit from a renewed historical catalogue (SISFRANCE3 from the “Bureau des Recherches Géologiques et Minières”) and a compilation of all recorded earthquakes from 1962 to 2002. These events were relocated in a previous work (Mazabraud et al., 2004) where a synthesis of 119 focal solutions is also published. In this study, our aim is to analyze the earthquake distribution in relation to our knowledge of inherited faults, geological features, or geophysical (gravity anomaly and heat flow) data.

According to the literature (Sykes, 1978; Long and Zelt, 1991) intraplate seismicity is usually linked to reactivated pre-existing faults or the existence of weak structures, such as density anomalies in the lithosphere, which concentrate deviatoric stress (Assameur and Mareschal, 1995). Deeper viscoelastic relaxation or short-term changes in pore-fluid pressure are also known to influence intraplate seismicity (Long, 1988). In order to understand the earthquake distribution in western and central France, we first present a comparison of this seismicity and corresponding focal solutions with geological features.

Then, in order to seek deeper crustal sources which should explain the hypocentral distribution, we computed Euler solutions from the Bouguer anomalies available in the study area (catalogue from the “Bureau Gravimétrique International”). We also computed a heat flow map which provides valuable information because the heat flow acts as a key parameter to determine the depth of the brittle/ductile transition zone.

II. Geological and geodynamical presentation of the region

Our study area mainly consists of two hercynian massifs, the Massif Central and the Armorican Massif, separated by two large Mesozoic sedimentary basins, the Paris Basin and the Aquitaine Basin (Fig. 1). The basins have a maximum thickness of 3000m and 10000m respectively, and their basement is of the same nature as the surrounding massifs (Lefort, 1993). They are constituted of relatively undeformed, unmetamorphised sedimentary rocks

whereas the massifs are essentially constituted of igneous and metamorphic hercynian rocks. The northern part of the Aquitaine Basin is called the Charente Region. It is basically Armorican crust covered by a thin sedimentary cover and thus is geodynamically more comparable to the Armorican Massif than to the rest of the Aquitaine Basin. Some of the oldest rocks of western Europe (Icartian 2100 Ma) crop out in the cratonic Cadomian Block, in the northeastern part of the Armorican Massif (Le Corre et al., 1991). Northward subduction of the Rheic Ocean during Silurian and Ordovician and then the collision during Devonian, and Carboniferous continental evolution of the chain generated the structure of the Armorican Massif. Recent studies of seismic tomography (Judenherc et al., 2003; Gumiaux et al., submitted) and geostatistics (Gumiaux et al., 2003 (1) and (2), Gumiaux, 2003) evidenced that the direction of the trench was NW-SE. When reconstructing the paleomorphology of the Massif, the structures align parallel to a fossil slab located at 130 km depth beneath the Massif. An actual ascending mantle plume beneath the eastern Massif Central, inferred from seismic tomography, is responsible for Cenozoic and Quaternary volcanism, extensive stress field and anomalous thermal flux (Granet et al., 1995 a and b). Its impact is limited by the Sillon Houiller Fault (SHF) that extends North-South in the Massif Central. The Armorican Massif is structured by Hercynian shear zones such as the North Armorican Shear Zone (NASZ) and the South Armorican Shear Zone (SASZ). The most important, the SASZ, is a vertical ductile shear zone of lithospheric scale (Bitri et al., 2003) that extends from southwestern Armorican Massif to the northern Massif Central. It is a fan-shaped structure from which the northern branch constitutes the boundary between the South Armorican Domain (SAD) and the north of the Massif. The north of the Massif is made of three distinct blocks: the West Armorican Block (WAB), the Central Armorican Block (CAB) and the East Armorican Block (EAB).

The area is globally submitted to a strike-slip stress field with a NW-SE compression which takes its origin in the Europe-Africa convergence and in the Mid-Atlantic ridge-push (Gölke and Coblentz, 1996). Nevertheless, space-based geodesy (Nocquet et al., 2001) indicate that there is no detectable deformation above the measurement resolution limit (1mm/yr). Three extensive perturbations overprint the regional stress field. They are located in the eastern Massif Central, in the southern Armorican Massif (SAD, figure 2a) and in the Seuil du Poitou area (fig 1).

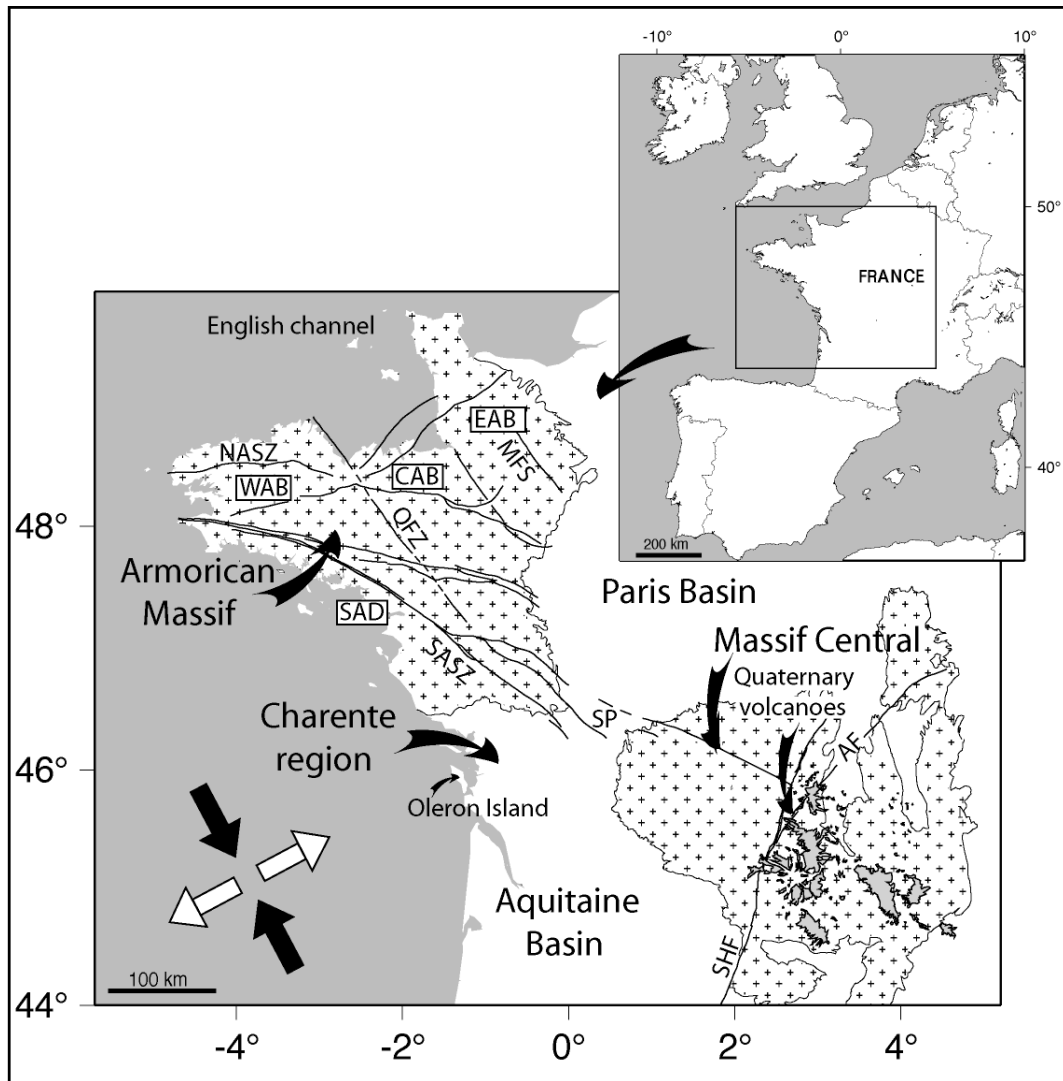


Figure 1 : Geological setting of the study area (rectangle). Grey shaded areas in the Massif Central correspond to Cenozoic and Quaternary volcanoes. SHF: Sillon Houiller Fault, AF: Aigue-Perse Fault, SASZ: South Armorican Shear Zone, NASZ: North Armorican Shear Zone, QFZ: Quessoy Fault Zone, MFS: Mayenne Fault System. SAD: South Armorican Domain, WAB: West Armorican Block, CAB: Central Armorican Block, EAB: East Armorican Block. SP: Seuil du Poitou. The regional stress field is indicated (black arrows indicate the direction of the maximum horizontal compression (σ_{Hmax}), white arrows indicate the direction of the minimum horizontal compression (σ_{hmin})).

III. Seismological data

1. Data

Seismic wave arrival times have been provided by the LDG (*Laboratoire de Détection Géophysique – Commissariat à l’Energie Atomique*) and the ReNaSS (*Réseau National de Surveillance Sismique*). Additional data from the British, Irish, Spanish, Portuguese, Belgian

and Swiss networks have also been provided by the European-Mediterranean Seismological Centre. From 1 January 1962, to 1 January 2002, 4574 earthquakes have been recorded within our study area. The biggest event recorded in central-western France is the 30 September 2002, $M_L = 5.7$, “Lorient” event, in the Armorican Massif, which has been the subject of a detailed study by Perrot et al. (submitted).

2. Location

Mazabraud et al. (2004) determined the origin time and the hypocentral parameters from the matrix of arrival times, using both Pn and Pg phases (correlatively Sn and Sg phases). The algorithm used (FUSION, from LDG, see Mazabraud et al., 2004) is based on the classical Geiger method (1910).

In the Massif Central and Charente regions, where the number of events and the distribution of seismological stations made it possible, earthquakes were then relocated. The aim was to improve the hypocentral location of the events, using a more realistic velocity model. We used a technique of joint hypocenter-velocity model inversion (Ellsworth, 1977) through the program VELEST (Kissling et al., 1984), which allows inversion of the “minimum 1D model” with stations corrections and hypocenter parameters that minimizes the rms residual of the full data set. After relocation, the confidence ellipse for epicentral coordinates has horizontal axes reaching a maximum of 300 m with depths being determined to an error of about 1 km.

The detailed procedure of location and relocation can be found in Mazabraud et al. (2004).

The resulting maps of seismicity are presented on figures 2a, 3a, 4a. One can observe that in the Massif Central, the density of events is higher than in the western part of our study area (partly due to a discrepancy of coverage by the seismological network). However, the Massif Central is generally characterized by low magnitude events, whereas some earthquakes of magnitudes higher than 4 are recorded in the western regions.

3. Focal mechanisms

Previously published focal solutions are presented on Figures 2b, 3b and 4b. The numbers refer to Table 1. The detail of focal solutions are given in Nicolas et al. (1990), Dorel et al. (1995), Baroux et al. (2001), Amorese et al. (2000) and Mazabraud et al. (2004).

By inversion of 119 focal mechanisms, Mazabraud et al. (2004), evidenced stress field variations among the different regions of our study area. These authors distinguished a regional strike-slip stress regime with NW-SE compression and three local to regional size extensive perturbations, in the eastern Central Massif, Seuil du Poitou (fig 1) and in southern Armorican Massif (SAD, figure 2a). All these perturbations show a normal faulting stress regime.

Geographical area	Number	Date (YYYY/MM/DD)	Time (UTC) (HH/MM/SS)	Lon (°)	Lat (°)	Depth (Km)	Mag (Ml)	Ref.
Massif Central	1	1989/05/03	7:44:11	2.4589	46.3554	6.99	3.9	6
	2	1990/07/06	19:00:31	1.3016	46.552	0.05	3.4	6
	3	1991/05/22	13:41:12	1.8231	46.3667	0.01	3.7	6
	4	1991/05/30	9:15:26	1.8339	46.3577	5.00	3.3	6
	5	1991/06/09	0:34:04	1.8893	46.2808	5.00	3.5	6
	6	1991/06/27	4:44:12	2.9985	45.0944	1.87	3.4	6
	7	1991/07/28	1:54:25	3.2208	45.2356	0.18	3.4	6
	8	1992/09/23	2:41:38	1.088	46.7871	1.46	3.2	6
	9	1993/09/02	3:13:46	2.986	45.0959	6.06	3.0	6
	10	1993/10/17	22:57:01	3.88	45.2492	1.10	3.6	6
	11	1994/01/29	0:31:00	1.5688	46.6978	8.66	3.7	6
	12	1994/12/18	2:56:01	1.4316	46.4011	4.70	3.0	6
	13	1995/02/24	9:05:54	1.5624	46.599	0.91	3.2	6
	14	1995/05/11	23:10:07	3.8108	45.2633	3.32	3.1	6
	15	1995/05/14	6:45:59	3.0825	45.3027	0.63	3.2	6
	16	1995/07/30	10:13:21	3.6321	45.6134	0.44	3.1	6
	17	1995/09/15	18:24:26	1.4997	46.3232	8.68	3.3	6
	18	1996/06/25	5:10:13	1.0264	46.5184	3.61	3.4	6
	19	1997/08/23	15:07:18	1.2515	46.5038	0.52	3.6	6
	20	1997/08/29	0:55:33	3.6343	45.5913	5.00	3.6	6
	21	1997/11/14	23:52:02	2.1795	46.554	1.43	3.1	6
	22	1999/01/19	1:29:21	2.8067	45.9654	1.81	3.4	6
	23	2000/05/06	13:33:04	1.4321	46.4934	5.00	3.3	6
	24	2000/07/13	1:50:47	3.0183	45.8877	9.25	3.3	6
	25	2001/05/29	11:10:02	3.5902	45.6212	7.84	3.1	6
	26	2001/11/05	8:53:13	3.7429	45.5787	5.75	3.4	6
	27	2000/12/05	11:53:27	1.6207	46.3658	3.84	3.0	6
	45	1968/04/07	19:13:23	1.29	46.21	7.5	4.0	2
	46	1975/04/13	4:56:29	1.66	46.25	12.0	3.5	2
	47	1976/05/20	3:15:38	1.35	46.44	2.0	2.9	2
	48	1976/08/18	16:02:54	1.72	46.69	14.0	3.1	2
	49	1976/10/22	18:46:27	1.32	46.69	7.0	3.5	2
	50	1977/04/27	23:25:20	2.93	46.52	3.0	4.1	2
	51	1977/04/29	18:15:03	1.02	45.63	9.0	3.2	2
	52	1977/06/30	2:57:15	1.45	46.31	10.0	3.1	2
	53	1978/02/11	14:13:13	3.25	46.34	15.3	4.1	2
	54	1978/03/30	17:33:39	3.43	46.29	5.0	3.3	1
	55	1978/05/25	18:13:31	3.99	46.71	0.1	3.2	1
	56	1978/08/29	22:23:48	3.29	43.69	8.0	4.1	2
	57	1978/09/03	3:51:36	1.30	46.32	5.0	3.1	2
	58	1978/11/06	10:48:24	1.01	45.70	12.0	4.4	2
	59	1979/05/11	18:06:25	1.03	45.64	13.4	3.5	2
	60	1981/09/28	3:58:45	1.41	46.24	15.7	3.3	2
	61	1982/11/07	2:01:15	2.78	46.12	15.0	4.0	2
	62	1984/02/19	21:14:37	5.54	43.42	8.0	4.3	2
	63	1985/02/11	7:06:01	1.64	46.32	14.1	3.4	2
	64	1985/10/05	1:20:40	2.12	46.33	3.7	3.3	2
	65	1986/02/19	13:27:00	1.39	46.28	14.5	3.9	2
	66	1986/02/25	17:10:39	4.72	43.95	5.0	3.6	2
	67	1987/02/05	9:59:37	4.56	43.66	5.0	3.5	2
	68	1987/04/29	13:57:09	1.51	46.28	10.3	3.7	2
	69	1989/02/09	12:00:00	3.62	45.50	3.8	3.0	4
	70	1991/10/22	5:22:00	3.10	45.03	6.0	2.3	4
	71	1991/10/29	0:53:00	2.93	45.89	6.0	2.1	4
	72	1991/10/31	3:13:00	3.65	45.59	4.2	2.0	4
	73	1991/11/02	4:43:00	3.03	45.08	6.0	2.2	4
	74	1991/11/04	11:54:00	3.00	45.08	6.0	2.7	4
	75	1991/11/10	12:50:00	2.79	45.97	15.0	2.7	4
	76	1991/12/15	7:05:00	3.71	45.49	7.1	2.3	4
	77	1992/01/13	17:44:00	3.46	45.09	3.6	2.5	4
	78	1992/02/04	7:37:00	3.03	45.08	4.1	2.4	4
	79	1992/02/06	16:55:00	2.68	45.97	5.1	2.1	4
	80	1992/03/06	0:49:00	2.98	46.01	2.6	1.8	4
	81	1998/02/09	14:16:56	4.89	43.90	6.0	3.1	5

Geographical area	Number	Date (YYYY/MM/DD)	Time (UTC) (HH/MM/SS)	Lon (°)	Lat (°)	Depth (Km)	Mag (MI)	Ref.
Charente Region	28	1996/06/10	0:53:02	0.6937	46.9613	3.64	3.0	6
	29	1996/12/01	11:52:46	0.0269	45.8621	1.62	3.9	6
	30	1997/01/12	1:24:16	-1.1405	46.534	9.89	4.0	6
	31	1997/09/30	3:05:00	0.0327	46.3533	5.00	3.0	6
	32	1997/11/25	13:20:13	-1.3618	46.9255	5.00	3.0	6
	33	2000/02/23	15:46:42	0.3507	45.4155	2.02	4.1	6
	34	2000/05/02	6:52:10	-1.9241	46.8519	0.51	3.0	6
	35	2001/04/05	17:27:22	-0.1086	46.212	14.31	3.0	6
	36	2001/04/30	15:44:55	0.8982	46.9053	2.35	3.0	6
	37	2001/06/08	13:26:53	-1.0799	46.6625	11.76	5.2	6
	82	1972/09/07	22:26:56	-1.26	46.05	10.0	5.2	2
	83	1972/09/08	1:51:51	-1.45	45.95	10.0	4.1	2
	84	1975/12/28	2:16:07	0.594	46.45	12.0	3.9	2
	85	1976/09/08	19:54:41	0.89	45.61	15.0	4.3	2
	86	1977/04/06	11:09:33	1.68	46.51	6.0	3.5	2
	87	1977/10/10	6:05:56	-1.43	45.96	5.0	4.7	2
	88	1978/05/27	7:47:40	-1.37	45.93	10.0	4.1	2
	89	1983/04/21	1:53:08	0.99	46.18	5.0	4.0	2
	90	1983/05/08	17:47:51	-3.26	45.05	15.0	4.0	2
	91	1984/02/25	6:08:20	-1.75	46.02	10.0	4.2	2
	92	1984/04/08	7:20:21	-2.98	46.47	8.8	3.9	2
	93	1984/06/07	16:27:22	-3.09	46.30	10.0	3.8	2
	94	1985/10/07	13:01:49	-0.42	46.80	11.0	3.9	2
	95	1986/03/22	2:30:28	-3.83	46.50	20.0	4.1	2
Armorican Massif	38	1996/11/26	20:21:37	-1.5227	48.6874	5.00	4.0	6
	39	1998/06/11	17:52:14	-2.8011	47.6879	9.86	3.2	6
	40	1999/03/20	3:01:30	-2.7934	47.6677	9.76	3.1	6
	41	1999/05/03	6:34:15	-4.1686	47.8722	5.00	3.6	6
	42	2000/07/07	21:26:21	-2.7256	47.3735	0.47	3.0	6
	43	2000/12/05	0:41:10	-2.4996	47.9138	2.07	3.3	6
	44	2002/09/30	6:44:48	-3.2457	47.8640	10.90	5.7	6
	96	1975/08/30	14:07:49	-3.11	48.85	3.0	4.5	2
	97	1978/02/12	18:34:05	-1.67	47.73	2.0	4.1	2
	98	1978/09/20	15:40:40	-4.13	48.28	15.0	4.0	2
	99	1979/01/13	15:38:02	-3.28	48.36	7.0	3.9	2
	100	1981/06/20	0:34:57	-3.82	49.06	8.7	3.7	2
	101	1981/08/31	6:14:29	-0.37	47.09	8.0	3.5	2
	102	1981/09/04	4:42:01	-4.62	48.64	16.0	4.2	2
	103	1982/11/09	13:44:46	-1.77	47.06	16.0	3.9	2
	104	1983/07/07	3:52:24	-1.11	48.41	9.0	4.2	2
	105	1983/08/14	15:35:51	-1.99	47.57	4.0	4.0	2
	106	1985/09/30	11:16:32	1.29	47.45	18.6	4.7	2
	107	1987/01/10	0:51:15	-4.57	48.24	15.0	3.8	2
	108	1987/01/15	14:21:15	-3.11	47.67	11.3	3.7	2
	109	1987/03/05	23:09:07	-0.15	47.12	7.0	3.3	2
	110	1990/04/30	23:35:57	-2.1	49.10	10.8	3.5	3
	111	1990/11/08	18:21:47	-1.49	48.49	8.6	3.0	3
	112	1993/07/26	18:52:21	-1.11	48.77	7.8	3.5	3
	113	1994/09/17	6:05:03	-2.7	49.01	8.0	3.4	3
	114	1994/11/30	16:31:21	-0.57	49.44	14.0	4.1	3
	115	1995/04/22	13:10:13	-2.35	48.62	9.5	3.5	3
	116	1996/06/01	12:29:23	-1.32	49.35	7.5	3.0	3
	117	1997/06/22	16:50:16	-2.27	49.20	13.1	3.4	3
	118	1998/08/08	10:36:16	-0.55	49.25	4.9	3.5	3
	119	1998/12/07	0:23:28	-1.65	48.58	9.9	3.3	3

Table 1: Previously published focal mechanisms. References: 1: Santoire, 1976, 2: Nicolas et al., 1990, 3: Amorese et al., 2000, 4: Dorel et al., 1995, 5: Baroux et al., 2001, 6: Mazabraud et al., 2004.

IV. Seismic event distribution

In this paragraph we analyze the distribution of epicenters and corresponding focal solutions in relation to recognized faults and/or geological units.

1. The Armorican Massif

In the Armorican Massif the networks recorded 1301 seismic events but their distribution is rather diffuse. This is possibly in part due to a sparse station distribution, the peninsular shape of the Massif resulting in a poor azimuthal coverage by the networks. The epicentral coordinates are therefore determined with a precision of 3km and the depth is ill-determined (Mazabraud et al., 2004).

In the Armorican Massif, several major faults function as delimiting boundaries for the distribution of earthquakes (Fig. 2a). They are the so-called South Armorican Shear Zone (SASZ), the Quessoy Fault Zone (QFZ) and the Mayenne Fault System (MFS). The most seismically active zone is the SAD which concentrates the biggest events, in particular the Lorient earthquake. Seismic clusters follow the SASZ. The NASZ seems almost aseismic whereas, south of it, an important swarm of events extends in a NW-SE direction. It includes many earthquakes but most of them have low magnitude ($M_L < 4$) and their distribution is not dense. Nevertheless this swarm constitutes one of the most relevant aspects in the seismicity of the Armorican Massif as it concerns many events and as it appears to be secant to structural features, known in this area, that have a general E-W trend.

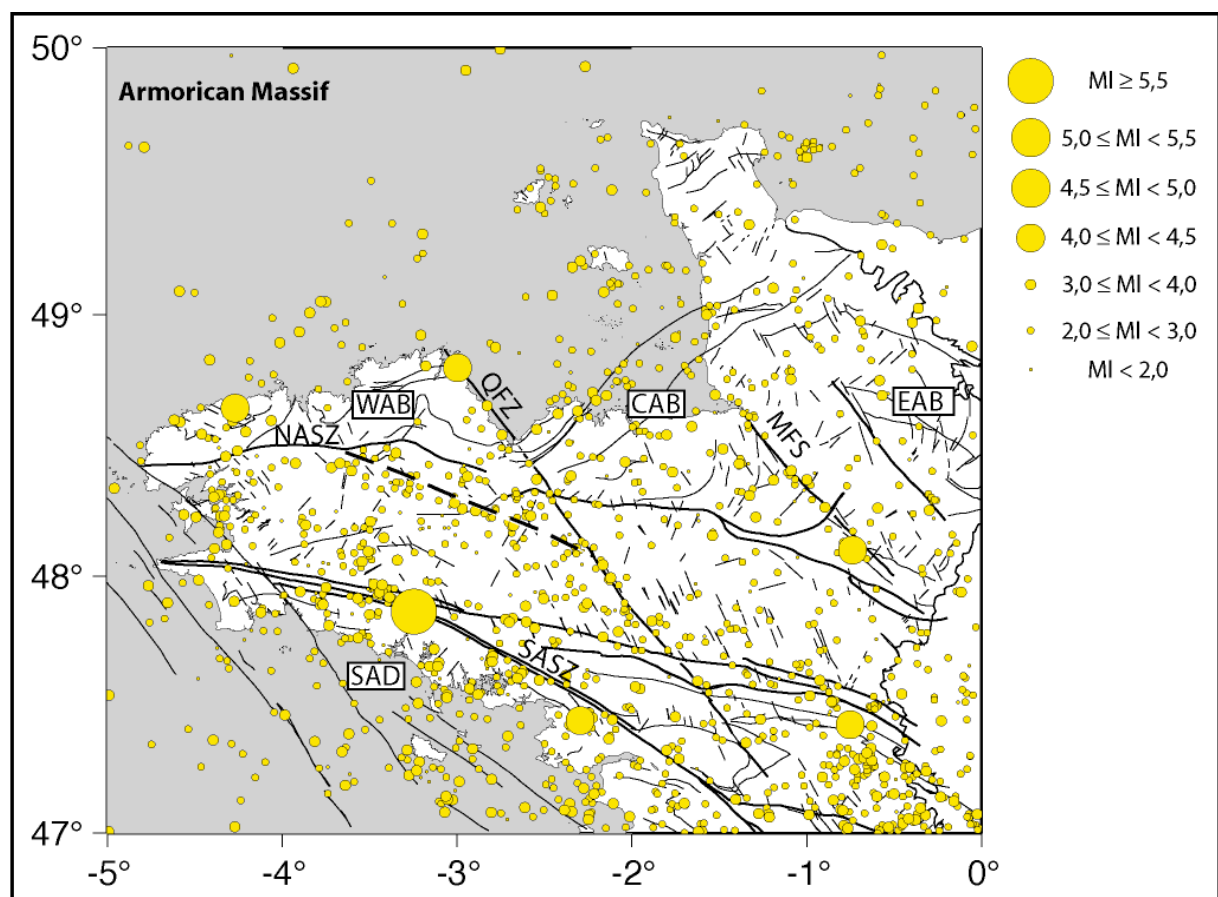


Figure 2a: Epicenter distribution in the Armorican Massif. The sizes of the circles are proportional to the magnitude. The main faults are noted. SASZ: South Armoricain Shear Zone, NASZ: North Armoricain Shear Zone, QFZ: Quessoy Fault Zone, MFS: Mayenne Fault System. SAD: South Armoricain Domain, WAB: West Armoricain Block, CAB: Central Armoricain Block, EAB: East Armoricain Block. Bold dashed line indicates the NW-SE seismic swarm.

32 focal mechanisms are also available (fig 2b), most of them being located in the vicinity of the SASZ and in the north-eastern part of the massif, where a local network (Amorèse, 2000) has been running from 1990 to 2003 allowing computation of focal solutions for smaller events. The highest magnitude events occur near the SASZ. The corresponding focal mechanism solutions exhibit nodal planes compatible with the SASZ direction (solutions 43, 44, 39, 97, 105). However, almost all of them have a normal component. Interpretation of a seismic profile in the SAD suggests that the northern branch of the SASZ is listric, southward deepening, and that it intersect the southern branch, which is purely vertical (Bitri et al., 2003). Therefore, these earthquakes might have occurred on the northern branch of the SASZ.

In the north of the Massif, the western block (WAB) has a more important level of seismicity than the central (CAB) and eastern domains (EAB). At the limit between the CAB and the EAB, some other faults, the MFS, are also associated with seismicity. Two focal mechanisms

are located on or very close to these faults (n° 38 and 104) but only n° 38 has nodal planes compatible with the strike of the fault. Some earthquakes are located close to the QFZ all along its trace from the English Channel in the north, where it forms the structure of the coast, up to its intersection with the northern branch of the SASZ in the South. This fault defines a clear limit between the WAB and the CAB. Only one focal solution corresponds to an event in the northern part of the fault (n° 96). But according to its precise location and to the direction of the nodal planes, we believe that it is more likely related to the East-West fault system immediately at the west of the QFZ.

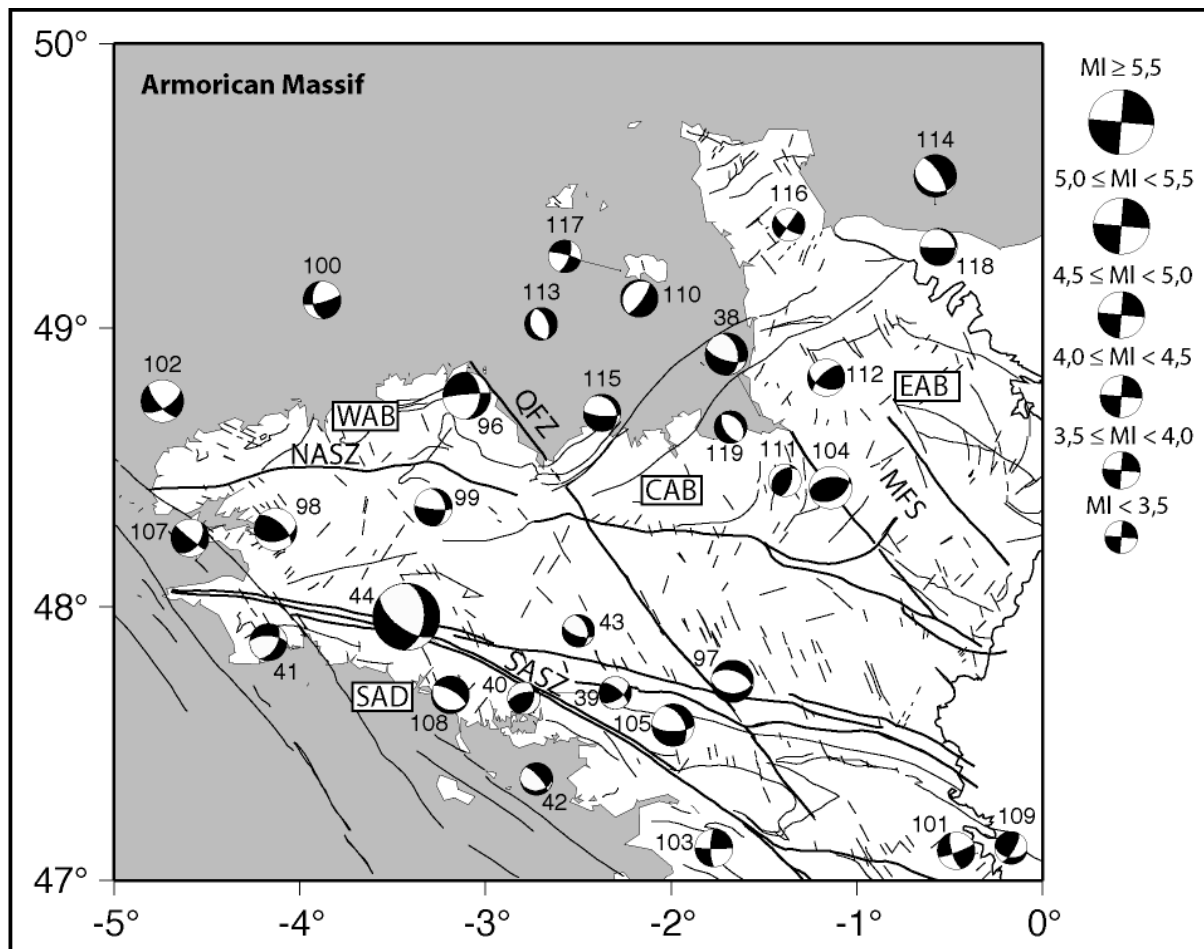


Figure 2b: Focal solutions available for the Armorican Massif. The sizes of the circles are proportional to the magnitude. The number of the solutions is noted in Table 1.

SASZ: South Armorican Shear Zone, NASZ: North Armorican Shear Zone, QFZ: Quessoy Fault Zone, MFS: Mayenne Fault System. SAD: South Armorican Domain, WAB: West Armorican Block, CAB: Central Armorican Block, EAB: East Armorican Block.

2. The Charente region

981 events are recorded in the Charente Region (Fig 3a). Although it is better than in the Armorican Massif, the network also suffers a gap in the azimuthal distribution of the stations

because of the coast. As well as in the Armorican Massif some linear swarms of events tend to line up along the SASZ (Fig. 3a). Numerous events are located in the vicinity of the SASZ, following the strike of two branches of the shear zone and revealing its activity. I = VIII historic shocks are gathered at the southern termination of the SASZ. They are the 1711, 1772 and 1866 events (Fig 8). Controversially, since 1962, the instrumental seismicity is not particularly active, in this area suggesting accumulation of stress over long periods of time.

The seismic crisis of Oleron Island (Figure 2), forms the most important cluster of events. This crisis is not clearly related to any identified structure, but epicenters are clustered along a NW-SE direction, following the orientation of the hercynian structures. Immediately at the North of the main cluster, the re-activation of a NW-SE fault segment is underlined by an alignment of microearthquakes. 24 focal solutions are available in the Charente region. A lot of focal mechanisms, which are mainly dextral strike-slip focal solutions, are clustered in the centre of the area and correspond to the seismic crisis of Oleron Island from the seventies, with the main 07/09/1972 shock of magnitude $M_L = 5.2$ (n° 82). The nodal planes of mechanisms 31, 32, 94, and 37 (this last of magnitude 5.2) , and their location are consistent with activity on some fault segments of the SASZ.

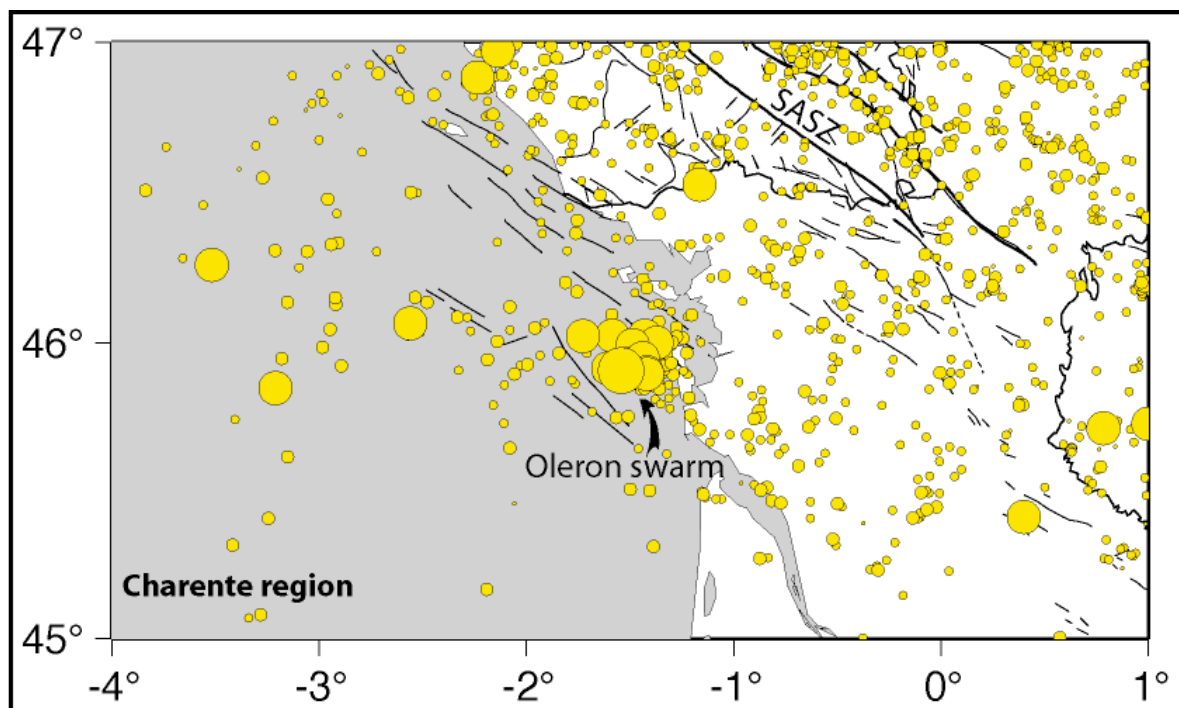


Figure 3a: Epicenter distribution in the Charente region. The sizes of the circles are proportional to the magnitude (same scale as Fig2-a). The main faults are noted. The Oleron swarm is indicated. SASZ: South Armorican Shear Zone.

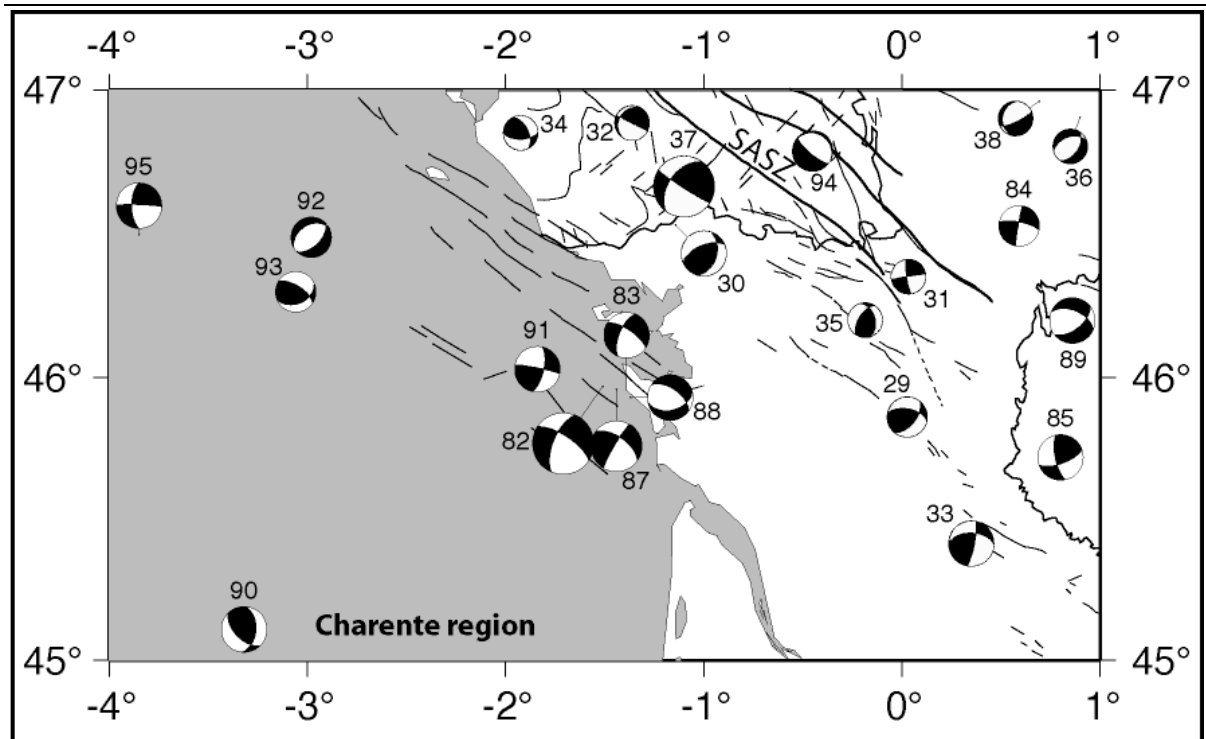


Figure 3b: Focal solutions available for the Charente region. The sizes of the circles are proportional to the magnitude (same scale as Fig2-b). The number of the solutions is noted in Table 1. SASZ: South Armorican Shear Zone.

3. The Massif Central

In the Massif Central, 2292 events (Fig 4a) have been recorded by a dense, well distributed network. The biggest events in the Massif Central have smaller magnitudes (M_L max = 4,3) than in the Charente region or in the Armorican Massif. However, the good network coverage allows the computation of focal solutions for microearthquakes. Thus, 64 focal mechanisms are available in this area. Their heterogeneous distribution reflects the distribution of the seismicity. In the volcanic south-eastern part of the massif some solutions have been computed by Dorel et al. (1995) for very small earthquakes ($M_L \geq 1.8$) thanks to the recordings of a local network. The Massif Central is characterized by Cenozoic and Quaternary volcanic activity synchronous of the development of a rift system, the “Limagne grabens” (Nehlig et al., 2001). Two major faults cross-cut the Massif (Fig 4a): the Sillon Houiller Fault (SHF) and the Aigueperse Fault (AF). Fig 4a shows that the SASZ in its southern termination is segmented into two active clusters. One of these clusters is concentrated between the SASZ and some minor structures, such as the “Faille de la Marche”, north-west of the Massif Central. A lot of heterogeneous focal mechanisms were computed for this area. However, transtensional solutions are predominant in the northwestern part of

the massif (i.e. solutions 50, 51, 65, 69). Nevertheless, transpressionnal (n° 52, 55, 29, 19) or normal (n° 5, 12, 53, 62, 65, 68) faulting is also evidenced. An historical event (1579 event, Levret et al., 1994) might have occurred in this area, but it is not well enough described in the historical sources to be exploited.

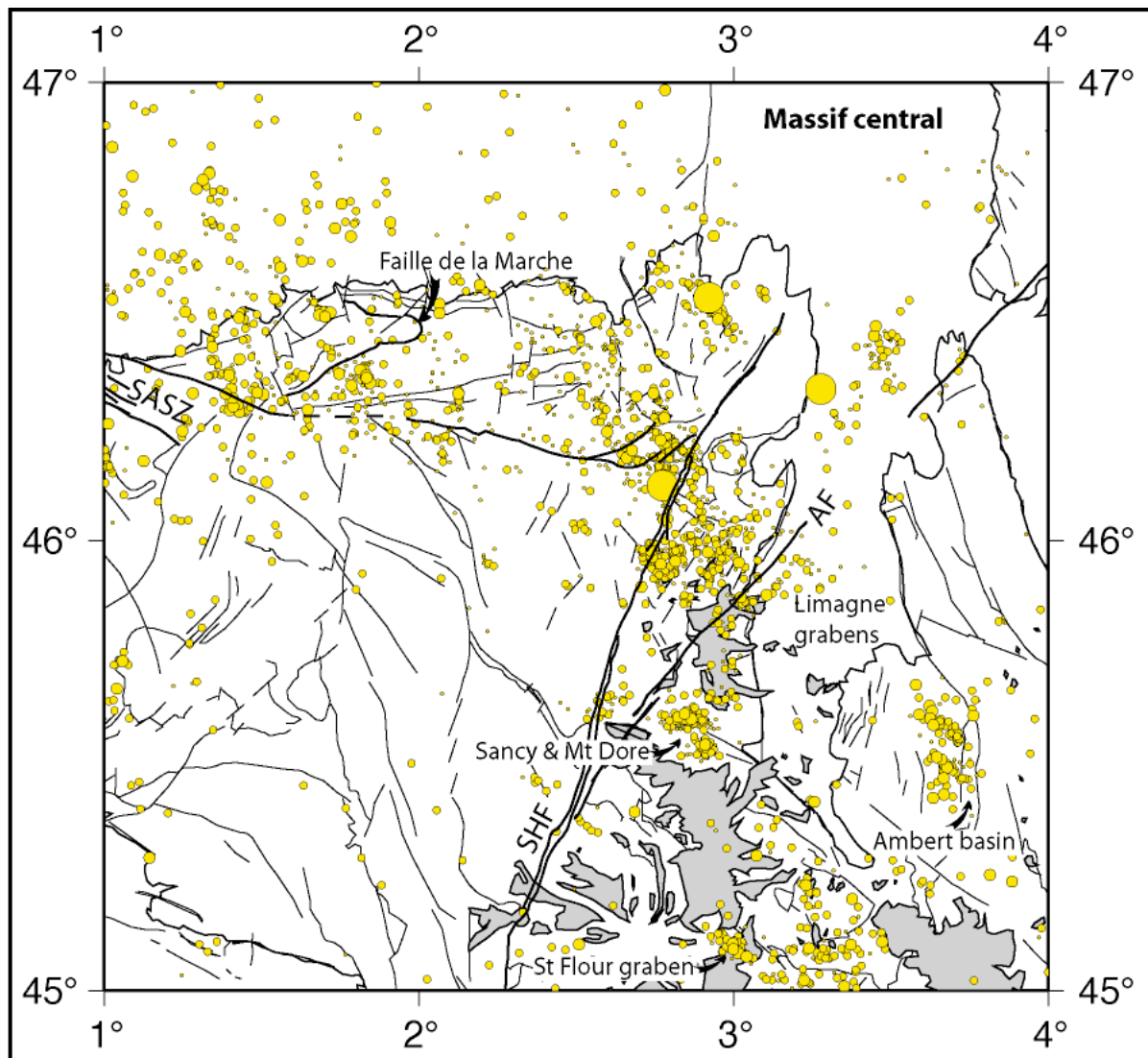


Figure 4a: Epicenter distribution in the Massif Central. The sizes of the circles are proportional to the magnitude (same scale as Fig2-a). The main faults are noted. Grey shaded areas correspond to Cenozoic and Quaternary volcanoes. SASZ: South Armorican Shear Zone, SHF: Sillon Houiller Fault, AF: Aigue-Perse Fault.

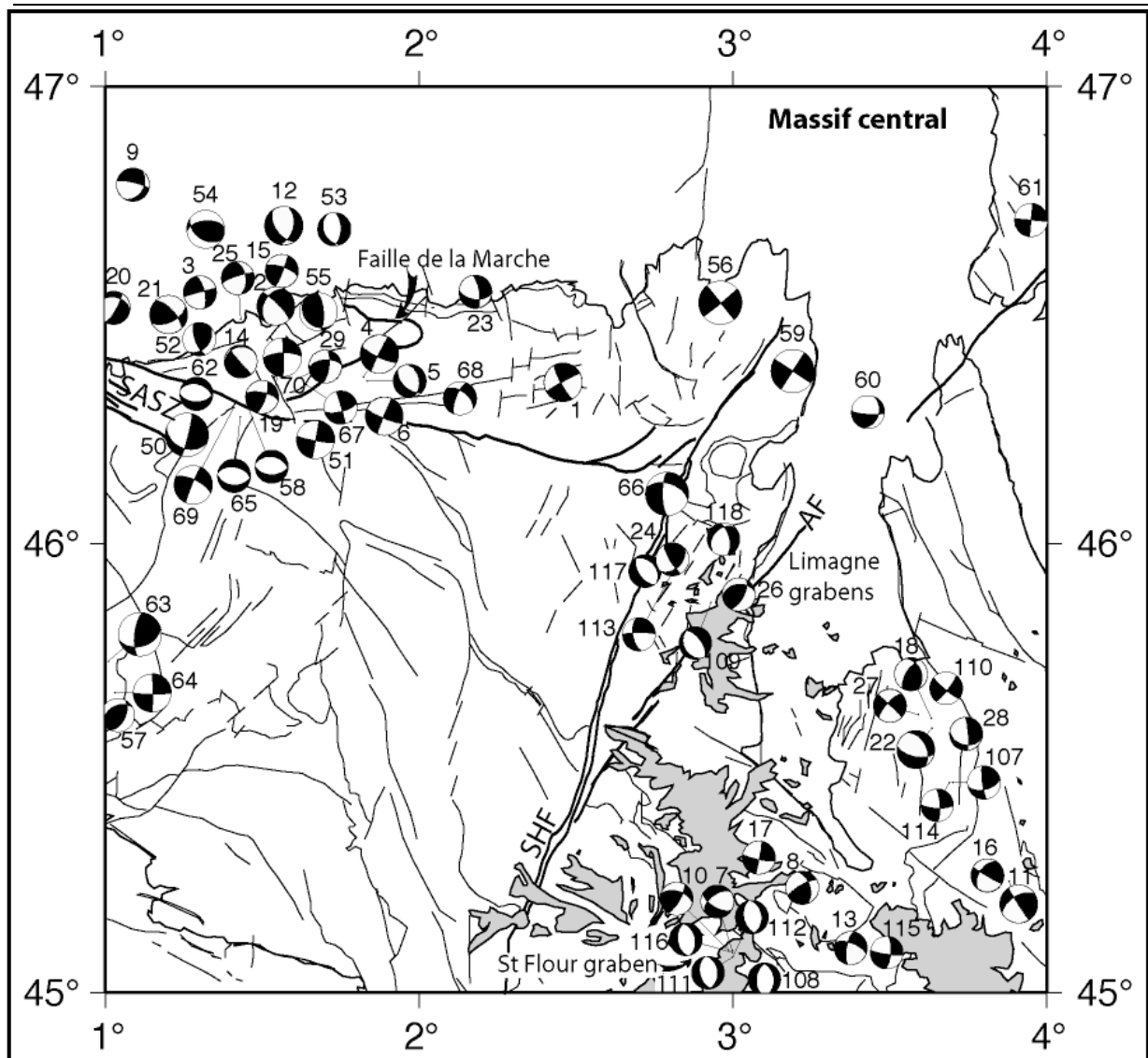


Figure 4b: Focal solutions available for the Massif Central. The sizes of the circles are proportional to the magnitude (same scale as Fig 2-b). The number of the solutions is noted in Table 1. SASZ: South Armorican Shear Zone, SHF: Sillon Houiller Fault, AF: Aigue-Perse Fault.

The other cluster, which represents most of the seismic activity of the Massif, is located at the intersection between the AF and the SHF. So, a remarkable point is that the earthquakes do not occur on the major faults themselves but in the wedge delimited by their intersection.

North of the Limagne graben, a linear N145°E swarm, associated with two dextral strike-slip focal mechanisms (n° 56 and 59, Fig 4a and 4b) is not correlated with any known geological feature, nor to the NE-SW local structures in the crust and thus is not easily interpreted.

Only a few earthquakes are localized on the SHF that seem active only in some restricted areas. No seismic activity is found on the AF. Nevertheless, Michon and Merle (2001) have shown that these faults are accommodating the uplift of the south-western volcanic block. Indeed, east of the SHF many earthquakes are recorded, whereas the western block shows a

nearly complete lack of seismicity, except in the north. The AF is also acting as a boundary between two domains with distinct seismic activity: the northern Massif Central and the volcanic area (fig 6). In the northern Massif Central, the SASZ merges with the SHF. Further to the South-East, the AF also merges with the SHF.

In the center of Massif Central, as shown on the geological map (Fig 5) the events are concentrated on the boundary of the granitic massifs and located between the volcanoes.

South of the Limagne graben, the epicenters tend to cluster along NW-SE directions, compatible with the nodal planes of the focal solutions computed which depict normal trending or strike-slip solutions. This NW-SE orientation is parallel to the metamorphic and tectonic fabric of the crust in this area (Autran and Peterlongo, 1980). Two moderate historical events are known there (1477 and 1490).

West of Ambert Basin two NW-SE linear swarms are parallel to the faults that define the southern boundary of the Limagne graben and to the foliation of anatectic gneiss that crops out in the west and southwest. On the geological map (fig 5) these clusters are located the Carboniferous granite “de la Margeride”, but as this granite is laccolitic, we believe that most events occurred under the pluton in the gneiss that have been intruded. As the depth of these events ranges from the surface to 18 km it is possible that the granite is fracturing in a direction following the foliation of the gneiss, but yet most of the earthquakes occur in the gneiss as also shown on figure 7 (cross-section AB). Another seismic swarm reveals activity in the Saint-Flour graben. It is also elongated along a NW-SE axis following the foliation and the boundary faults of the graben. But by looking into the details it appears that this cluster is not located on a recognized fault but in the middle of the basin. The activity of the graben is also underlined by five extensive focal mechanisms (n° 7, 108, 111, 112, 116). Immediately at the North of Sancy and Mont Dore volcanoes (Quaternary but inactive) some events are clustering in two elongated swarms similar to the others that are located at the South of AF.

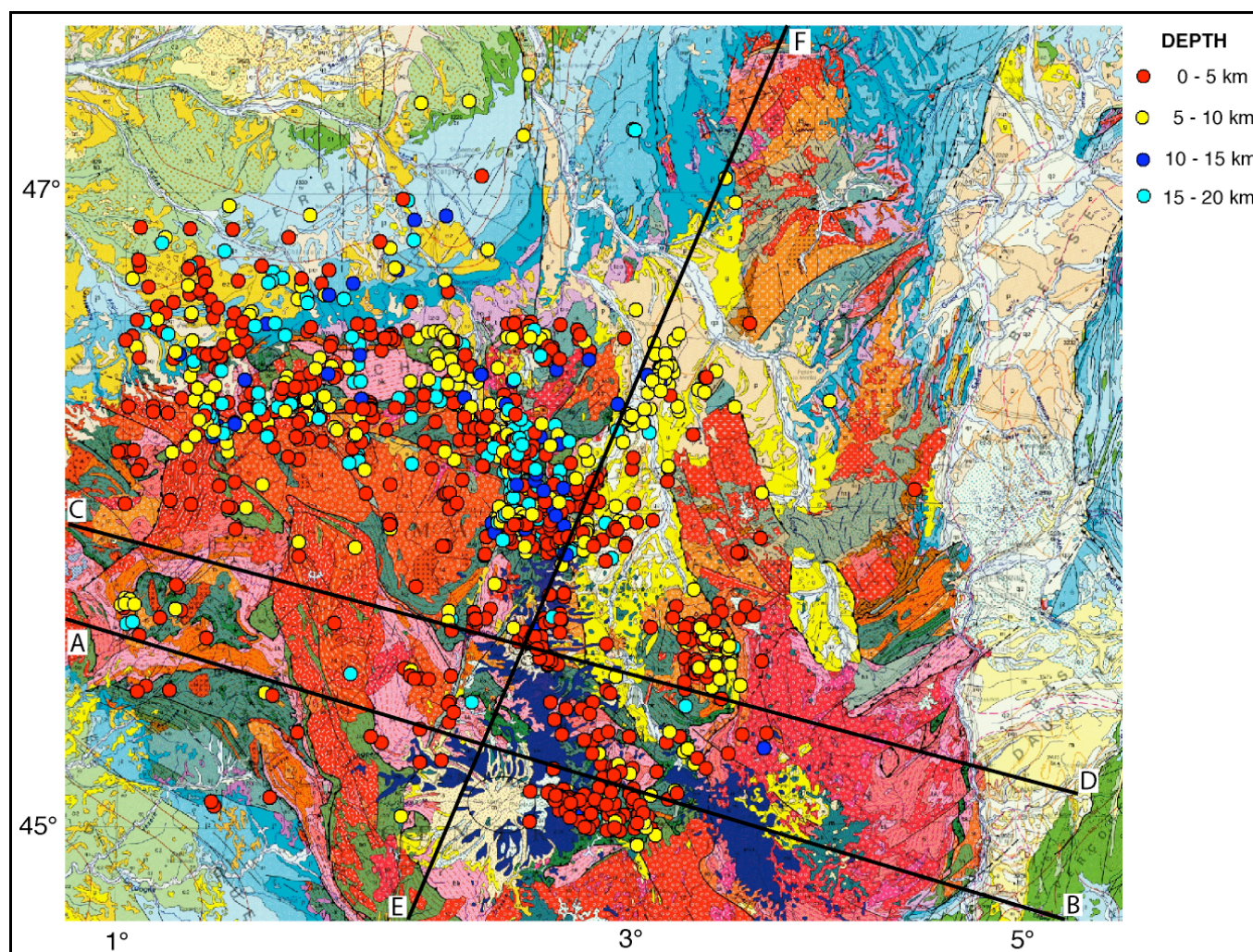


Figure 5: Geological map of Massif Central edited by BRGM at 1/1000000 scale. The epicenters are superimposed and depth repartition is indicated. The 3 lines correspond to the 3 cross-section displayed in fig 7.

V. Hypocentral distribution and geophysical parameters

In this section, we compare the distribution of hypocenters and their magnitude with some geophysical parameters in order to seek any relationship. We first focus on the thermal parameters of the crust and next, on the mass variations through the gravity anomaly.

1. Thermal flux

Since the 70's several authors have been studying heat flux in France for various purposes and we now dispose of 135 heat flux and 49 heat production measurements within our study area. These data have been summarized in a synthetic work from Lucazeau et al. (1992). The heat value measurements have been corrected for three effects : sedimentary layering, irregularity of topography, and variation of surface temperature over a geological timescale. Figure 6 shows the heat flow production map deduced from these measurements through a b-spline interpolation. In the Armorican Massif some important variations are observed, ranging from 39 to 155 mW/m². In the north, high heat flow measurements are related to anatectic granites. In the Massif Central, a hot mantle plume is at the origin of an important lithospheric thinning (Perrier and Ruegg, 1973) and associated high average heat flux of 103 mW/m².

Seismicity tends to locate in rather hot areas and more precisely at boundaries between hot and colder domains, except in the Massif Central where the hottest region seems to be underlined by a dense seismic cluster (figure 6).

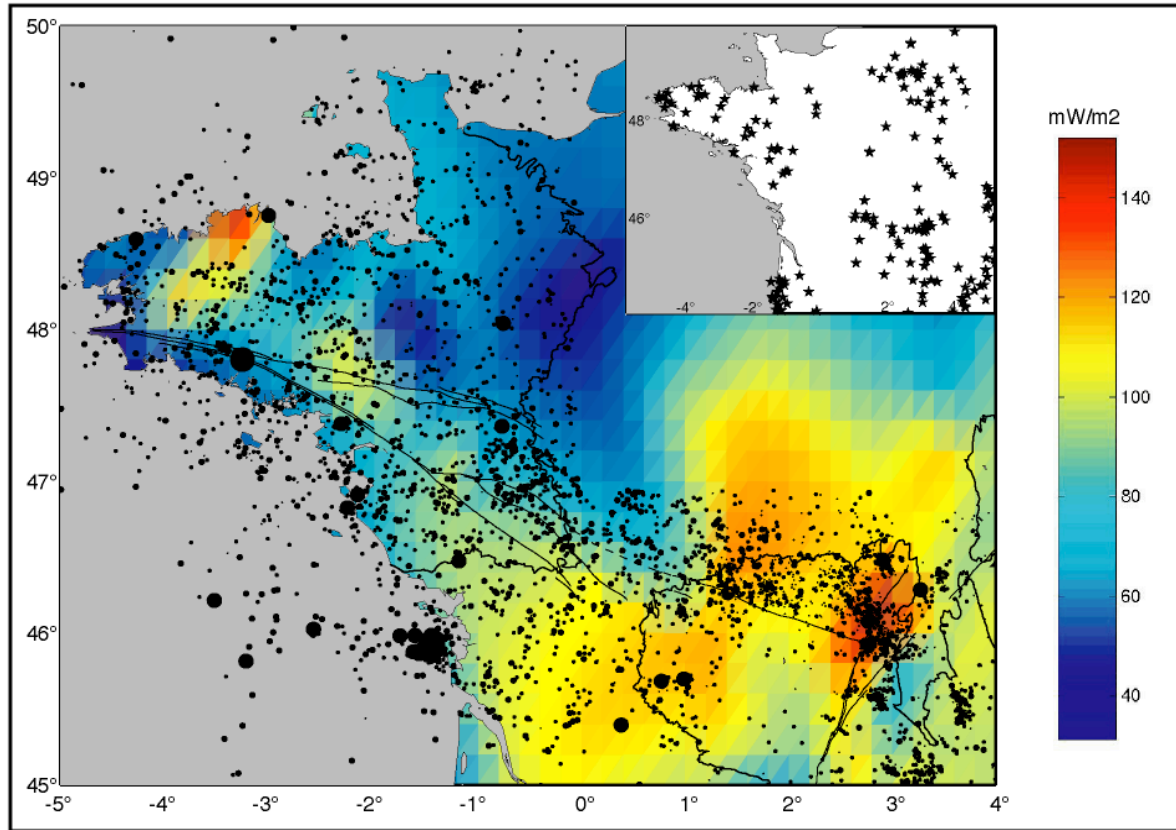


Figure 6: Heat flow interpolated from a synthesis of heat-flow measurements (Lucazeau et al., 1989). Top-right corner: distribution of the heat flow measurements (black stars).

We computed the strength stratification of the Armorican crust using the rheology of dry granite and heat flow data. Our model indicates that the brittle/ductile transition occurs approximately at a depth of 12 km. In the Armorican Massif, the depth of microseismicity is not known with good precision except for the most recent events. However, the Lorient event and its aftershocks are located at 12 km depth, as well as the other best-constrained hypocenters.

In the Charente region, the seismicity has been relocated using a joint hypocenter-velocity determination. Focal depths are indeed determined with a good confidence (± 1 km). In Charente, the seismogenic layer is rather thin and thickens eastward from 5 km near the coast up to 10 km close to the Massif Central, where the heat flow is only 70 mW/m². Further South, the heat flow is high (about 110 mW/m²) and decreases westward due to the thinning of the radiogenic continental crust at the margin. The Oleron crisis is located just at the boundary of a rather hot region (figure 6), explaining the shallow depth of the seismicity (~ 5 km).

In the northern Massif Central, the hypocentral depths (also determined with a good confidence of ± 1 km) are mostly less than 20 km, whereas most of them don't exceed 10 km in the volcanic area (Fig. 6). The hypocentral distribution on the tomographic images (Fig. 7), deduced from the study of Granet et al. (1995), show that the seismicity follows the high velocity structures around the hot points evidenced by the tomographic study. The vertical distribution of the foci underlines the link between this seismicity and thermal parameters of the crust. On cross-sections AB and CD, the hypocenters are concentrated in the colder volumes, between the volcanoes.

West of the SHF the thermal flux is not affected by the plume and the region is quasi aseismic.

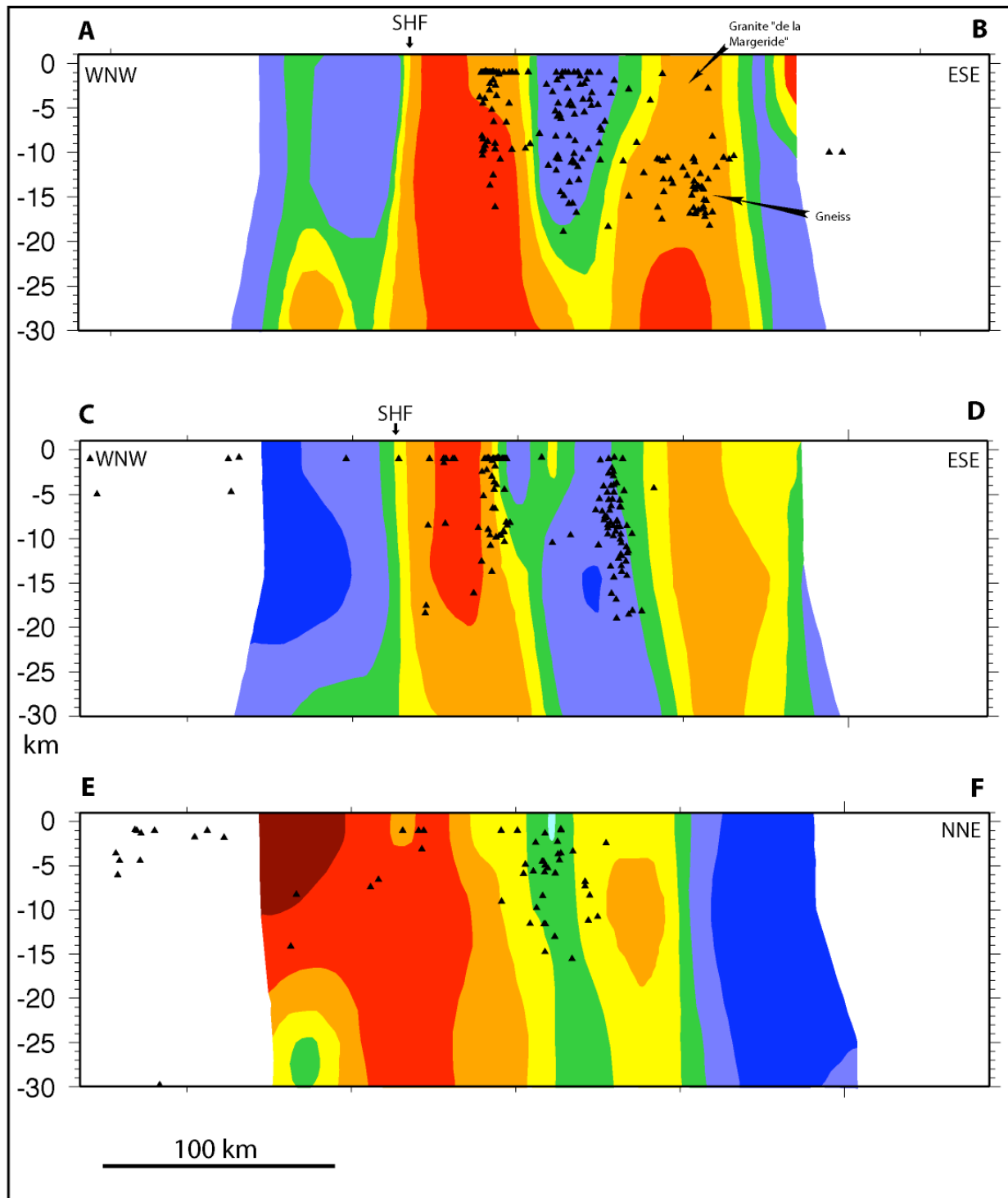


Figure 7: Cross-section P velocity tomography obtained along the 3 directions across the Massif Central, after Granet et al. (1995). Vp -pert: Velocity perturbation of P waves in %. The trace of the 3 cross-sections are shown on figure 5. Hypocenters located in a 20 wide stripe are orthogonally projected on the three transects.

2. Gravity anomaly

The available Bouguer anomaly map from BRGM (Ledru, 1997) does not provide clear correlation with the distribution of seismicity. By inverting the Bouguer anomaly data, we then compute the Euler solutions, (Thompson, 1982) with the “Intellectual Pseudo-Inversion software system”(IPSI) developed in 2002-2003 at the Schmidt Institute of Physics of the Earth Russian Academy of sciences (Gvishiani et al., 2002). The Euler deconvolution is one technique used to determine the location (x,y,z) and the shape of source responsible of the gravimetric signal.

Considering the case of a gravity field anomaly of T_z vertical component, the Euler deconvolution can be written:

$$(x - x_0) \delta T_z / \delta x + (y - y_0) \delta T_z / \delta y + (z - z_0) \delta T_z / \delta z = N (B_z - T_z)$$

Where (x_0, y_0, z_0) is the position of the source of the anomaly, (x,y,z) the position of the observation point, $\delta T_z / \delta x$, $\delta T_z / \delta y$ et $\delta T_z / \delta z$ the gradients of the vertical component of T_z in x , y , and z directions. B_z is the value of the regional gravimetrical field to estimate. The structural indice N (Thompson, 1982) characterizes the geometry of the source for a gravimetric field of homogeneity $n = -N$. a horizontal line has a structural indice $N=1$, a punctual source has an indice $N=2$.

The position of the Euler solutions computed with a Structural Index of 1, 1.5 or 2 are horizontally close to each other. The location (especially at depth) of the Euler solutions gives valuable information for studying density contrasts within the crust (Widiwijayanti et al., 2002).

The most striking result (Fig 8) is the alignment of the major part of these solutions along Hercynian directions even where no superficial fault is evidenced such as in the Charente region. The NASZ is also underlined, as well as the Massif Central northern boundary. Many historical events (Fig. 8), as well as the highest magnitude instrumental records are located on, or near Euler solution concentrations. The Lorient event (n° 44) is typical of this relation. The epicenter is in the center of a circular cluster of Euler solutions. These Euler solutions are related to the density contrast between a pluton of hercynian anatectic granite and the bedrock. At the edge of the circular density anomaly, the Euler solutions are located at a depth of 6 ± 2 km whereas towards the center of the anomaly their depth increases to reach 14 ± 2 km where the Lorient earthquake is located (at 12 ± 1 km depth). As the Euler solutions represent

the center of the source of the anomaly and considering the incertitude on the depth determinations we can observe that the Euler solutions and the hypocenter of the Lorient event are in the same range of depth. This suggests that stress concentrates at the brittle-ductile transition and where the density contrast is the strongest.

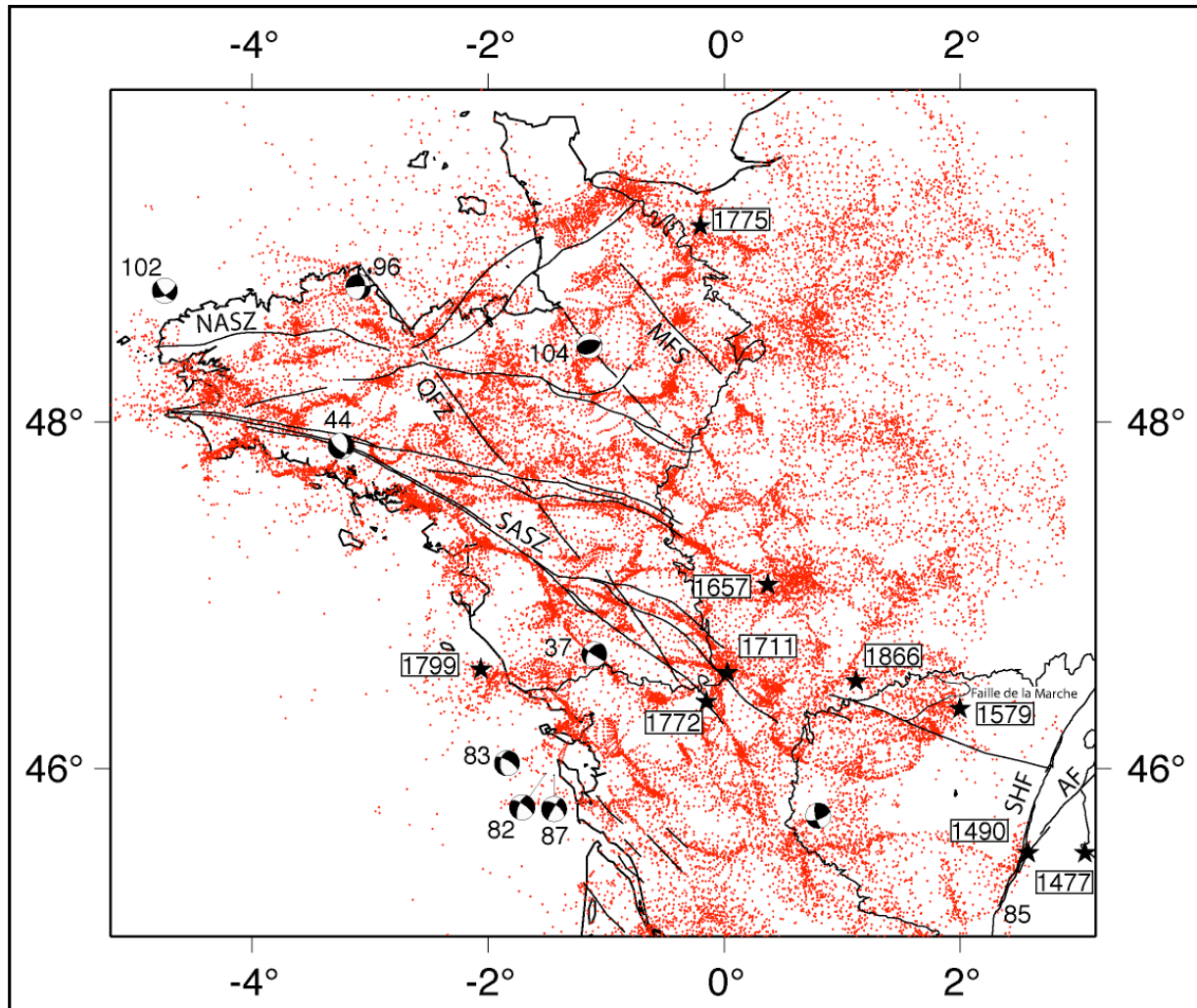


Figure 8: Euler solutions computed for the region under study. Each red dot correspond to one euler solution. We superimposed the magnitude >4 events as well as the historic events (I> VII), shown by black stars. NASZ: North Armorican Shear Zone, QFZ: Quessoy Fault Zone, MFS: Mayenne Fault System, SASZ: South Armorican Shear Zone, SHF: Sillon Houiller Fault, AF: Aigue-Perse Fault.

VI. Synthesis and discussion

In this section, we try to understand what are the causes of earthquakes and stress accumulation in a slowly deforming intraplate region by highlighting our results. It appears that several possible sources for earthquake clustering can be invoked in Central-Western France.

VI –1 Reactivated pre-existing faults

In the region under study, the crust is structured by lithospheric faults such as the SASZ, the QFZ and the SHF. As we have seen in section IV, alignments of earthquakes during the 40 years of observation underline the activity of the major fault zones (SASZ, QFZ, MFS, SHF). But in most cases, only some segments of the faults are seismically active and the precision of the earthquake location is not sufficient to determine if they occurred on the major faults themselves or in their closest vicinity. The reactivation of these faults by tectonic forces should be favored by the NW-SE orientation of the regional scale stress field (figure 1).

VI-2 Stress concentration at intersection of faults

A detailed study of the Lorient Earthquake by Perrot et al. (submitted) shows that the rupture occurred between the two parallel branches of the SASZ. All aftershocks were distributed along a NW-SE direction immediately to the north of the northern branch. As the northern branch is listric and intersects the southern branch, the earthquake probably occurred at the intersection of the two branches, at 12km depth. Talwani and Rajendram (1991), already pointed out that most intraplate earthquakes occur around the intersections of faults, and generally not at the intersections themselves but very close to them, in the wedges that they define. Perrot et al. also indicate an average V_p of 6.0Km/s from 2 to 15 Km of depth, and a V_p / V_s ratio of 1.68. Very small attenuation of the signal is responsible for the discrepancy between the computation of magnitude M_L (5.7) and magnitude M_w (4.8). These seismic properties indicate a low pore pressure of fluids, consistent with a high coefficient of friction on the SASZ. Thus, it likely behaves like a locked fault. Accumulation of stress on locked faults is at the origin of stress concentrations in the wedge of rocks delimited by the intersection of two faults (Andrews, 1989). This hypothesis can also be verified at greater scale within our study area. West of the SHF, seismicity is concentrated in the northern part of the Massif Central, in the wedge delimited by the Paris Basin to the North, the SHF to the East and the SASZ to the South (see fig 4a). We interpret this concentration of seismicity as due to concentration of stress at the intersection of the SHF and the SASZ. North-west of this area, another cluster is evidenced in the wedge delimited by the SHF and secondary faults, such as the “faulle de la Marche”.

The conditions of occurrence of the Oleron seismic crisis remain rather enigmatic. Stress concentrations due to the interaction of faults could also be at the origin of this crisis, but these faults are not evidenced in the field and geophysical data in this area is lacking.

VI-3 Stress concentration induced by crustal density heterogeneities

The computation of Euler solutions allowed us to show that historical as well as most energetic instrumental earthquakes tend to concentrate near the location of gravity anomalies. This explains why stress concentrates at some particular areas along the faults. For example, a good correlation is found between the depth of the Lorient event and Euler solutions.

VI –4 Thermal influence

The microseismic activity of Massif Central can be explained by the high heat flow of this area. The warmer the crust, the easier it deforms, preventing stress accumulations by releasing stresses by means of small magnitude earthquakes. At a large scale, earthquakes occur where the thermal flux is the highest as shown on Fig 6. The epicenters align along a northwest-southeast transect in the Armorican Massif. Then they cluster at the northwestern edge of the Massif Central and all along the N-S volcanic area. A strong link is evidenced between the variations of temperature of the seismogenic crust and the repartition of earthquakes (figure 7). At this smaller scale, earthquakes concentrate in the less hot areas. This suggests that where the thermal flux is the most important, ductile deformation principally occurs, even at shallow depths.

The NW-SE seismic segment of the Armorican Massif that follows a hot thermal flow anomaly is oblique to the structures (fig 6). We can propose an origin for the thermal anomaly and associated seismicity when considering the geodynamical history of the mid-European Hercynian chain. The direction of a paleozoic slab beneath the massif (Judenhert et al., 2003) and the orientation of the structures before shearing (Gumiaux, 2003) are strictly parallel to the thermal and seismic anomalies that lie above. The NW-SE seismic swarm follows the distribution of some Hercynian anatectic granites. Using geochemical data and heat production analyses Jolivet et al. (1989) suggested that the intermediate to lower crust is entirely enriched in radiogenic elements. This explains the overall heat production of the crust. As the enriched belt is still parallel to the remnant Hercynian slab, despite the

carboniferous shearing, we believe that in this zone the lower crust was partly decoupled from the upper crust and lithospheric mantle allowing less important shearing. So, the NW-SE orientation of the seismic swarm is explained by the orientation of the eohercynian structures.

Conclusion

Relocation of a complete catalogue of seismicity from 1962 up to 2002 and a synthesis of focal mechanisms (bibliographic revised solutions and computation of new ones) allow us to better understand the seismicity pattern of central and western France.

Even if this seismicity is usually very low, due to small intraplate deformation, macroseismic events of moderate magnitude sometimes occur. In order to understand the stress concentrations in particular areas, we correlate this seismicity with well-known faults, heat flow and gravity anomalies (through Euler solutions). We evidence two regions of different seismic behavior.

In the Massif Central, thermal effects are the main causes of a frequent but low magnitude seismic activity. This is attested by the good correlation between hypocenters, the velocity tomography and the heat flow pattern. However, few moderate historical and instrumental events occurred at the boundary of the massif, where stress is focused. Here, normal faulting activity is usually observed together with a strike-slip component on inherited Hercynian faults.

In western France (Armorican Massif and Charente region), the stress is concentrated along major reactivated Hercynian faults. The number of events is smaller but the energy release comparable, due to the postulated high friction coefficient of these faults. The biggest earthquakes align with areas of density contrasts and/or inherited fault intersections which concentrate the stress. The analysis of the focal mechanisms allows confirmation of the reactivation of the major Hercynian faults, recognized in the field.

References

- Amorese, D., Walker, A., Lagarde, J-L, Santoire, J-P., Volant, P., Font, M. and Lecornu, M. 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophys. J. Int.*, 143, 837-846.
- Andrews, D. J., 1989. Mechanics of fault junctions. *J. Geophys. Res.*, 94, 9389-9397.
- Assameur, D. and Mareschal, J.C., 1995. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, 241, 3-4, 179-192.,
- Autran, A. and Peterlongo, J., 1980. Introduction à la géologie du Massif Central. In "Géologie des pays européens", Lorenz ed., Dunod ed., 9-121.
- Baroux, E., Béthoux, N. and Bellier, O. 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquakes focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 145, 336-348.
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J-P., Chantaine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C. and Truffert, C., 2003. Seismic imaging of the Hercynian collision zone in South-eastern Armorican Massif (Armor2 project – GéoFrance3D program). *C. R. Acad. Sci.*, 335, 969-979.
- Dorel, J., Fourvel, D. and Donnedieu, G., 1995. Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166, 271-284.
- Ellsworth J.D., 1977, Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph.D. thesis, Mass. Inst of Technol. Cambridge.
- Geiger L., 1910. Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *K Gessel. Wiss. Gott.*, 4, 331-349.
- Gölke, M. and Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field., *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G., & Fuchs, K. 1995 a, Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 121, 33-48.
- Granet, M., M. Wilson and U. Achauer, 1995 b, Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *E.P.S.L.*, 136, 281-296
- Gumiaux, C., Judenherc, S., Brun, J-P., Gapais, D., Granet, M. And Poupinet, G.. Tomographic evidence for mantle shearing in the hercynian belt of Brittany (Western France), submitted.

-
- Gumiaux, C., Brun, J-P. and Gapais, D., 2003. Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (Western France) : Methodology and tectonic implications. J. Geol. Soc. of London Special Publications, in press.
- Gumiaux, C., Gapais, D. and Brun, J-P., 2003. Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data. *Tectonophysics*, 376, 3-4, 241-259.
- Gumiaux, 2003. Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse de l'Université de Rennes 1, 267p.
- Gvishiani A., Diamant M., Mikhailov V., Galdeano A., Agayan S., Bogoutdinov S., Graeva E., 2002. Artificial intelligence algorithms for magnetic anomalies classification. *IzvestiaRAS, Physics of the Solid Earth*, V38(7), 545-559.
- Jolivet, J., Bienfait, G., Vignerresse, J-L. and Cuney, M., 1989. Heat flow and heat production in Brittany (Western France). *Tectonophysics*, 159, 61-72.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J-P. And Poupinet, G., 2003. The Hercynian Collision in the Armorican Massif: evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy. *Bull. Soc. Geol. France*, 174, 45-57.
- Kissling E., W.L. Ellsworth, and R.S. Cockerham, 1984, Three-dimensional structure of the long Valley Caldera, California region, by geotomography, US Geol Surv.Open File Rep. 84-939, 188-220.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M. and Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 1-2, 31-103.
- Ledru P., 1997, L'imagerie géologique et géophysique 3D du sous-sol de la france., *Mem. Soc. Géol. France*, 172, 53-71.
- Lefort, J-P. 1993. Image globale de la croûte continentale française. *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf Aquitaine*, Vol. 17 n°1.
- Levret, A., Back, J-C. and Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10, 19-46.
- Long L.T., 1988, A model for major intraplate continental earthquakes, *Seism. Res. Letters.*, 29, 273-278.
- Long L.T. and K. Zelt, 1991, A local weakening of the brittle-ductile transition can explain some intraplate seismic zones. , *Tectonophysics*, 186, 175-192.
- Lucazeau, F., Cautru, J-P., Maget, P. and Vasseur, G., 1992. Geothermal Atlas of Europe. International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior, : E. Hurtig, V. Cermak, R. Haenel and V. Zui Editors Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH-Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, pp. 30-33

-
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J. and Bellier, O., 2004. Evidence for short scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Michon, L. and Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. géol. France*, t. 172, n°2, 201-211.
- Nehlig, P., Boivin, P., de Goër de Herve, A., Mergoïl, J., Prouteau, G. and Thiéblemont, D., 2001. Les volcans du Massif central. *Géologues*, 130-131, pp 66-91.
- Nicolas, M., Santoire, J. P. & Delpech, P. Y. 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 27-53.
- Nocquet, J-M., Calais, E., Altamini, Z., Sillard, P. and Boucher, C., 2001. Intraplate deformation in Western Europe deduced from an analysis of the ITRF 97 velocity field. *J. Geophys. Res.*, 106, 11239-11258.
- Perrier, G. and Ruegg, J-C., 1973. Structure profonde du Massif Central français. *Ann. Géophys.*, t. 29, 435-502.
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Deverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M. and Matias, L.. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, Westernmost France. *Geophys. J. Int.*, submitted.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonics postdating continental fragmentation. *Rev. geophys. Space Phys.* 16, 621-688.
- Talwani, P. and Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186, 19-41.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH : A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-7.
- Widiwijayanti, C., 2002. Réponse des structures lithosphériques aux différents stades de la collision de deux zones de subduction : exemple de la Mer des Moluques. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII.

Caractérisation du comportement sismogène

Dans l'article précédent, deux comportements sismiques différents sont mis en évidence. Le premier est lié à la présence du panache mantellique du Massif Central, le deuxième à la réactivation de l'héritage structural hercynien. Afin de confirmer cette différence de comportement sismogène, nous avons effectué une analyse fréquence-magnitude puis une analyse de la répartition spatiale de l'énergie sismique libérée pendant les 40 ans d'observation.

Analyse fréquence magnitude

Afin de caractériser le comportement sismique des différentes zones et de mettre en évidence d'éventuelles variations régionales, nous avons effectué une analyse en fréquence-magnitude. Pour cela nous avons d'une part calculé la loi de Gutenberg-Richter pour le Massif Central, le Massif Armoricaire, les Charentes et la Provence, puis nous avons cartographié la densité de séismes ainsi que l'énergie sismique libérée. Les données utilisées ainsi que le processus de localisation sont détaillées dans le chapitre suivant. La loi de Gutenberg-Richter définit la relation de décroissance exponentielle du nombre d'événements enregistrés dans une région pendant une période donnée, en fonction de la magnitude :

$$\log N(M) = a - b M$$

où N est le nombre cumulé d'événements ayant une magnitude supérieure à M , « a » une constante, « b », appelée b -value, qui caractérise le comportement sismique de la zone.

Nous appellerons « a' » la magnitude de complétude (magnitude en deçà de laquelle un réseau donné ne détecte pas 100% des événements), qui correspond à la valeur de M à partir de laquelle $\log N$ est constant (palier).

Dans l'ouest de la France, le réseau sismologique a été densifié récemment. Pour vérifier que la qualité des données permettait une interprétation en terme d'analyse fréquence-magnitude, nous avons calculé la relation de Gutenberg-Richter pour trois périodes consécutives (1962-1982, 1982-1992, 1990-2002) puis pour l'ensemble des données (1962-2002). Dans le Massif Central et le Massif Armoricaire, le paramètre a' décroît au cours du temps en fonction de la densification des réseaux (fig 4.3). Mais dans la plupart des cas, b est constant quel que soit la

période de temps considérée ce qui démontre la cohérence des données. C'est dans le Massif Central que la magnitude de complétude complétence « a' » présente la variation la plus faible au cours du temps, ceci étant dû à l'ancienneté de la densité importante des stations et à leur bonne répartition. La thèse de C. Beauval (Beauval, 2003) démontre en outre que le catalogue LDG est complet puisque le temps de complétude est inférieur au temps d'observation. Dans cette même zone, la forte valeur de b reflète l'absence de séisme de forte magnitude, la plus forte magnitude y étant enregistrée étant de $M_L = 4.3$ (Chapitre 4, Table 1, n°63). Nous relierons cette particularité d'une part au flux de chaleur important dans le Massif Central et d'autre part aux propriétés mécaniques de la croûte hercynienne, de composition granitique et très fracturée. Ceci favorise la libération de contraintes sous forme de séismes de faible magnitude. Concernant le Massif Armoricaire, nous pouvons remarquer que le séisme de Lorient ($M_L = 5.7$) n'est pas prédit par la courbe, qui indique une magnitude maximale de 4,5 (intersection avec l'axe des abscisses). Cela est dû au fait que ce séisme s'inscrit dans une période de récurrence supérieure à 40 ans, la durée de notre observation.

Dans les autres zones, a décroît logiquement avec le temps d'observation.

Dans le Massif Armoricaire, nous obtenons, au nord, une valeur de b égale à 1,73 ; et au sud, une valeur de 2,18. Il s'agit là de valeurs relativement élevées, caractéristiques de zones intraplaques à sismicité modérée (Main, 1996) où la libération de l'énergie sismique se fait préférentiellement sous forme de petits séismes.

Il en va de même en Charente, mais le calcul est moins fiable. Toutefois, l'étude de Beauval, 2003, qui concernent essentiellement les domaines alpins et pyrénéens mais aussi la Charente, donne dans cette région des estimations du paramètre « b », obtenus par zones de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, proches des notre résultat moyen.

Quel que soit le temps d'observation, b est toujours plus élevé dans le Massif Central ce qui semble révéler une différence de comportement sismologique. Néanmoins, la prise en compte des incertitudes ne permet pas d'établir une différence nette.

Quelle que soit la zone étudiée, les plus fortes magnitudes enregistrées sont supérieures aux magnitudes prévues par la courbe de Gutenberg-Richter. Trois arguments peuvent être invoqués pour expliquer ce comportement :

- 1) un problème d'évaluation de la magnitude. Les relations empiriques utilisées en France pour l'évaluation de la magnitude M_L (LDG et ReNaSS) auraient tendance à surestimer les magnitudes supérieures à 4.

2) malgré la complétude du catalogue, dans ce type de contexte à déformation lente, la libération des contraintes de l'énergie se fait sur des périodes de retour plus longues que notre période d'observation.

3) les caractéristiques rhéologiques particulières de ces massifs anciens (composition granitique, nombreuses failles pré-existantes dont certaines de grandes dimensions et ayant un fort coefficient de friction) favorisent la microsismicité.

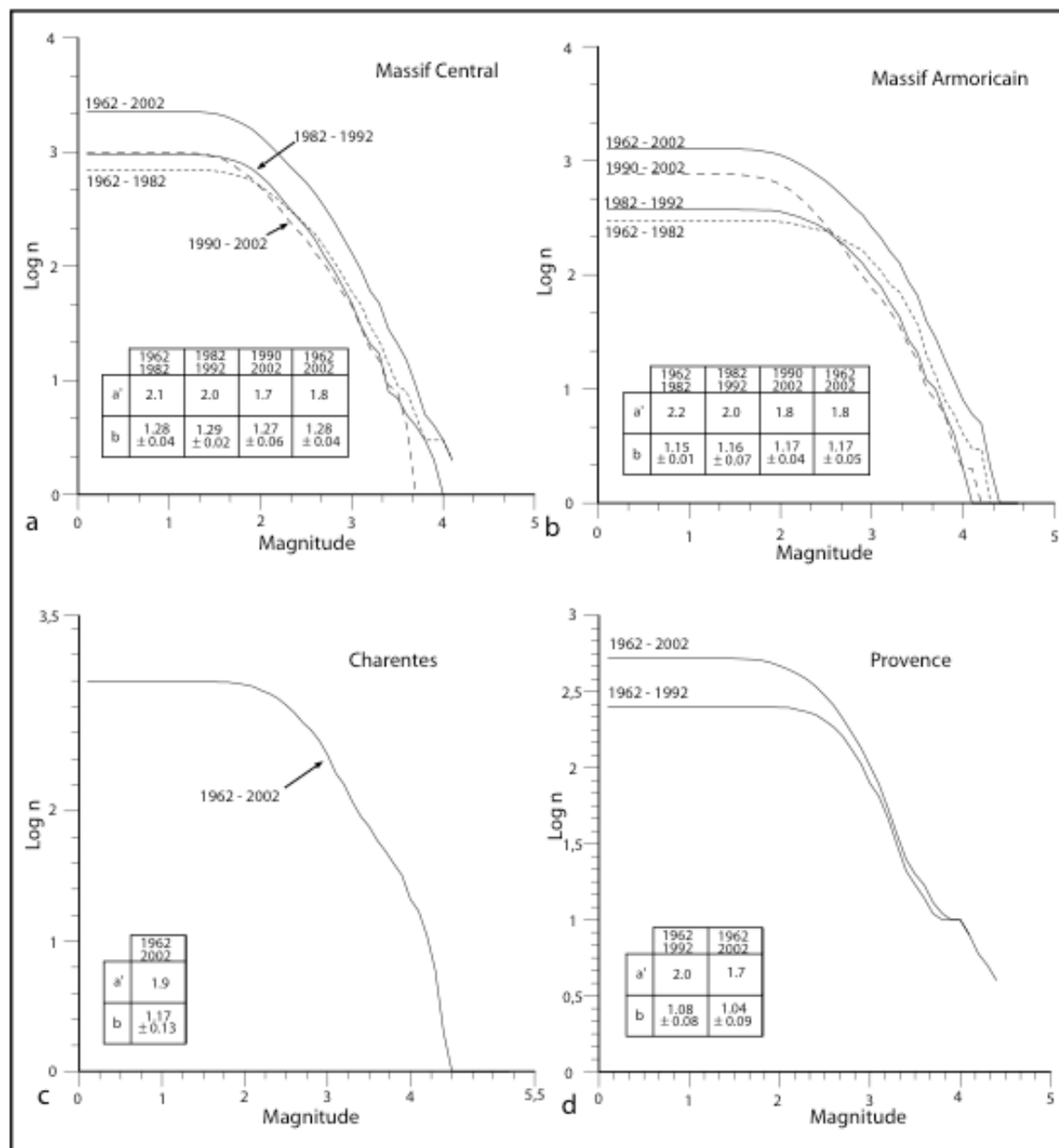


Figure 4.3 : Loi de Gutenberg – Richter ($\log N = a - b M_L$) calculée pour différentes périodes. La pente de la droite « b » est calculée par régression linéaire et la précision correspond à l'intervalle de confiance de 96%. a) résultats pour le Massif Central, b) Massif Armoricain, c) Charente et d) Provence.

Afin de confirmer cette variation de régime sismologique, nous avons calculé la densité d'énergie (fig 4.4) déduite de la magnitude locale suivant la relation de Kanamori (Kanamori, 1977) :

$$\text{Log } E = 4.8 + 1,5 M_L$$

Où E est l'énergie en Joules pour chaque cellule de 10 x 10 km.

Parallèlement, nous présentons la densité d'évènements correspondante. Ces deux représentations (énergie – nombre d'évènements) mettent à nouveau en évidence l'individualisation du Massif Central. En effet, dans le Massif Central, la densité d'évènements est plus importante que dans l'ouest de la France. Comme le suggère l'évolution du paramètre « a' » au cours du temps, ceci est en partie dû aux lacunes azimutales des réseaux sismologiques dans les régions côtières.

La zone du Massif Central qui présente la densité d'évènements et d'énergie la plus importante est située entre le Sillon Houiller et la faille d'Aigues-Perse. Les autres parties du massif présentent des taux d'énergie libérée faibles. Dans le Massif Armoricaire, la densité d'évènements montre que les séismes ne suivent pas linéairement le cisaillement Sud-Armoricain (CSA) mais au contraire tendent à se concentrer dans certaines zones particulières. Les séismes de $M_L > 4$ (soulignés par des pics énergétiques) sont relativement isolés alors qu'une concentration d'activité (densité – énergie) marque la terminaison sud du CSA. L'essaim d'Oléron, marqué par une forte concentration de séismes et un pic énergétique, apparaît aussi très isolé au sein d'une région relativement calme du point de vue sismique.

L'énergie sismique libérée dans les deux massifs est relativement comparable, mais elle est dissipée par de nombreux petits évènements dans le Massif Central alors qu'en Charente et dans le Massif Armoricaire elle l'est par moins de séismes mais de plus forte magnitude.

La figure 4.5 présente la densité d'évènements et l'énergie sismique libérée en Provence. Comme dans le Massif Armoricaire, la sismicité se concentre dans certaines zones, notamment à l'est de la Camargue, au sud de La Ciotat et suivant un transect NE-SW qui correspond à la faille de la Moyenne Durance. L'énergie sismique libérée est du même ordre de grandeur que dans le centre et l'ouest de la France.

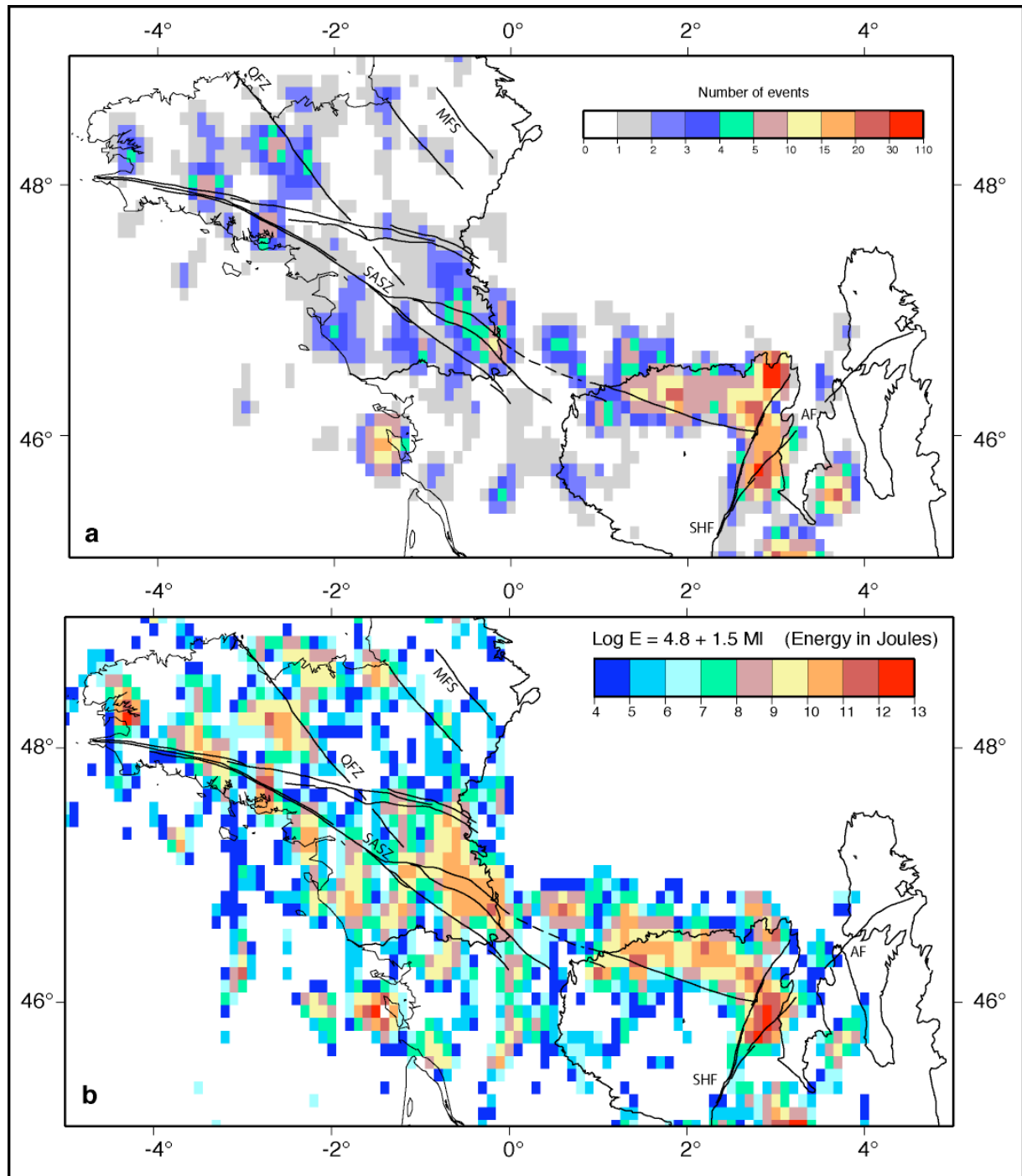


Figure 4.4 : a) densité d'évènements par carré de 100 km². b) : énergie sismique correspondante évaluée à partir de la magnitude selon la formule empirique de Gutenberg. MFS : zone de faille de la Mayenne, QFZ : faille de Quesnoy-St Brieuc, SASZ : cisaillement sud-armoricain, SHF : sillon houiller, AF : faille d'Aigues-Perse.

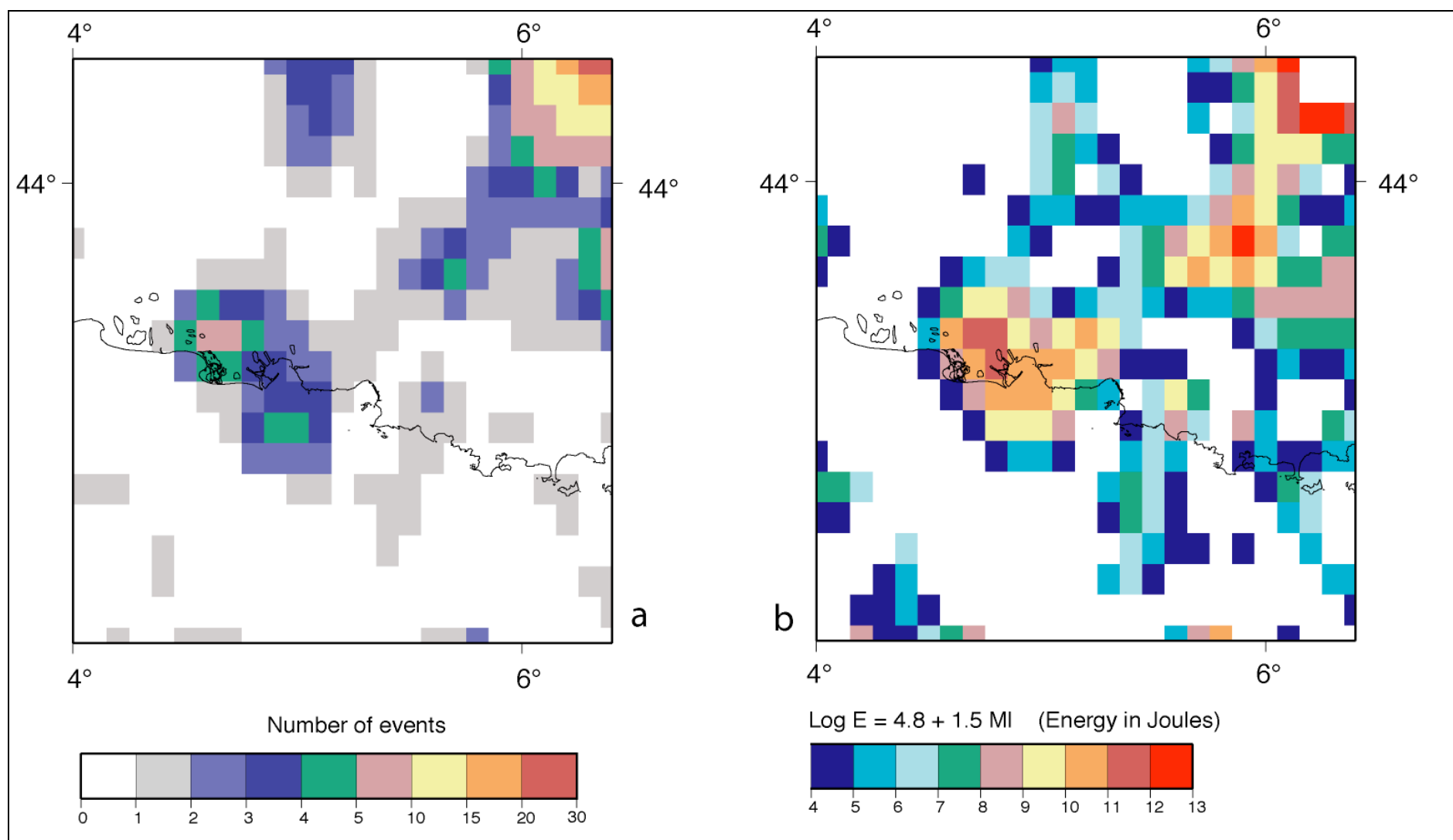


Figure 4.5 : a) : densité de séismes et b) énergie sismique libérée en Provence.

CHAPITRE 5

Modélisations numériques

Modélisation numérique des contraintes et de la déformation.

Le chapitre suivant s'organise en quatre parties. Tout d'abord, nous présentons les méthodologies et types de modèles que nous avons utilisés. Ensuite, nous présentons des résultats de modélisation des contraintes d'origine intraplaque à l'échelle de la tectonique des plaques. Puis, nous étudions les modalités d'accumulation de ces contraintes par modélisation thermomécanique 3D à l'échelle régionale. Enfin, nous calculons l'impact des séismes les plus importants (Lambesc et Lorient) sur les failles avoisinantes.

Certains des résultats présentés dans ce chapitre font partie d'un article en cours de préparation pour soumission à une revue internationale et sont donc en anglais.

Modélisation numérique de la déformation

1. Rhéologie et lois de comportement.

Nous allons ici seulement fournir quelques définitions qui nous serviront à expliciter les modélisations présentées dans cette thèse et à définir les différents paramètres rhéologiques utilisés. Nous nous sommes référés principalement aux ouvrages Ranalli(1995), Turcotte et Schubert (1982) ainsi qu'au cours de géomécanique de J. Chéry (www.isteeem.univ-monttp2.fr/PERSO/chery/Adeli_web).

Comportement élastique

Le comportement élastique est, du point de vue physique, le plus simple des comportements. La déformation est par définition réversible. Elle est donnée par la loi de Hooke :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

Que l'on transforme en notation simplifiée, dans le cas bidimensionnel :

$$\sigma_i = C_{ij} \varepsilon_j$$

L'élasticité linéaire s'évalue alors en utilisant 5 paramètres dont deux seulement sont indépendants :

Ce sont λ , μ , K , E et ν où E est le module d'Young, ν le coefficient de Poisson, K le module d'incompressibilité, λ , μ les coefficients de Lamé.

Comportement viscoélastique

La théorie de l'élasticité impose que toute l'énergie fournie au solide soit stockée sous forme d'énergie interne. En réalité une partie de l'énergie est dissipée sous forme anélastique. La viscoélasticité linéaire tient compte de cette dissipation d'énergie mais conserve la linéarité entre contrainte et déformation. Dans le modèle viscoélastique de Maxwell le matériau se comporte de manière élastique aux temps courts

(inférieur à $\tau = \eta / E$) mais comme un fluide de viscosité η sur des temps longs ($> \tau$).

Ce comportement est une bonne approximation pour décrire le comportement ductile de la croûte inférieure.

Comportement élastoplastique

Le comportement élastoplastique correspond à une déformation permanente se produisant au delà de la limite d'élasticité. Une fois le seuil de plasticité atteint, la déformation élastique subsiste mais se superpose à la déformation permanente.

Historiquement les deux premiers critères de plasticité sont celui de Tresca et celui de Von Mises. Le critère de Tresca postule que la déformation plastique débute lorsque le cisaillement maximum atteint un seuil caractéristique du matériau.

Le critère de Von Mises lie le seuil de plasticité à l'énergie élastique de cisaillement.

Dans l'espace des contraintes principales le critère de Von Mises est représenté par un

cylindre axé sur la trissectrice du repère s_1, s_2, s_3 est de rayon $R = \sqrt{\frac{2}{3}} \sigma_s$

$$\text{Avec } \sigma_s = \frac{1}{\sqrt{2}} * \left[(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_3 - \sigma_2)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

Un troisième critère est souvent utilisé, il s'agit de celui de Drucker-Prager, C'est celui que nous utiliserons. Il s'inspire du critère de fracturation de Mohr-Coulomb qui exprime que le glissement a lieu si la contrainte tangentielle τ est telle que :

$$\tau = \tau_0 + \mu \sigma$$

Dans l'espace des contraintes principales le critère de plasticité de Drucker-Prager est représenté par un cône axé trissectrice du repère s_1, s_2, s_3 mais le rayon de ce cône augmente avec la pression hydrostatique. Ce critère est donc plus adapté que le précédent pour décrire le comportement de la croûte puisque celle ci est déformable plus facilement en profondeur qu'en surface. Le critère de plasticité est évalué à partir de ϕ (κ) l'angle de friction interne et de c la cohésion du matériau, κ étant la déformation plastique cumulée.

Une notion importante associée au comportement plastique est celle d'écrouissage. Cela signifie que le seuil de plasticité évolue avec l'accumulation de la déformation plastique. En

effet, sous l'effet de la contrainte un grand nombre de dislocations va apparaître. Quand la densité de dislocation dans un même plan de glissement devient trop importante les dislocations vont interférer avec d'autres dislocation développées dans d'autres plans de glissement et ralentire la déformation. (Leroy et Ortiz, 1989). L'écroutissage est évalué à partir de ϕ_i , l'angle de friction initial et de ϕ_j l'angle de friction final lorsque κ atteint une valeur critique fonction du matériau.

Finalement le potentiel de plasticité dépendra de ϕ_i , de ϕ_j et de ψ qui est l'angle de dilatance.

Nous utiliserons deux sortes de méthodologies pour modéliser la déformation de la lithosphère.

2- Les méthodes analytiques fondées sur la méthode d'Okada

Okada (1992) calcule l'expression exacte du déplacement et de la contrainte provoqués par le mouvement d'une faille dans un demi espace homogène élastique.

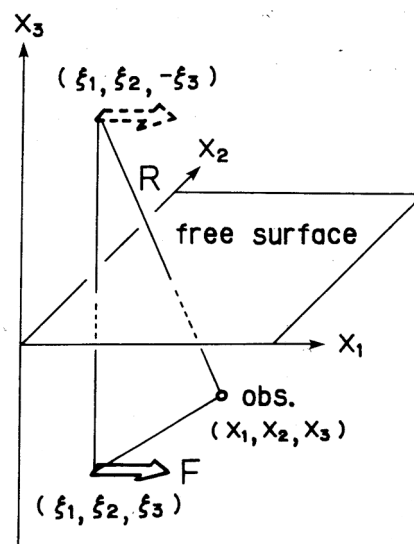


FIG. 1. A coordinate system adopted in this study.

où v_k , la normale au plan de faille Σ est définie par $(0, -\sin\delta, \cos\delta)$ dans l'exemple de la figure 1. F représente la force équivalente déclenchant la rupture, u_j est le déplacement obtenu en

chaque point par la combinaison des champs dus aux contraintes élémentaires en chaque point source ξ_1, ξ_2, ξ_3 .

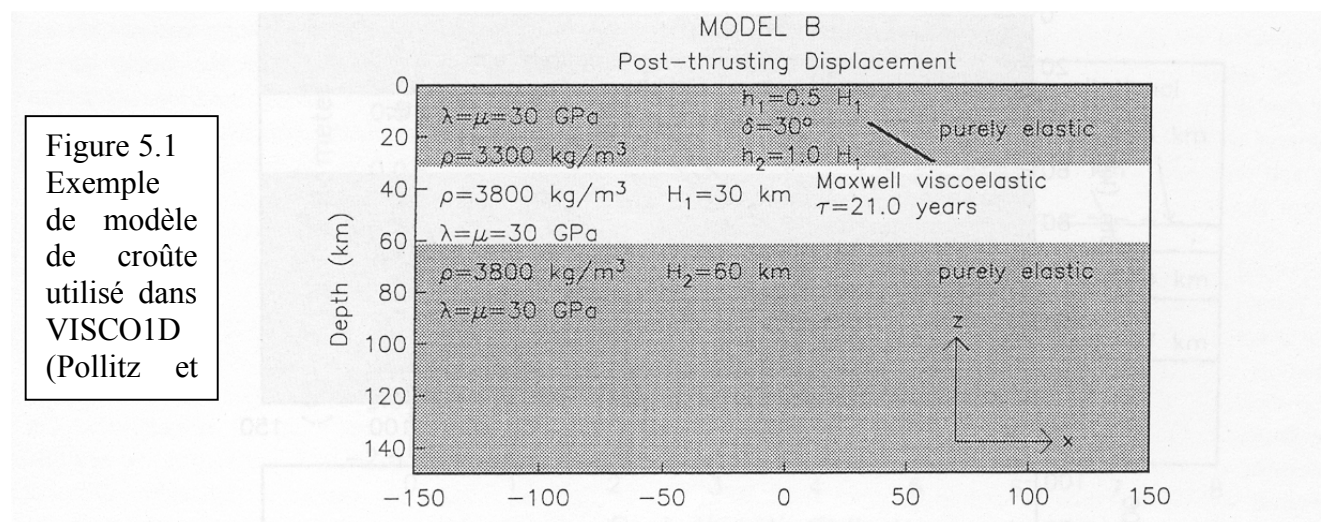
Cela revient à convoluer la fonction de Green, solution exacte de l'équation des ondes créées par une source ponctuelle, avec le tenseur des moments décrivant la rupture sismique Pollitz (1996) reprend le calcul d'Okada et calcule la déformation co-sismique pour une Terre sphérique et stratifiée (élastique-viscoélastique).

Dans l'ensemble des fonctions d'ondes solution de l'équation différentielle (1), on cherche les valeurs propres qui fourniront les différentes harmoniques de l'équation d'ondes. Le champ de déplacement en coordonnées sphériques $Y_m(\theta, \phi)$ est alors obtenu comme une sommation de ces modes normaux calculés grâce à des polynômes de Legendre.

F. Pollitz décompose les différents modes propres solution de l'équation en modes sphériques et en modes toroïdaux, ce qui lui permet de calculer le saut de contrainte et de déplacement aux interfaces entre les différentes couches du modèle.

Un demi espace stratifié purement élastique surmonte un demi-espace viscoélastique représentant l'asthénosphère. F. Pollitz tient alors compte des forces gravitationnelles à l'intérieur de ce milieu.

Dans un deuxième temps, F. Pollitz (1997) fait intervenir dans le calcul, la relaxation post sismique dans la croûte inférieure viscoélastique (code VISCO1D), alors que le code de Stein (1992) ne fait intervenir qu'un milieu purement élastique pour calculer la variation de contraintes co-sismique.



Nous utiliserons le code VISCO1D pour calculer la contrainte de Coulomb et la contrainte post-sismique d'un séisme donné (Pollitz et Sacks, 2002).

Pour modéliser la concentration de contrainte dans la région de New Madrid, Pollitz et al. (2001) utilisent une version modifiée du code. Dans ce cas, la source initiant la déformation n'est plus une rupture sismique mais une force tectonique constante. Les auteurs partent de l'hypothèse que la variation de contrainte tectonique due à la déglaciation a été beaucoup trop faible pour initier les séismes de magnitude 8. Par contre elle a été suffisante pour déstabiliser le corps dense situé à la base de la croûte supérieure, jusqu'alors en équilibre isostatique. En 2001, Grollmund et Zoback ont modélisé l'impact de la fonte de l'inlandsis de la dernière glaciation (~ -10000 ans) sur l'état de contrainte de la lithosphère en Amérique du nord. Ils concluent sur l'influence de cette force à grande longueur d'onde sur le déclenchement des séismes de 1811-1812 (magnitudes 7 à 8, dans la région de New Madrid (NMSZ)). Reprenant cette hypothèse, Pollitz et al. (2001) pensent que le rebond postglaciaire n'a eu qu'une cause indirecte sur le déclenchement des séismes. En effet, cette force de faible intensité et de grande longueur d'onde a perturbé l'équilibre hydrostatique du corps basique mis en évidence dans la croûte profonde de la NMSZ. Ils modélisent le déplacement et la contrainte produits dans la croûte cassante par la déstabilisation de ce corps dense et trouvent alors une perturbation de contrainte suffisante pour initier une rupture sismique importante.

Du point de vue théorique, le code VISCO1D utilise donc une rhéologie très simple mais à l'avantage de calculer précisément les déplacements et déformations co et post-sismique dans un milieu donné.

Il permet également de quantifier l'effet d'une force tectonique dans la lithosphère en décrivant le champ d'ondes complet. Cependant, il ne tient pas compte de la rhéologie exacte des matériaux notamment de l'effet de la plasticité sur la déformation des matériaux terrestres. Dans la partie Annexes, les principes de l'utilisation pratique de VISCO1D sont brièvement présentés.

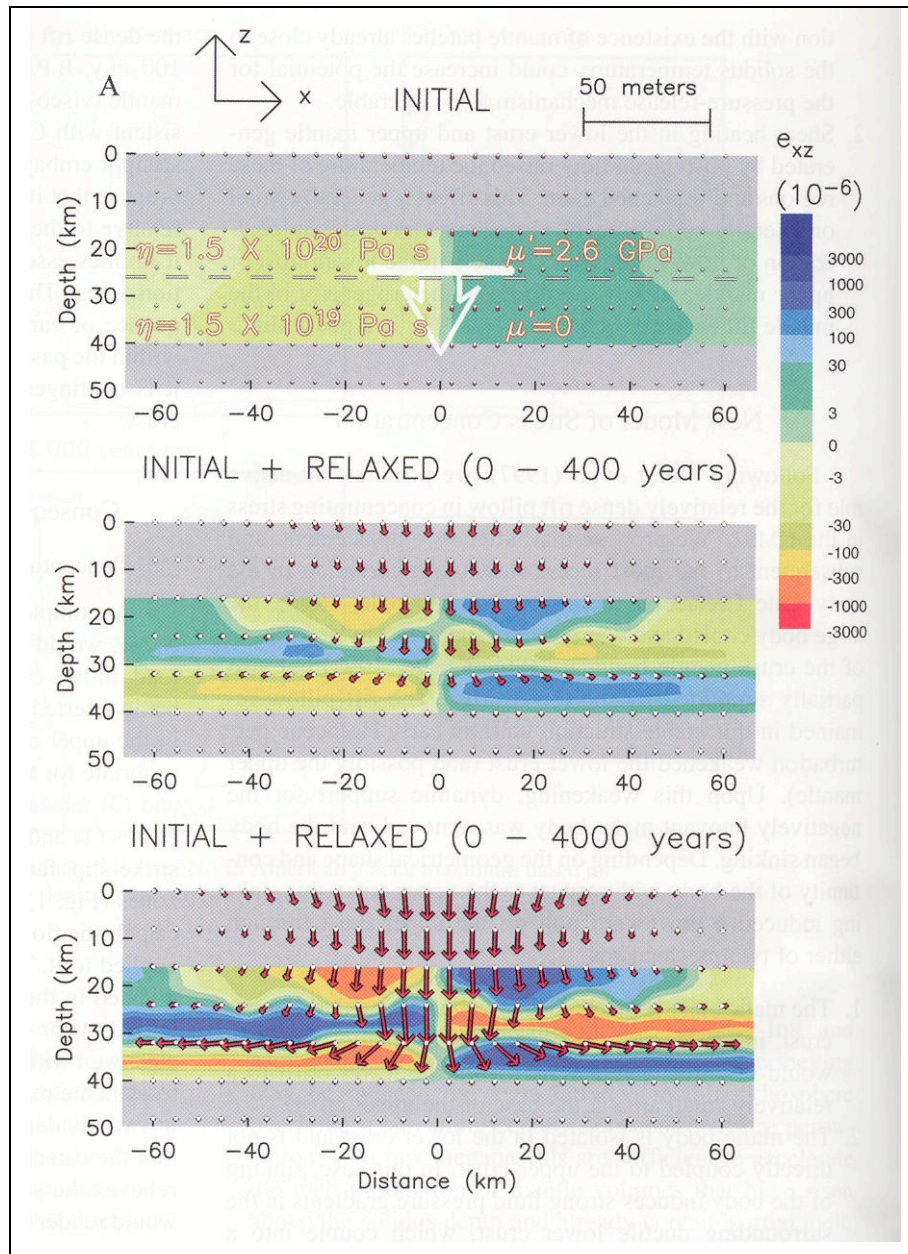


Figure 5.2 : Dispositif et résultat du calcul de Pollitz et al. (2001) pour expliquer la sismicité de la région de New Madrid.

3- Les modèles thermo-mécaniques en éléments finis

La méthode des éléments finis permet de résoudre numériquement les problèmes en milieux continus (Reddy, 1984). Le principe de la méthode consiste à discrétiser le domaine en éléments de forme géométrique simple. Les éléments constituant la grille du domaine étudié peuvent être de taille, de forme et de propriétés différentes. Cette méthode a de nombreuses applications, en hydraulique, résistance des matériaux, génie civil. Elle a également été utilisée avec succès, en mécanique du solide, pour modéliser le comportement

mécanique de la lithosphère (Melosh et Williams, 1989, Hassani, 1994, Bird, 1995, Hassani et Chéry, 1997). Les contraintes, les déformations et les déplacements sont calculés en chaque nœud de la grille. Il s'agit donc d'une méthodologie totalement différente de la précédente. Ici l'on fait appel à la physique du solide. On calcule la déformation d'un objet géologique soumis à une contrainte en introduisant différentes rhéologies décrivant le comportement des matériaux terrestres (Kirby, 1985).

Les nouveaux codes permettent une modélisation thermo-mécanique, plus réaliste puisque la rhéologie dépend de la température de la roche. Une technique fondée sur le calcul des fonctions propres de perturbation résout l'équation de la chaleur dans la lithosphère durant la déformation. La nouvelle version d'ADELI2d (Chéry et Hassani, 2001) nous permet de calculer le gradient de température dans le système et le flux thermique à chaque interface.

Dans ce travail, nous avons également utilisé la version toute récente ADELI3d qui en fait impose une géométrie 2,5d, par ajout de « tranches » successives soit horizontales, soit verticales. En revanche, si la géométrie est translative, elles peuvent avoir des propriétés rhéologiques différentes, il s'agit donc bien de modélisation en trois dimensions. Nous imposons en limite du volume, à la fois des vitesses normales et/ou tangentielles (Fig.5.3). Par contre la distribution de température doit être calculée indépendamment et fournie comme donnée d'entrée (dans un tableau x, y, z, t). Ce logiciel a déjà été utilisé avec succès par Chéry et al. (2001) et par Vernant et al. 2004.

Les détails concernant les algorithmes du code ADELI sont donnés dans Vernant (2003).

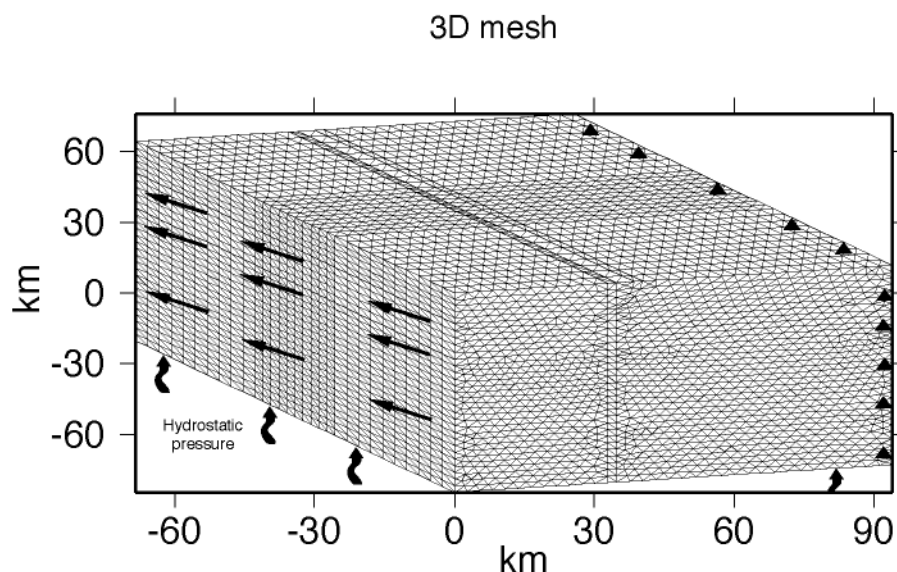


Figure 5.3 : exemple de modèle 3D. Conditions aux limites : vecteurs vitesses, vitesses nulles (triangles noirs), pression hydrostatique.

Origins of stress permutations and occurrence of seismicity within intraplate north-western France

In preparation

Yves Mazabraud, Nicole Béthoux

UNSA, Géosciences Azur, Villefranche sur Mer, France

Fred Pollitz

USGS, Menlo Park, CA, USA

Introduction

Intraplate slow deforming regions are sometimes struck by surprisingly strong earthquakes, such as the emblematic example of the occurrence of magnitude ~ 8 events in New Madrid region, NMSZ (Campell, 1978, Long, 1988, Zelt, 1991, Zoback and Richardson, 1996). Our study focuses on a much smaller event in Western France, a region of very low level of instrumental seismicity. It is the $M_l = 5.7$ earthquake which occurred on September the 30th 2002, near the city of Lorient (Fig 1), a densely populated area. It was widely felt and made some minor damages. Another seismic crisis occurred in 1972, near Oleron island (Fig 1), with a main shock of $M_l = 5.2$ magnitude. However, the far field stress is known to be low (Scotti and Cornet, 1994) and the area deforming at very slow rate (< 1 mm/year) as computed by Nocquet et al. (2001). Thus, local stress amplification is to be responsible of this level of magnitude, unusually high in this slow deforming intraplate region (fig 1).

During the 90's the Western European stress field has been the subject of several studies (Müller et al., 1992, Delouis et al., 1993, Gölke and Coblentz, 1996). These studies revealed that the maximum horizontal compression (σ_{Hmax}) is rather consistently oriented NW-SE. The far field stress results from the conjugated effect of the Africa – Europe convergence and the Mid-Atlantic ridge-push (Gölke and Coblentz, 1996). But, several studies evidenced local extensive perturbations of the strike-slip stress field observed in western Europe and shown on fig 1 (Müller et al., 1992, Zoback, M.L., 1992, Delouis et al., 1993, Müller et al., 1997). Two stress perturbations have also been evidenced by Mazabraud et al. (2005) within our

study area. They are extensive and have a NW-SE maximum horizontal compression (σ_{Hmax}) and a NE-SW σ_{Hmin} respectively. Both are restricted to the vicinity of the South Armorican Shear Zone, a vertical 600 Km long structure. So, the focal mechanism of the Lorient event (Perrot et al., submitted) is extensive, with a minor strike-slip component, whereas the Oleron main shock has a strike-slip mechanism with an extensive component Mazabraud et al. (2005).

Then, using maregraph data, we suggest a possible triggering of the strongest events by the tide fluctuations.

In this paper, we present clues to answer to three questions:

- why is there a stress field permutation in western France?
- What is or what are the mechanisms that promote strain localization in some particular areas along the Atlantic margin?
- What is, at a given time, triggering the rupture ?

We present arguments to explain first the perturbation of the regional stress field respect to the western European stress field (Mazabraud et al., 2005). In this context, we model the static stress generated by a limited lithospheric thrust or incipient subduction located at the north iberian margin recently evidenced by Ayarza et al., 2004.

In order to analyze the mechanism of local strain localization, we focus on the Lorient earthquake which has been extensively studied by Perrot et al. (2005). Using a finite element code (ADELI3D, Chery et al., 2001), we model the deformation of the hypocentral area under transtensive stress.

Geodynamical setting

This area is constituted by two Hercynian massifs, the Massif Central and the Armorican Massif, separated by two great mesozoic sedimentary basins, the Paris Basin and the Aquitaine Basin (Fig. 1). The French Hercynian massifs are mainly constituted of granitic and metamorphic rocks. Paris basin and Aquitaine basin are constituted of quasi undeformed, unmetamorphised sedimentary rocks. They have a maximum thickness of respectively 3000m and 10000m, and their basement is of the same nature as the surrounding massifs. In the West, are the passive margins of the Atlantic ocean and the bay of Biscay. The opening of the bay of Biscay, since 114My (Montardet et al., 1979, Olivet, 1996), and now its closure by early stage subduction under Iberia (Boilot et al., 1969, Ayarza et al, 2004), together with the

Pyrenean range individualize the Iberian microplate from the European plate. These microplate scale deformations are due to the North-South convergence of the African and the European plate, pinning Iberia between each other.

Intraplate stress generation

Stress perturbations generally correspond to permutations of the principal axis of the stress tensor and therefore can hardly be only explained by the presence of perturbing pre-existing structures. Thus, additional stress sources are to be invoked. Such stress field perturbations are evidenced in many intraplate areas, such as the NMSZ (Long et Zelt, 1991; Grana and Richardson, 1996; Pollitz et al., 2001), and it is generally assumed that they are triggered by buoyancy forces linked to variations of density or relief. Here, we are dealing with a very flat area where the height doesn't exceed 380m and no strong density variations are evidenced within the crust, nor suspected as the area has remained stable since Triassic. Intraplate extension is often related to vertical forces (i.e. buoyancy) and sometimes to far-field diverging plates boundary horizontal traction.

Several other possible sources can be invoked in order to explain these perturbations. For instance, they could be related to plate-scale tectonic buckling in response to the alpine collision. This phenomenon could indeed promote extension in the uplifted zones (in the upper part of the crust) and compression elsewhere. But that hypothesis suffers a few problems in this case of short scale stress permutations: 1) the anomalies are elongated in a direction perpendicular to the Alps 2) why would the orientation of σ_{hmin} change from NW-SE in the east of the anomaly to NE-SW in the west of the anomaly?

Post-glacial rebound is a large scale phenomenon and is weaker in France than in North American where it is not sufficient for perturbing the stress field but itself but can only local destabilizations of dense bodies (Grollimund and Zoback, 2001, Pollitz et al., 2001). Such dense bodies don't exist in the north-western France. Therefore, deglaciation cannot be invoked by itself.

Nevertheless, the presence of a limited ocean-continent overthrusting zone at the north Iberian margin was recently demonstrated by Ayarza et al., 2004. We suggest that the far field effect due to this incipient feature, can involve an extensive stress component on the Armorican margin, located just north of the bay of Biscay.

In this very area, all tectonic plate-boundary forces are compressive (Africa – Europe convergence, Mid-Atlantic ridge-push). The northward transfer of Africa is squeezing the Iberian microplate, which generates strong deformation clearly expressed by the Pyrenees, the Betic Cordillera and, in Africa, by the Rif chain. Another consequence is the beginning of subduction of the Bay of Biscay under the Iberian microplate. The subduction of the Bay of Biscay is in early stage but yet it is reasonable to assume that the slab-pull and the bulging of the oceanic crust are exerting traction on the European continental crust. The existence of subduction versus underplating of the oceanic crust of the Bay of Biscay under the continental crust of Iberia has been the subject of strong debate since the 70's. The latest published results (Ayarza et al., 2004) argue in favor of subduction of the oceanic lithosphere. Important evidence are the asymmetry of the magnetic anomalies of the Bay of Biscay sea floor and the presence of a belt of negative free air anomalies at the foot of the slope. These authors performed 3D seismic modeling using marine deep reflection seismic data (ESCIN experiment). They show that deep reflectors correspond to the subducting slab at depth of 30 and 40 km and close to the hinge. Furthermore, they modeled the structure of the lithosphere using geological, thermal, free-air gravity anomaly and geoid elevation data. The results of this modeling confirm the interpretation of Masson et al. (1994) of the underthrusting of the oceanic crust beneath the Iberian peninsula continental crust. Additional argument comes from the seismicity of Galicia (NorthWestern Spain). Using a temporary local network, Lopez et al. (2004) evidenced a permanent low to moderate magnitude seismic activity which is decreasing from West to East and corresponds to a NNW-SSE compression in a region known to be struck by seismic crisis with moderate magnitude events ($M_l = 5.3$ in 1997). Nevertheless it is not the purpose of this present paper to discriminate between incipient subduction or lithospheric thrust. Whatever the mechanism, it provokes traction forces transmitted to the Armorican Margin (Fig. 1). These forces are coming in addition to the plate boundary tectonic forces (Europe-Africa collision and Mid-Atlantic ridge-push) which are known to be very low (Nocquet et al., 2001).

At a smaller scale, the rheological variations are also known to be able to promote stress perturbations (Hu and Angelier, 2004).

All these phenomenon may be partly responsible for the stress perturbations of western France. Indeed, in this paper, we test, at a large scale, the hypothesis of incipient subduction and, at a local scale, the influence of rheological contrasts in the Lorient earthquake area.

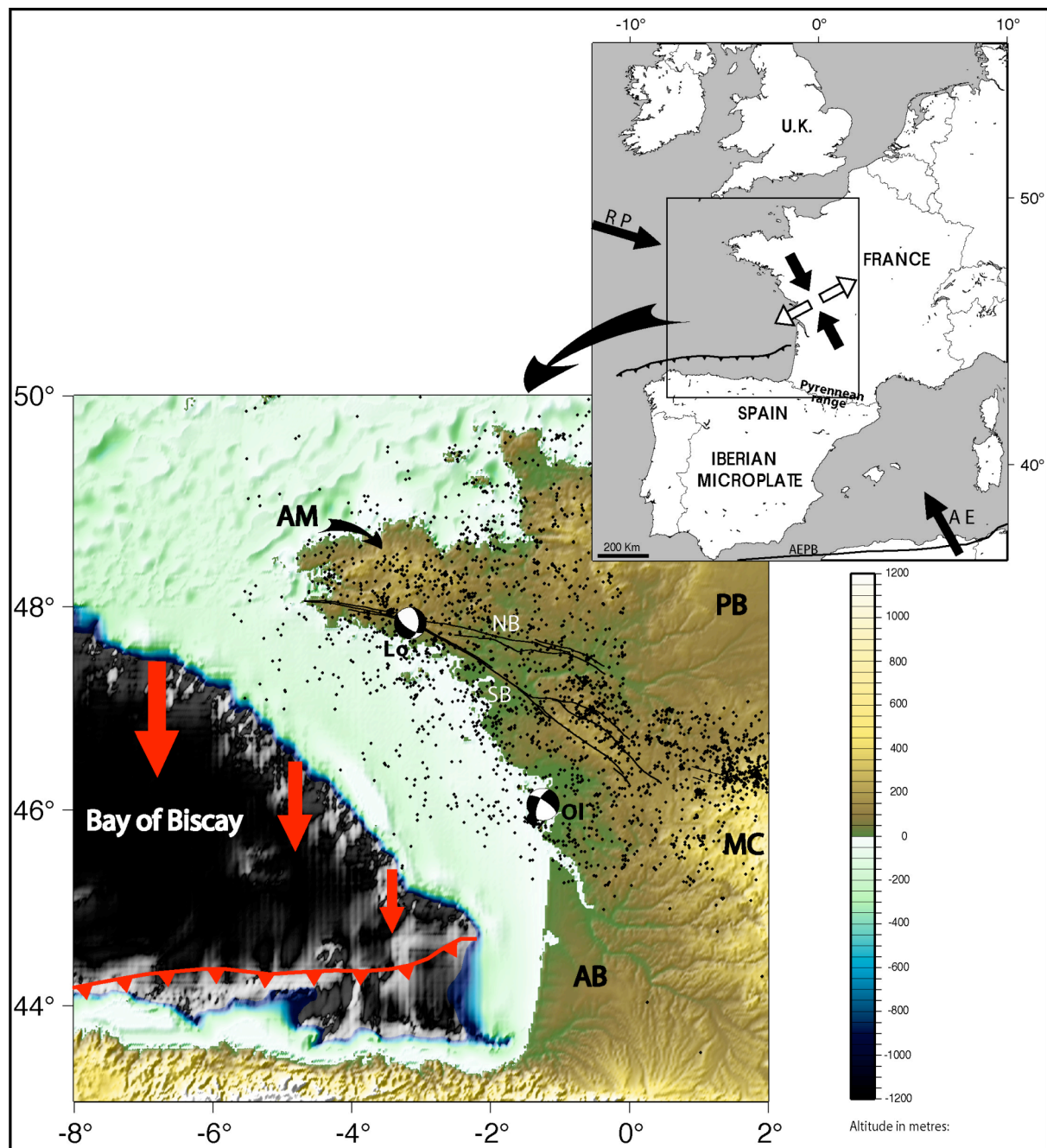


Fig. 1

Figure 1: Lorient (Lo) and Oléron (Ol) earthquakes shown by their focal mechanisms. Red arrows symbolize the southward slab-pull force applied to the margin. The trench is indicated in red. AM : Armorican Massif, MC : Massif Central, AB : Aquitaine Basin, PB : Paris Basin, NB : Northern Branch (of the SASZ), SB : Southern Branch. Upper-left : RP : ridge-push, AE : Africa-Europe convergence, AEPB : Africa-Europe Plate Boundary. The resultant stress field is shown by black (compression) and white (extension) arrows. Black dots are epicenters.

Modeling of a far-field perturbation

Our aim is to verify that the propagation of slab-pull forces can increase the coulomb stress on the preexisting faults in the Armorican crust.

Using an elastic–viscoelastic stress transfer code, we model the coulomb stress change on pre-existing fractures in response to such a traction. We apply a southward horizontal traction force to the continental crust at the position of the passive margin. The magnitude of the force is set to $1\text{E}13$ Newton which corresponds to the effective resistance of the oceanic lithosphere times its thickness.

Two experimental devices have been tested: in the first the intensity of the force is constant all along the north Iberian margin and we apply this force on the armorican margin. Then we consider that the quantity of subducted oceanic lithosphere may be less important in the East than in the West because the seismic activity is less important suggesting less motion eastward and because the gulf is widening westward. So in the second test we use a force with an eastward decreasing intensity from $1\text{E}13$ N at 10°W , where the slab is recognized on the seismic profiles, to null where the gulf is closing in the east (longitude of 2°W , Fig 1). Both experiment yielded similar results but, as expected, with perturbations of smaller intensity when using the second device.

The static and time dependent components of deformation are calculated using the method of Pollitz (1996, 1997) based on the equations of Okada (1992). Pollitz modified the code in order to obtain Green functions for distributed point forces, instead of a seismic dislocation. This version of the code was already used to model the sinking of a mafic body in the New Madrid crust (Pollitz et al., 2001). We compute the three components of the stress tensor and the displacement vector in an infinite visco-elastic half-space in response to a tectonic excitation. We use a layered earth model with an elastic upper crust (0 – 11,5 Km), a visco-elastic lower crust (11,5 – 30 Km), an elastic upper mantle (30 – 37 Km) and a visco-elastic mantle.

The deformation pattern produced by the force induces a change in Coulomb failure stress defined as:

$$\Delta \sigma_f = \Delta \tau + \mu_{\text{eff}} \Delta \sigma_n$$

where $\Delta \tau$ is the change of shear stress, $\Delta \sigma_n$, the change in normal stress and μ_{eff} , the effective coefficient of friction.

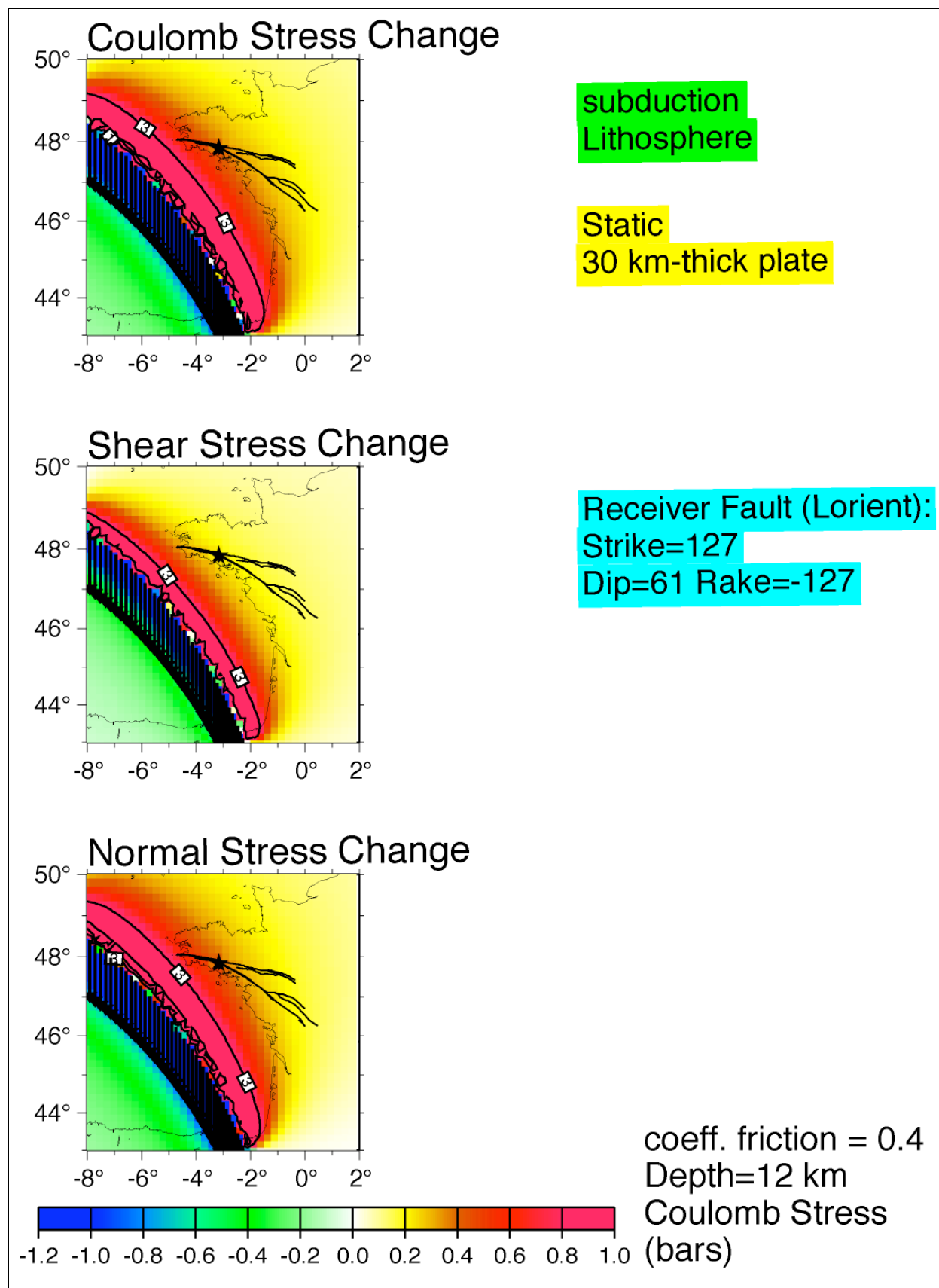
We compute the relevant static and viscous stress change on the normal Lorient earthquake N110°E rupture plane which corresponds to the northern branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ). The northern branch is listric and dips southward to intersect the southern branch which is almost vertical (Bitri et al., 2003). Then we used the major event of the Oleron seismic crisis ($M_l = 5.2$, 1972/09/07) which corresponds to a strike slip solution with a N303° fault plane along an hercynian faulting direction.

Because the seismological behavior of the SASZ, indicates a low pore pressure of fluids (high V_p/v_s ratio and low attenuation of crustal waves) which argues in favor of a high coefficient of friction on this hercynian fault (Mazabraud et al., submitted). Nevertheless, we tested several coefficients of friction from 0.1 up to 0.8. We would favor a coefficient of friction of 0.4 on the rupture planes of the earthquakes we have studied which is classically used. In fact, the coefficient of friction influences the stress change, but does not promote drastic changes in the result of the computations from our models.

We verify that the shear stress is positive along the faults and that the normal stress is also positive along the SASZ (tensile mechanism). On the contrary for a N303°E receiver fault, as the Oleron rupture plane, located farther to the east, with different orientation and strike-slip motion, the stress induced is much smaller.

The stress change evaluated on both fault planes are low, with a maximum of 0.4-0.8 bars, but studies suggest that very small perturbations in the stress field (as low as 0.1 bar) can promote fault failure (Reasenbergs and Simpson, 1992, Parsons et al., 1999). Figures 2, 3, 4, 5 and 6 show the stress change on the Lorient and Oleron rupture planes for different coefficients of friction.

Figure 2, presents the first test where the magnitude of the force (1.10^{13} N) is constant along the margin (Device 1). This device probably leads to overestimating the stress change. The second device which is more realistic is presented on figures 3, 4, 5 and 6. For the Lorient and the Oleron earthquake rupture planes, the stress changes are shown for a coefficient of friction of 0.4 and 0.8. The higher the friction, the strongest the stress changes, but the variations are of the order of 20%. We believe that this stress change is sufficient to promote failure on some faults and to induce local rotation of principal stress axis.



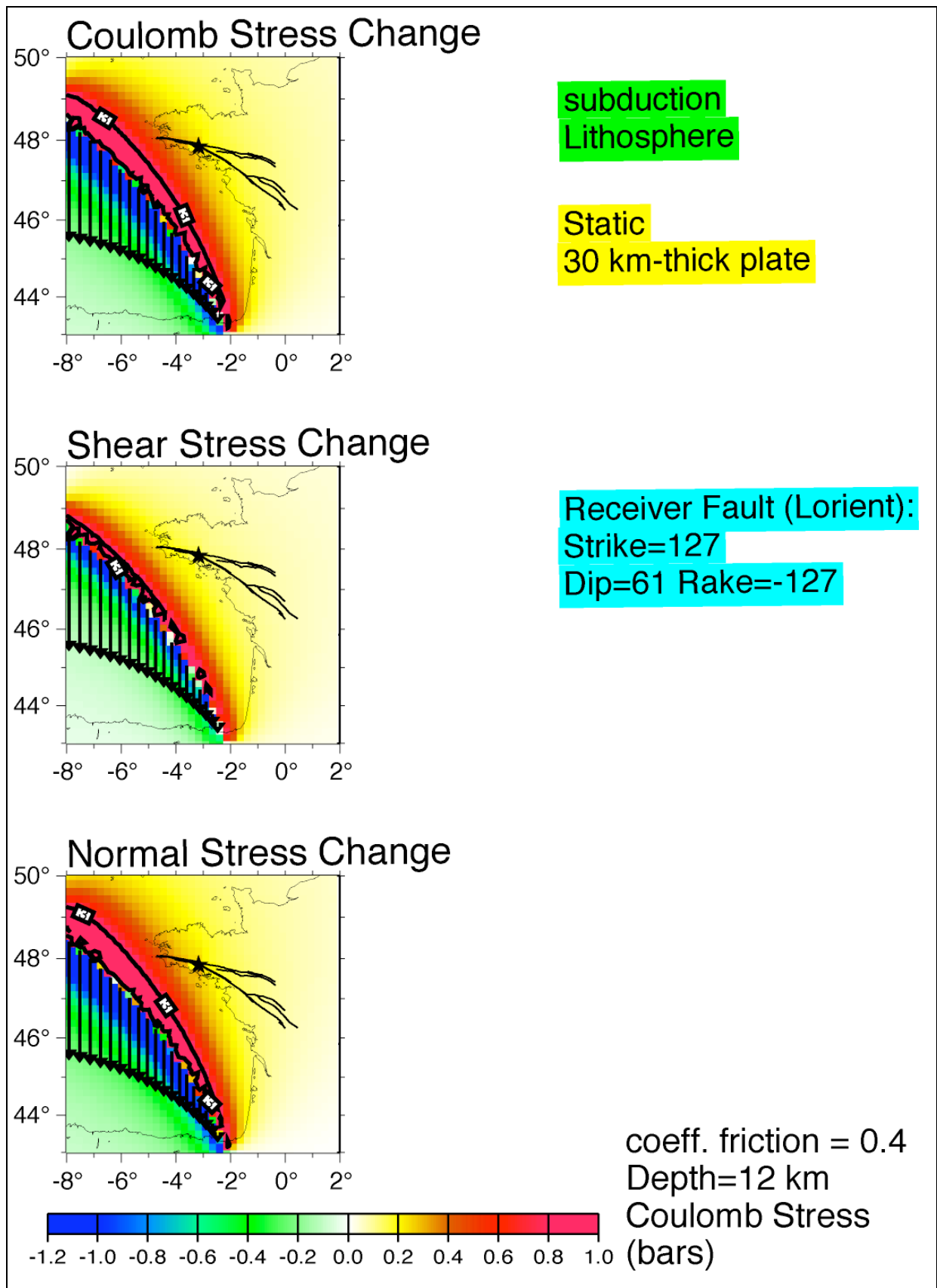


Figure 3 : Lorient event (black star). Device 2, southward force (black arrows) decreasing from 1.10^{13} N to null. Coefficient of friction = 0.4.

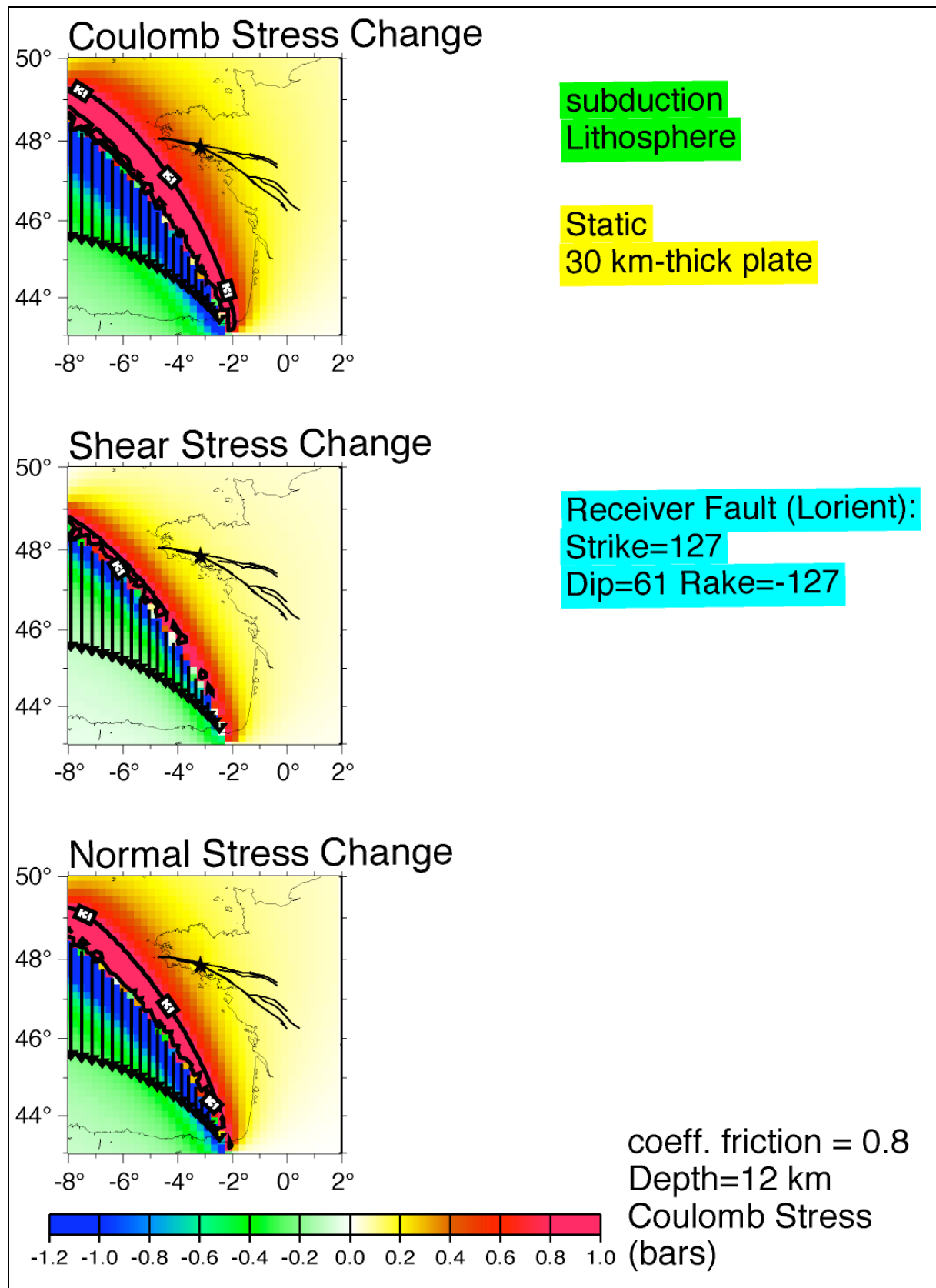


Figure 4 : Lorient event (black star). Device 2, southward force (black arrows) decreasing from 1.10^{13} N to null. Coefficient of friction = 0.8.

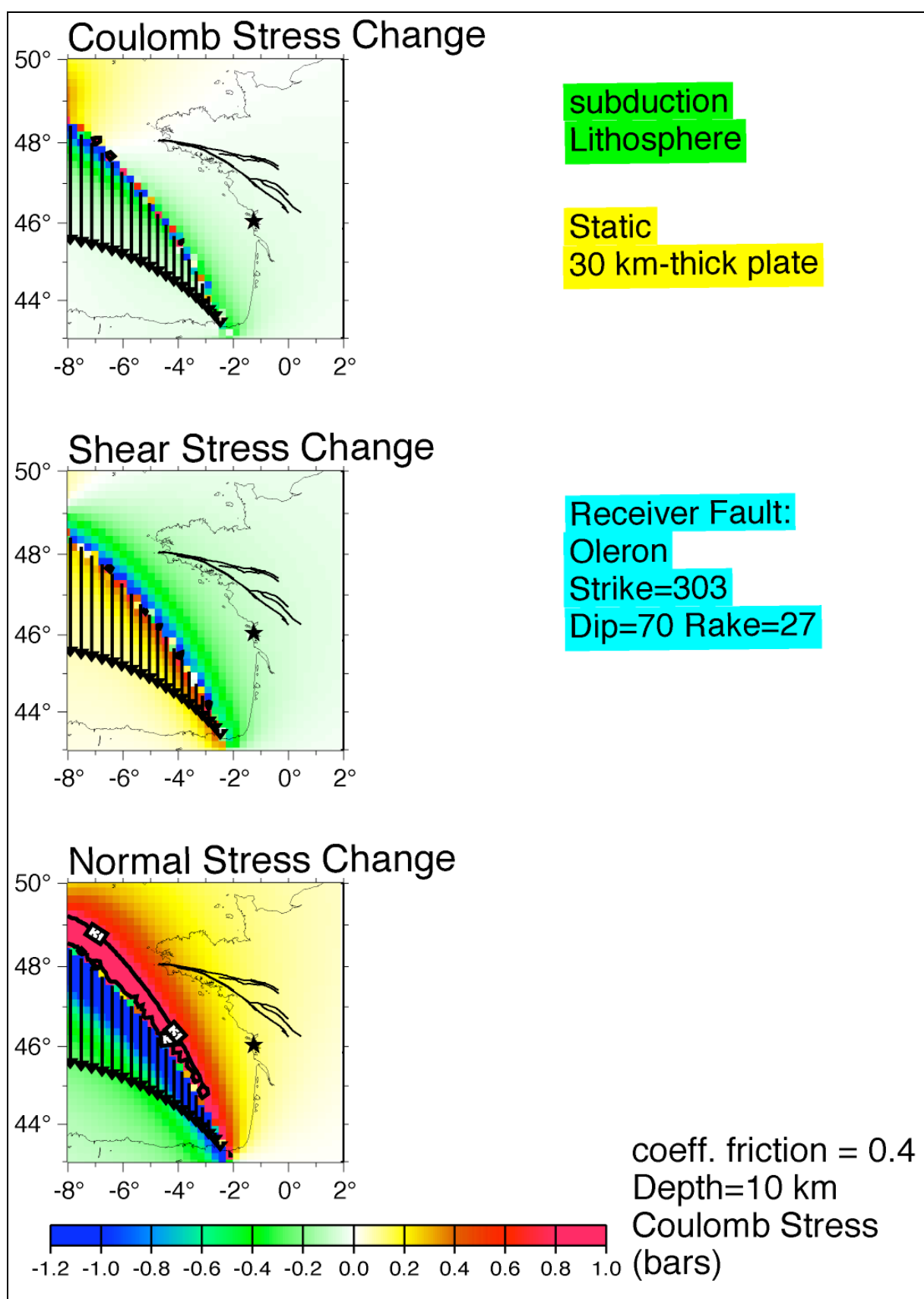


Figure 5 : Oleron event (black star). Device 2, southward force (black arrows) decreasing from 1.10^{13} N to null. Coefficient of friction = 0.4.

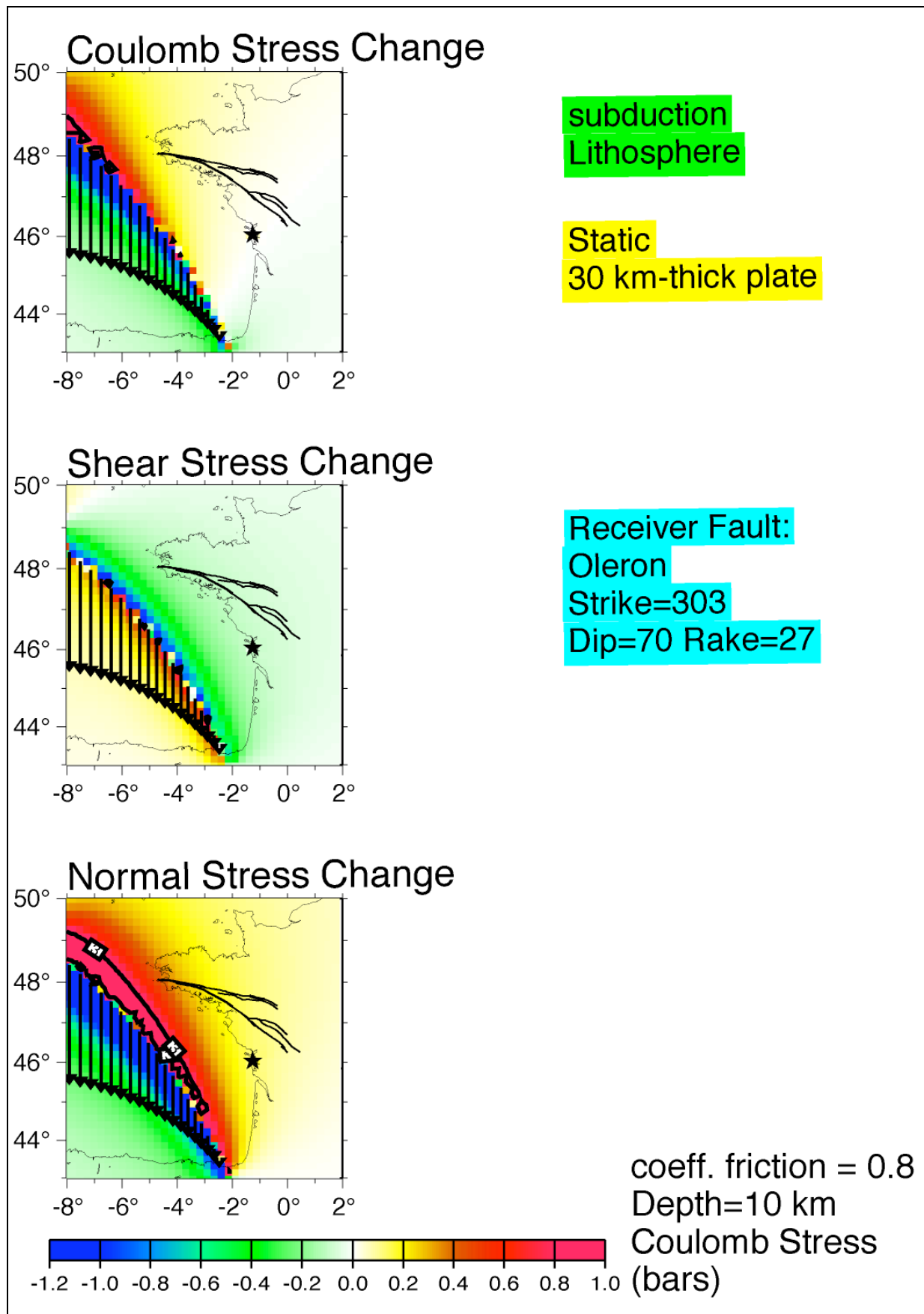


Figure 6 : Oleron event (black star). Device 2, southward force (black arrows) decreasing from 1.10^{13} N to null. Coefficient of friction = 0.8.

Strain concentration due to local geological features

Now, our aim is to demonstrate that local geology can favor localization of strain, explaining the occurrence of earthquakes under study.

Location of aftershocks with a dense temporary seismological network shows that the Lorient event aftershocks swarm is elongated between the two parallel branches of the SASZ (Chapitre 3, Fig 8). The earthquake probably occurred at the intersection of the two branches, at 12 km depth. So, this crisis is in good agreement with Talwani's (Talwani, 1988) concept of intersection of faults. This author claims that most intraplate earthquakes occur around the intersection of faults, and generally not at the intersection themselves but very close to it, in the wedge that they define.

From the Bouguer anomaly data, we used an Euler deconvolution to determine the location (X,Y,Z) and the shape of source responsible of the gravimetric signal (see Thompson, 1982 for theory and Mazabraud et al, submitted for details of the results). We found that the Lorient event is in the center of a circular cluster of Euler solutions. These Euler solutions are related to the density contrast between a pluton of hercynian anatectic granite and the bedrock. We can observe that the Euler solutions and the hypocenter of the Lorient event are in the same range of depth (~ 12 km) . This suggests that strain concentrates, where the density contrast is the strongest.

In order to test these hypotheses, we use a three-dimensional thermo-mechanical finite element model to examine the influence of the lithospheric rheological properties and of the faulting on the deformation of the south Armorican massif. We use the same methodology as explained in Chery et al., 2001.

Geometry and boundary conditions

We first test a simple structure in 3D (fig 7), constituted of 3 blocks, elongated of 200km along the South Armorican shear zone, 100km wide, which contain upper, lower crusts and upper mantle, 90km depth. The two fault zones, the vertical southern branch of the SASZ and the listric northern branch are considered as low cohesion domains of 1 km wide.

The 3D modeling allows to impose on the lateral boundary of the model both a normal component of $0.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ describing the extensive effect described above, and tangential velocity of 0.1 mm yr^{-1} in order to take into account the transtensive stress field of the area. We also impose integrated hydrostatic pressure at the bottom of the model. In a first time we

assign the same density distribution to the three blocks in order to test the influence of faults on the strain distribution. Then, in a second time, we change the crustal density in the middle block (n°2) to test the influence of lateral crustal heterogeneity.

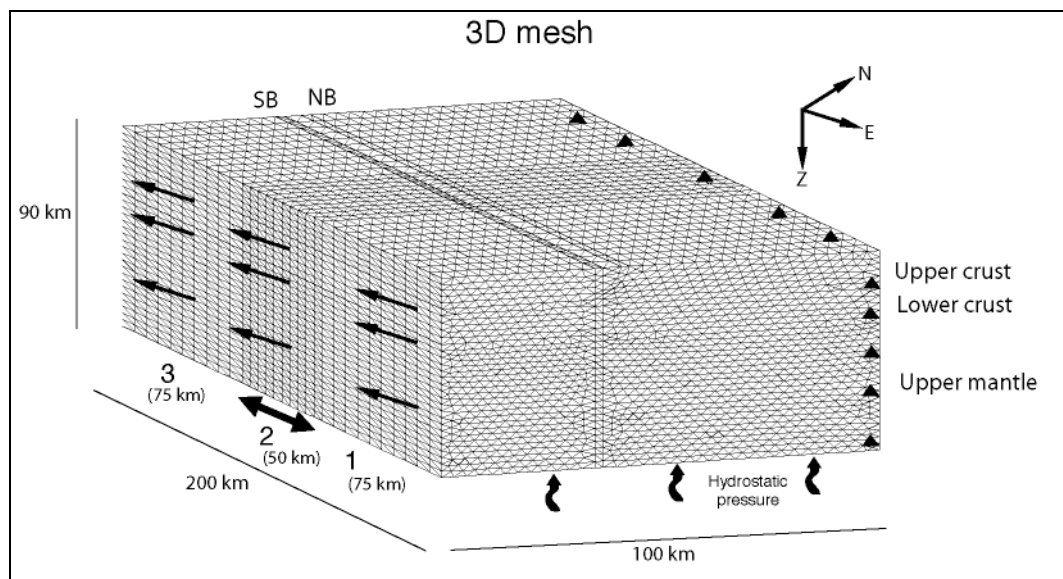


Figure 7: 3D mesh, 223740 elements. The block n°2 has smaller elements due to its smaller size. NB: Northern Branch, SB: Southern Branch.

Constitutive laws

This finite – element numerical model allows a system of equations to be solved, formed by the momentum equation, the constitutive law of the medium, and static and kinematic boundary conditions (see Hassani et al., 1997 and Chery et al., 2001 for details). In this modeling, the lithosphere is assumed to behave as an elastoplastic medium at low temperature and as a viscoelastic medium at high temperature. Elastoplasticity takes into account the qualitative change in the response of a material to deformation when stress is greater than a yield limit, i.e. the boundary between reversible and irreversible deformation.

Thermal conditions

Because the rheology is strongly linked to the thermal state, we first computed a thermal model for the region. The region under study is characterized by a high value belt (80 mW/m² reaching locally 120 mW/m²) but these high values can be attributed to radiogenic effects of shallow (4-6 km) leucogranite plutons (Jolivet et al., 1989). We build a thermal model with a temperature of 10°C for the surface and a thermal conductivity conductivity of 2,5 Wm⁻¹ in the crust and 3 Wm⁻¹ in the mantle. We test a high heat production for the shallow

part of the crust ($3.5\mu\text{W}/\text{m}^3$), normal heat production of $1.5\mu\text{W}/\text{m}^3$ between 6 and 15 km, $0.5\mu\text{W}/\text{m}^3$ for the lower crust and 0 for the mantle. The obtained thermal distribution provides a temperature of 350°C near 15 km and a temperature of 1250°C at the bottom of upper mantle. This thermal field is introduced as initial conditions in the mechanical model.

In the elastic domain, we use a Drucker-Prager rheology model in order to take into account the increase of differential stress with pressure. Such a model is defined by an internal friction angle « f », and a cohesion « c » (Leroy and Ortiz, 1989). We use a low value for c and an internal friction angle of 20° ; but several values were tested in order to verify that the influence of these parameters did not trigger important variations in the result.

A viscoelastic law (linear Maxwell model) is adopted to fit the strain rate dependant “power law” rheologies. The stress is a function of $\dot{\gamma}$, the fluidity (inverse of viscosity: $\text{Pa}^{-1}\text{s}^{-1}$) that depends on the temperature T and the activation energy E such as:

$$\dot{\gamma} = \gamma_0 e^{-E/RT}$$

Where γ_0 is the multiplicative term, inverse of the viscosity which depends of the material.

The activation energy E , which describes the temperature dependance, is fairly well known for several mantle and crustal materials. The other power law rheology parameter γ_0 is poorly constrained. Our parameters are fitted to obtain a viscosity of $\eta = 10^{23}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ for the 350°C isotherm (the basis of upper crust). $\eta = 10^{20}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ at the Moho ($\approx 650^\circ\text{C}$).

Numerical experiment

We first verify the steady state of our starting model, taking as boundary conditions only lithostatic conditions, then we apply the boundary velocities.

We have tested different numbers of elements of (up to 225000) in order to obtain an initial mesh which well describes the structure. The faulting zone is described by at least one element size in width. We model the evolution of the system on a 3 My period with different time stepping.

1- Influence of fault intersection

In this experiment (Fig 8), the three blocks have the same density variation with depth. Transtensive conditions are applied to the model. After 3 Ma of evolution, we can see that the deformation is concentrated in the crustal part of the model, on the SASZ, especially on the northern branch and at the junction between the two branches.

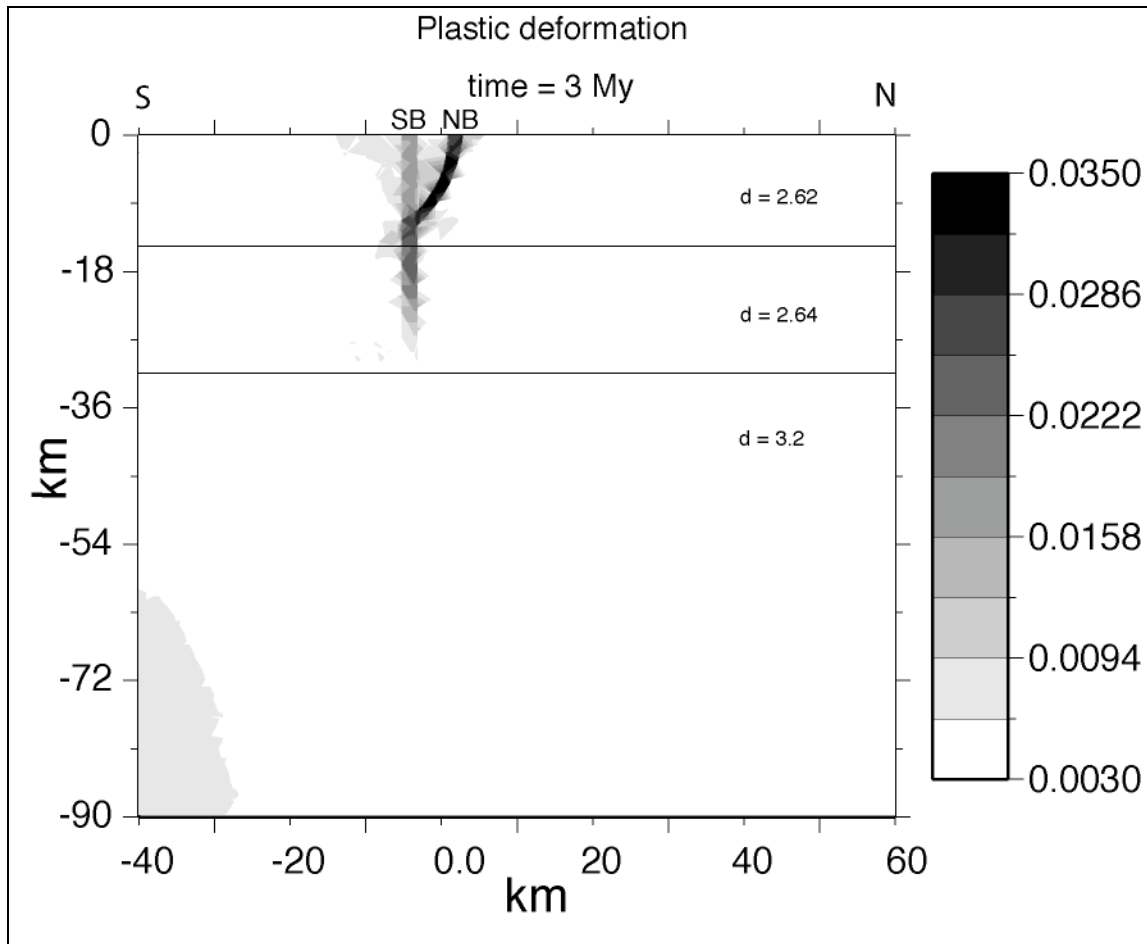


Figure 8: Cross-section in the middle of the 3D model. Effective plastic strain after 3 My. SB: Southern Branch, of the SASZ, NB: Northern Branch.

Indeed, the surface velocities (Fig 9) are decreasing from the south to the north and especially in the fault zone. This indicates that the two fault are accommodating most of the southwestward motion.

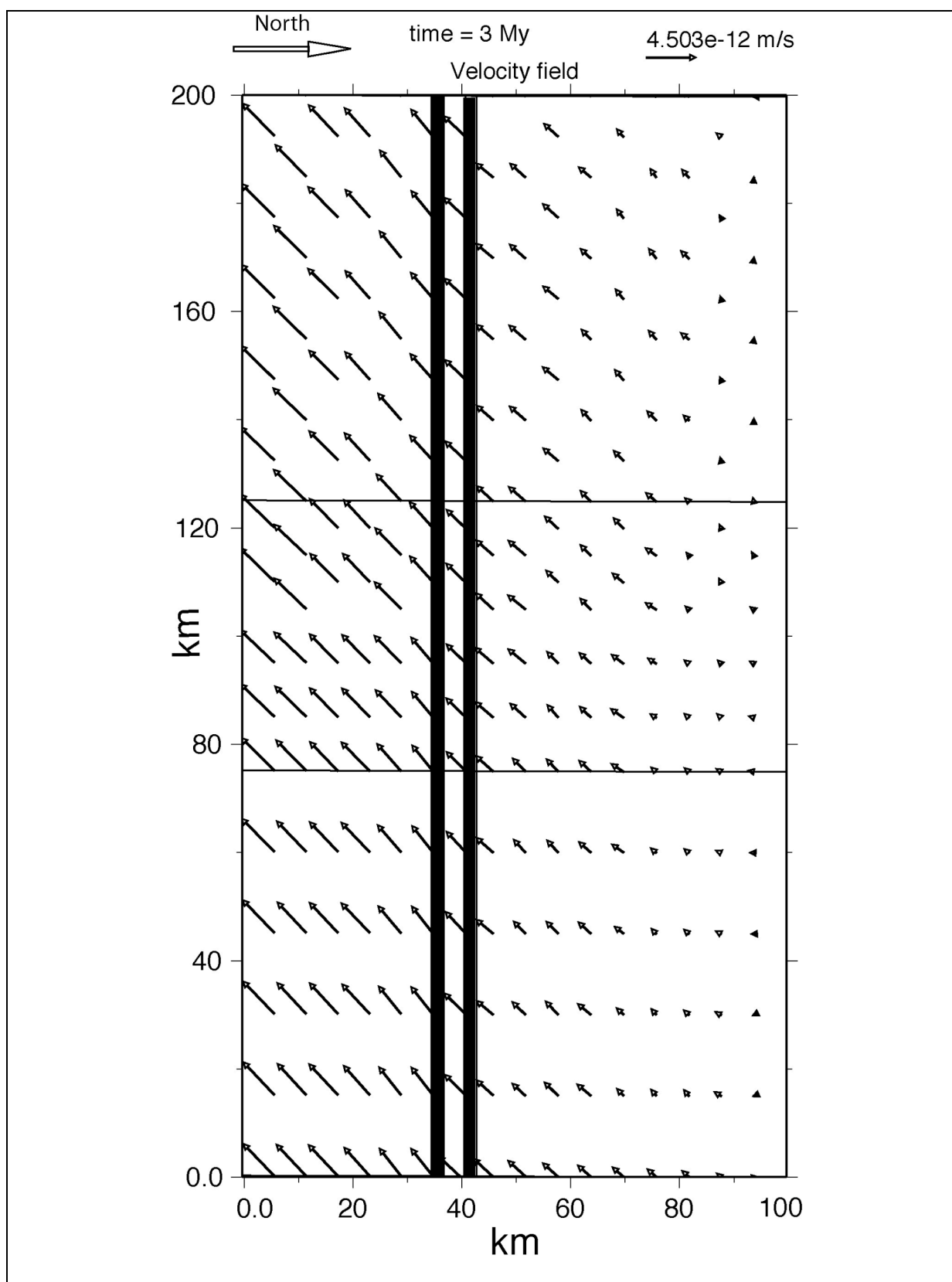


Figure 9: View from above of the 3D model after 3 My. Black arrows indicates velocities.

2- Influence of density distribution

We then introduce a stronger and more realistic density contrast between the upper and lower crust ($d_{\text{upper crust}} = 2.65$ and $d_{\text{lower crust}} = 2.8$), as shown on figure 9.

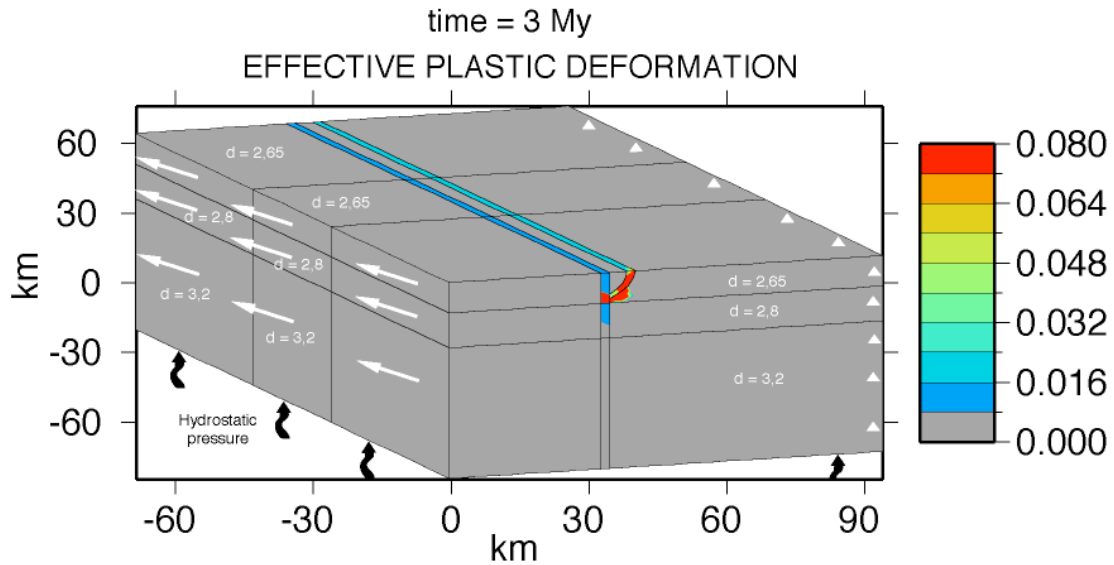


Figure 9: Effective plastic strain after 3 My. White arrows indicate the direction of the velocity applied at the extremity of the model and black arrows are hydrostatic pressure at the bottom, white triangles indicate the pinned extremity.

A zoom on the SASZ (fig 10) shows that some important deformation also occurs under the northern branch and propagates to the north between the fault junction and the vertical density contrast.

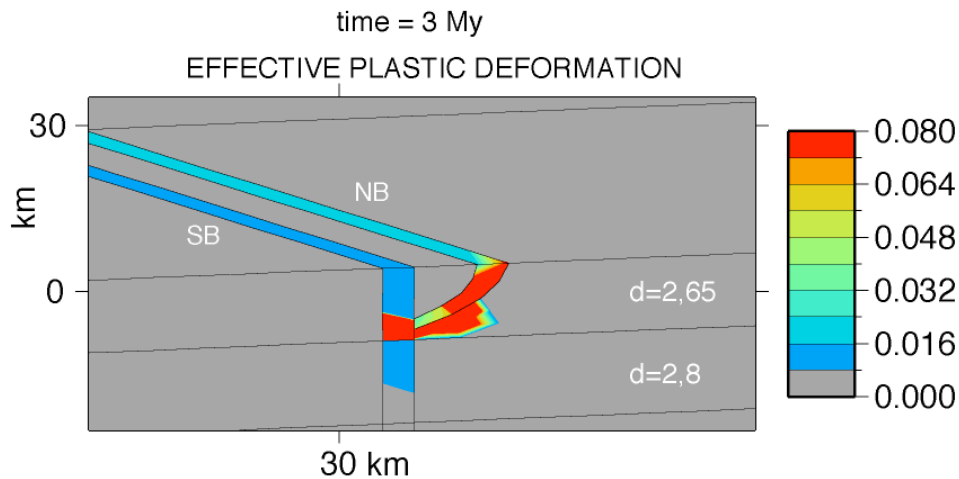


Figure 10: Effective plastic strain after 3 My. Zoom on the fault zone. SB: Southern Branch, NB: Northern Branch.

We then model lateral density variations along the strike of the SASZ, in order to take into account the variations the Bouguer anomaly. However, we cannot introduce strong variations

to respect the lithostatic equilibrium. The crustal density variation between the middle block ($d_{\text{upper crust}} = 2.72$ and $d_{\text{lower crust}} = 2.74$) and the side blocks ($d_{\text{upper crust}} = 2.65$ and $d_{\text{lower crust}} = 2.8$) is of the order of 0.06. The importance of the lateral variation of density appears to be very small. There is no strong lateral strain variation between the middle block and the side blocks. However, the limitations of the model does not allow to model strong lateral variations.

These different models underline the effect of the structural pattern and the vertical density contrast within the crust on the strain localization. We show that the deformation is not only localized on the faults but is also concentrated in their vicinity, where the density contrasts are the strongest.

3. Tide effect

We have seen that that some particular structural, rheological and thermal pattern of the crust can lead to a concentration of this stress. We suggest now that an external mechanism could have triggered an earthquake such as the Oleron and Lorient events when the system was loaded and close to the failure point. This events, which are the two strongest instrumental events of western France are located very close to the sea shore. Furthermore, they both occurred in September, when the equinox is generating very high tides. According to Lockner and Beeler (1999), the tidal stress can be ≥ 0.1 bar, enough for triggering an earthquake. Tide recording near the epicenter indicates that the 7 September 1972, $M_L = 5.2$, Oleron event occurred the day where the sea level variation was the highest of the season with a daily variation of 509 cm (Recorded in the harbor of La Rochelle). The 30 September 2004, $M_L = 5.7$, Lorient event occurred 20 days after the strongest tides (527 cm on the 10 September 2004 at the harbor of Le Crouesty, very close to the epicenter). The Oleron event has occurred at very shallow depth (~ 5 km), in the middle of the brittle crust. The Lorient event occurred at ~ 12 km depth, just above the brittle-ductile transition zone. We therefore suggest that the Oleron earthquake could have been triggered by immediate, elastic loading of the crust during high tide. At the contrary, the Lorient event did not occur when the tide was at its maximum but 20 days after, possibly revealing a decay time stress loading. Therefore, the Lorient event could have been triggered by elastic upper crust and visco-elastic lower crust stress loading.

Conclusion

In this paper, we have presented some explanations for the seismic pattern of western France. We argue that the source of the extensive stress perturbation of western France could be the southward slab-pull force from the lithospheric thrust of the Bay of Biscay under Iberia. Assuming an elastic-viscoelastic spherical layered earth model, we evaluate the associated stress change in western France. Then, we use 3D thermomechanical finite element modeling to demonstrate that the strain localization that could be linked with the moderate earthquakes of western France are favored by preexisting faults and rheological contrasts. In particular, we demonstrate that the main event of our study area, the $M_L = 5.7$ Lorient event, is located at the area where we model stress and strain accumulation near the intersection of two fault zones and just above a strong density contrast at the brittle-ductile transition zone. Finally, we suggest a possible link between the triggering of the Lorient event and another moderate event, the $M_L = 5.2$ Oleron event, and the tide fluctuations.

Modélisation thermomécanique à l'échelle régionale : modélisation du Massif Central: résultats préliminaires

Introduction

Notre étude de la distribution de la sismicité (Mazabraud et al, soumis) nous a conduit à identifier plusieurs facteurs favorisant l'accumulation de contraintes et l'occurrence de séismes :

- la réactivation de failles héritées
- la concentration de contraintes à l'intersection de failles
- les hétérogénéités crustales locales, mises en évidence par analyse gravimétrique
- enfin, l'influence thermique

Dans l'article précédent consacré aux causes du séisme de Lorient nous avons cherché à modéliser l'influence de l'intersection de failles et le rôle d'une anomalie de densité dans la croûte supérieure.

Nous compléterons cette partie par un essai de modélisation de l'effet thermique dans le Massif Central.

Le Massif Central est caractérisé par un flux de chaleur très important pouvant atteindre 110 mW/m².

Ce flux peut être corrélé avec la présence d'anomalies de vitesse lente très marquées, comme le montre la tomographie des temps d'arrivée (Granet et al., 1995a), ou avec de fortes anomalies d'amplitudes des ondes sismiques (Guilbert et al., 1999). Ces anomalies sont interprétées comme l'expression de panaches mantelliques (Granet et al., 1995b), en faisant l'hypothèse que les anomalies de vitesse crustale ΔV_p soient liées à des anomalies thermiques. Nous avons montré précédemment le lien étroit entre la répartition de la sismicité et la localisation de ces zones anormalement chaudes (Fig 5.4 et Fig 7, chapitre 4).

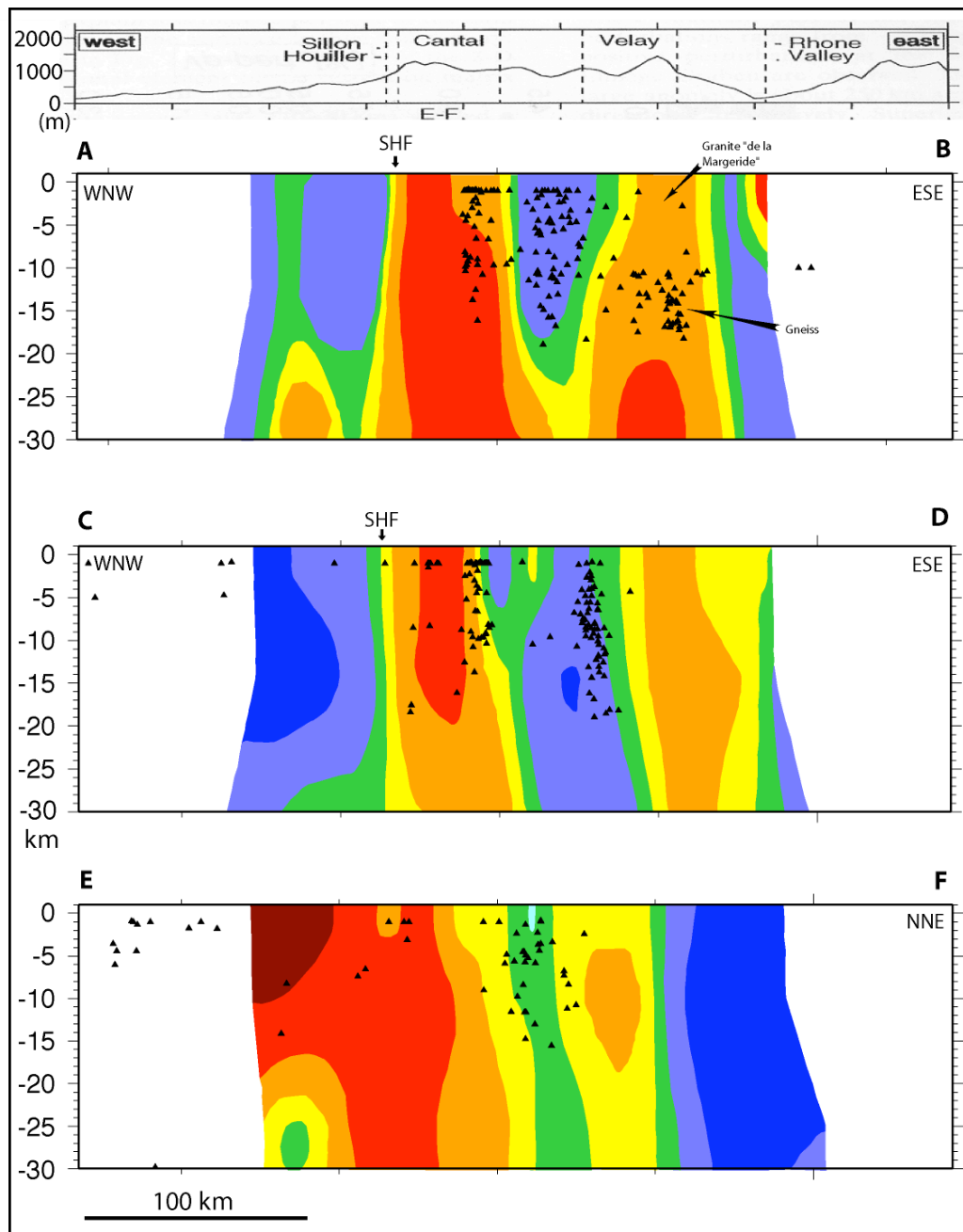


Figure 5.4: Tomographie des vitesses des ondes P le long de trois coupes à travers le Massif Central, modifié d'après Granet et al. (1995). V_p -pert: perturbation de vitesses des ondes P en %. Les hypocentres (triangles noirs) localisés dans une bande de 20 km de large sont projetés orthogonalement sur les profils.

Nous cherchons ici à expliquer cette distribution de la sismicité. Nous utilisons l'approche par expérimentation numérique 2D thermomécanique le long d'un profil vertical (x,z). Nous ne cherchons pas à décrire un panache mantellique mais l'intrusion de matériel mantellique chaud dans une croûte granitique froide.

Approche numérique

Nous sommes partis de la coupe présentée par Granet et al. (1995a) traversant dans une direction NO-SE, le sillon houiller, le Cantal et le Velay, et la vallée du Rhône, soit une coupe de 450 km de long (fig 5.5). Nous avons modélisé toute la lithosphère (jusqu'à 100 km) en tenant compte de son amincissement sous la vallée du Rhône, ainsi que de la remontée du Moho, au nord de la vallée du Rhône. La topographie est aussi prise en compte. Nous définissons des blocs crustaux qui doivent représenter des zones « chaudes » et des zones « froides ». Le modèle initial retenu est le suivant : le sillon houiller est représenté par une bande étroite de 1.5 km, le maillage utilisé est de 5000 éléments (fig 5.6) et les modélisations ont été effectuées sur 3 Ma avec un pas de 1000 ans. Ces différents paramètres ont été testés dans une large gamme de valeurs afin de s'assurer qu'ils ne créaient pas d'artéfacts de calcul. Ainsi, nous avons fait varier le nombre de mailles de 1000 à 15000, le pas de temps de 100 à 10000 ans et la géométrie des frontières de blocs de plusieurs kilomètres (en particulier la largeur de la zone de faiblesse correspondant au Sillon Houiller). La base du modèle est soumise à une pression hydrostatique. On vérifie d'abord l'équilibre isostatique de l'ensemble en faisant évoluer le système, sans condition thermique ni cinématique autre que la pression hydrostatique à la base du modèle.

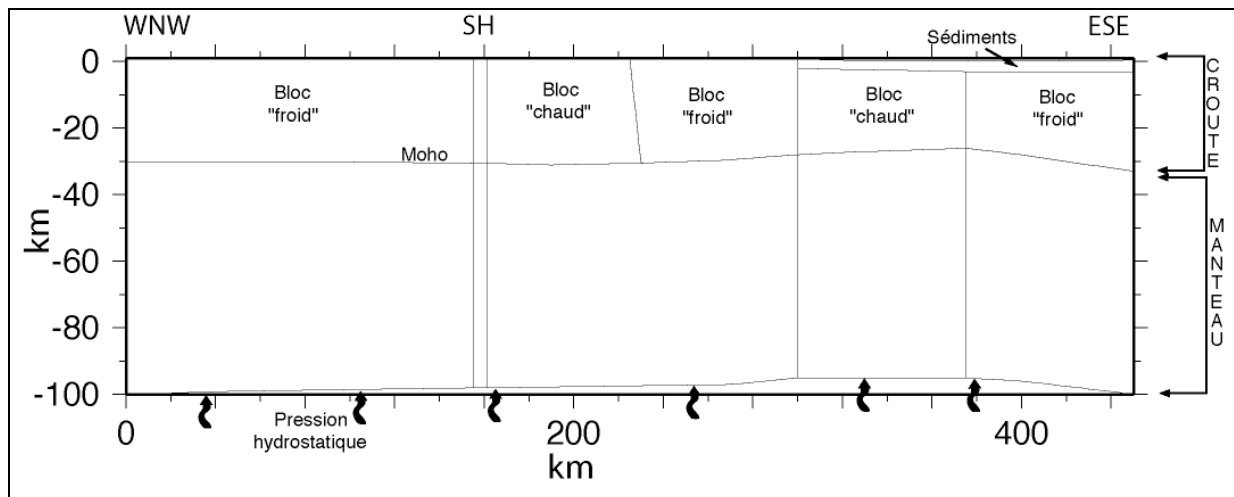


Fig 5.5 : géométrie du modèle. SH : Sillon Houiller.

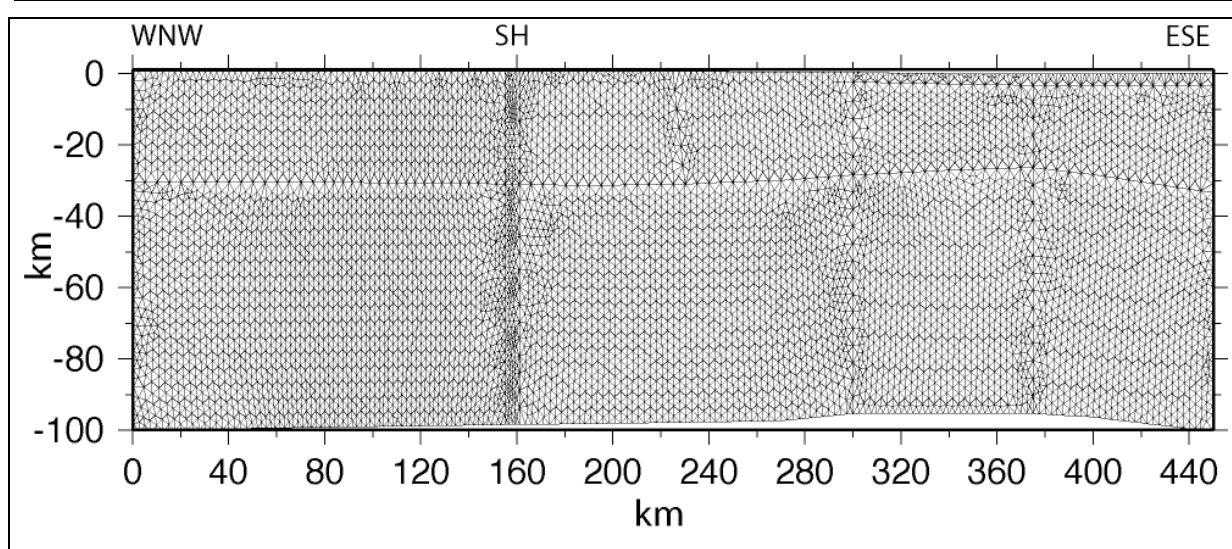


Fig 5.6 : grille en éléments finis du modèle. SH : Sillon Houiller.

Conditions thermiques initiales

Dans un premier temps, nous avons modélisé la structure lithosphérique, mais en prenant des conditions thermiques constantes dans la croûte (rhéologie des blocs « froids », cf table 5.1).

La rhéologie lithosphérique est modélisée par des lois de comportement variant avec la température et la pression. A basse pression et basse température nous utilisons une rhéologie élasto-plastique type Drucker-Prager, paramétrée par un coefficient de cohésion et un angle de friction interne (table 5.1) : à haute température nous utilisons un modèle visco-élastique, type Maxwell, paramétré par un coefficient de fluidité, suivant la « loi puissance » en fonction de la température. Nous appliquons un comportement élastique pur à la couche sédimentaire, et le Sillon Houiller, considéré comme un accident d'échelle lithosphérique, est modélisé par une zone de faible cohésion (Fig 5.5). Les conditions initiales fixées sont la température de surface (10°C) et la température de la limite lithosphère-asthénosphère (1250°C). On obtient une stratification horizontale des isothermes, stationnaire dans le temps, avec une température de ~650 °C correspondant à la profondeur du Moho.

Conditions cinématiques

Les conditions thermiques étant fixées, nous avons mis le système sous contrainte afin d'étudier sa déformation. Une vitesse horizontale, perpendiculaire aux deux limites verticales du modèle est appliquée. La géodésie fournissant des vitesses de déformation très faibles pour l'Europe occidentale, nous avons fait varier le module de cette vitesse entre 0.1 mm/an et 0.5 mm/an.

Le profil étant orienté dans une direction ONO-ESE, nous avons d'abord considéré que le modèle était soumis à la contrainte générale en compression NO-SE, à l'échelle de la plaque (Fig 5.7).

Ensuite, nous avons appliqué la même vitesse mais en extension, en conformité avec nos résultats régionaux montrant un champ de contrainte extensif pour l'est du Massif Central

Dans les deux cas, on obtient une déformation diffuse dans toute la croûte supérieure avec un maximum dans la vallée du Rhône (fig 5.7).

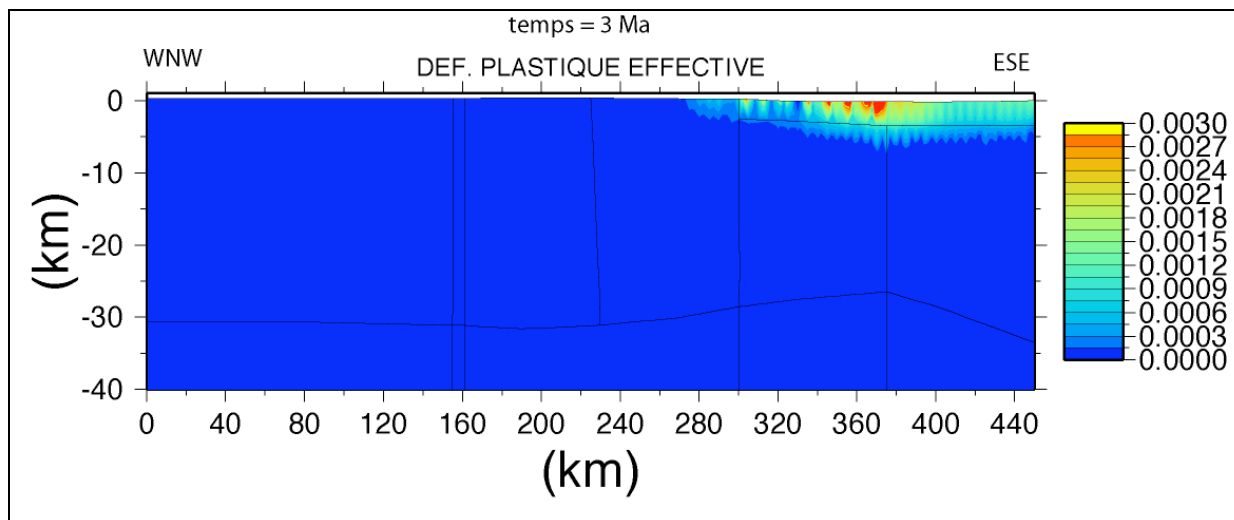


Fig 5.7 : Déformation effective après 3 Ma, conditions thermiques crustales homogènes, vitesse appliquée de 0.1 mm/an..

Modélisation des anomalies thermiques crustales

Pour figurer les deux zones crustales chaudes, en accord avec l'image tomographique (Fig 5.4), nous avons ensuite considéré deux blocs de densité crustale (afin de garantir l'équilibre isostatique du modèle) avec des paramètres rhéologiques mantelliques (Table 5.1). Par essai erreur, nous avons cherché à satisfaire à la fois la distribution des anomalies thermiques dans le modèle et la distribution des flux de chaleur mesurée en surface. Pour obtenir un bon accord entre flux de chaleur observé et calculé nous avons dû considérer des productions de chaleur assez importante de $5 \cdot 10^{-6} \text{ mW/m}^3$ dans ces blocs crustaux chauds, et $2.5 \cdot 10^{-6} \text{ mW/m}^3$ dans les blocs froids. Vers l'ouest nous obtenons bien une croûte continentale assez chaude (avec un flux de 60 mW/m^2) ensuite le fort pic de flux atteignant les 100 mW/m^2 , le second pic de flux thermique est beaucoup plus faible car les sédiments forment un écran thermique, que l'on retrouve à l'est du profil, dans la vallée du Rhône. La donnée de flux et le profil thermique modélisé le long de la coupe sont présentés sur la figure 5.8. La distribution de température en coupe dans le modèle est représentée en figure 5.9.

Name	Croûte Froide	Croûte chaude	Sédiments	manteau sup	Sillon Houiller
densité (Kg.m^{-3})	2800.	2800.	2500.	3250.	2800.
Young modulus (Pa)	$2 \cdot 10^{11}$	$5 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{11}$	$5 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{11}$
Poisson ratio	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
cohesion	10^7	10^7	10^6	10^7	10^6
internal friction angle	20.	30	15.	30	15.
Power law strain rate ($\text{Pa}^{-n} \cdot \text{s}^{-1}$)	10^{-25}	10^{-25}		10^{-18}	10^{-25}
Power law exponent	3.4	3.3		3.3	3.4
Activation energy (KJ.mole^{-1})	$139 \cdot 10^3$	$520 \cdot 10^3$		$520 \cdot 10^3$	$139 \cdot 10^3$
Thermal conductivity ($\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$)	2.5	2.8	1.5	3.3	1.5
Specific heat ($\text{J.Kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)	1070.	1070.	1070.	1070.	1070.
Heat production ($\mu \text{W} \cdot \text{m}^{-3}$)	$2.5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$2.5 \cdot 10^{-6}$

Table 5.1 : paramètres rhéologiques.

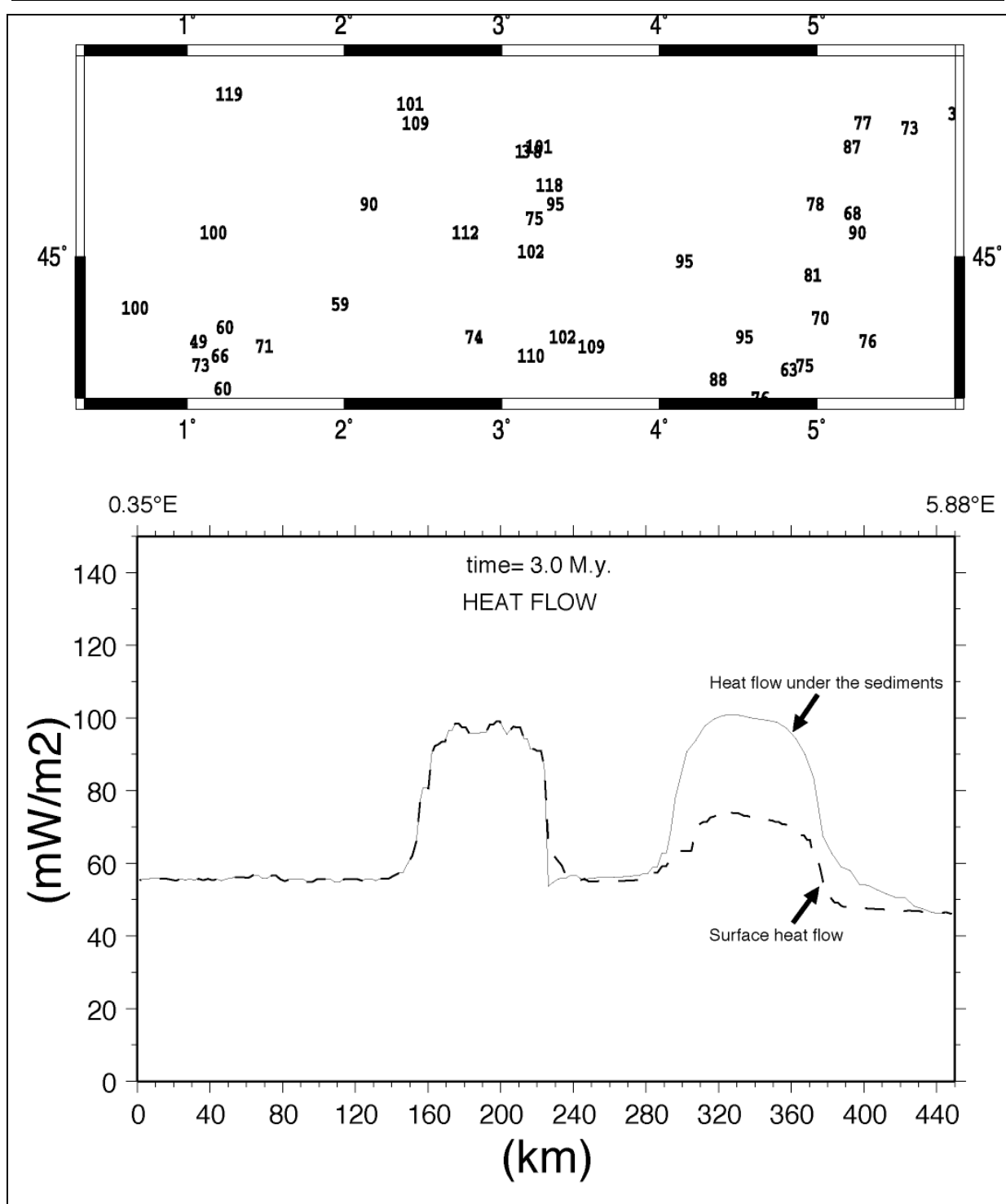


Figure 5.8: données de flux thermique du Massif Central. Haut : carte, valeurs du flux en mW/m^2 corrigées de l'effet des sédiments, d'après Lucazeau et al, 1984. Bas : variation du flux thermique selon le profil de la coupe modélisée, au centre de la carte, orienté ONO-ESE. Tireté : flux de chaleur modélisé en surface, continu : flux de chaleur modélisé sous les sédiments.

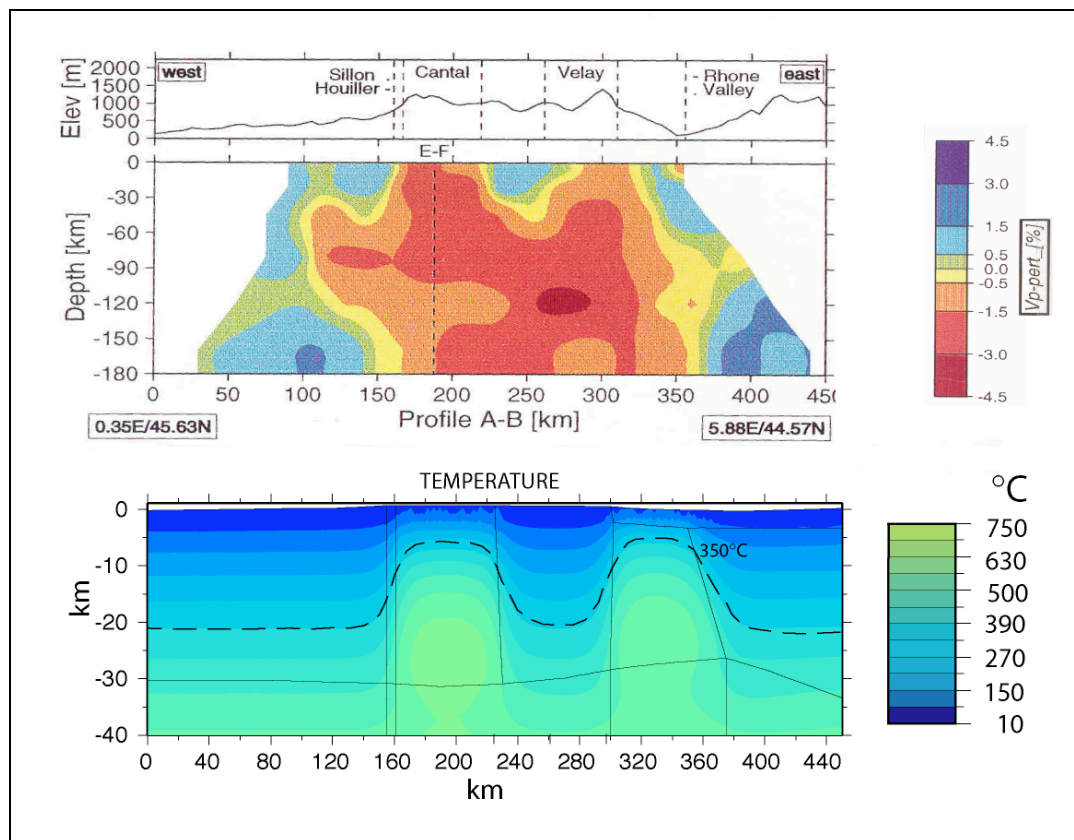


Figure 5.9: coupe du Massif Central. Haut : tomographie des ondes P, d'après Granet et al. (1995). V_p -pert: perturbation de vitesse des ondes P en %. Bas : Structure thermique utilisée pour nos modélisations selon la même coupe, températures en degrés Kelvin, isotherme 350°C en tiretés.

La déformation et les contraintes dans le cas de zones crustales chaudes.

Nous avons repris les mêmes conditions cinématiques que précédemment : des vitesses, associées soit à une compression soit à une extension du système. Ces vitesses sont appliquées horizontalement aux deux limites verticales du modèle. Nous avons effectué plusieurs tests avec des modules variant entre 0.1 mm/an et 0.5 mm/an. Les résultats sont qualitativement comparables. Quel que soit le sens et le module de vitesse appliqué, le système converge. Les deux blocs crustaux chauds ne se déforment pas alors que le bloc crustal froid, situé entre le Cantal et le Velay, se déforme. Cependant, la compression fournit une déformation plus localisée que l'extension (Fig 5.10). L'extension induit une plus grande déformation dans la vallée du Rhône.

Rappelons que la sismicité de la zone se répartit autour des volcans en bandes verticales ne dépassant pas 10 km de profondeur, avec une majorité de séismes localisés vers 5 km de

profondeur. C'est là que l'on retrouve la profondeur de la déformation ainsi que l'isotherme 350°C, marquant la limite déformation cassante-déformation ductile. C'est quand cet isotherme varie brutalement que se concentre la déformation modélisée.

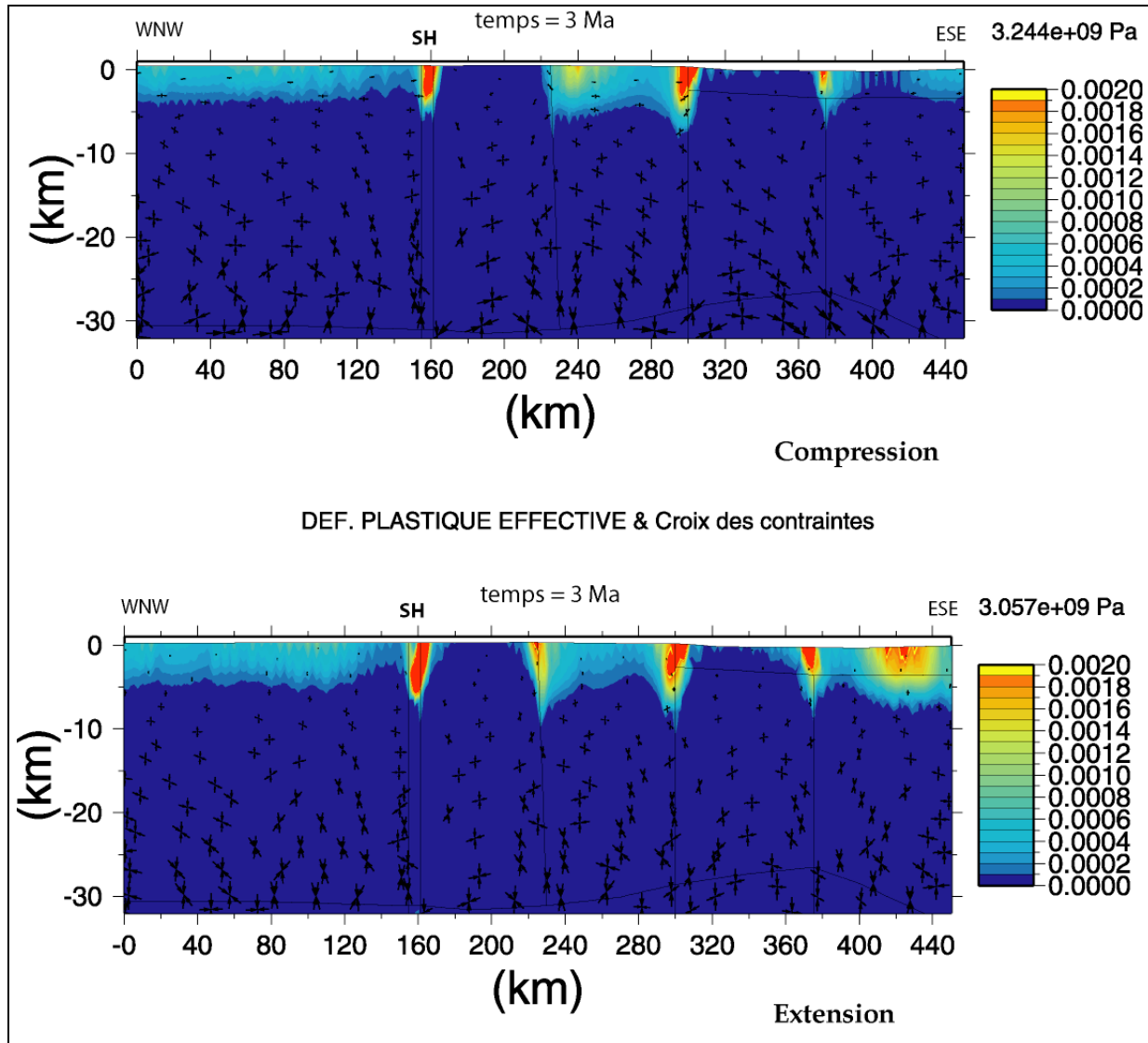


Figure 5.10: coupe du Massif Central. Haut : système en compression. Bas : système en extension. SH : Sillon Houiller.

Conclusion

Ces premiers résultats suggèrent l'influence primordiale des conditions thermiques dans la déformation du Massif Central. Ils devront cependant être complétés par des tests supplémentaires sur les conditions de maillage et les paramètres thermomécaniques utilisés.

Transfert de contraintes co- et post-sismiques

Afin de mesurer l'importance des transferts de contraintes co- et post-sismiques suite aux séismes instrumentaux les plus importants de notre zone d'étude, nous avons modélisé les variations de contrainte de Coulomb avec la méthodologie de Pollitz (1992, VISCO1D, cf sections précédentes et annexes). Le modèle de Terre est constitué d'une couche élastique de 11,5 km d'épaisseur correspondant à la croûte cassante, d'une croûte inférieure viscoélastique épaisse de 16,5 km, d'un manteau élastique de 9 km puis d'un demi-espace infini viscoélastique. Le modèle étant une Terre sphérique tridimensionnelle, il n'y a pas de conditions aux limites imposées. La source sismique est modélisée par un glissement le long d'un plan situé dans la partie élastique du modèle (fig 5.11). Pour effectuer des calculs de transfert de contraintes d'une faille à l'autre il est impératif d'avoir une bonne estimation des paramètres de la source. Deux événements sont suffisamment bien contraints et étudiés parmi nos données. Il s'agit du séisme de Lambesc et du séisme de Lorient. Le séisme de Lambesc, de magnitude $M_w = 6,0$, a fait l'objet d'une étude sismologique détaillée récente par Baroux et al. (2003) et d'une étude géologique (Chardon et Bellier, 2003). Le séisme de Lorient, est quant à lui étudié dans ce manuscrit, notamment avec les résultats de la campagne SISBREIZH. Les paramètres de la source de ces deux séismes sont récapitulés dans la table 5.2.

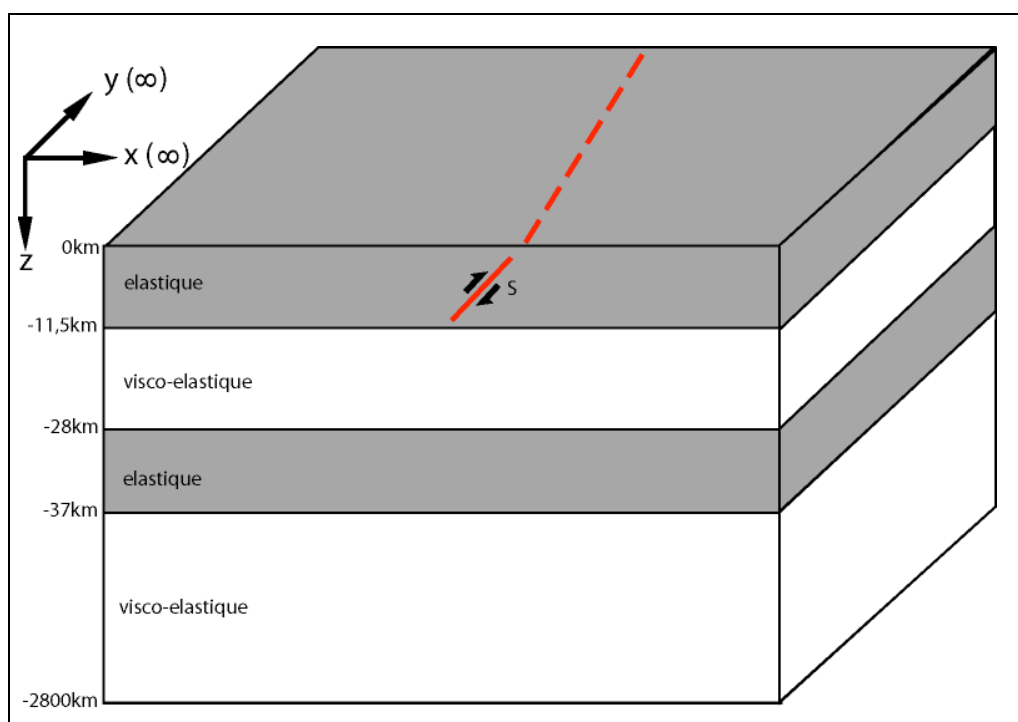


Fig 5.11 : modèle de Terre stratifiée utilisée pour le séisme de Lambesc. Plan de faille source en rouge.

Séisme de Lambesc

Date	Lat	lon	magnitude	Intensité max.	plan de rupture	Profondeur
11 juin 1909	43,62° N	5,38° E	Mw = 6,0	VIII - IX	10 km x 6,0 km	de 1 à 6,2 km

glissement cosismique	direction de la faille	pendage	Vect.	Type de rupture	Référence
0,5-0,6 m	N290°	60° N	135°	inverse	Baroux et al., 2003

Séisme de Lorient

Date	Lat	lon	magnitude	Intensité max.	plan de rupture	Profondeur
30 septembre 2002	47,83° N	3,19° W	Mw = 4,3 ; Ml = 5,7	VI	2 km x 1,5 km	12 km

glissement cosismique	direction de la faille	pendage	Vect.	Type de rupture	Référence
5 cm	117 N°	62° S	133°	décro-extensif	Perrot et al., soumis

table 5.2 : Paramètres de la source des séismes de Lambesc et de Lorient.

Ces paramètres ont été utilisés comme données d'entrée. Le calcul des variations de contraintes de Coulomb a ensuite été effectué sur différents plans récepteurs, correspondants aux diverses failles environnantes. Le temps de relaxation viscoélastique choisi est de 94 ans pour le séisme de Lambesc et de 50 ans pour le séisme de Lorient. Les résultats sont présentés dans les figures 5.12, 5.13 et 5.14.

Sachant qu'il faut une contrainte de Coulomb égale à 10 bars pour générer un séisme, mais qu'une augmentation de 0,1 bar peut suffire à déclencher un séisme (Stein, 2003), il apparaît clairement que le Séisme de Lorient présente un impact fort limité sur le champ de contrainte environnant. Le séisme de Lambesc, quant à lui, n'a induit des variations de contrainte de Coulomb sensibles que sur certains segments des failles avoisinantes. Ainsi, l'extrémité est de la faille de La Fare présente des augmentations de contraintes de l'ordre de 0,4 bar, alors que la partie ouest de la faille est située dans une zone où les variations de contraintes sont nulles, voire négatives ($\sim -0,2$ bar). La faille de la Durance, faille majeure de la région et associée à plusieurs séismes historiques notables, est située dans une zone où les variations de contraintes sont quasi nulles, à l'exception de son extrémité sud où la contrainte de Coulomb est amplifiée d'environ 0,5 bar. Cela nous amène à penser que le séisme de Lambesc n'a pas eu d'impact notable sur la faille de la Durance en termes d'aléa sismologique. En revanche, la faille de Costes présente des variations de contraintes de plus forte amplitude, dans la partie est de la faille, la plus proche de l'épicentre du séisme de Lambesc. La contrainte tangentielle

est abaissée d'environ 0,7 bar, ce qui a pour effet de faire chuter la contrainte de Coulomb d'environ 0,5 bar. Mais, la contrainte normale est quant à elle augmentée d'environ 0,4 bar, or la faille de Costes est un chevauchement. Le séisme de Lambesc a chargé en contraintes normales la faille de Costes, une augmentation de contraintes de l'ordre d'un demi bar n'est certes pas suffisante pour générer un séisme, mais il est probable que ces contraintes se sont ajoutées à des contraintes antérieures sur cette faille. Donc, si le séisme de Lambesc n'a pas généré, ni déclenché, de séismes ressentis sur les failles avoisinantes, il a pu avoir pour effet d'accélérer le cycle sismique sur l'extrémité est de la faille de Costes.

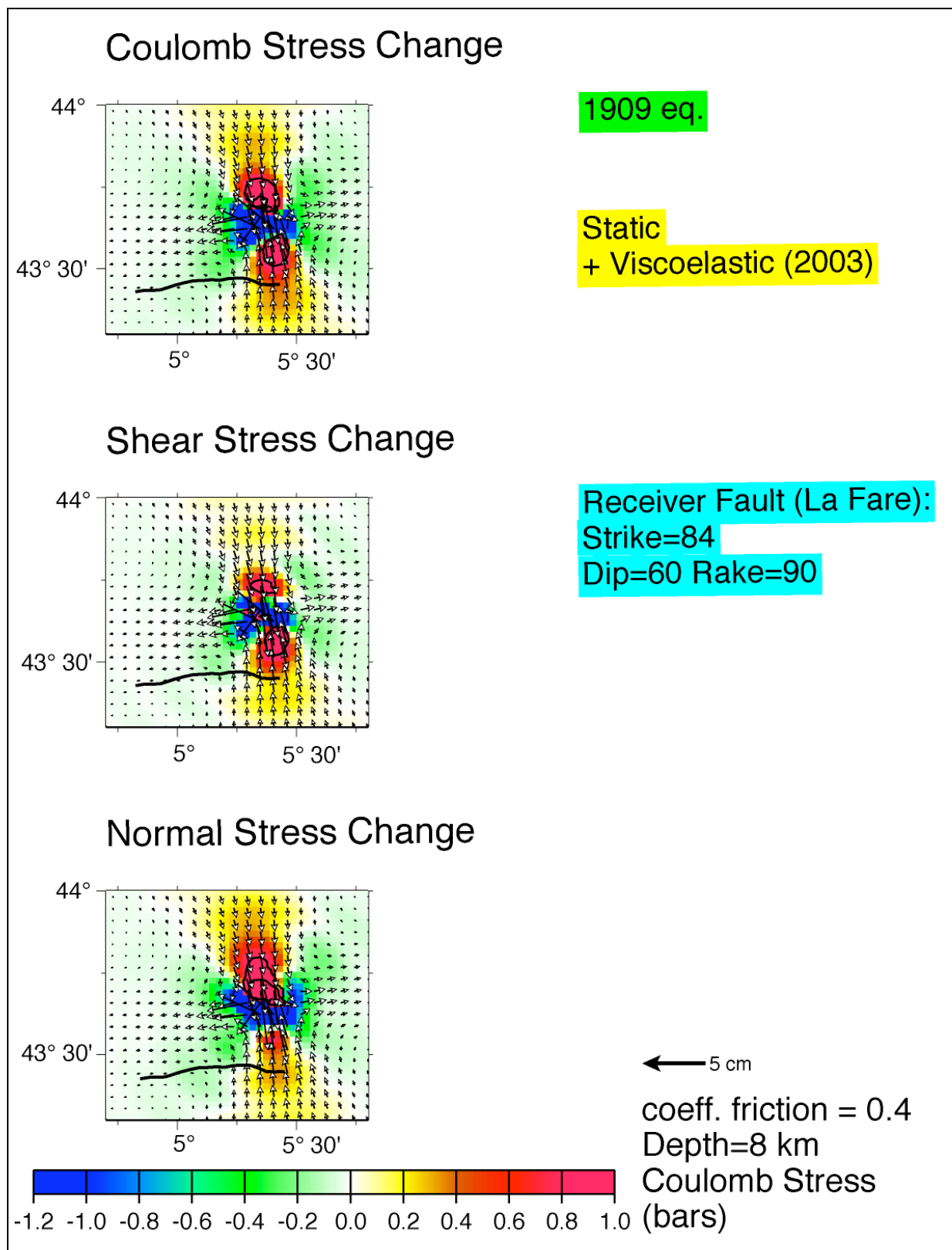


Figure 5.12 : Variations des contraintes sur la faille de La Fare, suite au séisme de Lambesc (1909 eq.). Le tracé de la faille est représenté par un trait noir. Le déplacement co + postsismique est indiqué par des vecteurs.

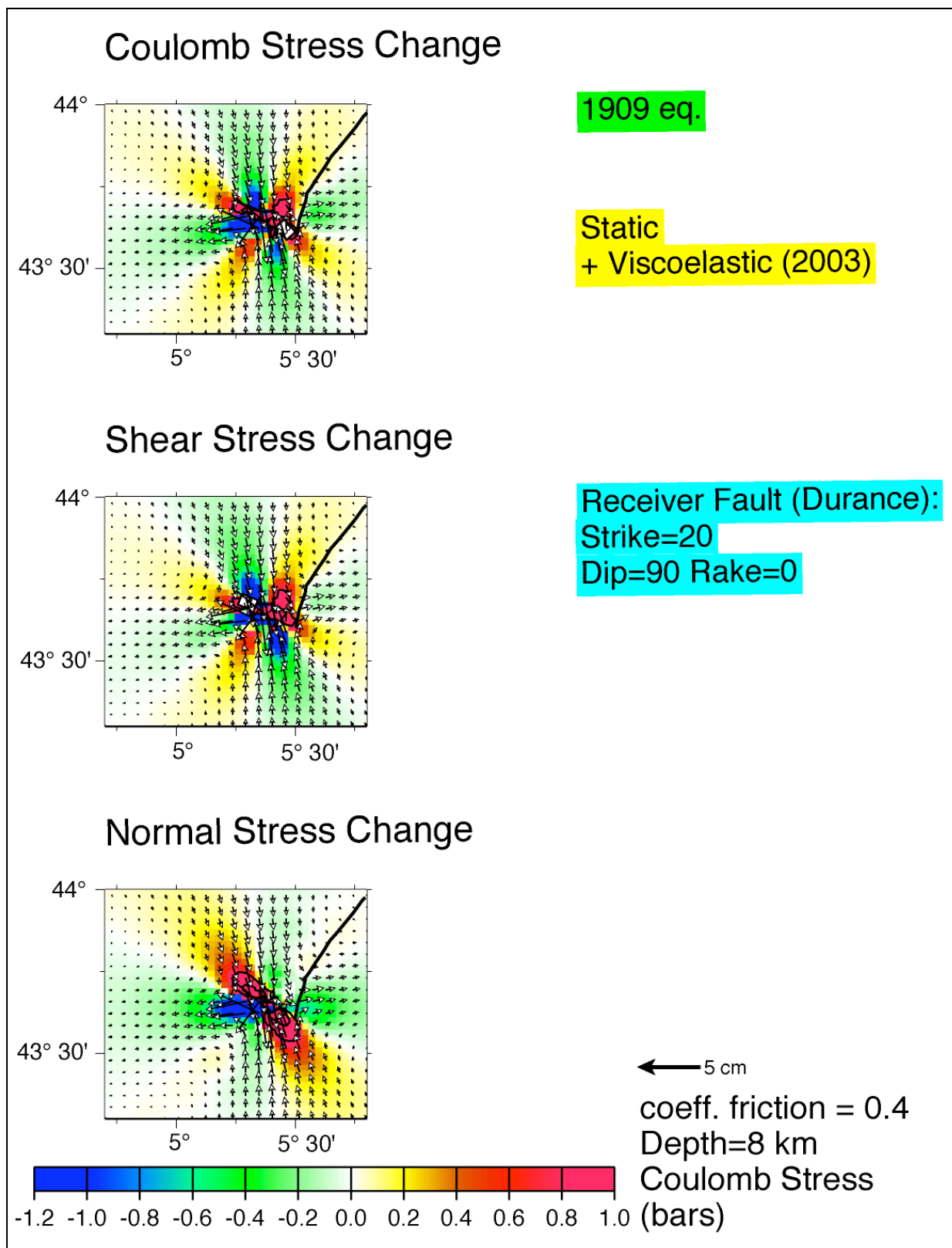


Figure 5.13 : Variations des contraintes sur la faille de la Moyenne Durance, suite au séisme de Lambesc (1909 eq.). Le tracé de la faille est représenté par un trait noir. Le déplacement co + postsismique est indiqué par des vecteurs.

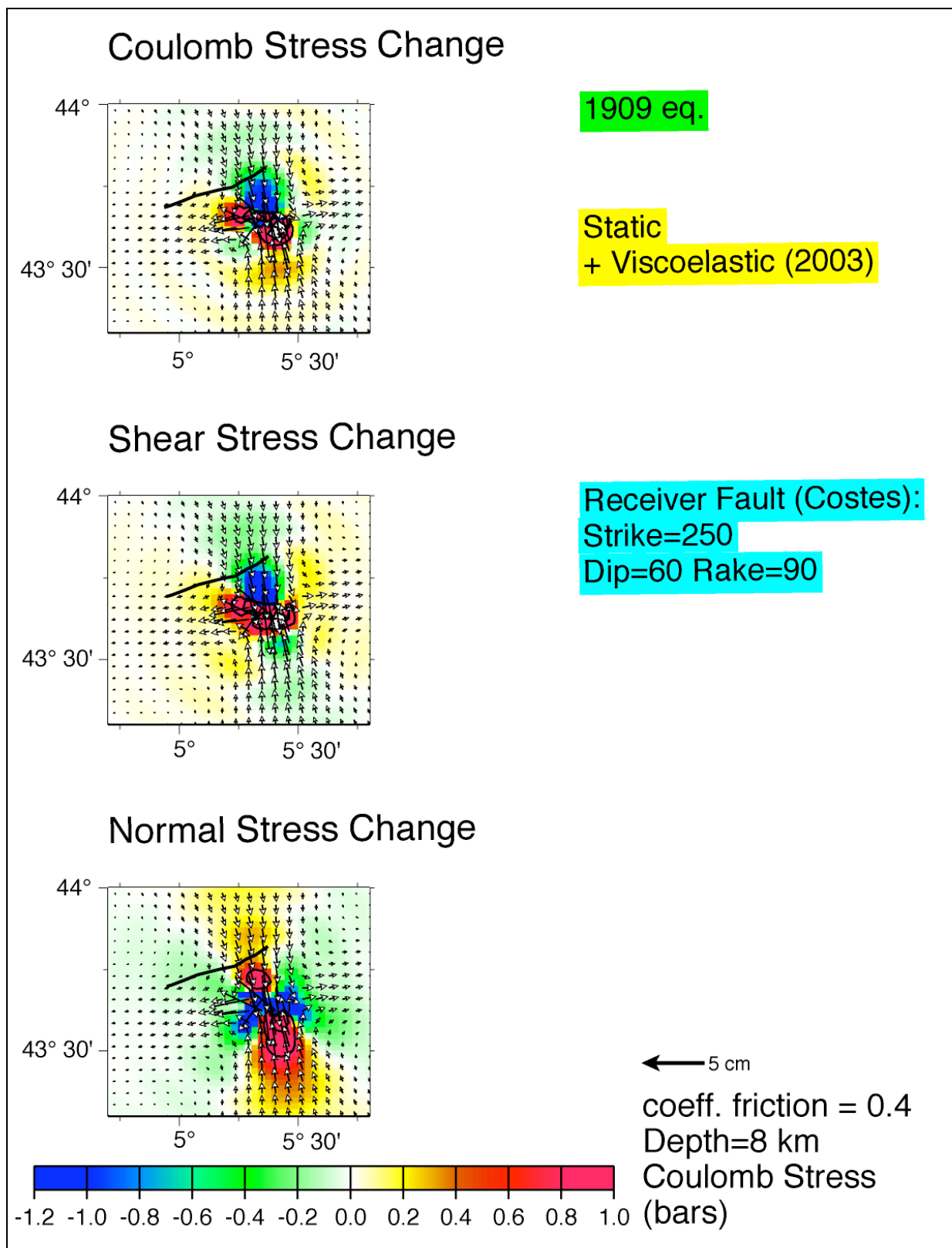


Figure 5.14 : Variations des contraintes sur la faille de Costes, suite au séisme de Lambesc (1909 eq.). Le tracé de la faille est représenté par un trait noir. Le déplacement co + postsismique est indiqué par des vecteurs.

CONCLUSION

Conclusions

Le but initial de ce travail était d'apporter des éléments d'explication à l'occurrence de séismes de magnitude modérée en région intraplaque à déformation lente. L'étude s'est portée sur le centre et l'ouest de la France où nous disposions de bonnes connaissances géologiques et géophysiques ainsi que de quarante ans de données sismologiques fournissant 4574 séismes relocalisés et 119 mécanismes au foyer calculés de manière homogène. A l'issue de ce travail sur les contraintes et la déformation du Massif Central, des Charentes et du Massif Armoricaire, auxquels nous avons ajouté la Provence, nous sommes en mesure de présenter un certain nombre de résultats intéressant la définition de l'aléa sismique de la France ainsi qu'une méthodologie et des résultats de modélisations transposables à d'autres régions intraplaques à déformation lente.

Contraintes :

Afin de remonter aux contraintes associées à la sismicité enregistrée, nous avons procédé à l'inversion des mécanismes au foyer. Nous mettons en évidence une compression régionale NW-SE.

Toutefois, ce champ de contraintes régional apparaît perturbé en trois zones distinctes.

Ces trois perturbations sont extensives et sont localisées :

- dans le Massif Central, à l'est du Sillon Houiller
- à la terminaison orientale du Cisaillement Sud Armoricaire, au niveau du seuil du Poitou
- au sud du Massif Armoricaire.

Ces perturbations sont d'échelle lithosphérique et semblent corrélées à des variations d'anisotropie des ondes P, qui sont une cause indirecte de l'orientation des contraintes dans le manteau.

Nous relierons le champ de contraintes régional compressif NW-SE à l'effet conjoint de la collision Afrique-Europe et de l'ouverture de l'Atlantique Nord (*ridge-push*). Nous proposons que le champ extensif de l'est du Massif Central soit dû au bombement de la croûte sous l'effet de la remontée du panache mantellique sous-jacent. Les deux autres perturbations extensives suivent le tracé du Cisaillement Sud Armoricaire. Nous suggérons que l'extension

soit liée au chevauchement de l'Ibérie sur le Golfe de Gascogne, ceci générant une traction N-S au niveau de la marge sud-armoricaine.

Sismicité :

A l'issue de notre étude, la sismicité du centre et de l'ouest de la France apparaît moins diffuse que nous le pensions. Par ailleurs, nous mettons en évidence une différence de comportement sismique entre le Massif Central et l'ouest de la France. Dans le Massif Central les séismes sont relativement nombreux mais de faible magnitude ($< 4,5$). Pour une quantité d'énergie sismique libérée comparable, moins d'événements sont enregistrés dans le Massif Armoricaire et en Charente mais les magnitudes atteintes sont plus importantes ($\leq 5,7$). La sismicité du Massif Central est essentiellement contrôlée par la structure thermique de la croûte. Dans le Massif Armoricaire, un essaim important de séismes de faible magnitude est lié à de fortes valeurs de flux thermiques et de production de chaleur crustale. Les événements de plus forte magnitude ($\geq 4,2$), instrumentaux ou historiques, se produisent en revanche à l'intersection de failles héritées et/ou là où de forts contrastes de densités localisent la déformation. En particulier, nous avons démontré par une étude sismologique détaillée, le calcul des solutions d'Euler de l'anomalie de Bouguer et des modélisations thermomécaniques 3D que le séisme de Lorient ($M_L = 5,7$) est associé à une amplification des contraintes due d'une part à l'intersection des branches nord et sud du Cisaillement Sud Armoricaire et d'autre part à un fort contraste de densité situé proche de la limite cassant-ductile. L'initiation de la rupture de ce séisme, ainsi que du séisme d'Oléron ($M_L = 5,2$), pourrait être liée aux fortes marées d'équinoxe.

En Provence, les séismes historiques de la faille de la Moyenne Durance sont corrélés à une forte anomalie positive du flux de chaleur. Par analogie avec le sud de la faille de la Moyenne Durance (faille préexistante, orientation similaire, flux de chaleur important, faible sismicité instrumentale), il est raisonnable de considérer le sud de la faille de Salon-Cavaillon comme potentiellement génératrice d'un séisme de magnitude modérée ($4,0 \leq M_L \leq 6,0$).

Par ailleurs, le séisme de Lambesc, s'il a eu un impact modéré sur les failles de la Moyenne Durance et de La Fare, a chargé en contraintes l'extrémité est de la faille de Costes ($\sim 0,5$ bar). Cela a pu avoir pour effet d'accélérer le cycle sismique de la faille de Costes.

Modèles :

Par modélisation numérique, nous avons démontré que, si le Golfe de Gascogne est actuellement repris en « subduction naissante », les forces tectoniques de traction N-S associées sont suffisantes pour expliquer le régime extensif et la sismicité du Massif Armoricaïn.

Par modélisations thermomécaniques 3D, nous avons cherché à valider nos hypothèses sur les conditions d'occurrence des séismes de magnitude modérée de l'ouest de la France en prenant en exemple le séisme de Lorient.

Par ailleurs, les résultats préliminaires de modélisations thermomécaniques 2D suggèrent l'influence primordiale des conditions thermiques dans la déformation du Massif Central.

Bibliographie

- Aki, K. and Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, W. H. Freeman and Co.
- Angelier, J., Slunga, R., Bergerat, F., Stefansson, R. and Homberg, C., 2004. Perturbation of stress and oceanic rift extension across transform faults shown by earthquake focal mechanisms in Iceland, *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 219, 271-284.
- Amelung, F. and King G., 1997. Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature*, 386, 702-705.
- Amorese, D., Walker, A., Lagarde, J-L, Santoire, J-P., Volant, P., Font, M. and Lecornu, M. 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophys. J. Int.*, 143, 837-846.
- Andrews, D. J., 1989. Mechanics of fault junctions. *J. Geophys. Res.*, 94, 9389-9397.
- Assameur D. and Mareschal J.C., 1995. Stress induced by topography and crustal density heterogeneities: implication for the seismicity of southeastern Canada. *Tectonophysics*, 241:3-4, 179-192.
- Audin, L., Avouac, J-P., Flouzat, M. and Plantet J-L., 2002. Fluid-driven seismicity in stable tectonic context: the Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophys. Res. Letters*, 29, 6.
- Ayarza, P., Martinez Catalan, J. R., Alvarez-Marron, J., Zeyen, H. and Juhlin, C., 2004. Geophysical constraints on the deep structure of a limited ocean-continent subduction zone at the north Iberian Margin. *Tectonics*, 23, 1.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J., and Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian events in the Armorican Massif, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, edited by J. Keppie, pp.183-194, Springer Verlag: Berlin.
- Baroux, E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. Thèse de Doctorat, Univ. De Paris XI, 313p.
- Baroux, E., Pino, N. A., Valensise, G., Scotti, O., Cushing, M. E., 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations, *J. Geophys. Res.*, 108 (B9), 2454.

-
- Baroux, E., Béthoux, N. and Bellier, O. 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquakes focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 145, 336-348.
- Beauval, C., 2003. Analyse des incertitudes dans une estimation probabilistique de l'aléa sismique, exemple de la France., Thèse de doctorat Univ Grenoble, 161p.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M. and Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin : Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15, 6, 1192-1212.
- Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne. Thèse de Doctorat d'état, Univ. Paris VI, 330p.
- Béthoux, N., Tric, E., Chéry, J. and Beslier, M.O. Why is the Ligurian basin (Mediterranean sea) seismogenic? Thermo-mechanical modeling of a reactivated passive margin, submitted.
- Bird, P., 1995. New finite element technique for modeling deformation histories of continents with stratified temperature dependant rheology, *J. Geophys. Res.*, 94, 3967-3990.
- Bitri, A., Brun, J-P., Truffert, C. and Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics*, 331, 65-80.
- Bitri, A., Ballèvre, M., Brun, J-P., Chantaine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C. and Truffert, C., 2003. Seismic imaging of the Hercynian collision zone in South-eastern Armorican Massif (Armor2 project – GéoFrance3D program). *C. R. Acad. Sci.*, 335, 969-979.
- Bonjer, K.-P., 1997. Seismicity pattern and style of seismic faulting at the eastern border fault of the southern Rhine Graben, *Tectonophysics*, 275, 41-69.
- Bonner, J. L., Delaine, T. R., and Shumway, R. H., 2002. Application of a cepstral F-statistic for improved depth Estimation, *Bull. seism. Soc. Am.*, 92, 1675-1693.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., and Brun, J. P., 1998. Relative uplift measured using river incisions: the case of the Armorican basement (France), *C. R. Acad. Sci.*, 327, 245-251.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J-P. and Van Den Driessche, J., 2000, Large-scale relief development related to quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105: 19,273-19,288.
- Bouchon, M. and Aki, K., 1977. Discrete wave number representation of seismic source wave fields. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 259-277.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, 71, 959-971.

-
- Brun, J.-P. and Bale, P., 1990. Cadomian tectonics in northern Brittany, in Cadomian Orogeny, edited by R. A. S. C. G. T. ed by R. S. D'Lemos, vol. 51, pp. 95-114, Geol. Soc. Spec. Publ.
- Brun, J.-P. and Burg, J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 319-332.
- Cai Y and Wang C.Y., 2001. Testing fault models with numerical simulation : example from central California. *Tectonophysics*, 343, 233-238.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.-L. 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 82, 165-179.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.-L. 1992. Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rock: application to the microseismicity of the Rhine graben. *J. of Structural Geology*, 14, 8/9, 1007-1017.
- Carminatti, E., Augier, T. and Barba, S., 2001. Dynamic modelling of stress accumulation in central Italy : role of structural heterogeneities and rheology., *Geophys. J. Int.*, 144, 373-390.
- Cattin, R., Martelet, G., Henry, P., Avouac, J.P., Diament, M. and Shakya, T.R., 2001. Gravity anomalies, crustal structure and thermo-mechanical support of the Himalayas of Central Nepal, *Geophys. J. Int.*, 147, 381-392.
- Chardon, D. and Bellier, O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake: structure and evolution of the Trévarese ridge anticline. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, 5, 497-510.
- Chéry, J., Zoback, M.D. and Hassani, R., 2001. An integrated mechanical model of the San Andreas fault in central and northern California. *J. Geophys. Res.*, 106, 22051-22066.
- Chéry, J., Merkel, S., and Bouissou, S., 2001. A physical basis for time clustering of large earthquakes, *BSSA*, 91, 1685-1693.
- Cornet, F. H. and Burlet, D. 1992. Stress field determinations in France by hydrolic tests in boreholes. *J. Geophys. Res.*, 97, 11,829-11,849.
- Courboux, F., Deichmann, N., and Gariel, J.-C., 1999. Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Epagny-Annecy earthquake, *Geophys. J. Int.*, 139, 152-160.
- Coutant, O. 1994. Axitra, technical notes :
http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Meetings/2_TaskC-Zuerich_Aug01.pdf.

-
- Cramer, C., 2001. The New Madrid seismic Zone : capturing variability in seismic hazard analyses. *Seismol. Res. Lett.*, 72, 664- 672.
- Delhaye, A., 1976, Etude de la sismicité récente de la région d'Oléron. Thèse de l'Université de Paris VI, 80pp.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L. 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, 413-437.
- Deng, J., Hudnut, K., Gurnis, M., and Hauksson, E., 1999. Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge, California earthquake. *Geophys. Res. Letters*; 26, 3209-3212.
- Dorel, J., Fourvel, D. and Donnedieu, G. 1995. Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166, 271-284.
- Dubos, N., 2003. Contribution à l' évaluation du risqué sismique dans les Pyrénées centrales, Thèse de doctorat, université Toulouse III, 163p.
- Dufrénoy, A. et De Beaumont, E., 1841. La carte géologique de la France, au 1/500000, en six feuilles.
- Dziewonski, A., Ekstrom, M., Woodhouse, J. H. and Zwart, G., 1991. Centroid moment tensor solutions for July-September 1990. *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 211-220.
- Ellsworth J.D., 1977, Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph.D. thesis, Mass. Inst of Technol. Cambridge.
- Etchecopar, A., Vasseur, G., and Daignieres, M., 1981. An inversion problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *J. Struct. Geol.*, 3, 51-65.
- Froidevaux, C., Brousse, R. and Bellon, H., 1974. Hot spot in France? *Nature*, 248, 749-751.
- Froidevaux, C., Paquin, C. and Souriau, M., 1980. Tectonic stresses in France: in situ measurements with a flat jack. *J. Geophys. Res.*, 85, 6342-6346.
- Geiger L., 1910, Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *K Gessel. Wiss. Gott.*, 4, 331-349.
- Gephart J.W. and Forsyth W.D., 1984 An iproved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. . *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- Gölke, M. and Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field., *Tectonophysics*, 266, 11-24.
- Grana, J.P. and Richardson, R., 1996. Tectonic stress within the New Madrid seismic zone. *J. Geophys. Res.*, 101, 5445-5458

- Grandjean, G., Guennoc, P., Recq, M. and Andréo, P., 2001. Refraction/wide angle reflection investigation of the Cadomian crust between northern Brittany and the Channel Islands. *Tectonophysics*, 331, 45-64.
- Granet, M., Wilson, M. and Achauer, U., 1995 (a), Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *EPSL*, 136, 281-296.
- Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G., & Fuchs, K. 1995 (b). Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.*, 121, 33-48.
- Grollmund, B. and Zoback, M., 2001. Did glaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology*, 29, 175-178.
- Gros, Y. and Limasset, O., 1984. Déformations récentes dans le socle cristallin: exemple du Massif Armoricaïn, rapport 84, BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).
- Grünthal, G. and Stromeier, D., 1992. The recent crustal stress field in central Europe: trajectories and finite element modelling. *J. Geophys. Res.*, 97: 11,805-11,820.
- Guieu, G. et Roussel, J., 1990. Arguments for the pre-rift uplift and the rift propagation in the Ligurian-provencal basin (northwestern mediterranean) in the light of pyrenean provencal orogeny. *Tectonics*, 9, 5, 1113-1142.
- Guignard, P., Bellier, O. et Chardon, D., sous-presse. Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la Moyenne Durance. *C. R. Géoscience*.
- Guilbert, J., Poupinet, G., Kelner, S. et Allemand, P., 1999. Massif Central : détermination et modélisation de l'atténuation des ondes P téléseismiques. *C. R. Acad. Sci.*, II, 328, 789-796.
- Gumiaux, C., Judenherc, S., Brun, J-P., Gapais, D., Granet, M. And Poupinet, G.. Tomographic evidence for mantle shearing in the hercynian belt of Brittany (Western France), submitted.
- Gumiaux, C., Brun, J-P. and Gapais, D., 2003. Strain removal within the Hercynian Shear Belt of Central Brittany (Western France) : Methodology and tectonic implications. *J. Geol. Soc. of London Special Publications*, in press.
- Gumiaux, C., Gapais, D. and Brun, J-P., 2003. Geostatistics applied to best-fit interpolation of orientation data. *Tectonophysics*, 376, 3-4, 241-259.
- Gumiaux, 2003. Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse de l'Université de Rennes 1, 267p.

-
- Gvishiani, A., Diament, M., Mikhailov, V., Galdeano, A., Agayan, S., Bogoutdinov, S. and Graeva, E., 2002. Artificial intelligence algorithms for magnetic anomalies classification. *IzvestiaRAS, Physics of the Solid Earth*, V38(7), 545-559.
- Hanks, T. C., 1977. Earthquake stress-drops, ambient tectonic stresses, and stresses that drive plates, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 441-458.
- Hansen, D. L. and Nielsen, S. B., 2002. Does thermal weakening explain basin inversion ? Stochastic modelling of the thermal structure beneath sedimentary basins. *EPSL.*, 198, 113-127.
- Haskell, N.A., 1964. Radiation pattern of surface waves from a point source in a layered medium, *BSSA* , 54, 377-393.
- Haskov, J. and Ottemöller, L., 1999. SEISAN earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.*, 70, 532-534.
- Hassani, R. and Chery, J., 1996. Anelasticity explains topography associated with Basin and Rang normal faulting, *geology*, 24 1095-1098.
- Hassani, R., Jongmans, D. and Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.*, 102, 17951-17965.
- Hu, J-C and Angelier, J., 2004. Stress permutations: three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. *J. Geophys. Res.*, 109, B09403.
- Huang, D., 1996. Enhancement of automatic interpretation technique for recognizing potential field sources. PhD Thesis, University of Leeds, 216p.
- Jegouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, 2, 39-47.
- Johnson, P. A. and Mc Evilly, T. V., 1995. Parkfield seismicity : fluid-driven ? *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 12937-12950.
- Jolivet, J., Bienfait, G., Vigneresse, J-L. and Cuney, M., 1989. Heat flow and heat production in Brittany (Western France). *Tectonophysics*, 159, 61-72.
- Juhenderc S., M. Granet and Boumbar, M. 1999. Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times., *J. Geophys. Res*, 104, 13201-13215.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A., and Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian range in France, *Tectonophysics*, 358, 121-134.

- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P. and Poupinet, G., 2003. The Hercynian collision in the Armorican Massif : evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy. *Bull. Soc. géol. France*, 174, 1, 45-57.
- Kennett, B., 1991. IASPEI 1991 Seismological Tables, Bibliotech, Canberra, Australia.
- Kirby, S., 1985. Rocks mechanics observations pertinent to the rheology of the lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, 1-27.
- Kissling E., W.L. Ellsworth, and R.S. Cockerham, 1984, Three-dimensional structure of the long Valley Caldera, California region, by geotomography, US Geol Surv.Open File Rep. 84-939, 188-220.
- Kissling, E., W.L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer, 1994, Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- Klein, F., 1984. Users guide to HYPOINVERSE, a program for Vax and PC350 computers to solve for earthquake locations.
- Lambert, J., 1997. Les tremblements de terre en France. Eds. BRGM.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M. and Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sci. Géol. Bull.*, 44, 1-2, 31-103.
- Ledru P., 1997, L'imagerie géologique et géophysique 3D du sous-sol de la France., *Mem. Soc. Géol. France*, 172, 53-71.
- Lee, W. H. K., Bennet, R. E., and Meagher, L., 1972. A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, Open file report, U.S.G.S.
- Lee W.H.K and Lahr J. C., 1975, A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes., *U.S. Geol. Surv., Open-file rep.*, 75-311.
- Lefort, J-P. 1993. Image globale de la croûte continentale française. *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf Aquitaine*, Vol. 17 n°1.
- Lenôtre, N., Thierry, P., and Blanchin, R., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative leveling in Brittany (northwestern France), *Tectonophysics*, 301, 333-344.
- Leroy, Y. and Ortiz, M., 1989. Finite element analysis of strain localisation in frictional materials, *Int. J. Num. Anal. Meth. Geomaterials*.
- Levret, A., Back, J-C. and Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10, 19-46.

- Lienert, B. R. E., Berg, E., and Frazer, L. N., 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares, *Bull. seism. Soc. Am.*, 76, 771-783.
- Lockner, D.A. and Beeler, N., 1999. Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 104, 20133-20152.
- Long, L.T., 1988. A model for major intraplate continental earthquakes. *Seism. Res. Letters.*, 29, 273-278.
- Long, L.T. and Zelt, K., 1991. A local weakening of the brittle-ductile transition can explain some intraplate seismic zones. *Tectonophysics*, 186, 175-192.
- Lopez, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., Diaz, J., Gonzalez-Cortina, J. M. and Ruiz, M., 2004. Present seismicity and tectonics in the NW Iberian peninsula (Spain) : results from the Gaspi project. EGU-04-A-04142.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1981. Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central. *Ann. Géophys.*, t. 37, 493-513.
- Lucazeau, F., Vasseur, G. and Bayer, R., 1984. Interpretation of heat flow data in the french Massif Central. *Tectonophysics*, 103, 99-119.
- Lucazeau, F., Vasseur, G., 1989. Heat flow density data from France and surrounding margins. *Tectonophysics*, 164, 251-258.
- Lucazeau, F., Cautru, J-P., Maget, P. and Vasseur, G., 1992. Geothermal Atlas of Europe. International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior, : E. Hurtig, V. Cermak, R. Haenel and V. Zui Editors Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH-Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, pp. 30-33
- Masson, D. G., Cartwright, L. A., Pinheiro, L. M., Whitmarsh, R. B., Beslier, M. O. and Roeser, H., 1994. Compressional deformation at the ocean-continent transition in the NE Atlantic. *J. Geol. Soc. London*, 151, 607-613.
- Maury, R. C. and Varet, J., 1980. Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. *Mém. BRGM*, 107, 138-59.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J. and Bellier, O., 2004. Evidence for short scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophys. J. Int.*, in press.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Deroussi, S. and Guilbert, J. Characterisation of sismological pattern in an intraplate slow deforming region : central and western France. Submitted.
- Mc Guirre, R.K., 1976. Fortran computer program for seismic risk analysis, US Geological Survey open-File Report 76-67

- Meghraoui, M. et al., 2001. Active normal faulting in the upper Rhine Graben and the paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake, *Science*, 293, 2070-2073, 2001.
- Melosh, H.J. and Williams, C.A., 1989. Mechanics of graben formation in crustal rocks : a finite element analysis., *J. Geophys. Res.*, 94, 13961-13973.
- Ménard, G., 1980. Profondeur du socle antétriassique dans le sud-est de la France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, D, 299-302.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E., & Sébrier, M. 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalaya-Tibet and the Central Andes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 337, A, 41-52.
- Merle, O. and Michon, L., 2001. The formation of the West European rift: a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Géol. France*, t 172, n° 2, 213-221.
- Michon, L. and Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. géol. France*, t. 172, n°2, 201-211.
- Michon, L., Balen, R. T. V., Merle, O., and Pagnier, H., 2003. The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale, *Tectonophysics*, 367, 101-126.
- Mikhailov, V., Galdeano, A., Diament, M., Gvishiani, A., Agayan, S., Bogoutdinov, S., Graeva, E. and Sailhac, P., 2003. Application of artificial intelligence for Euler solutions clustering. *Geophysics* 68, 168-180.
- Montardet, L., Roberts, D., Auffret, G., Bock, W., DuPeuble, P., Hailwood, E., Harrision, W., Kagami, H., Lumsden, D., Muller, C., Schnitker, D., Thompson, R., Thompson, T., and Timofeev, P. P., 1977. Rifting and subsidence on pasive continental margins in the North-East Atlantic, *Nature*, 268, 305-309.
- Montardet, L., Charpal, O. de, Roberts, D. G., Guennoc, P. and Sibuet, J-C., 1979. Northeast Atlantic passive margins: rifting and subsidence processes. *Amer. Geophys. Un.*, 3, 154-186.
- Moreux, T. Abbé, 1909. *Les tremblements de Terre*. Ed. Jouve & Co.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L. Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. and Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.*, 97, 11,743-11,803.

- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. and Fuchs, K., 1997. Short scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275, 199-219.
- Nehlig, P., Boivin, P., de Goër de Herve, A., Mergoil, J., Prouteau, G. and Thiéblemont, D., 2001. Les volcans du Massif central. *Géologues*, 130-131, pp 66-91.
- Newman, A., Schneider, J., Stein, S. and Mendez, A., 2001. Uncertainties in seismic hazard maps for the New Madrid seismic Zone and implications for seismic hazard communication. *Seismol. Res. Lett.*, 72, 647- 663.
- Nicolas, M., Santoire, J. P. & Delpech, P. Y. 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 27-53.
- Nino, F., Chéry, J. and Gratier, J.P., 1998. Mechanical modeling of compressional basins : origin and interaction of faults, erosion, and subsidence in the Ventura basin., California. *Tectonics*, 17, 955-972.
- Nocquet, J.M., Calais, E., Altamini, Z., Sillard, P. and Boucher C., 2001. intraplate deformation in Western Europe deduced from an analysis of the ITRF 97 velocity field. *J. Geophys. Res*, 106, 11239-11258.
- Nocquet, J.M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale. Thèse de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, 291p.
- Nocquet, J.M., and Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 661-681.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 2, 1018-1040.
- Olivet, J-L., 1996. La cinématique de la plaque Ibérique (Kinematics of the Iberian plate). *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf Aquitaine*.
- Panza, G.F., Mueller, S. and Calcagnile, G., 1980. The gross feature of the lithosphere–asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. *Pageoph.*, 118, 1209-1213.
- Parson, B. and Richter, F. M., 1980. A relation between driving force and geoid anomaly associated with the mid-ocean ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 445-450.
- Parson, T., Stein, R., Simpson, R. and Reasenber, R., 1999. Stress sensitivity of fault seismicity : a comparison between limited offset oblique and major strike-slip faults., *J. Geophys. Res.*, 104, 20183-20202.
- Perrier, G. and Ruegg, J-C., 1973. Structure profonde du Massif Central français. *Ann. Géophys.*, t. 29, 435-502.

- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M. and Matias, L. Analysis of the Lorient earthquake ($M_w = 4.3$) and its aftershocks: implications in the geodynamics of the Armorican Massif. *Sous Presse*.
- Pollitz, F., 1996. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth., *Geophys. J. Int.*, 125, 1-14.
- Pollitz, F., 1997. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth. *J. Geophys. Res.*, 102, 17921-17941.
- Pollitz, F., Kellog, L. and Burgmann, R., 2001. Sinking mafic body in a reactivated lower crust: a mechanism for stress concentration at the New Madrid seismic zone, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 91, 1882-1897.
- Pollitz, F. and Sacks, L., 2002. Stress triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by transient deformation following the 1992 Landers earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 92, 1487-1496.
- Rabu, D., Chantaine, J., Chauvel, J.-J., Denis, E., Bale, P., and Bardy, P., 1990. The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian Orogeny in the Armorican Massif, in *Cadomian Orogeny*, edited by C. G. T. R. S. D'Lemos, R. A. Strachan and, vol. 51, pp. 81-94, *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*, Ed Chapman & Hall, 413 pp.
- Reasenber, P. A. & Oppenheimer, D. 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geol. Surv. Open-file Rep.*, 85-739.
- Reasenber, P. A. and Simpson, R. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, 255, 1687-1690.
- Reddy, R., 1984. *An introduction to the finite element method*. Ed Mc Graw-Hill International, 495 p.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J. and Somertron, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Ritchie, M.E.A., Musson, R.M.W and Woodcock, N.H., 1991. The Bishop's Castle (UK) earthquake of 2 April 1990. *Terra Nova*, 2, 290-400.
- Ritz, J-F., 1991. Evolution du champ des contraintes dans le Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse de Doctorat, Univ. De Montpellier II, 187p.

- Rivera, L. and Cisternas A., 1990, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull Seismol. Soc. Am.*, 80 (3), 600-614.
- Rolet, J., 1994. The Armorican Massif, Structure and Metamorphism, Introduction, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, edited by J. Keppe, pp. 177-178, Springer Verlag: Berlin.
- Rouire, J., 1979. Notice explicative de la feuille de Marseille à 1/250000. *Cartes géologiques de France*. Eds. BRGM.
- Santoire, J-P., 1976, Contribution à l'étude géologique du Massif du Mont Dore: la région des Couzes. PhD thesis Université de Paris Sud – Orsay, 142p.
- Scholz, C., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Scotti, O. and Cornet, H., 1994. In-situ stress fields and focal mechanism solutions in central France. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 22, 2345-2348.
- Shelley, D. and Bossière, G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia, *J. Struct. Geol.*, 22, 757-776.
- Shumway, R. H., 1971. On detecting a signal in N stationarily correlated noise series, *Technometrics*, 10, 523-534.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earth quake notes*, 55, 15.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., & Fuchs, K. 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 139, 147-163.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Granet, M., Achauer, U., Bauer, C., F., W., Altherr, R., & Fuchs, K. 1997. Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics*, 275, 143-164.
- Stein, R. S., King, G. C. P. and Lin, J., 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 (M = 7.4) Landers earthquake. *Science*, 2258, 1328-1332.
- Stein, R., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402, 605-609.

-
- Sue, C., 1998. Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes, Approche structurale et sismologique, Thèse de doctorat, université Grenoble I, 299p.
- Sykes, L.R., 1978. Intraplate seismicity reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonics postdating continental fragmentation. *Rev. geophys. Space Phys.* 16, 621-688.
- Talwani, P., 1988. The intersection model for intraplate earthquakes. *Seis. Res. Letters*, 59, 4.
- Talwani, P. and Rajendran, K., 1991. Some seismological and geometric features of intraplate earthquakes. *Tectonophysics*, 186, 19-41.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t III, 3, 533-540.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH : A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47:31-7.
- Thomson W.T 1950 transmission of elastic waves through a stratified solid medium *J.Appl. Phys.* 21, 89-93.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics – Application of continuum physics to geological problems*, Wiley and sons ed.
- Vasseur, G., 1982. Synthèse des résultats de flux géothermique en France. *Ann. Géophys. T.* 38, fasc. 2, 189-201.
- Vasseur, G., Etchecopar, A., & Philip, H. 1983. Stress state inferred from multiple focal mechanisms. *Ann. Geophys.*, 1, 291-298.
- Vernant, P., 2003. Cinématique actuelle et dynamique de l'Iran : GPS et modélisation numérique. Thèse de l'Université de Montpellier II, 251p.
- Veinante-Delhay, A. and Santoire, J-P. 1980. Sismicité récente de l'arc sud-armoricain et du nord-ouest du Massif Central. Mécanismes au foyer et tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 22, 93-102.
- Vigneresses, J., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif Armorica d'après des données géologiques, *Géol. Fr.*, 4, 3-10.
- Villéger, M., 1984. Evolution tectonique du panneau de couverture Nord-Provençal (Mont Ventoux, Lubéron, Moyenne Durance). Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI, 175p.
- Volant, P., Berge-Thierry, C., Dervin, P., Cushing, M., Mohammadioun, G. and Mathieu, F., 2000. The South Eastern Durance Fault permanent network : preliminary results, *J. Seism.*, 4, 175-189.

-
- Waldahauser, F. and Ellsworth, W. L., 2000. A double-difference earthquake algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.
- Widiwijayanti, C., 2002. Réponse des structures lithosphériques aux différents stades de la collision de deux zones de subduction : exemple de la Mer des Moluques. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII.
- Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées, *Géol. Fr.*, 3, 11-42.
- Youngs, R. R. and Coppersmith, K. J., 1985. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 939-964.
- Zeyen, H., Novak, O., Landes, M., Prodehl, C., Driad, L. and Hirn, A., 1997. Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). *Tectonophysics*, 275, 99-117.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M.F., Reid, A.B., Fairhead, J.D. and Odegard, M.A., 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65, 2, 512-520.
- Ziegler, P. A., Cloething, S., and van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: The Alpine foreland and other examples, *Tectonophysics*, 252, 7-59.
- Zoback, M.L., 1992, First and second order pattern of stress in the lithosphere : the world stress map project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11703-11728.
- Zoback, M.L. and Richardson, R. M., 1996. Stress amplification associated with the Amazonas and other ancien continental rift. *J. Geophys. Res.*, 101, 5459-5475.

ANNEXES

FUSION

Le programme FUSION est organisé en dix modules (Figure 1). Les données de départ doivent être sous forme de bulletins, dans le format GSE 2. Il s'agit d'un format standard utilisé par de nombreux centres sismologiques à travers l'Europe et les pays de la zone méditerranéenne. Ces bulletins contiennent une liste d'évènements localisés, avec toutes les informations usuelles sur la localisation et la provenance des données et, bien sûr, la liste des phases enregistrées. FUSION cherche dans les données d'entrée des bulletins provenant de différents réseaux, pour le même événement, puis fusionne l'ensemble des données en un seul bulletin GSE 2. Ce bulletin de sortie contient la liste des événements relocalisés, résultants de la fusion de données provenant de différents bulletins ou simplement relocalisés et, à la fin du fichier, une liste des phases n'ayant pu être associées à un séisme.

Les différentes étapes de la procédure sont détaillées par la suite. Elles consistent en :

Etape 1 : extraction des données

Etape 2 : constitution de la liste des phases, groupées par séisme.

Etape 3 : calcul de la localisation et de l'heure d'origine

Etape 4 : validation de la localisation

Etape 5 : rejet des phases empêchant la validation et itération étape 4 – étape 5

Etape 6 : association des phases rejetées aux événement localisés

Etape 7 : validation des évènements

Etape 8 : vérification de l'unicité de la localisation

Etape 9 : résolution du problème direct

Etape 10 : production du bulletin final

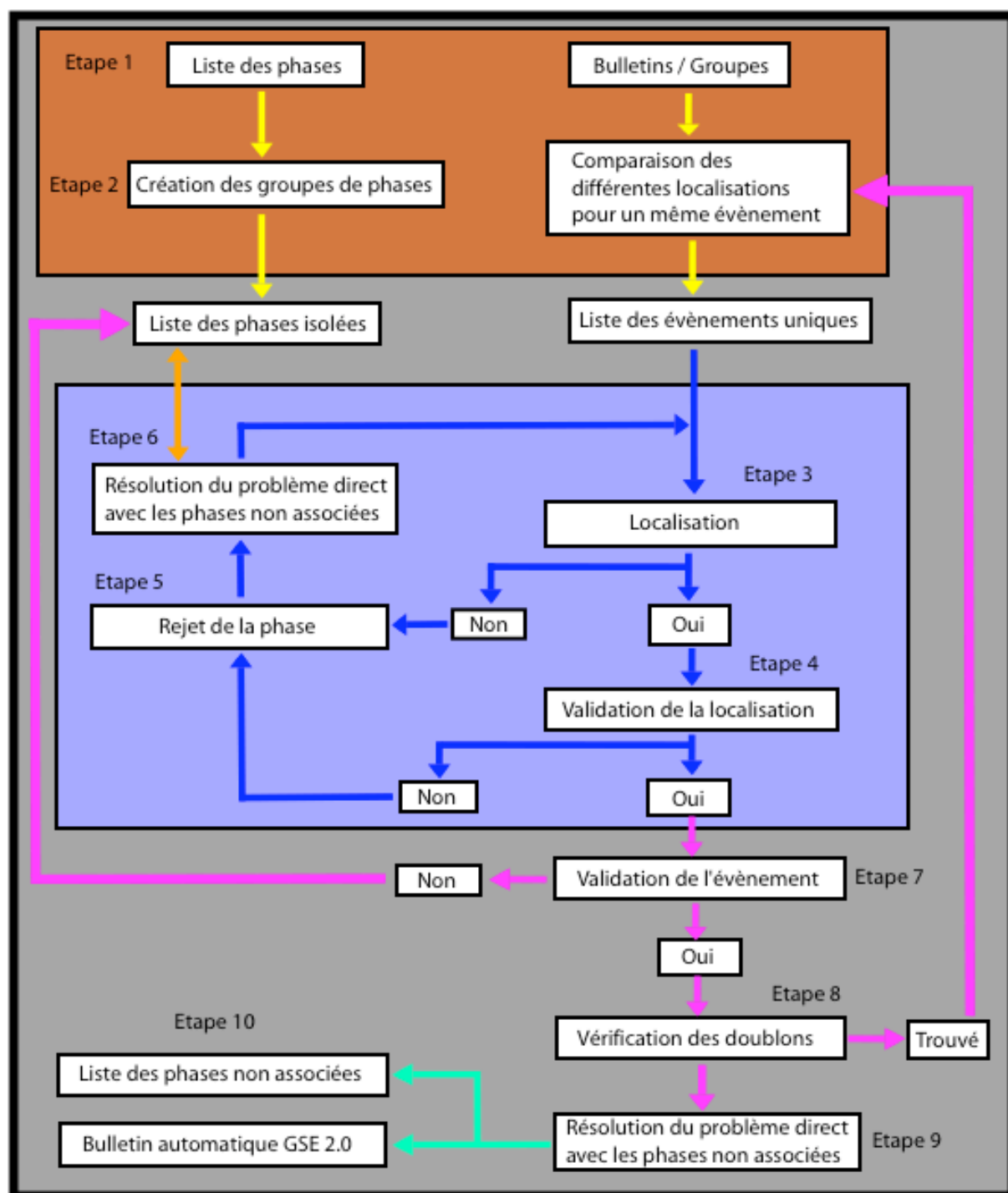


Figure 1 : protocole d'utilisation du programme FUSION

Construction de la liste initiale des événements :

- A partir d'événements en bulletins

Dans la première étape, les bulletins sont analysés pour extraire des groupes de phases associées à un séisme. Dans la deuxième étape, ces événements, provenant de différents bulletins, sont comparés les uns aux autres pour éviter les solutions multiples pour un même événement. La comparaison s'effectue sur la localisation et l'heure d'origine des séismes.

Si plusieurs localisations sont trouvées pour un même événement, la solution retenue est celle fournie par le réseau le plus proche de l'épicentre. Cette solution est conservée dans une liste servant à initialiser le processus d'association de phases. Les événements correspondants à des solutions redondantes sont écartés et les phases sont incorporées à la liste des phases qui contient déjà toutes les phases non associées à un événement dans les bulletins d'entrée.

- A partir des groupes de phases associées dans les bulletins :

Les bulletins d'entrée peuvent parfois contenir des groupes de phases non-associées à un événement. Si le nombre de phases et la convergence de la solution le permettent, le processus de localisation de FUSION détermine une localisation pour ces groupes de phases. Ensuite, cette localisation est assimilée à un séisme dans le processus d'association de phases. Cela permet donc d'utiliser des phases et de localiser l'événement à partir de l'ensemble des données, même pour les événements insuffisamment détectés pour avoir été localisés indépendamment par chaque réseau.

Utilisation des phases dans la procédure de localisation :

Ondes P : azimuth et atténuation servent à déterminer l'hypocentre.

Ondes Pg : les coordonnées de la station la plus proche sont utilisées comme hypocentre initial dans la procédure.

Couples P, S : la distance d'un événement à la station est obtenue par la différence de temps d'arrivées. Une recherche est effectuée sur le cercle comprenant tous les azimuths.

La procédure de localisation est initiée lorsque 5 phases P sont présentes dans la même fenêtre temporelle.

Validation de la localisation :

La troisième étape de la procédure consiste à calculer une nouvelle localisation et heure d'origine pour chaque événement. Le résultat est validé dans la quatrième étape qui comporte plusieurs tests ayant pour but de vérifier l'amélioration de la localisation (dans le cas où une localisation initiale était disponible). Ces tests portent sur la différence de localisation, la réduction du *rms* ainsi que des résidus et le nombre de phases déterminantes. Quand la localisation n'est pas validée la phase présentant le plus mauvais résidu est rejetée (étape 5) et l'étape 4 est réitérée. Lorsque la localisation est validée, et toutes les phases possibles associées (étape 6), l'événement est testé pour validation (étape 7).

Association des phases :

Pour associer les phases libres à un événement, les heures d'arrivées sont comparées aux heures théoriques calculées avec la nouvelle localisation. Les phases sont associées une à une à chaque événement. Pour chaque association, une nouvelle localisation est calculée (étape 3) et validée (étape 4). Des restrictions sont appliquées lorsque la distance maximale (fixée) entre la station et l'hypocentre ou la distance maximale à la plus proche station contribuant à la localisation est atteinte.

Validation de l'événement :

Pour être validé (étape 7), un événement doit remplir l'une des conditions suivantes :

la localisation initiale provient d'un bulletin d'entrée

le nombre de phases déterminantes est supérieur au minima fixé

la magnitude est supérieure au seuil minimum

Si aucune de ces conditions n'est remplie, des tests additionnels sont effectués. Ils portent sur la répartition azimutale des données, le *rms* et la cohérence entre la magnitude calculée à chaque station et la répartition géographique des stations.

Construction automatique de la liste des événements :

Une fois l'événement validé, il est comparé aux autres événements antérieurs afin de s'assurer qu'il ne s'agit pas d'un événement déjà traité avec d'autres données (étape 8). La comparaison est effectuée de la même manière que dans l'étape 2. Si un autre événement présente effectivement la même localisation et la même heure d'origine, la meilleure solution est conservée et l'ensemble des phases lui est associé. Ensuite, cette solution réintègre le processus itératif d'association de phases et de localisation (étapes 4 – 5).

L'étape suivante consiste en la résolution du problème direct (étape 9). Les phases non associées qui peuvent potentiellement correspondre à un événement localisé, compte tenu des temps de trajet théoriques sont associées à cet événement. Néanmoins, ces phases ne contribuent pas à la localisation. Des phases provenant de bulletins globaux n'ayant pas été pris comme données d'entrée peuvent aussi être ajoutées de cette manière.

Production du bulletin final :

Chaque événement provenant de la liste automatique est vérifié manuellement. Les résultats peuvent alors être modifiés, des phases ajoutées ou supprimées et des événements relocalisés. Les résultats contenant tous les événements localisés et les données sont alors écrits dans un bulletin de sortie en format GSE 2.

VELEST

L'utilisation de VELEST est détaillée dans le chapitre 2. Dans ce chapitre, je présenterai donc simplement le protocole que nous avons développé, et qui est présenté sur la figure 2, ainsi que les principaux modules de traitement. Un protocole complet d'utilisation de VELEST peut être trouvé dans Kissling et al. (1984). Nous avons suivi ce protocole mais en automatisant les tests aléatoires sur le modèle de vitesse initial à l'aide d'un programme que nous avons appelé « grid-search » (étape 1). A partir d'un modèle de vitesse 1D a-priori, basé sur les résultats de sismique réfraction et les données de géophysique et de géologie disponibles, grid-search génère une série de modèles aléatoires (Monte-Carlo) en faisant varier la vitesse de propagation des ondes P par tranches de profondeur. Le degré de variation maximum est fixé par l'utilisateur. Le modèle de vitesse des ondes S est calculé en fonction des vitesses V_p , le rapport V_p/V_s étant choisi dans VELEST. La deuxième étape consiste en l'inversion conjointe de la localisation des événements et du modèle de croûte. Chaque modèle initial est ainsi testé. Après l'inversion, nous obtenons un modèle de sortie qui est repris comme modèle d'entrée pour la prochaine itération. Pour chaque modèle d'entrée, généré avec grid-search, nous avons calculé un modèle de sortie après sept itérations. Nous pouvons ainsi définir un modèle dit « modèle initial » correspondant au modèle vers lequel convergent les différents modèles de sortie. Ce modèle initial ainsi défini peut ensuite être inversé à son tour et, après 7 itérations, nous obtenons un « modèle final », associé aux relocalisations des événements.

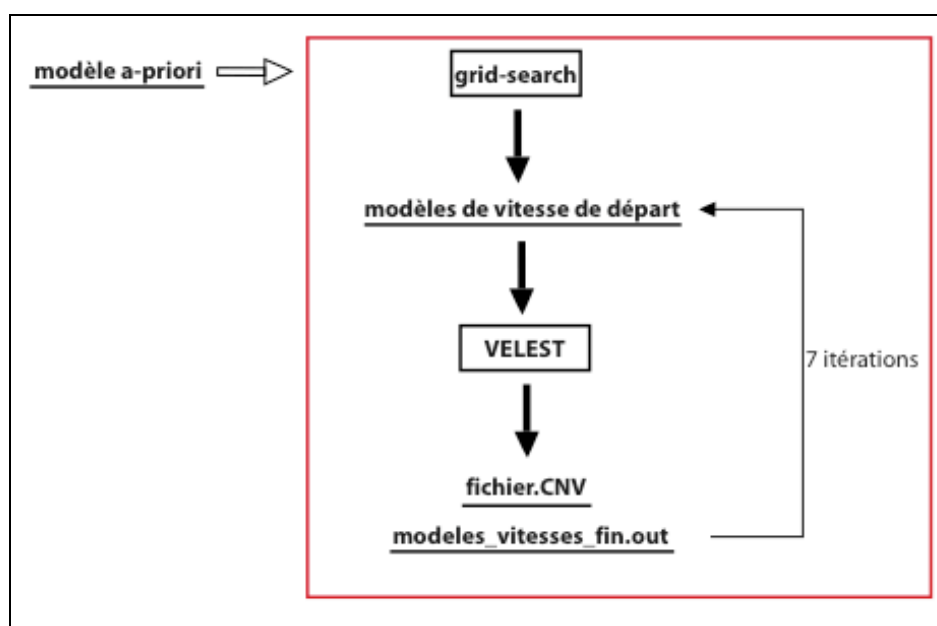


Figure 2 : Protocole d'utilisation de VELEST tel que nous l'avons développé.

FPFIT, FPPLLOT, FPPAGE

Une fois tous les évènements localisés puis, le cas échéant, relocalisés, nous avons calculé des mécanismes au foyer. Le protocole est présenté sur la figure 3. Le programme choisi (FPFIT) cherche le double-couple de plans de faille conjugués (modèle de départ) qui présente la meilleure adéquation avec un jeu de données de polarités pour un séisme. L'inversion comporte deux étapes d'une procédure de type Monte-Carlo qui définit le modèle de départ minimisant la somme pondérée et normalisée des écarts des polarités avec le modèle (« rms »). Deux facteurs pondérateurs sont incorporés dans la procédure : un correspond à l'estimation de la variance des données, l'autre est basé sur la valeur absolue théorique de l'amplitude de l'onde P. Une dernière pondération donne plus de poids aux observations proches des plans nodaux. En plus de fournir la solution qui minimise le rms, FPFIT calcule d'éventuelles solutions qui présentent un rms suffisamment proche du minimum pour être considérées. Il s'agit le plus souvent de solutions correspondant à des fonctions sources différentes et éventuellement à des styles tectoniques différents. Ces solutions doivent être prises en considération en tenant compte du fait qu'il peut exister des erreurs dans les données, des réfractions qui ne sont pas modélisées et de la connaissance a-priori de la tectonique locale. Le choix de la solution retenue doit être fait parmi les différentes solutions présentées. Pour chaque double-couple obtenu, FPFIT fournit une estimation des incertitudes correspondant au modèle (direction, pendage, vecteur glissement). Puis, pour déterminer graphiquement l'orientation des axes P et T, un jeu de solutions est calculé dans l'ellipse d'erreur. Enfin, les programmes FPPLLOT et FPPAGE permettent de représenter graphiquement les différentes solutions (une par page avec FPPLLOT, toutes sur la même page avec FPPAGE).

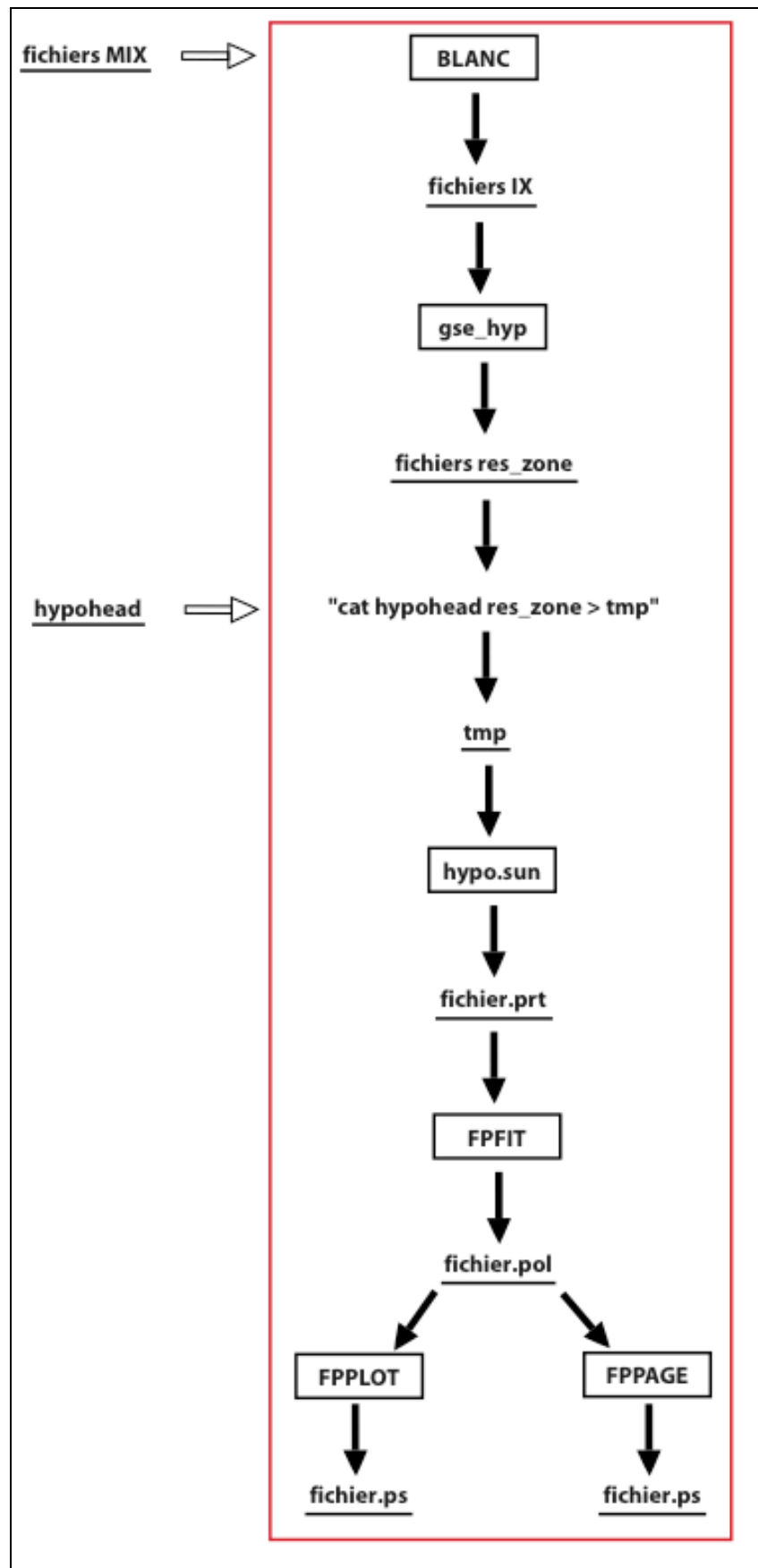


Figure 3 : Protocole d'utilisation de HYPO71 et FPFIT, tel que nous l'avons développé.

Inversions de stries tectoniques ou de mécanismes au foyer - méthode Carey-Gailhardis et Mercier

Dans cette méthode, l'on considère que le glissement lié à la rupture sismique (assimilé au vecteur glissement du mécanisme au foyer) est colinéaire à la contrainte tangentielle ζ sur la faille, et qu'il s'effectue sur une faille préexistante. Un tenseur des contraintes est obtenu par inversion d'un jeu de vecteurs glissements. Le tenseur retenu est celui qui minimise l'écart entre le vecteur glissement « observé » (dédit du mécanisme au foyer) et le vecteur glissement théorique (contrainte tangentielle ζ). Le tenseur résultant de l'inversion est décrit par la direction et le plongement des axes principaux de contraintes (σ_1 , σ_2 et σ_3) ainsi que par le rapport de forme $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$. Le calcul d'un tenseur des contraintes à partir de mécanismes au foyer nécessite de connaître le vecteur glissement et par conséquent de sélectionner le plan de rupture parmi chaque couple de plans nodaux. Pour les événements de magnitude suffisamment forte, le plan de rupture peut être déduit par exemple de la répartition spatiale des répliques. Pour tous les séismes pour lesquels aucune indication sur la rupture, autre que le mécanisme au foyer, n'est disponible (l'essentiel de nos données puisque nous avons travaillé avec des séismes de faible magnitude), il faut discriminer le plan de rupture de son conjugué durant l'inversion. Le critère utilisé est le rapport R . En effet, un seul plan est en accord avec le tenseur des contraintes ; pour ce plan, R est compris entre 0 et 1. Si le vecteur glissement correspondant à un plan remplit ce critère, le deuxième ne le remplit pas, exception faite des mécanismes au foyer pour lesquels les deux plans nodaux s'intersectent au niveau d'un axe principal des contraintes. Lors de l'inversion, nous cherchons à déterminer quatre inconnues : les trois axes principaux des contraintes (σ_1 , σ_2 et σ_3) et le rapport de forme R . Un minimum de quatre données est donc nécessaire. Un jeu de données est de bonne qualité si les pendages et les directions des plans nodaux sont variés et occupent l'ensemble du canevas afin de contraindre au mieux la position des axes. Un vecteur glissement de mécanisme au foyer (« s ») est considéré comme mécaniquement compatible avec un tenseur des contraintes si l'angle entre s et ζ est inférieur à 20° . Un résultat d'inversion est lui considéré comme contraint si au moins 80% des écarts $\zeta - s$ sont inférieurs à 20° et si la solution est stable, c'est-à-dire si le résultat tend toujours vers la même solution lorsque l'on change les paramètres d'entrée de l'inversion. Afin d'avoir un résultat le plus

fiable possible, nous avons aussi attribué un poids à chaque donnée en fonction de la qualité du mécanisme au foyer (magnitude, nombre de phases, etc...).

Méthodologie:

Le programme fonctionne sous **MS-DOS**. Une **imprimante HP à jet d'encre** est indispensable (penser à la désigner imprimante par défaut avant de commencer à travailler).

Pour rentrer les données : **gwbasic traduit** (commande MS-DOS qui lance « traduit »).

Nom ? $\Rightarrow$ donner un nom au fichier.

Puis, rentrer les données sous cette forme :

Azimut du plan 1, Pendage du plan 1, sens 1, Az plan 2, dir plan 2, sens 2, Az de l'axe T, Plongement de l'axe T, label.

(sens : sens du pendage $\Rightarrow$ « e », « w », « n » ou « s »)

Label : nom de la donnée, doit être court, préférer les numéros).

Est-ce correct ? $\Rightarrow$ « o » pour « oui »

DEB ? $\downarrow$ pour continuer ou bien « 400 » pour terminer le fichier.

Il faut bien sur rentrer les deux plans nodaux pour chaque mécanisme (on en supprimera un par la suite). Une fois le fichier complet, il est possible de l'éditer sous n'importe quel éditeur de texte. Attention aux espaces, saut de lignes etc si vous ne voulez pas avoir des bogues « inexplicables ».

Pour lancer le calcul : **calcul**

On peut soit calculer un déviateur, soit tester un déviateur. On commence bien sur par calculer, on testera ensuite le résultat sur l'ensemble des données pour itérer.

Voulez-vous calculer un point de départ ? $\Rightarrow$ « o » , toujours dire oui, sinon il faut rentrer les coordonnées.

Il fournit le résultat et imprime.

On peut alors imprimer le tenseur des contraintes en utilisant **dessin**.

Etant donné que l'on a rentré les deux plans nodaux, il convient d'en choisir un et de supprimer l'autre, pour chaque mécanisme. Donc : recopier le fichier de données et l'éditer sous un éditeur de textes. Penser à mettre à jour aussi le nombre de données (1^{ère} ligne). Pour sélectionner les données : se baser sur l'écart « (τ , s) », entre la strie calculée et la strie

mesurée, ainsi que (et même surtout !) sur le rapport R. Rappel : $(\tau, s) \leq 20^\circ$, correct ; $0 < R < 1$ (**idéalement 0,5**), nécessaire. Puis, recommencer le calcul avec les données sélectionnées. Eliminer les deux plans des mécanismes dont aucun plan ne correspond aux critères requis. Puis, régulièrement, testez le tenseur des contraintes obtenu sur l'ensemble des données (fichier de départ). Ainsi certains plans nodaux seront changés (le premier calcul se fait avec l'ensemble des plans, il correspond donc à une moyenne, il est donc normal que l'on sélectionne, parfois, un autre plan nodal pour le même mécanisme au cours du processus d'inversion). Attention : un seul plan nodal par mécanisme ! Des mécanismes totalement éliminés pourront aussi être ré-injectés. Au final, **il faut un strict minimum de six données pour contraindre une inversion.**

Important : après chaque inversion il faut imprimer le tenseur (« dessin ») et vérifier deux choses :

- **aucun des axes des contraintes ne doit se trouver sur un des plans nodaux.** Si c'est le cas, il faut relancer le calcul sans ce plan afin de vérifier qu'il n'influence pas la solution (plan directeur).
- **Les vecteurs glissements (flèches noires) portés par différent plans ne doivent pas être en contradiction (mécaniquement incompatible avec la solution et les autres vecteurs).** Si c'est le cas, il faut supprimer la donnée.

Il est aussi possible d'afficher le stéréogramme à l'écran en utilisant la commande « stere ». Il faut fournir notamment la résolution (par exemple « 300, 4 »).

Parfois « calcul » fournit un résultat avec des axes ayant un plongement. Si l'on pense que les données sont compatibles avec un tenseur à axes horizontaux (et vertical), l'on peut tester l'hypothèse en utilisant **axever**. L'on teste alors un tenseur sur les données mais en imposant un axe vertical et un axe horizontal dont on fournit l'azimut (le troisième axe est calculé).

VISCO1D

Le programme VISCO1D est organisé en plusieurs modules indépendants qui forment une chaîne de calcul où l'on peut intervenir à différents niveaux. VISCO1D est téléchargeable à cette adresse : <http://www-geology.ucdavis.edu/~pollitz/>. Dans le protocole de calcul, il convient tout d'abord de calculer une grille régulière de coordonnées géographiques pour la zone d'étude (**Mkgrid1**), (1). Le calcul de variation de contraintes sera effectué en chacun des points d'observation ainsi définis. En prenant comme données d'entrée le modèle de Terre sphérique stratifiée **Stat0A** détermine les fonctions de Green en réponse à une excitation sismique. Ensuite, **Stat2A** lit les fonctions de Green, les paramètres de la source et du glissement, ainsi que les coordonnées des points d'observations (module **Stat0A.x**) (2). Puis, calcule les 3 composantes du déplacement et les 6 composantes du tenseur des contraintes. Dans **Decay.x** (3), l'on décompose les différents modes propres solution de l'équation des ondes en modes toroïdaux et en modes sphériques pour calculer le saut de contrainte et de déplacement aux interfaces entre les différentes couches du modèle. Les variations de contraintes normale, tangentielle et de coulomb sur la faille réceptrice sont calculées dans le module **Coulomb.x** (4). Et, l'on peut représenter les résultats en carte (**con.date**) (5).

Dans le cas où la source est une force tectonique et non un séisme, on utilise **Mkgrid1** (1') puis **Mkcir** (2') pour générer les vecteurs forces (distribués sur un arc de cercle dans le cas du Golfe de Gascogne). Dans le module **Stat0A.x** (2'), **Stat0FA** détermine les fonctions de Green (en réponse à une excitation par une force horizontale et/ou verticale). **Stat1FA** lit les fonctions de Green, les paramètres de la source et du glissement ainsi que les coordonnées des points d'observations et calcule les 3 composantes du déplacement et les 6 composantes du tenseur des contraintes. La suite du protocole est identique au cas d'une source sismique (**Decay.x**, **Coulomb.x**, **con.date**).

Afin de simplifier l'utilisation de VISCO1D, l'ensemble des modules est regroupé dans l'exécutable **Launch.x**. L'ensemble des paramètres de calculs étant regroupé, il est très rapide de changer la source (paramètres du séisme ou vecteurs force) ou la faille réceptrice par exemple.

Contenu des principaux fichiers :

Mkgrid.out : latitude et longitude de tous les points d'observation.

Earth.model contient la définition des différentes couches et leur densité, compressibilité, viscosité, ainsi que la profondeur maximale atteinte par la faille.

Stat2.out contient les fonctions de Green.

Strainx.in : profondeur maximale atteinte par la faille, profondeur minimale et pendage. t_0 , t_1 et t_2 ($t_2 - t_0$ = durée de la relaxation post-sismique). Paramètres de la faille (latitude et longitude de l'angle inférieur ouest, longueur, direction, vecteur glissement, quantité de glissement en cm). Points d'observations.

Stat1.in : remplace *Strainx.in* dans le cas d'une force tectonique comme source. Profondeur maximale et minimale et pendage de la surface d'application de la force. Nombre de points d'application de la force et vecteurs (=mkcir.out) : latitude, longitude, direction, intensité selon Θ , intensité selon φ . Points d'observation (= mkgrid.out).

Decay.out contient les harmoniques toroïdales, *decay4.out* les harmoniques sphériques.

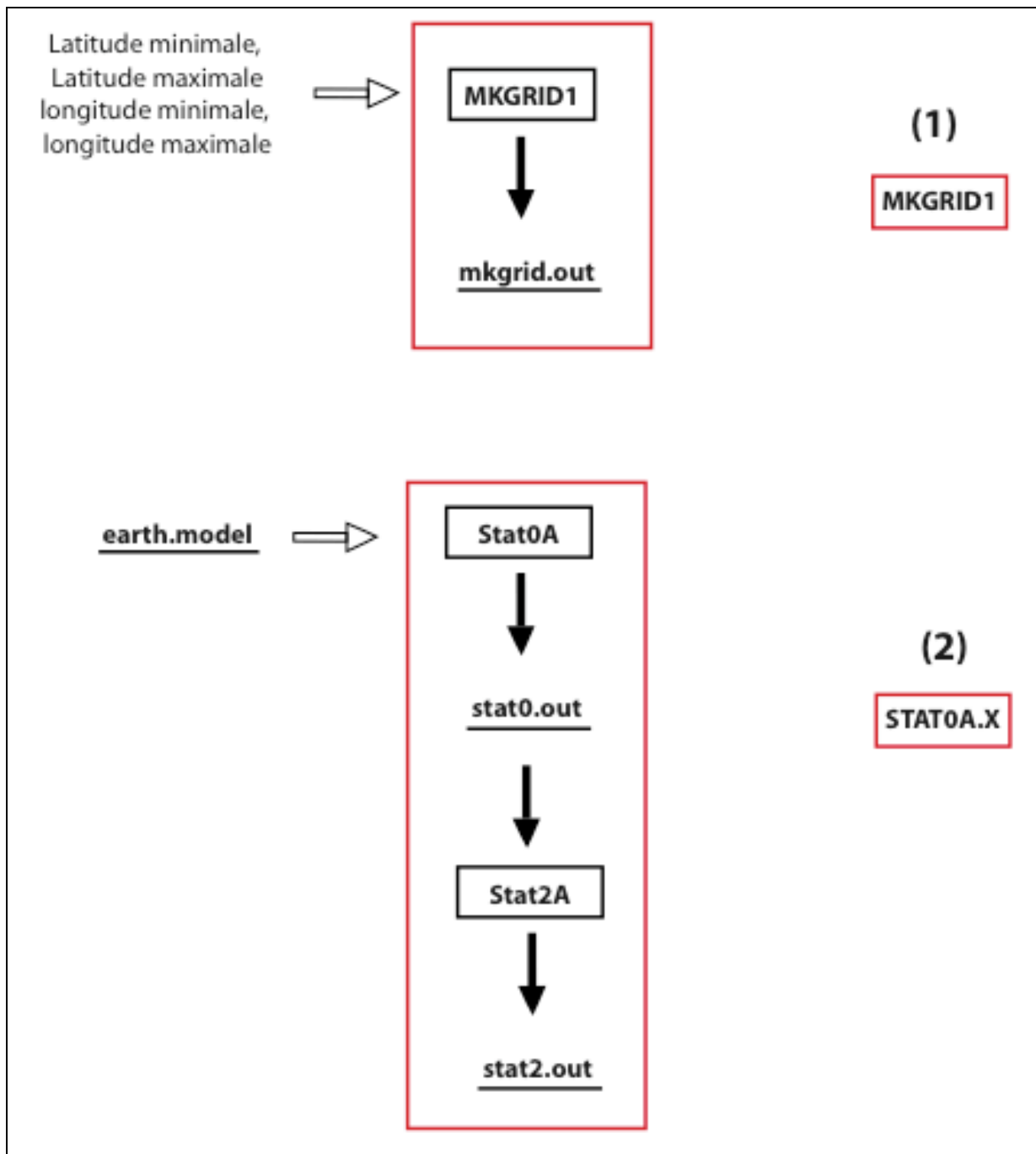
Strainx.out contient les 3 composantes du déplacement et les 6 composantes du tenseur des contraintes correspondant aux harmoniques toroïdales.

Strainw.out : idem que *Strainx.out*, pour les harmoniques sphériques.

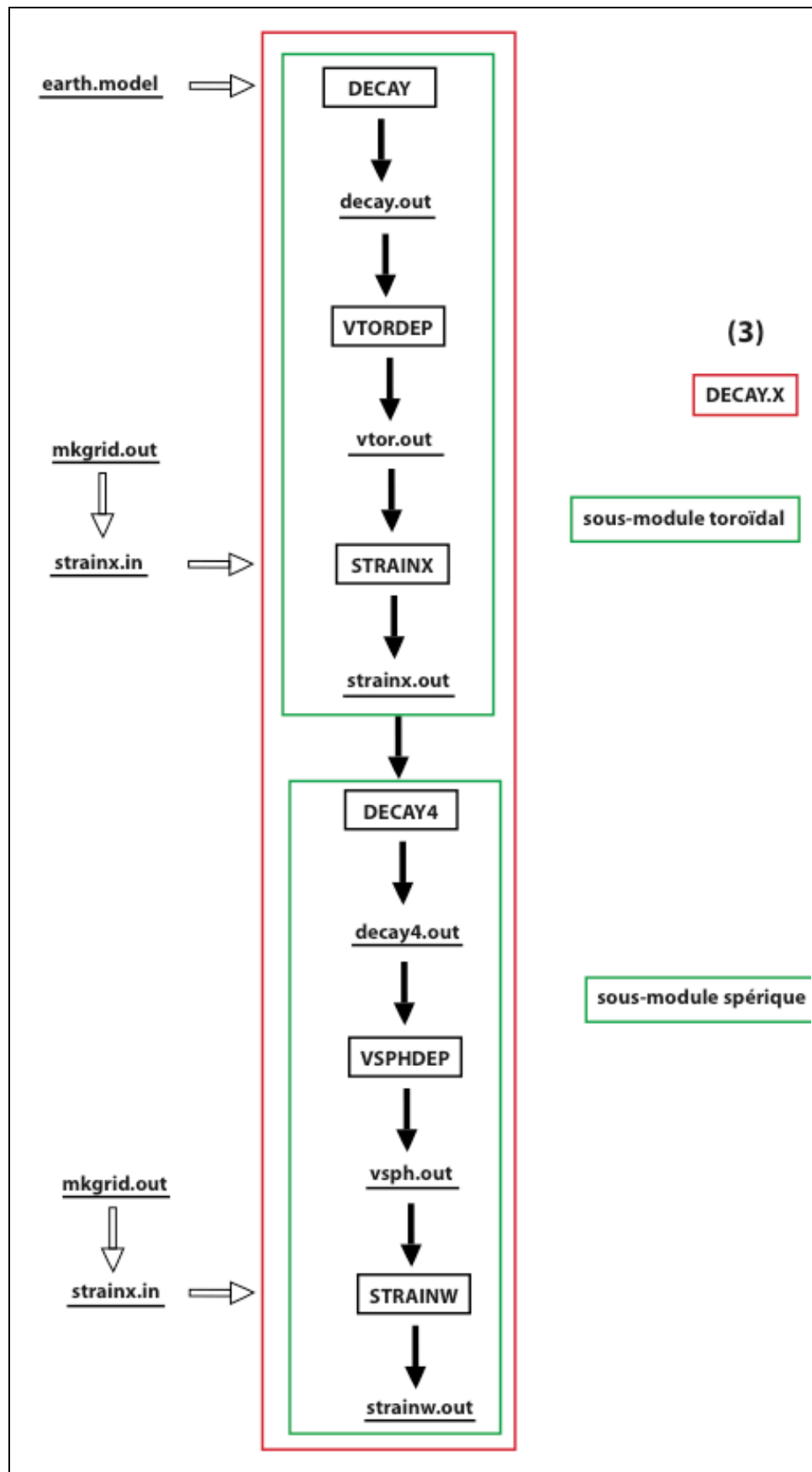
Coulomb.cf : valeurs des variations du coefficient de Coulomb (en bars).

Coulomb.no : valeurs des variations de la contrainte normale (en bars).

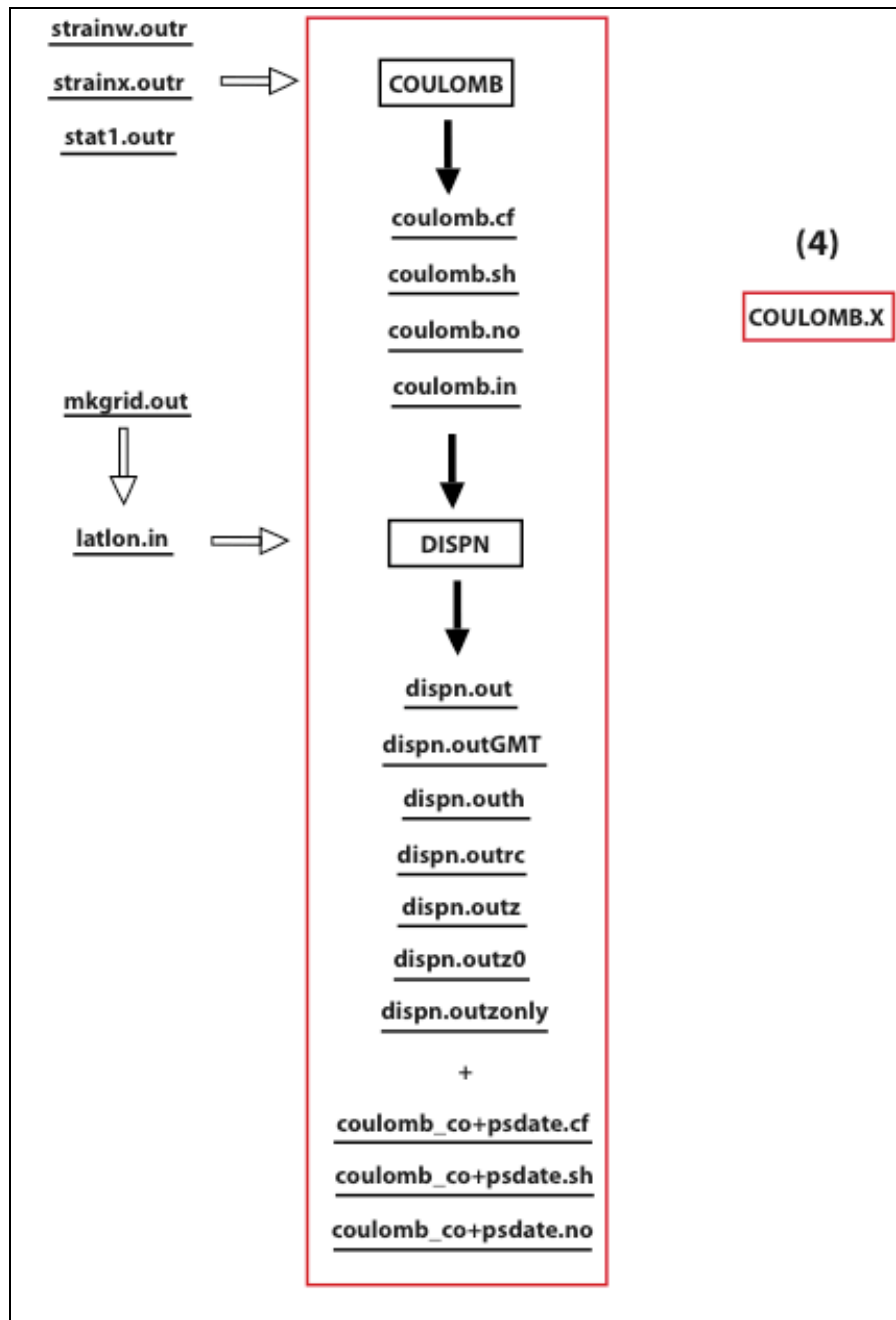
Coulomb.sh : valeurs des variations de la contrainte tangentielle (en bars).



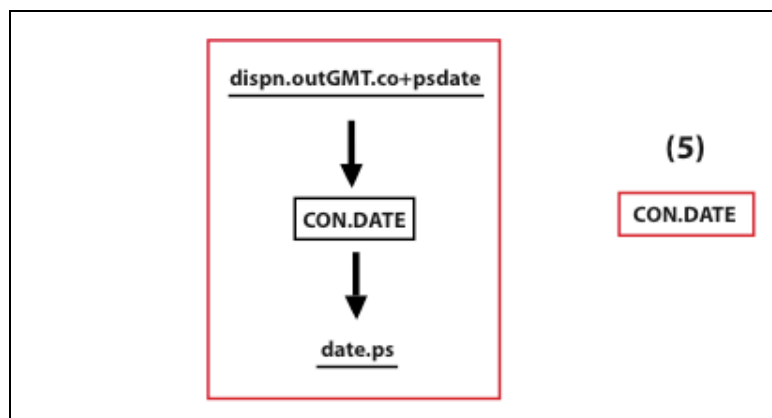
Mkgrid1 (1) et Stat0A.x (2) : modules de calcul de la grille et des fonctions de Green.



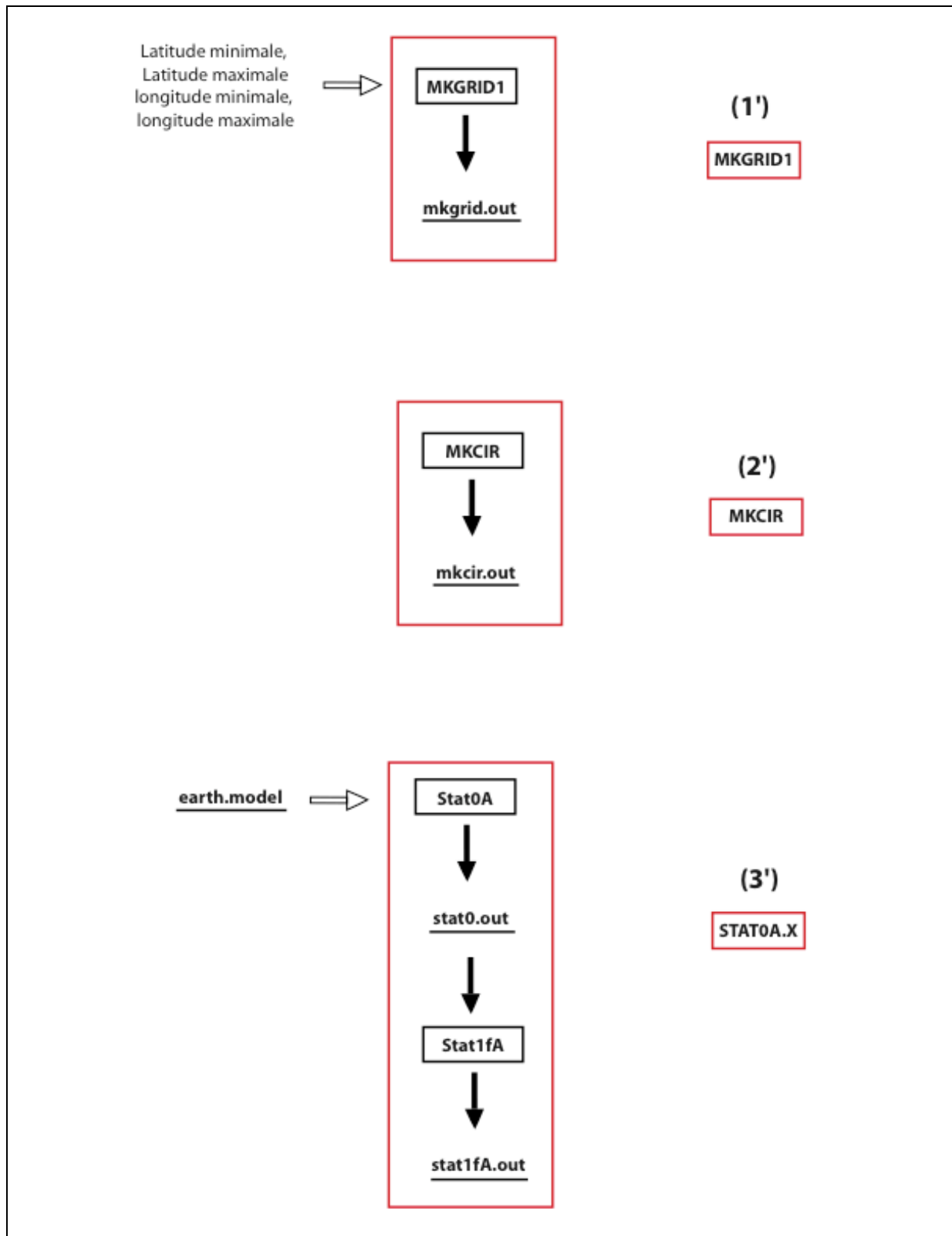
Decay.x (3): modules de calcul des sauts de contraintes et de déplacements.



Coulomb.x (4) : calcul des variations de contraintes.



Con.date (5) : représentation graphique.



Mkgrid1 (1'), Mkcir (2') et Stat0A.x (3') : modules utilisés dans le cas où la source est une force tectonique.

	Number	Zone	Date	Time	Lon	Lat	Depth	Mag	Nb of	Plane A			Plane B			Uncertainty			P Axis		T Axis	
			(YYYY/MM/DD)	(HH/MM/SS)			(Km)	(Ml)	polarities	Az	Dip	Vect	Az	Dip	Vect	Az	Dip	Vect	P az.	P dip.	T az.	T dip.
Central Massif	1	CHAR	1989/05/03	7:44:11	2.4589	46.3554	6.99	3.9	24	151	80	-3	242	87	-170	3	18	21	107	11	16	3
	2	CHMC	1990/07/06	19:00:31	1.3016	46.552	0.05	3.4	23	255	88	-23	346	67	-178	6	10	2	207	20	304	17
	3	CHAR	1991/05/22	13:41:12	1.8231	46.3667	0.01	3.7	18	115	77	177	206	87	13	9	10	3	340	6	71	12
	4	CHAR	1991/05/30	9:15:26	1.8339	46.3577	5.00	3.3	11	134	53	-113	349	43	-63	14	2	2	346	71	240	5
	5	CHAR	1991/06/09	0:34:04	1.8893	46.2808	5.00	3.5	15	112	81	177	202	87	9	9	12	12	337	6	67	6
	6	ECM	1991/06/27	4:44:12	2.9985	45.0944	1.87	3.4	14	120	60	-41	233	55	-143	11	2	3	85	49	177	2
	7	ECM	1991/07/28	1:54:25	3.2208	45.2356	0.18	3.4	14	241	76	141	342	52	18	7	10	32	296	15	195	37
	8	CHMC	1992/09/23	2:41:38	1.088	46.7871	1.46	3.2	13	30	34	-160	283	79	-58	7	4	3	226	46	348	27
	9	ECM	1993/09/02	3:13:46	2.986	45.0959	6.06	3.0	13	5	67	-120	241	37	-40	9	12	3	234	57	117	17
	10	ECM	1993/10/17	22:57:01	3.88	45.2492	1.10	3.6	15	148	88	145	239	55	2	5	9	2	197	17	100	20
	11	CHAR	1994/01/29	0:31:00	1.5688	46.6978	8.66	3.7	18	13	48	-54	146	53	-123	5	5	12	354	64	259	3
	12	CHAR	1994/12/18	2:56:01	1.4316	46.4011	4.70	3.0	13	139	85	-77	250	14	-159	5	5	2	63	48	217	39
	13	CHAR	1995/02/24	9:05:54	1.5624	46.599	0.91	3.2	10	21	85	20	289	70	175	6	8	3	153	12	247	19
	14	ECM	1995/05/11	23:10:07	3.8108	45.2633	3.32	3.1	10	121	86	138	215	48	5	6	7	3	177	27	68	33
	15	ECM	1995/05/14	6:45:59	3.0825	45.3027	0.63	3.2	14	11	87	-9	101	81	-177	6	15	3	326	2	56	2
	16	ECM	1995/07/30	10:13:21	3.6321	45.6134	0.44	3.1	9	211	66	119	338	37	43	5	7	2	281	16	162	59
	17	CHAR	1995/09/15	18:24:26	1.4997	46.3232	8.68	3.3	13	19	73	23	282	68	162	5	8	3	150	3	241	28
	18	CHMC	1996/06/25	5:10:13	1.0264	46.5184	3.61	3.4	21	30	76	-123	280	36	-25	9	11	3	264	48	145	24
	19	CHMC	1997/08/23	15:07:18	1.2515	46.5038	0.52	3.6	15	64	57	29	317	66	143	5	6	2	12	5	277	42
	20	ECM	1997/08/29	0:55:33	3.6343	45.5913	5.00	3.6	26	102	60	-122	333	43	-47	5	3	2	322	61	214	10
	21	CHAR	1997/11/14	23:52:02	2.1795	46.554	1.43	3.1	17	95	51	-157	350	72	-41	8	8	12	305	41	47	13
	22	ECM	1999/01/19	1:29:21	2.8067	45.9654	1.81	3.4	19	46	43	163	149	78	48	15	8	22	269	22	20	41
	23	CHMC	2000/05/06	13:33:04	1.4321	46.4934	5.00	3.3	15	252	79	-41	351	50	-166	7	5	2	204	35	307	18
	24	ECM	2000/07/13	1:50:47	3.0183	45.8877	9.25	3.3	14	28	65	60	262	38	137	8	10	3	140	15	255	59
	25	ECM	2001/05/29	11:10:02	3.5902	45.6212	7.84	3.1	12	223	73	-2	314	88	-163	6	9	3	180	14	87	10
	26	ECM	2001/11/05	8:53:13	3.7429	45.5787	5.75	3.4	11	101	34	-162	356	80	-57	5	3	3	299	45	60	28
	27	CHAR	2000/12/05	11:53:27	1.6207	46.3658	3.84	3.0	9	8	71	35	265	57	157	6	9	11	134	9	231	38
Charente Region	28	CHMC	1996/06/10	0:53:02	0.6937	46.9613	3.64	3.0	9	64	75	-70	188	25	-143	5	7	3	0	55	137	27
	29	CHAR	1996/12/01	11:52:46	0.0269	45.8621	1.62	3.9	13	39	56	43	281	56	137	6	6	2	160	0	250	53
	30	CHAR	1997/01/12	1:24:16	-1.1405	46.534	9.89	4.0	20	17	42	48	247	60	121	12	1	1	315	10	207	62
	31	CHAR	1997/09/30	3:05:00	0.0327	46.3533	5.00	3.0	8	171	81	-2	261	88	-171	9	8	12	126	6	36	6
	32	CHAR	1997/11/25	13:20:13	-1.3618	46.9255	5.00	3.0	7	117	89	113	210	23	3	4	15	3	190	41	45	43
	33	CHAR	2000/02/23	15:46:42	0.3507	45.4155	2.02	4.1	21	11	79	40	272	51	166	4	5	2	136	18	239	35
	34	CHAR	2000/05/02	6:52:10	-1.9241	46.8519	0.51	3.0	8	89	60	43	334	54	142	4	1	2	210	4	305	50
	35	CHAR	2001/04/05	17:27:22	-0.1086	46.212	14.31	3.0	13	213	60	121	343	42	48	8	5	3	281	10	173	62
	36	CHMC	2001/04/30	15:44:55	0.8982	46.9053	2.35	3.0	10	35	51	-114	251	45	-63	12	3	2	241	71	142	3
	37	CHAR	2001/06/08	13:26:53	-1.0799	46.6625	11.76	5.2	34	123	86	139	216	49	5	9	10	12	175	22	73	28
Armorican Massif	38	NAM	1996/11/26	20:21:37	-1.5227	48.6874	5.00	4.0	22	107	65	129	349	45	37	7	3	3	330	53	224	12
	39	SAM	1998/06/11	17:52:14	-2.8011	47.6879	9.86	3.2	8	55	56	27	309	68	143	3	5	3	4	7	268	42
	40	SAM	1999/03/20	3:01:30	-2.7934	47.6677	9.76	3.1	16	21	42	44	255	62	123	5	2	2	322	11	213	59
	41	SAM	1999/05/03	6:34:15	-4.1686	47.8722	5.00	3.6	16	28	51	143	273	62	-45	15	10	12	235	51	333	7
	42	SAM	2000/07/07	21:26:21	-2.7256	47.3735	0.47	3.0	10	84	28	-141	318	73	-68	9	8	3	257	57	31	24
	43	SAM	2000/12/05	0:41:10	-2.4996	47.9138	2.07	3.3	14	109	62	125	345	44	43	8	7	2	330	58	223	10
	44	SAM	2002/09/30	6:44:48	-3.2457	47.8640	10.90	5.7	35	4	46	-43	127	61	-127	14	14	20	345	57	243	8

Tableau des mécanismes au foyers avec le nombre de polarités utilisées et les incertitudes sur la détermination du mécanisme.

Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France

J. Perrot,¹ P. Arroucau,² J. Guilbert,³ J. Déverchère,¹ Y. Mazabraud,⁴
J. Rolet,¹ A. Mocquet,² M. Mousseau¹ and L. Matias⁵

¹Domaines Océaniques, CNRS, IUEM-UBO, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzané, France. E-mail: jperrot@univ-brest.fr

²Planétologie et Géodynamique, CNRS, Université de Nantes, BP 92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

³Laboratoire de Détection et de Géophysique LDG/CEA, BP 12, F91680 Bruyères-Le-Châtel, France

⁴Géosciences Azur, CNRS, Nice-Sophia Antipolis University, France

⁵Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal

Accepted 2005 June 6. Received 2005 May 10; in original form 2004 June 23

SUMMARY

A Mw 4.3 earthquake occurred on 2002 September 30, in the Armorican Massif, NW France. Since it was one of the largest events ever recorded in this region, this was the opportunity to improve our seismotectonic knowledge of the Armorican Massif. We performed a post-seismic survey (SISBREIZH), which allowed us to locate accurately 62 aftershocks within 14 days. An analysis of the main shock using broadband records provided a normal fault mechanism with a dextral strike-slip component located at 12-km depth. The aftershock sequence exhibits: (1) a combination of almost pure right-lateral strike-slip and dominant normal faulting similar to the main shock; (2) magnitudes ranging from 0.4 to 1.9 and (3) depths ranging from 11.5 to 13.5 km, that is, close to the main shock hypocenter. The distribution of the aftershocks defines a rupture plane dipping 60° to the south with a fault length of ≈ 2 km consistent with the source parameters of the main shock. Beside the SISBREIZH survey, a morpho-structural analysis has been conducted: we found fault plane solutions with southward-dipping N120–150 normal fault planes. The stress tensor computed after the aftershock focal mechanisms is a strike-slip regime with a NE–SW extensional direction. The Lorient earthquake appears to reactivate Late Hercynian structures and the whole sequence is reflecting the regional-scale tectonic stress field expressed by a combination of strike-slip and normal faulting.

Key words: Armorican Massif, intraplate seismicity, Lorient earthquake, seismotectonics, stress tensor.

1 INTRODUCTION

On 2002 September 30, a Mw 4.3 earthquake occurred near the city of Lorient, Western France, located in the Southwest Armorican Massif, near the South Armorican Shear Zone (SASZ) (Fig. 1). Since the beginning of the LDG network in 1962, it was one of the largest events recorded by the RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique, France) and LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France) networks in the Armorican Massif with a magnitude $M_I = 5.7$. The other largest one occurred on 1989 August 21, SW of Brest city, with a magnitude $M_I = 5.0$.

1.1 Geological setting

The Armorican Massif (Fig. 1) is an Upper Proterozoic to Paleozoic basement widely outcropping in northwestern France. It depicts a general EW structural pattern characterized by three domains: the

North Armorican Domain (NAD), the Central Armorican Domain (CAD) and the South Armorican Domain (SAD), separated by two main shear zones: the North Armorican (NASZ), and the South Armorican (SASZ) shear zones, respectively (Rolet 1994). The NAD belongs to the Cadomian Orogenic belt, of Upper Proterozoic age (660–450 Myr) (Brun & Bale 1990; Rabu *et al.* 1990), whereas the CAD and the SAD belong to the Variscan belt that developed during the Upper Paleozoic (Brun & Burg 1982; Jegouzo 1980; Ballèvre *et al.* 1994; Shelley & Bossière 2000). The Lorient earthquake occurred in the area where the SASZ splits into two branches: one major shear zone to the north, and another one to the south (Fig. 1).

Since the Paleozoic, the massif has been affected by two main tectonic events:

(1) the Mesozoic extension related to the opening of the Atlantic Ocean (Montadert *et al.* 1977) and

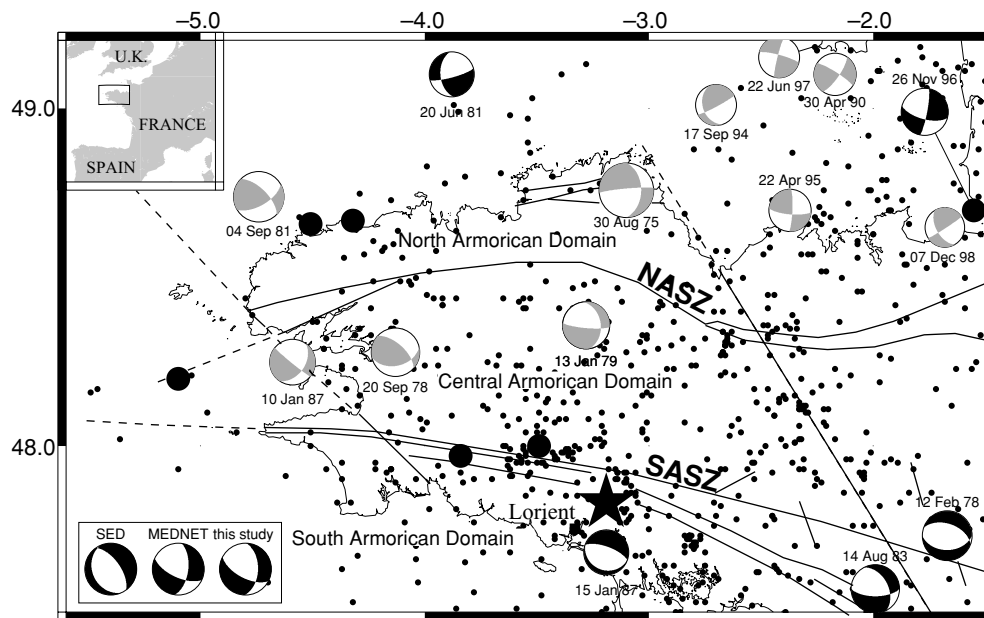


Figure 1. Tectonic sketch map and seismic activity of western Brittany from LDG and RéNaSS database 1962–2003. Inset shows the location of the map within France. The North Armorican Shear Zone (NASZ) and the South Armorican Shear Zone (SASZ) delimit three domains: the North Armorican Domain (NAD), the Central Armorican Domain (CAD) and the South Armorican Domain (SAD). The small and the large circles represent the earthquake in the range of magnitude 2.5 to 4.0, and 4.0 to 5.0, respectively. The focal mechanisms are extracted from the studies by Nicolas *et al.* (1990) for 1975 August 30, 1978 February 12, 1978 September 20, 1979 January 13, 1981 June 20, 1981 September 4, 1983 August 14, 1987 January 10 and 1987 January 15 and by Amorèse *et al.* (2000) for the 1990 April 30, 1994 September 17, 1995 April 22, 1996 November 26, 1997 June 22 and 1998 December 7. The black focal mechanisms are well-constrained solutions and the grey ones are the poorly constrained ones following the authors (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000). The three focal solutions in the box are solutions given by the Mediterranean Network (MEDNET), the Swiss Earthquake Data centre (SED) and this study for the Lorient earthquake (black star; see Table 1).

(2) a Cenozoic compression related to collision between Europe and Africa (Vigneresse 1988). The Cenozoic deformation of the Armorican Massif is not precisely documented, due to the scarcity of Tertiary deposits. The massif is presently an uplifted intraplate domain of the western European lithosphere, which corresponds to the extended foreland of the Pyrenees and of the Alps (Ziegler *et al.* 1995; Bonnet *et al.* 2000). The rates of relative uplift are still not precisely determined. The observation of large-scale (≈ 250 km) relief variations and Quaternary river incisions provide values of about 0.05 mm yr^{-1} on a timescale of 10^5 to 10^6 yr (Bonnet *et al.* 1997, 2000), whereas levelling measurements lead to uplift rates in the range 0.2 – 0.6 mm yr^{-1} , with a maximum value of 1.1 mm yr^{-1} , on a timescale of 100 yr (Lenôtre *et al.* 1999).

1.2 Seismotectonic setting

The seismicity of the Armorican Massif, as detected by the two French permanent networks in the area (LDG and RéNaSS) from 1962 to 2003 (Fig. 1) appears to be rather diffuse. Apparently, there is no close correlation of epicentres to tectonic features, except for some events located on the SASZ. A 3-D model of *P*-wave velocity and *S*-wave seismic anisotropy of the eastern region of the massif shows that the SASZ is a lithospheric structure characterized by a 4–5 per cent velocity contrast, and by a fast shear-wave azimuth parallel to its strike, whereas the NASZ does not show any significant signature at a lithospheric scale (Judenherc *et al.* 2002). This could be related to the differences in the seismic pattern observed between the SASZ and the NASZ.

The magnitude of the events is low to moderate. Eleven events only have reached a magnitude M_f of 4.0 or more since 1962. Earth-

quakes with magnitudes lower than 4.0 are mainly located in the CAD, probably related to the uplift of the northwestern part of the Armorican Massif. A few seismotectonic studies (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000) have presented focal mechanisms in the Armorican Massif. Due to its eccentric location, the azimuthal coverage of European seismological networks around the region is poor and multiple solutions exist for most of focal mechanisms (Fig. 1). They tend to show a predominance of strike-slip faulting along subvertical faults. In the northwestern part, faulting is mainly left-lateral along $N60^\circ$ – 85° striking faults with some reverse component, whereas in the southern part, near the SASZ, focal mechanisms depict mainly normal faulting striking $N90^\circ$ – 130° with a dextral component. These studies indicate horizontal σ_1 (compressional) and σ_3 (extensional) axes roughly striking NW–SE and NE–SW, respectively, in the NAD (Amorèse *et al.* 2000) and in the SAD (Nicolas *et al.* 1990). However, Delouis *et al.* (1993) computed a different stress tensor for the central–western region of France, that is, an area much larger than the Armorican Massif: they obtain a nearly vertical compressional axis σ_1 , and conclude that the area is presently in extension in the NE–SW direction combined with strike-slip faulting. A recent study (Mazabraud *et al.* 2005) gives further evidence for a transtensional regime in the South Armorican Massif. Therefore, although the σ_3 axis is generally found to strike NE–SW, the scarcity of fault plane solutions does not allow to describe accurately the stress field in this area.

Various institutions proposed source parameters for the Lorient earthquake (Table 1). The MEDNET (Mediterranean Network) 35-s waveform period solution shows a right-lateral strike-slip solution with a normal component and the SED (Swiss Earthquake Data

Table 1. Proposed source parameters for the Lorient earthquake prior to and from this study.

Source	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	M_0	Str.	Dip	Slip
RéNaSS	47.88	-3.09	10.0	5.4 MI				
BGS	47.98	-3.23	21.7	4.5 MI				
LDG	47.83	-3.19	9.6	5.7 MI		127	61	-127
SED	47.83	-3.20	15.0	4.31 Mw	3.25	156	29	-80
MEDNET	47.82	-3.13	15.0	4.34 Mw	3.7	115	64	-144
This study	47.83	-3.19	12.0	4.27 Mw	2.9	117	62	-133

Depth is in km, Strike (Str.), Dip and Slip are in degrees according to Aki and Richards convention (Aki & Richards 1980). The unit of seismic moment (M_0) is 10^{15} N m. RéNaSS: Réseau National de Surveillance Sismique, France; BGS: British Geological Survey, UK; LDG: Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France; SED: Swiss Earthquake Data centre, Switzerland; MEDNET: MEDiterranean NETwork, Italy.

centre) 50-s waveform period solution, a normal fault. A difference in longitude can be also noticed between the MEDNET and the SED location. These differences could be explained by the azimuthal gap of data in the SSW direction of Lorient owing to the presence of the North Atlantic ocean. Although depth values provided by MEDNET and SED are identical (15 km), they appear to be unconstrained in the inversion procedure. The LDG provides a better location of the main shock because the closest station used for this determination is located 12 km away from the epicentre. The focal mechanism solution computed using the FPFIT code (Reasenber & Oppenheimer 1985) with P -waves first motions of LDG and RéNaSS networks is similar to the MEDNET one (Mazabraud *et al.* 2005).

As the seismotectonic pattern is poorly known in this area due to the low seismic activity and sparsity of seismological stations, the Lorient earthquake appears to be a very good opportunity to improve our understanding of the deformation pattern of this intraplate area. Furthermore, as centroid moment tensor determinations are close to the validity limit for a moderate and surficial earthquake, we have installed a dense array of seismic stations two days after the main shock (SISBREIZH campaign) in order to resolve the rupture zone and the post-seismic strain- and stress fields.

From this analysis, we retrieve the source parameters of the Lorient earthquake using the records of the main shock and of the aftershocks. Finally, in order to compare them to the tectonic and

stress field around the SASZ, we have conducted, besides the SISBREIZH campaign, a microtectonic field investigation that allows us to relate the seismological results with the structural inheritance of the Lorient area.

2 STRUCTURAL INHERITANCE

The structural analysis is based on two kinds of studies: (1) the identification of the tectonic features as resolved by a 50-m accuracy DEM of the region and (2) a field investigation which aimed at recognizing the direction and the dip of tectonic structures.

2.1 Morpho-structural analysis

On the DEM map (Fig. 2), we can follow the major tectonic directions in the region around the main shock. Three predominant directions are recognized: N110°, N30° and N150°. A $\approx$ N-S direction is also observed if the DEM is illuminated in a N90° direction. All these fractures are inherited from the Hercynian orogeny (Vignerresse 1988). At some places, they are clearly expressed by well-developed morphological fault line scarps, suggesting recent playbacks of these faults, the N30° structures being less visible. The most prominent feature is the triangular shape on the north branch of the SASZ, in the area of the Lorient event, and the system of N150° trending faults on the eastern side between the two branches.

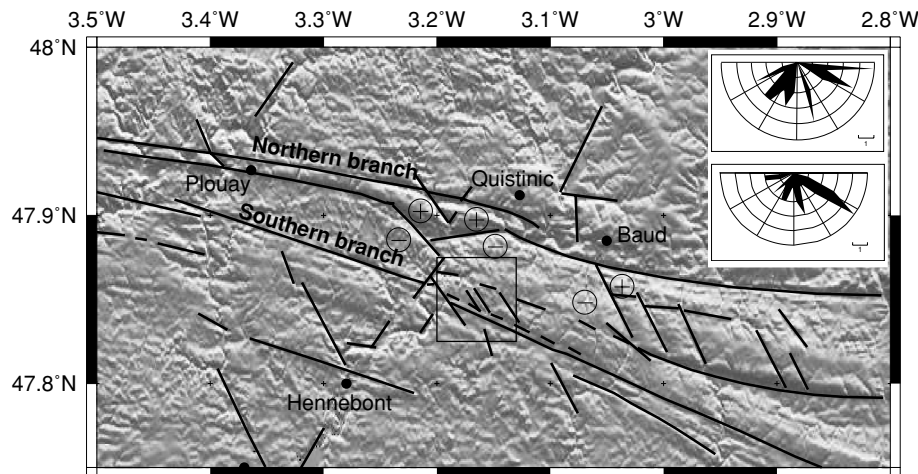


Figure 2. The 50-m-accuracy DEM from IGN (Institut Géographique National) of Lorient earthquake area, showing the northern and southern branch of the SASZ. Fault lineaments have been reported. The DEM is illuminated in a N10° direction. The plus and minus signs represent the relative elevation of fault separated blocks. The square locates the map of Fig. 9. Upper right corner: The upper rose diagram shows the strikes of the fault planes observed on the field and the lower one, the strike of the preferred fault plane solutions obtained from the stress inversion (Fig. 10).

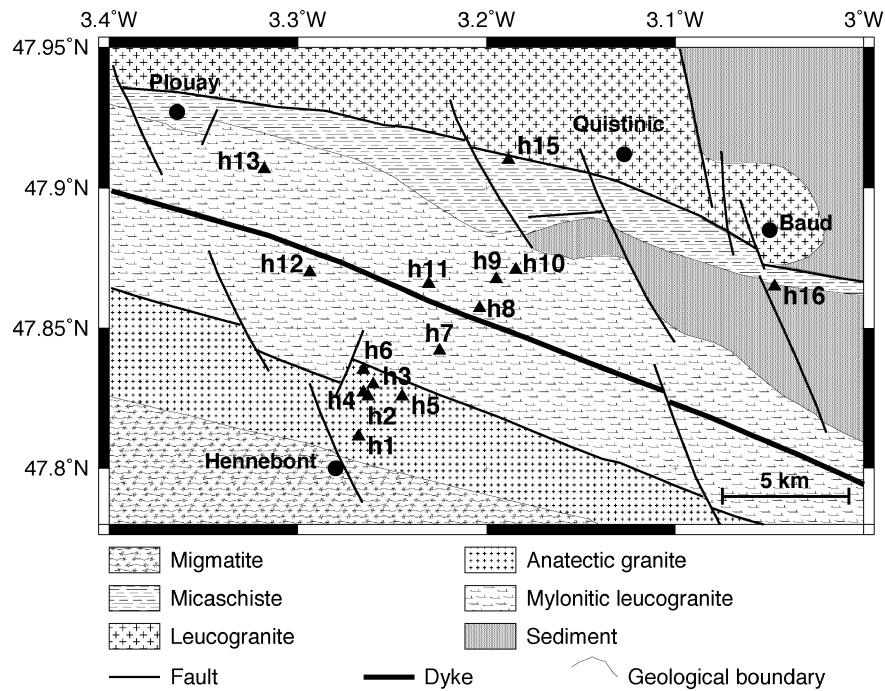


Figure 3. Geological map of the studied area. Triangles indicate the location of the outcrops.

With regard to the regional scale (N110° fault network forming the SASZ), the N150° trending fractures occur as 'en échelon' extensional fault structures formed during dextral shearing. It results into a progressive elevation of the topography on the eastern side of this system. These faults must have played back during an extensive period (probably during the Oligocene), thus explaining their prominent line scarps (Gros & Limasset 1984; Wyns 1991). Finally, relative uplifts of blocks between faults are recognized (Fig. 2), suggesting again recent motions.

2.2 Lorient fault network

Field investigations were carried out in order to characterize the geometry of the faults that have affected the area. Although outcrops are seldom (Fig. 3), 15 sites were identified, and about 100 directions and dips of fault planes were measured. Besides, the geological map has been complemented during the field work (Fig. 3). The most prominent deformations on the outcrops are linked to the compressional Hercynian stress field and to the extensional late-Hercynian deformations. Both of them show ductile deformation features. Nevertheless, other deformations post-dating the Hercynian orogeny are also observed. They show brittle deformation features.

We found that strike-slip faults trending E–W to N120° are dominant, together with the $\approx$ N–S and N30° directions already seen on the DEM (the upper rose diagram in Fig. 2). Dextral strike-slip motions are mostly observed and related to the Hercynian orogeny. Half of the planes show a dip equal to or greater than 75°, showing that the predominant structures in this area are nearly vertical. With 75 per cent of the planes which present a dip larger than 60° (Fig. 4), the present-day attitude of the exposed structures is a steeply dipping fault plane, in good agreement with the SASZ attitude. The fault plane geometry found by the LDG and MEDNET for the Lorient earthquake (with a strike around 120° and a dip angle around 60°) was also identified during the field sur-

vey on the Hercynian structure, suggesting a reactivation of these structures.

From this analysis, we therefore deduce strong similarities between our local scale of observation and the regional one: four main tectonic directions have been recognized in both studies (N–S, N30°, N110°, N150°, all inherited from the Hercynian period). The fault plane geometry found by the LDG and MEDNET were also identified during the field survey in the Lorient area on an Hercynian structure, suggesting a reactivation of the SASZ.

3 SOURCE PARAMETERS OF THE MAIN SHOCK

The Lorient earthquake occurred on 2002 September 30, at 6h44 GMT. In order to determine its depth and its source parameters, we adopt different approaches using records at global and regional scales.

3.1 Depth evaluation of the main shock

In order to determine the depth of the main shock, we made a cepstral analysis using the teleseismic records of the Ivory Coast and of the Mongolian arrays. These two sets of data were provided by Lamto Observatory and by Mongolia Academy of Science of Ulaanbaatar, located at 41° and 67° epicentral distances, respectively. The seismometer used in both arrays is a 1-Hz short period ZM500 developed by the LDG. The cepstral analysis is based on the F -statistic described by Shumway (1971) and Bonner *et al.* (2002). The objective of the cepstral analysis is to detect echoes in a signal. Coupled with the F -statistics, this method allows for the identification of the pP and/or the sP phases after the P arrival by detecting a signal in a set of stationary correlated time series. The analysis of both networks clearly shows that one of the three important peaks for both curves is consistent with a focal depth of 12 ± 2 km (Fig. 5).

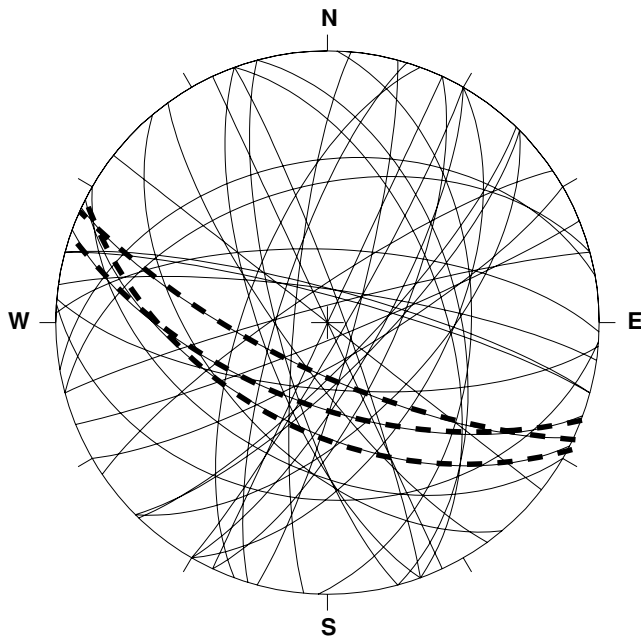


Figure 4. Stereographic projection of the strike and the dip of fault planes surveyed in the Lorient Area. The dashed lines show the strike and dip of fault planes similar to the fault plane solutions found by LDG, MEDNET and our study.

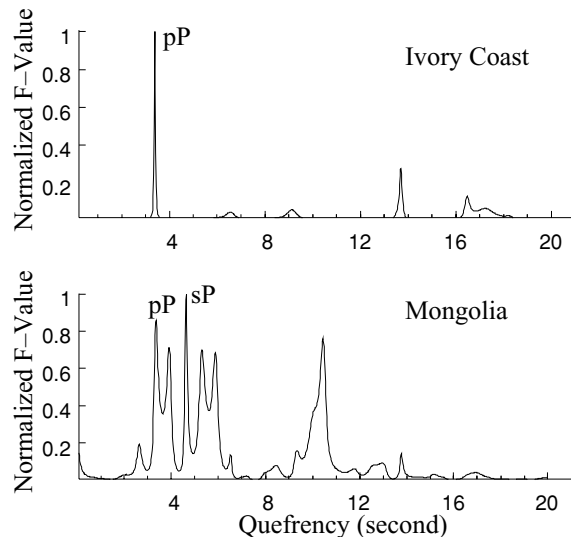


Figure 5. Cepstral F -statistics from the Ivory Coast seismic arrays using 5 stations and from the Mongolian seismic network using 6 stations (see location in Fig. 6). The queffrequency axis, also called delay axis, represents the time after the P arrival. Each peak points at a delay time between the P -wave arrival and a coherent second arrival. The differences between the queffrequency content of the Ivory and Mongolian arrays are due to the variations in the radiation pattern for both arrays and to a different crustal response under each array. The estimated hypocentral depth with respect to IASPEI model (Kennett 1991) is 12 ± 2 km.

Due to the poor azimuthal coverage and to the small depth value, this evaluation is not robust: a good evaluation of the pP and sP phases requires a computation over relative amplitudes recorded by several arrays. Nevertheless, we will see in the next subsection that the simulation of the teleseismic waveform confirms this depth estimation (Fig. 6 bottom). Additionally, a free depth estimation at the closest station (QUIF), 12 km away from the epicentre (Fig. 7)

gives a depth value of 10 km using a location program equivalent to HYPOINVERSE (Klein 1984). These determinations are mutually consistent and suggest a location of this earthquake within the middle crust, that is, close to the transition of the brittle to the plastic behaviour (Scholz 1990).

3.2 Focal mechanism determination

We first compute the double-couple fault plane solutions using all the available European waveforms from BGS (British Geological Survey, UK), IGN (Instituto Geografico Nacional, Spain), IMP (Instituto de Meteorologia, Portugal), LDG, RéNaSS and SisCaen (réseau sismologique régional de l'Université de Caen, France) networks. The inversion of the P -wave first motions using the routine FPFIT (Reasenber & Oppenheimer 1985) provides the LDG solution reported in Table 1.

In order to test this solution and due to the variability of the available focal mechanisms, we invert the double-couple focal solution using the data recorded at five three-component broadband stations of the LDG network (Fig. 6). The seismometer is a LP-12 type with a flat response in displacement between 2- and 50 s. The focal depth is fixed at 12 km as previously observed with the P - pP delay time. The model of propagation is the LDG 1-D velocity crust model (Table 2). Our methodology is based on an iteration grid search over the strike, dip and rake solutions. For each step, we compute the L1 norm for the three components of the five broadband stations in the frequency range 0.1–0.02 Hz (Fig. 6). The Green's functions are computed using the discrete wave number method (Bouchon 1981). The source duration is fixed at 0.4 s. This value is derived from the corner frequency of 2.5 Hz observed on the spectral analysis of short period records of the LDG network.

Fig. 6 shows the comparison between the recorded and the computed waveforms. The computed seismograms using the LDG focal solution give a good fit for the waveforms of the broadband records except for the horizontal components at HAU and ORIF stations which present a misfit in amplitude (Fig. 6). We then obtain by inversion the following focal mechanism solution: strike = $117^\circ \pm 8^\circ$, dip = $62^\circ \pm 4^\circ$, rake = $-133^\circ \pm 6^\circ$ and a seismic moment of $2.9 \cdot 10^{15}$ Nm. This solution is consistent with the LDG solution in order to test the validity of this inversion and the focal depth estimation, we compute the teleseismic waveform in Ivory Coast and in Mongolia. Looking at the relative amplitudes and at the delay times between P , pP and sP phases, the simulation (Fig. 6) confirms the focal mechanism obtained by inversion of regional waveforms and the depth value estimated by the cepstral analysis.

For a seismic moment $M_0 = 2.9 \cdot 10^{15}$ Nm, we obtain a value of 4.27 for the Mw magnitude, equivalent to those deduced by MEDNET and SED (Table 1). The focal mechanism shows a normal fault with a right-lateral shear component similar to the solution determined by MEDNET. The latter solution is also close to the solution determined by Nicolas *et al.* (1990) for the 1983 earthquake (Fig. 1). The direction of the fault plane is in good agreement with the N110° characteristic fault strike deduced from the structural analysis.

4 AFTERSHOCKS ANALYSIS—SISBREIZH CAMPAIGN

The SISBREIZH post-seismic campaign has been implemented from 2002 October 2 to October 15: 12 stations were installed in a dense network (one station every 7–10 km, Fig. 7) around the preliminary epicentre provided by LDG on September 30. The network consisted of three-component stations equipped with 2 Hz

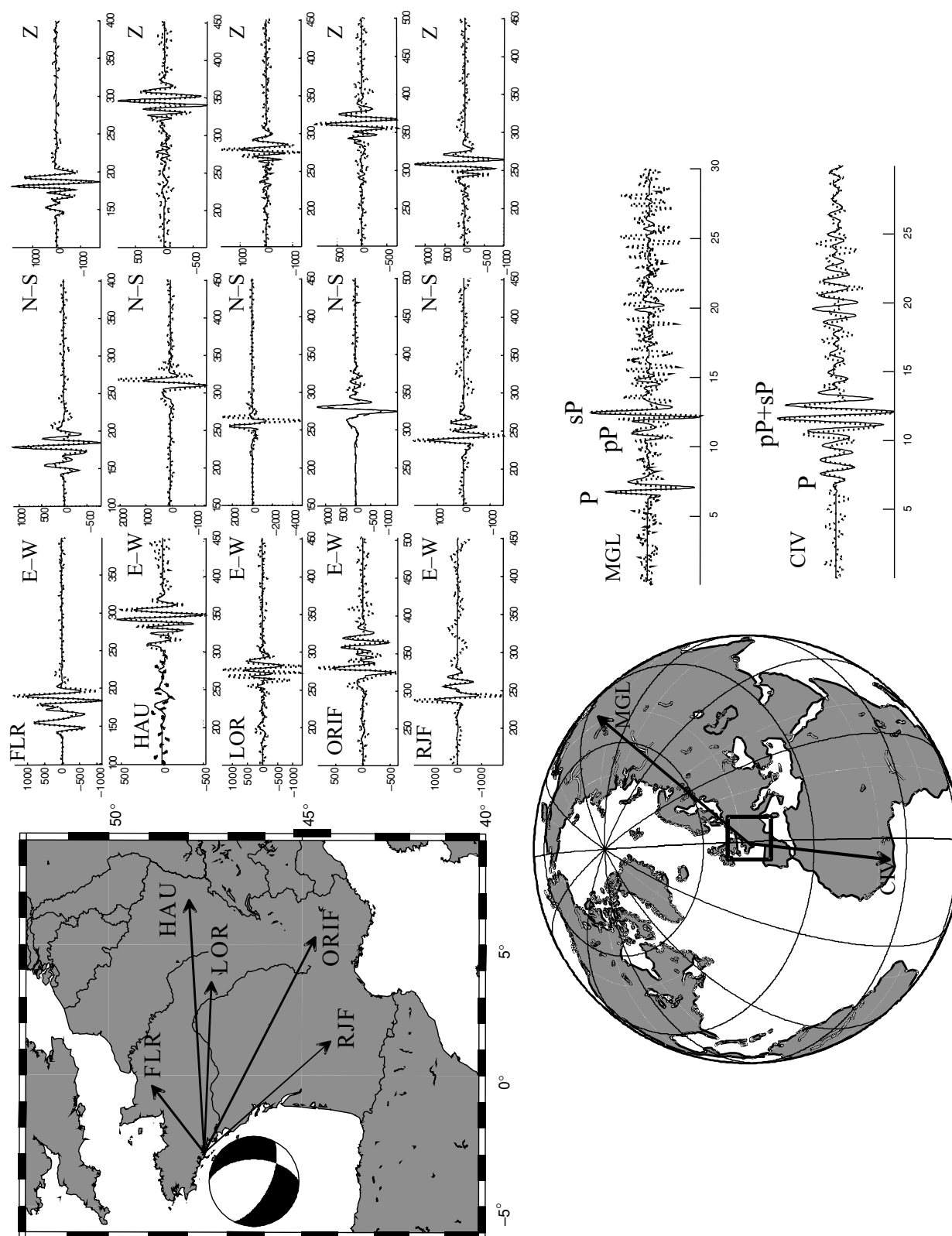


Figure 6. The focal mechanism with strike = 117, dip = 61, rake = -133 and associated waveforms. The solid and dashed curves represent the simulations and the records on the three components, respectively. Timescales are in seconds. The frequency band width is 0.1–0.02 Hz. The depth of the focal mechanism is provided by the P - pP - sP delays on the Mongolian record (MGL). The weak P amplitude on the Ivory Coast (CIV) record confirm the focal mechanism.

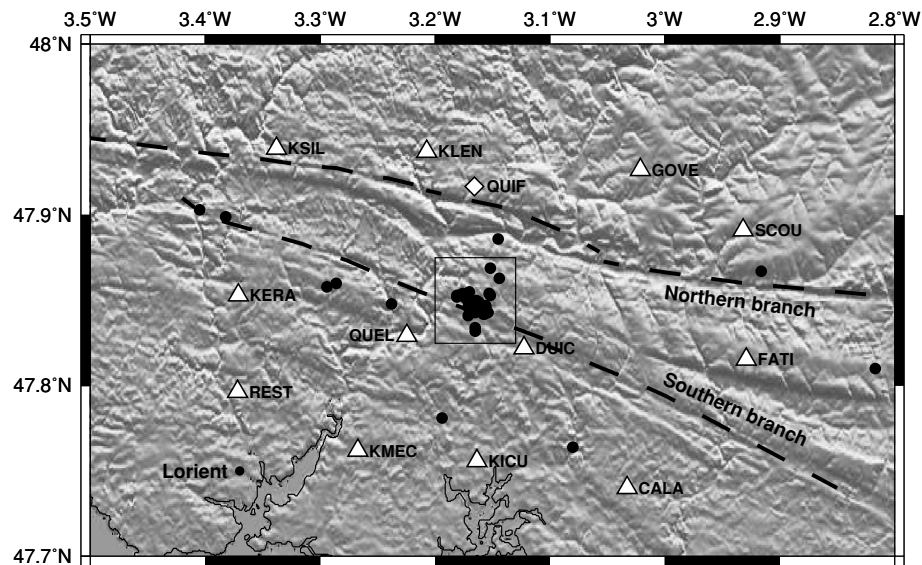


Figure 7. Location of the aftershocks (circles) inside the network. All stations belong to the SISBREIZH temporary network (triangles) except QUIF (diamond) that belongs to the permanent network of the LDG. The square box represents the studied area, and it is the frame of Fig. 8.

short-period sensors of INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers, France) portable network, all connected to GPS antenna for time control. These stations operate in continuous mode with a sampling frequency of 100 Hz. We detect and locate 62 events. The seismograms recorded at the permanent station LDG QUIF (Fig. 7) are also used to improve our solutions for the locations and focal mechanisms of all events.

The seismic activity was important during the first days with about 10 events per day, and it decreased from October 8 until October 15.

4.1 Velocity model

The seismic database has been managed using SEISAN software (Haskov & Ottemöller 1999). We first pick P and S waves on each of the 62 events and compute their absolute and relative locations using HYPOCENTER (Lienert *et al.* 1986) and hypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000), respectively. The number of phases picked for the 32 selected events with focal mechanisms determined are reported in Table A1. The P -wave readings allow us a good picking of their arrival times: we then use a full weight for the location processing. However, as the S phases are less clearly readable: we attributed a weight two times smaller for them. Among the 62 events located using HYPOCENTER, 49 are located inside the network (Fig. 7).

The velocity structure under the western part of Brittany is poorly determined. The picked phases are only P_g and S_g phases, and no P_n Moho phases are identified as first arrivals. Only direct rays from the hypocenter to the surface have to be taken into account, and it is therefore not necessary to model the Moho discontinuity in the velocity model. A simple layered model with a constant velocity of 6.00 km s^{-1} gives the smallest average rms (root mean square), that is, 0.041 s , for the 49 events inside the network.

The best fit on a Wadati type diagram provides a V_p/V_s ratio of 1.68. Using these velocity parameters, the mean errors computed in location are 0.7 km and 1.3 km in the horizontal and vertical directions, respectively. The iterative relocation of the aftershocks using hypoDD does not change the hypocenter locations significantly (i.e. less than 200 m and 100 m in the horizontal and vertical directions,

Table 2. Velocity model used for the estimation of Green's functions.

Depth (km)	P velocity (km s^{-1})	S velocity (km s^{-1})
0–0.9	3.00	1.73
0.9–25.9	6.03	3.56
25.9–	8.16	4.65

respectively). Therefore, all figures and table display the absolute locations of the aftershocks.

4.2 Spatial distribution of the aftershocks

The epicentral map is characterized by a seismic swarm aligned in the $N135^\circ$ azimuth in the middle of the network (Fig. 7). The events located westward of this swarm are located on the SASZ, whereas the others cannot be related to any large-scale known tectonic feature. We report on Fig. 7 the aftershocks from the swarm on a 50 m accuracy DEM (BD Alti IGN, French 'Institut Géographique National'). They occur between the southern branch of the SASZ and a $N150$ structure, and likely depict the approximate position of the fault plane. The main shock is located 3 km apart from the aftershock swarm in the southwest direction (Fig. 8): this suggests that the actual error on the main shock location is about 3 km using far-field recordings (see Table 1). The fact that this location is computed using only the P and S wave travel-times of the LDG national records explains this discrepancy.

Two sections crossing the aftershock area are displayed on Fig. 9: one is in the direction of the SASZ (A1B1 in Fig. 8) and another one is perpendicular to this direction (A2B2). All events are located between 11.5 km and 13.5 km in depth (Fig. 9). On section A1B1 ($N115^\circ\text{E}$), two clusters appear: the first one is located at 12 km in the western part of the section and the other one is at 13 km depth in the eastern part. The A2B2 cross-section ($N205^\circ\text{E}$) shows aftershocks trending along a south-dipping plane, with an average dip of 60° (Fig. 9). The same two clusters are also identified on this cross-section. We also project the hypocenters onto: (1) the

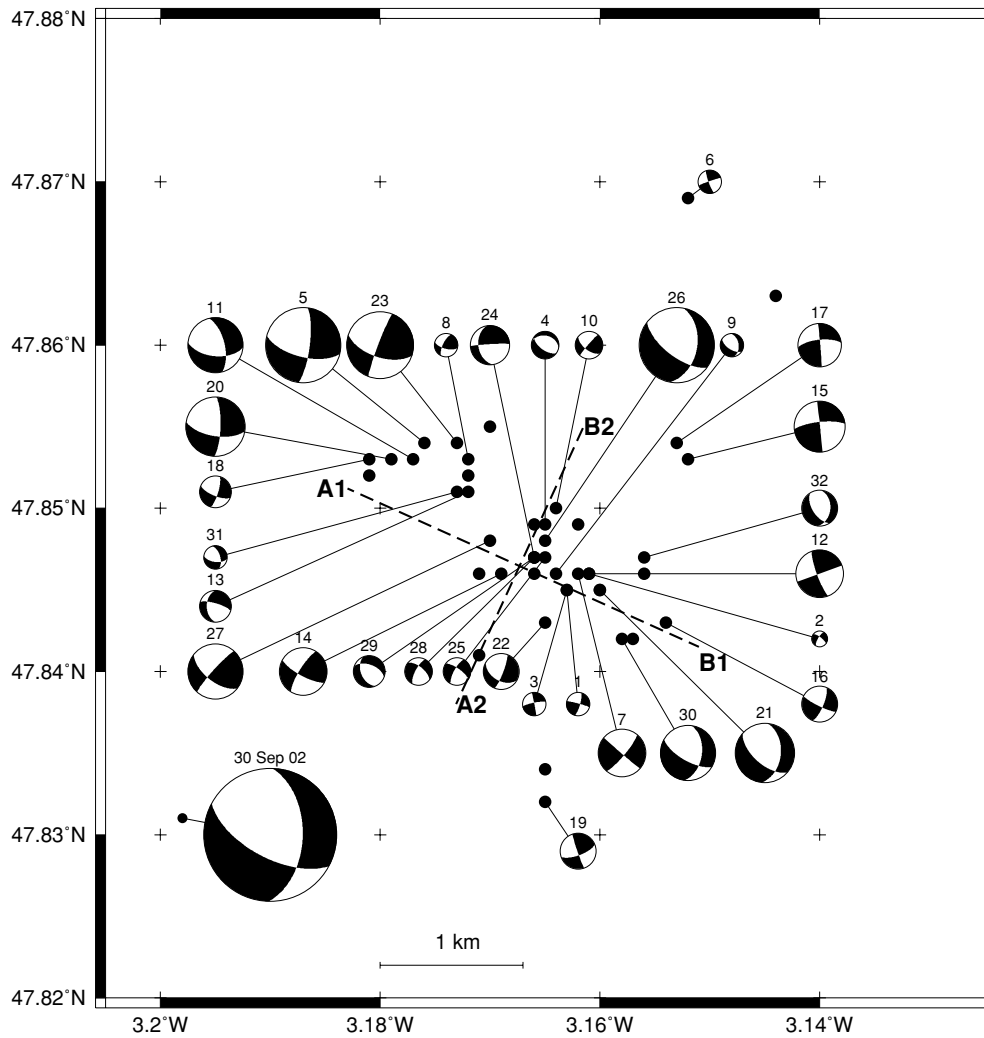


Figure 8. Epicentres and focal mechanisms of the aftershocks. Numbers refer to Table 3. The size of the focal mechanisms is proportional to the magnitude of the events except for the main shock (2002 September 30). The two cross-sections A1B1 and A2B2 are displayed on Fig. 9. The A1B1 cross-section follows the southern branch of the SASZ oriented N115.

mean direction of the aftershock trend (N135°) and (2) the direction perpendicular to this trend (N225°). It appears that the N135° section does not differ significantly from the A1B1 section, whereas a nearly vertical distribution of the events is found on the N225° section. Nevertheless, no N135° tectonic structure has been identified there on the DEM and on field, and nodal planes dipping 60° are statistically more frequent than vertical ones (see next section). Therefore, we will consider that the A2B2 direction better depicts both the hypocenter distribution and the fault dip.

The depth range deduced from the aftershock distribution is consistent with the depth evaluation of the Lorient earthquake using the broadband simulations. It implies that the rupture occurs along an area of stress increase at the base of the upper crust. If we assume a N120° strike with a dip of 60° for the fault plane, a possible structure that has broken during this earthquake is a segment from the northern branch of the SASZ (Fig. 2).

4.3 Assessment of earthquake rupture process

The independently determined values of the corner frequency f_c (2.5 Hz), of the seismic moment M_0 ($2.9 \cdot 10^{15}$ Nm) and of the

aftershock area A (Fig. 9) provide a rather complete description of the earthquake process. The aftershocks distribute over a circular surface with a radius r equal to 1 km (large dashed circle in Fig. 9). Using the value of shear velocity determined in Section 4.1, and assuming a rupture velocity v equal to 3 km s^{-1} , the observed corner frequency corresponds to a value of circular source radius in the range $300 \leq r \leq 532 \text{ m}$. The lowest and highest values of this range correspond to the dynamic solution of an expanding circular crack model (Madariaga 1976) and to the static solution (Brune 1970), respectively. The quasi-static solution of Sato & Hirasawa (1973) gives $r = 408 \text{ m}$ (small hatched disc in Fig. 9). The aftershock zone thus indicates a larger area than the one activated by the main shock. Following Courboux *et al.* (1999) who have analysed the rupture of a moderate intraplate event of similar magnitude, we interpret this observation as a reactivation of surrounding fault segments due to a stress increase following the main shock.

By means of the ω^{-2} model (Brune 1970), the corner frequency and the seismic moment also provide a measure of the energy/moment ratio E_S/M_0 (Vassiliou & Kanamori 1982; Kikuchi & Fukao 1988):

$$E_S/M_0 = 2K\pi^3 M_0 f_c^3, \quad (1)$$

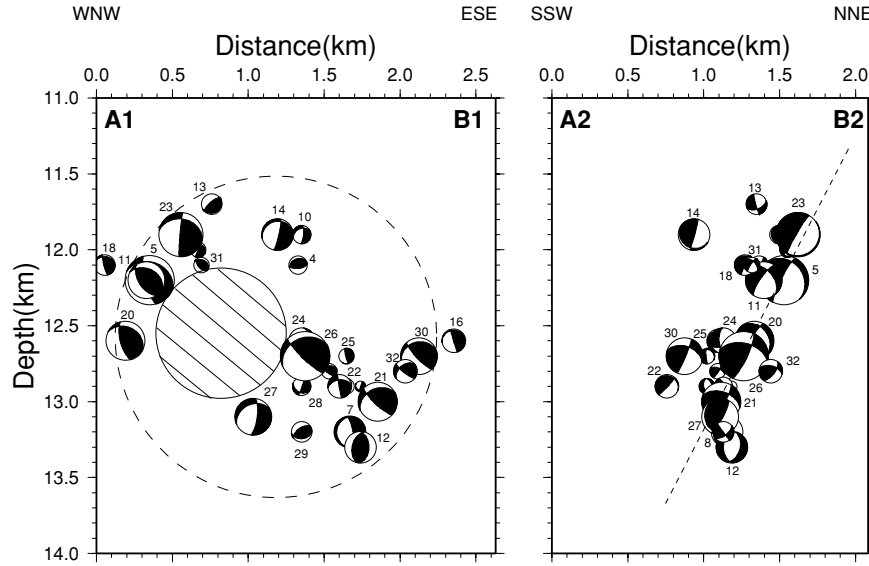


Figure 9. Hypocenter locations along the cross-sections A1B1 and A2B2 of the 32 events focal mechanisms of Fig. 8. The numbers of the focal mechanisms refer to Table 3. In cross-section A1B1, the hatched disc corresponds to the rupture area assessed from the corner frequency of the main shock source. The dashed circle encompasses the region where the stresses induced by the main shock were released in subsequent days. In cross-section A2B2, the aftershocks align along the dip of the main shock fault plane (dashed line). Focal mechanisms are plotted on a vertical plane.

where

$$K = \frac{1}{15\pi\rho V_p^5} + \frac{1}{10\pi\rho V_s^5}. \quad (2)$$

Application of eqs (1) and (2) using the velocities determined in Section 4.1 and a density ρ equal to 2.8 g cm^{-3} gives $E_S/M_0 = 5.77 \cdot 10^{-5}$. The latter value belongs to the range of values ($\sim 5 \cdot 10^{-5}$) which are expected from the energy-magnitude relation of Gutenberg & Richter (1956) for the complete stress drop of a frictionless crack (Kanamori 1977; Kikuchi & Fukao 1988). The ratio E_S/M_0 is related to the strain drop $\overline{\Delta\sigma}/2\mu$ by

$$E_S/M_0 = \eta \overline{\Delta\sigma}/2\mu, \quad (3)$$

where η is the seismic efficiency and μ is the rigidity ($\mu \sim 3.57 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$ in our case). For $\eta = 1$, the conventional uniform stress drop $\Delta\sigma_0$ is a minimum estimate of the average stress drop weighted by the dislocation distribution on the fault plane (Kikuchi & Fukao 1988). The quasi-static solution for a radially expanding crack (Sato & Hirasawa 1973) gives $\eta \sim (v/V_s)^2$ ($\eta \sim 0.7$ in our case). The highest value of $\overline{\Delta\sigma}$ corresponds to Brune's (1970) stress drop $\Delta\sigma_B$ ($\eta = 0.46$; Kikuchi & Fukao 1988). The application of eq. (3) gives $\Delta\sigma_0 \sim 41 \text{ bars}$, $\overline{\Delta\sigma} \sim 59 \text{ bars}$, $\Delta\sigma_B \sim 90 \text{ bars}$.

In summary, considering the quasi-static solution of Sato & Hirasawa (1973) for an expanding circular crack, we propose that the Lorient earthquake ruptured over a circular fault surface about 410 m in radius at a depth of 12.5 km. According to the definition of the scalar seismic moment $M_0 = \mu \Delta_U A$ (Aki 1967), the average co-seismic displacement Δ_U was large ($\sim 15 \text{ cm}$), and associated with a high stress drop (60 bars). The large amount of energy radiated in seismic waves also suggests that the stress release was complete, with only a small amount of energy dissipated by friction processes. In the following days, the stresses induced around the rupture area were released up to 1 km away from the main shock hypocenter.

4.4 Magnitudes

Magnitudes are computed using the formula of Lee *et al.* (1972):

$$M_l = 0.087 + 2 \log(\text{coda}) + 0.0035 \Delta,$$

where *coda* is the duration of the signal in second, and Δ , the epicentral distance in kilometres. The magnitude range goes from 0.4 to 1.9, with 17 events which have a magnitude lower than 1. This exceptional detection of low magnitude events could be explained by the absence of a thick sedimentary layer. We are able to check the magnitude only for the event occurring on October 2 at 23h33 as, after this date, the energy of the aftershocks was too low to be recorded by a sufficient number of LDG network stations allowing the source parameters processing. We compute a magnitude $M_l = 1.9$ and the LDG provides a magnitude $M_l = 2.0$ for the same earthquake, which gave us some confidence in the Lee *et al.*'s (1972) formula for this sequence.

4.5 Fault plane solutions

We use *P* wave polarities to build fault planes solutions of the aftershocks using FOCMEC routine (Snoke *et al.* 1984). From the 49 events inside the network, 34 fault plane solutions are computed. Due to the central location of the aftershocks main swarm with respect to the network geometry (Fig. 7), the focal mechanism processing has not been disturbed by any azimuthal coverage gap, as shown by the polarity distribution on most of the computed solutions (Fig. A1). The FOCMEC routine computes all possible double-couple solutions given the sense of the polarities. The solutions displayed in Fig. A1 are in agreement with all the polarities available for each event (Table A1). For two events, it is difficult to find a fault plane solution (box in Fig. A1). Finally, 32 solutions are selected (Tables 3 and A1) and a conservative quality factor has been defined for these solutions following the strike uncertainties (see Appendix A).

The majority of the nodal plane solutions shows strike-slip mechanisms with a normal component in good agreement with the general seismotectonic pattern of the SASZ and with the solution of the main

Table 3. Location and fault plane parameters of the 32 selected events.

Number	Day	Hour	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	Mag.	Plane			Quality factor
							Str. (°)	Dip (°)	Slip (°)	
1	2	15:34	−3.163	47.845	12.7	0.6	16.00	76.00	5.00	4
2	2	20:58	−3.161	47.846	12.9	0.4	307.07	71.96	−161.04	4
3	2	21:04	−3.163	47.845	12.9	0.6	258.65	80.01	177.97	4
4	2	23:09	−3.165	47.849	12.1	0.7	282.97	32.10	−109.80	1
5	2	23:33	−3.176	47.854	12.2	1.9	100.00	86.00	−170.00	3
6	3	03:23	−3.152	47.869	14.3	0.6	160.00	81.00	−5.00	4
7	3	03:30	−3.162	47.846	13.2	1.2	130.35	88.03	−169.99	3
8	3	05:55	−3.172	47.853	12.0	0.6	206.00	68.00	28.00	2
9	3	07:55	−3.164	47.846	12.8	0.6	123.54	58.67	−119.54	1
10	3	09:24	−3.164	47.850	11.9	0.7	221.00	85.00	30.00	4
11	3	13:02	−3.177	47.853	12.2	1.4	346.00	63.00	−38.00	3
12	3	13:32	−3.161	47.846	13.3	1.2	250.00	90.00	180.00	4
13	3	19:51	−3.172	47.851	11.7	0.8	180.01	44.00	−22.00	2
14	3	20:56	−3.169	47.846	11.9	1.2	212.00	77.00	16.00	4
15	3	23:12	−3.152	47.853	14.2	1.3	263.73	75.00	178.96	4
16	3	23:50	−3.154	47.843	12.6	0.9	115.95	80.44	−162.75	3
17	4	00:52	−3.153	47.854	13.9	1.1	264.27	70.01	177.87	4
18	4	03:46	−3.181	47.853	12.1	0.8	112.31	69.65	−165.05	4
19	4	13:38	−3.165	47.832	13.4	0.9	69.91	70.03	176.81	3
20	4	15:38	−3.179	47.853	12.6	1.5	359.00	79.00	−10.00	4
21	5	14:03	−3.160	47.845	13.0	1.5	131.26	60.00	−125.26	1
22	5	20:59	−3.165	47.843	12.9	0.9	120.52	46.83	−166.23	3
23	6	02:49	−3.173	47.854	11.9	1.7	201.31	85.02	29.62	2
24	8	03:23	−3.166	47.847	12.6	1.0	172.00	40.00	−6.00	3
25	8	08:39	−3.165	47.847	12.7	0.7	305.07	71.96	−161.04	4
26	8	10:51	−3.165	47.848	12.7	1.9	127.19	65.44	−128.97	1
27	9	22:58	−3.170	47.848	13.1	1.4	222.00	83.00	29.00	4
28	10	12:06	−3.166	47.847	12.9	0.7	309.52	62.00	−158.12	1
29	10	23:21	−3.166	47.847	13.2	0.8	157.00	46.00	−54.00	2
30	12	03:10	−3.158	47.842	12.7	1.4	119.90	67.50	−133.59	1
31	12	05:11	−3.173	47.851	12.1	0.6	343.00	57.00	−40.00	3
32	12	23:36	−3.156	47.847	12.8	0.9	146.80	56.97	−113.97	1

The event numbers refer to the text and to Figs 8 and 9. Magnitudes are M_I magnitudes computed using the formula of Lee *et al.* (1972). The nodal plane is the one selected from the inversion (Fig. 10). Strike (Str.), Dip and Slip are given according to Aki & Richards (1980). The quality factor goes from 1 to 4, with a value of 1 for the poorly constrained solutions. See Appendix A for details.

Table 4. Values of σ_1 , σ_2 , σ_3 and R obtained from the inversion of the fault plane solutions determined in this study.

n	σ_1		σ_2		σ_3		R
	st. (°)	plg. (°)	st. (°)	plg. (°)	st. (°)	plg. (°)	
32	321.9 ± 9.6	15.3 ± 24.4	139.2 ± 59.3	74.7 ± 24.4	231.7 ± 10.1	0.7 ± 15.1	0.60 ± 0.30
24	317.9 ± 4.3	7.2 ± 12.3	159.9 ± 46.4	82.2 ± 11.6	48.3 ± 2.9	2.9 ± 5.0	0.69 ± 0.14

n is the number of focal mechanisms used. σ_1 , σ_2 and σ_3 are the maximum values of the principal stresses, respectively. R is the stress ratio = $\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$. St and Pl are the strike and the plunge of each principal stress component.

shock (Fig. 8). One of the largest events (26) shows a normal fault solution with a dextral strike-slip component, similar to the one of the main shock. A possible fault plane for these solutions is close to the direction of SASZ with a direction of the rupture plane around N120°.

The A1B1 cross-section (Fig. 9) brings information on the displacements related to the 2 clusters on the fault plane: the lower cluster depicts normal faulting whereas the upper one shows mainly strike-slip focal mechanisms. The A2B2 cross-section (Fig. 9) underlines a general trend of the aftershocks with a nodal plane dipping $60^\circ \pm 5^\circ$ to the south. Event 12 has a different focal mechanism: its marginal position (almost at the lower eastern corner of the fault plane with the deepest location) suggests to consider it separately from the other focal mechanisms.

All together, nodal planes and hypocenters favour a 60° SW dipping fault plane striking N120° between 12 and 13.5 km depth. This fault geometry deduced from the aftershock analysis is in good agreement with the source parameters obtained for the main shock (strike 117° , dip 62° and rake -133°). The rupture may have nucleated in the lower part the fault and then have propagated upwards in the NW direction. Nodal planes located in the upper northwestern corner tends to strike more in the N–S or in the E–W directions.

4.6 Stress tensor deduced from focal mechanisms

The 32 focal solutions have been combined in order to determine a stress tensor solution using the inversion method of Etchecopar *et al.* (1981). Etchecopar's method is a numerical inversion method

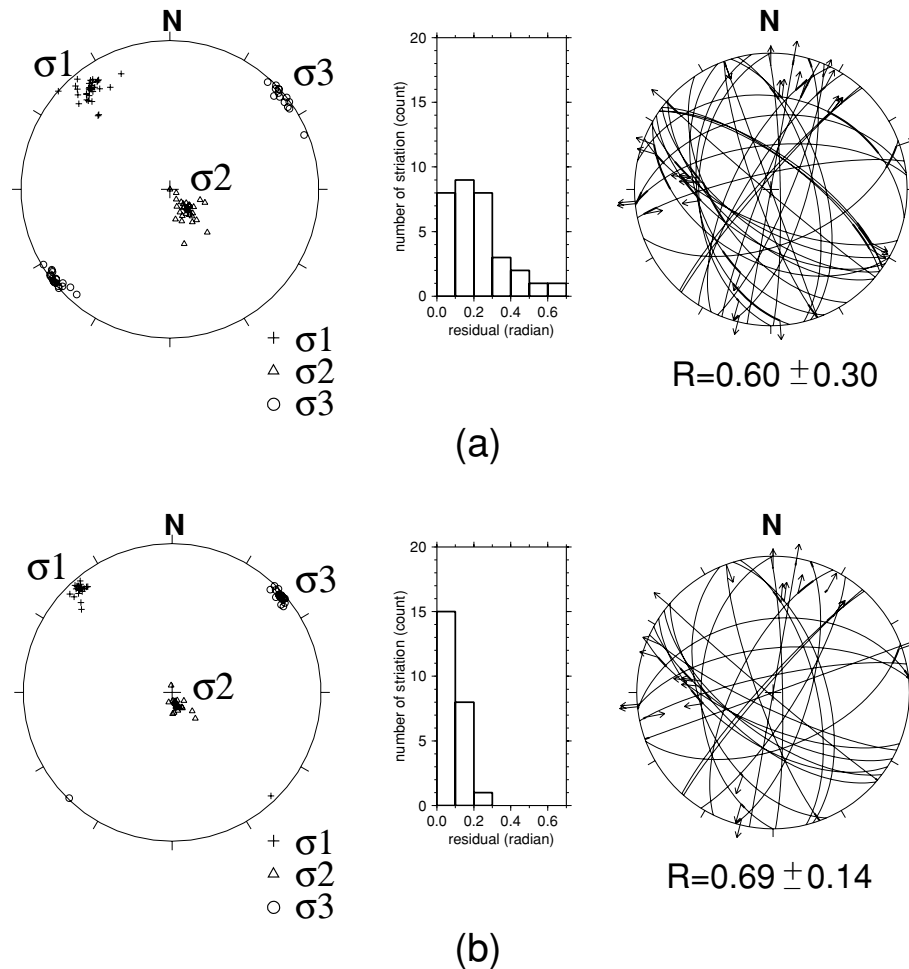


Figure 10. Lower-hemisphere projection of the stress tensor computed using the fault plane solutions listed in Table 3. The fault planes selected by the numerical method (Etchecopar *et al.* 1981) are also represented. The misfit between observed (arrows) and computed slip vectors is drawn with heavy solid curves. The histograms show the resulting angular deviations (residuals) between observed and computed slip vectors. R is the stress ratio with $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. a) All 32 focal mechanisms used; b) data subset eliminating the 8 less constrained focal mechanisms.

which allows us to compute the components of the stress tensor as well as the stress ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, where σ_1 , σ_2 and σ_3 are the maximum, intermediate and minimum principal stress values, respectively, thus allowing for an interpretation of the stress regime. It minimizes the sum of the angular differences between the theoretical fault plane predicted from some trial tensor and the observed one, and it finally provides the estimated errors for the deduced stress tensor components and for the R ratio. The quality factor for the fault plane (Table 3) is the weighting factor in the inversion procedure. In a first run, no focal mechanism needs to be rejected because the inversion converges with a good misfit function for all fault plane solutions (Table 4). In a second step, the eight focal mechanisms which present the highest misfit function in the first approach are rejected. The latter mechanisms are also less well constrained than the 24 remaining ones. This last step provides similar values for σ_1 (Fig. 10) but minimizes the errors on the axes direction and on the value of the stress ratio R (Table 4). It confirms the first results found using the whole data set (Fig. 10). We made several trials varying the number of trial tensors and the way to generate tensors, but the different trials converged to similar results within the estimated errors (Table 4).

The fault planes selected in the inversion procedure are listed in Table 3. We clearly identify on a plot (rose diagram) of strikes of

nodal planes (Fig. 2) a maximum around N120°, in good agreement with the azimuth of the SASZ southern branch and with the focal mechanism of the main shock. The N–S and N30° Hercynian directions are also visible but concern a smaller number of nodal planes. Looking at the events with the largest magnitudes (Fig. 8), the selected fault planes for the solutions 21, 26 and 30 confirm the direction and the dip of the main shock (fault planes striking around N120° and dipping 60° SW). These mechanisms depict a rupture similar to the Lorient earthquake and are located in the eastern lower part of A1B1 Section (Fig. 9). In the same area, a little bit deeper, Event 7 shows a nodal plane striking N130° which is nearly vertical suggesting some reactivation of the southern branch of the SASZ.

For the NW group of the largest events (5, 11, 20 and 23, Fig. 8), the inversion is favoured by the north–south plane direction. These events are located in the upper western part of the aftershock area. These aftershocks could be located on another fault plane striking N–S as already indicated by the morphological analysis of the region. This north–south fault may be part of a complicated source rupture or may have played back as a response to the stress change following the main shock. Other most significant fault plane solutions (12, 14, 27, Fig. 8) have a smaller magnitude and are, therefore, difficult to link with surface trends.

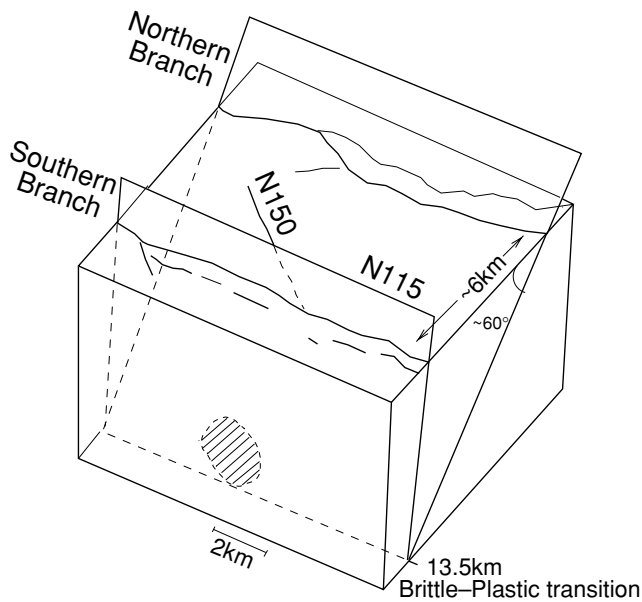


Figure 11. A 3-D tectonic sketch of the area around the fault which may have been activated during the Lorient earthquake. the circular dashed area shows the aftershocks distribution.

Our stress inversion results into a strike-slip tectonic regime (Fig. 10) with σ_1 and σ_3 striking $N317^\circ \pm 4.3^\circ$ and $N 48^\circ \pm 4.5^\circ$, respectively (Table 4). These directions and stress tensor are quite consistent with previous studies led at a more regional scale (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000). In this stress regime, the SW dipping nodal plane of the Lorient earthquake should play with a dominant normal component, which is indeed observed (Fig. 8). Following the classification from Ritz (1994), the value of the stress ratio $R = 0.69 \pm 0.14$ is at the limit which separates a pure strike-slip regime from a transtensive one, with σ_2 -axis getting closer to σ_1 and confirming the two main characteristics of the data set of focal mechanisms. This result differs from the one proposed by Mazabraud *et al.* (2005) in the South Armorican Massif, who found an extensional stress regime based on seven fault plane solutions.

5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In an attempt to interpret these results in terms of fault rupture, we consider three scenarios:

- (1) the rupture nucleated on the eastern part of the aftershock zone and then propagated up in the western direction and jumped to another north-south segment,
- (2) the rupture area of the main shock occurred at 13 km and is represented by the lower east aftershock cluster or
- (3) the rupture occurs in the middle of the two clusters at 12.5 km and the aftershocks are located at the boundaries of the rupture zone. The first scenario may require much more energy than a $M_w = 4.3$ earthquake. Moreover, we did not manage to model the broadband waveforms using two different point sources to simulate the rupture. In the second scenario, the rupture has nucleated at 13-km depth in the eastern part of the aftershock area. Owing to the stress perturbation, a north-south fault segment located at 12 km in the western part has been activated. In this scenario, the Lorient earthquake should have broken a rupture zone of 0.5-km radius at 13-km depth with a stress drop of ≈ 90 bars, which is not compatible with the corner frequency. The third scenario is the most probable

one: the rupture occurs at 12.5 km, in the area without aftershock (Fig. 9), with a stress drop of about 60 bars and a 0.5-km radius rupture. Then the rupture propagated up to NW and down to SE until it reaches the brittle/ductile boundary. In this scenario, the aftershocks are located at the limits of the rupture zone where the stress induced by the Lorient earthquake is released. This active fault can be related to the prolongation at depth of the SASZ northern branch located 6 km away from the aftershock area (Fig. 11). The northern branch of the SASZ is then interpreted as a south dipping $N60^\circ$ fault probably connected at depth to the subvertical southern branch of the SASZ (Figs 2 and 11).

The DEM and field analysis allow us to identify two main directions in the Lorient area: the $\approx N-S$ and the $E-W$ to $N120^\circ$ trending structures. As the aftershock fault plane solutions show the same directions, it implies a strong structural inheritance of the area, dominated by Hercynian structures which are reactivated by the current stress regime. As no evidence of recent deformations have been found at the surface and as the magnitudes of the events in the Armorican massif is low to moderate, we may assume that the present-day strike-slip stress field is not active enough to leave a clear print up to the surface. The current stress tensor operates only at the deep parts of the pre-existing faults because fault instabilities are increasing with depth (Scholz 1990), permitting deformations even at low stress regime. This interpretation is supported by the fact that the largest recorded earthquakes in the Armorican Massif generally occurred at or below 10-km depth, probably at the limit between the brittle and ductile crust. Moreover the focal mechanisms on the SASZ (Fig. 1) present dipping fault planes, which do not need as much stress as the vertical strike-slip to be reactivated (Scholz 1990).

The deduced NW–SE compressional stress and NE–SW extensional stress are in good agreement with previous regional studies (Nicolas *et al.* 1990) and with the more detailed study in the northern part of the Armorican Massif (Amorèse *et al.* 2000). Noting that all previous studies have determined stress fields using several focal mechanisms over large areas, our stress field is still able to depict the regional trend, suggesting a rather large-scale stress source. The NW–SE σ_1 -axis can be explained by two mechanisms: the ridge push from the mid-Atlantic ridge system and the Alpine compression (Gölke & Coblenz 1996). Both explanations are possible and together can be the cause of the current NW–SE strike-slip stress tensor. Since our stress field is strike-slip with a tendency for extension (Delouis *et al.* 1993), it means that another source of stress should be added vertically. It could be found in buoyancy forces arising since the deglaciation, thus explaining the general observed uplift in Brittany (Bonnet *et al.* 1998, 2000).

This study shows that undertaking a post-seismic survey for moderate-size earthquakes is fruitful in many aspects. Indeed, the SISBREIZH campaign allows us to locate 62 aftershocks and to compute numerous fault plane solutions following the 2002 September 30, Lorient earthquake. This effort has provided a new data set which is important to understand the seismic activity of an intraplate area such as the Armorican Massif.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the French INSU-CNRS for providing financial support to undertake and to process the data of the SISBREIZH campaign. We are grateful to all the people involved in the running of the INSU portable seismic network, especially Jean Claude Lépine

and Jean Verhille of IPG in Paris for the quick forwarding of the seismic stations. PA benefits from a doctoral grant of the Conseil Régional des Pays de la Loire. Contribution N°956 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

REFERENCES

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. geophys. Res.*, **72**, 1217–1231.
- Aki, K. & Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M. & Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France), *Geophys. J. Int.*, **143**, 837–846.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J. & Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian events in the Armorican Massif, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, pp. 183–194, ed. Keppie, J., Springer Verlag, Berlin.
- Bonner, J.L., Delaine, T.R. & Shumway, R.H., 2002. Application of a cepstral F-statistic for improved depth estimation, *Bull. seism. Soc. Am.*, **92**, 1675–1693.
- Bonnet, S., 1997. *Tectonique et dynamique du relief: le socle armoricain au Pléistocène*, thèse de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, **86**, 352 pp.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: the Armorican Massif, nw France, *J. geophys. Res.*, **105**, 19 273–19 288.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 959–971.
- Brun, J.-P. & Bale, P., 1990. Cadomian tectonics in northern Brittany, in *Cadomian Orogeny*, Vol. 51, pp. 95–114, eds Strachan, R.A., Topley, C.G. & D'Lemos, R.S., Geol. Soc. Spec. Publ.
- Brun, J.-P. & Burg, J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc, *Earth planet. Sci. Lett.*, **61**, 319–332.
- Brune, J., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, **75**, 4997–5009, Correction, 1971. *J. geophys. Res.*, **76**, 5002.
- Courboux, F., Deichmann, N. & Gariel, J.-C., 1999. Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Epagny-Anancy earthquake, *Geophys. J. Int.*, **139**, 152–160.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, **221**, 413–437.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M., 1981. An inversion problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *J. Struct. Geol.*, **3**, 51–65.
- Gölke, M. & Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, **226**, 11–24.
- Gros, Y. & Limasset, O., 1984. Déformations récentes dans le socle cristallin: exemple du Massif Armoricain, rapport 84, BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).
- Gutenberg, B. & Richter, C., 1956. Earthquake Magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. seism. Soc. Am.*, **46**, 105–145.
- Haskov, J. & Ottemöller, L., 1999. SEISAN earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 532–534.
- Jegouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, **2**, 39–47.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A. & Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian range in France, *Tectonophysics*, **358**, 121–134.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. geophys. Res.*, **82**, 2981–2987.
- Kennett, B., 1991. *IASPEI 1991 Seismological Tables*, Bibliotech, Canberra, Australia.
- Kikuchi, M. & Fukao, Y., 1988. Seismic wave energy inferred from long-period body wave inversion, *Bull. seism. Soc. Am.*, **78**, 1707–1724.
- Klein, F., 1984. Users guide to HYPOINVERSE, a program for Vax and PC350 computers to solve for earthquake locations. Open File Report 84-000, US Geological Survey.
- Lee, W.H.K., Bennet, R.E. & Meagher, L., 1972. A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, Open file report, U.S.G.S.
- Lenôtre, N., Thierry, P. & Blanchin, R., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative leveling in Brittany (northwestern France), *Tectonophysics*, **301**, 333–344.
- Lienert, B.R.E., Berg, E. & Frazer, L.N., 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 771–783.
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 639–666.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J. & Bellier, O., 2005. Evidence for short scale field variations within intraplate central-western France, in press *Geophys. J. Int.*, **160**, 161–178.
- Montadert, L. et al. 1977. Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic, *Nature*, **268**, 305–309.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. & Delpéch, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Rabu, D., Chantaine, J., Chauvel, J.-J., Denis, E., Bale, P. & Bardy, P., 1990. The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian Orogeny in the Armorican Massif, in *Cadomian Orogeny*, Vol. 51, pp. 81–94, eds Strachan, R.A., Topley, C.G. & D'Lemos, R.S., Geol. Soc. Spec. Publ.
- Reasenber, P.A. & Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, Open file report 85-739, US Geological Survey.
- Ritz, J.-F., 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor, *J. Struct. Geol.*, **16**, 737–741.
- Rolet, J., 1994. The Armorican Massif, Structure and Metamorphism, Introduction, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, pp. 177–178, ed. Keppie, J., Springer Verlag, Berlin.
- Sato, T. & Hirasawa, T., 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415–431.
- Scholz, C., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Shelley, D. & Bossière, G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia, *J. Struct. Geol.*, **22**, 757–776.
- Shumway, R.H., 1971. On detecting a signal in N stationarily correlated noise series, *Technometrics*, **10**, 523–534.
- Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G. & Bollinger, G.A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake notes*, **55**, 15.
- Vassiliou, M. & Kanamori, H., 1982. The energy release in earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, 371–387.
- Vignerresse, J., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricain d'après les données géologiques, *Géol. Fr.*, **4**, 3–10.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake algorithm: method and application to the northern Hayward fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
- Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées, *Géol. Fr.*, **3**, 11–42.
- Ziegler, P.A., Cloething, S. & van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples, *Tectonophysics*, **252**, 7–59.

APPENDIX A: FAULT PLANE SOLUTIONS

The FOCMEC routine computes all possible fault planes solutions. The uncertainty on the strike and dip of the plane is the difference between the minimum and the maximum values found among the possible fault planes of a same family. When several families of fault

Table A1. Parameters used for the location and focal mechanism processes.

n	nP_g	nS_g	$npol$	Δ Strike ($^\circ$)	Δ Dip ($^\circ$)	Quality factor
1	11	11	11	18.0	12.0	4
2	6	9	6	1.0	1.0	4
3	8	11	8	11.0	10.0	4
4	10	8	10	70.0	20.0	1
5	13	12	13	21.0	13.0	3
6	10	10	10	11.0	18.0	4
7	12	11	11	23.0	15.0	3
8	7	10	7	30.0	12.0	2
9	8	10	8	47.0	26.0	1
10	12	11	12	7.0	7.0	4
11	11	11	10	27.0	20.0	3
12	11	11	11	11.0	2.0	4
13	12	9	12	30.0	13.0	2
14	13	12	13	11.0	12.0	4
15	12	12	12	16.0	5.0	4
16	9	8	9	21.0	19.0	3
17	12	9	12	11.0	7.0	4
18	12	12	12	11.0	7.0	4
19	10	10	10	21.0	18.0	3
20	13	13	13	10.0	9.0	4
21	11	11	11	56.0	40.0	1
22	10	9	10	22.0	15.0	3
23	10	7	10	30.0	15.0	2
24	8	9	9	20.0	30.0	3
25	9	8	9	2.0	1.0	4
26	11	10	11	62.0	70.0	1
27	11	9	11	1.0	5.0	4
28	6	8	6	37.0	20.0	1
29	8	10	8	35.0	43.0	1
30	11	10	11	64.0	42.0	1
31	8	9	8	20.0	13.0	3
32	10	10	9	53.0	35.0	1

n is the event number, nP_g and nS_g are the number of picked phases per event for P and S waves, respectively. $npol$ is the number of polarity used to determine the focal mechanisms. Δ Strike and Δ Dip are the ranges between the minimum and maximum value obtained for the strike and the dip of all the possible fault planes. The quality factor indicates the validity of the solution as defined above in this section.

planes are present, the larger value is kept. From these uncertainties, we establish a quality factor per event (Table A1) following:

- 4: $\Delta Str < 20^\circ$ and $\Delta Dip < 20^\circ$ (13 events)
- 3: $20 \leq \Delta Str < 30^\circ$ (8 events)
- 2: $30 \leq \Delta Str < 35^\circ$ (3 events)
- 1: $\Delta Str \geq 35^\circ$ with first motion amplitudes control (8 events)

If the value of the quality factor is greater than 2, there is no difficulty to select a solution among the possible plane. For the event with a quality factor equal to 1, we select the fault plane according to the relative amplitude of the first motion data. Only two events are rejected because they present too many different solutions (see box in Fig. A1).

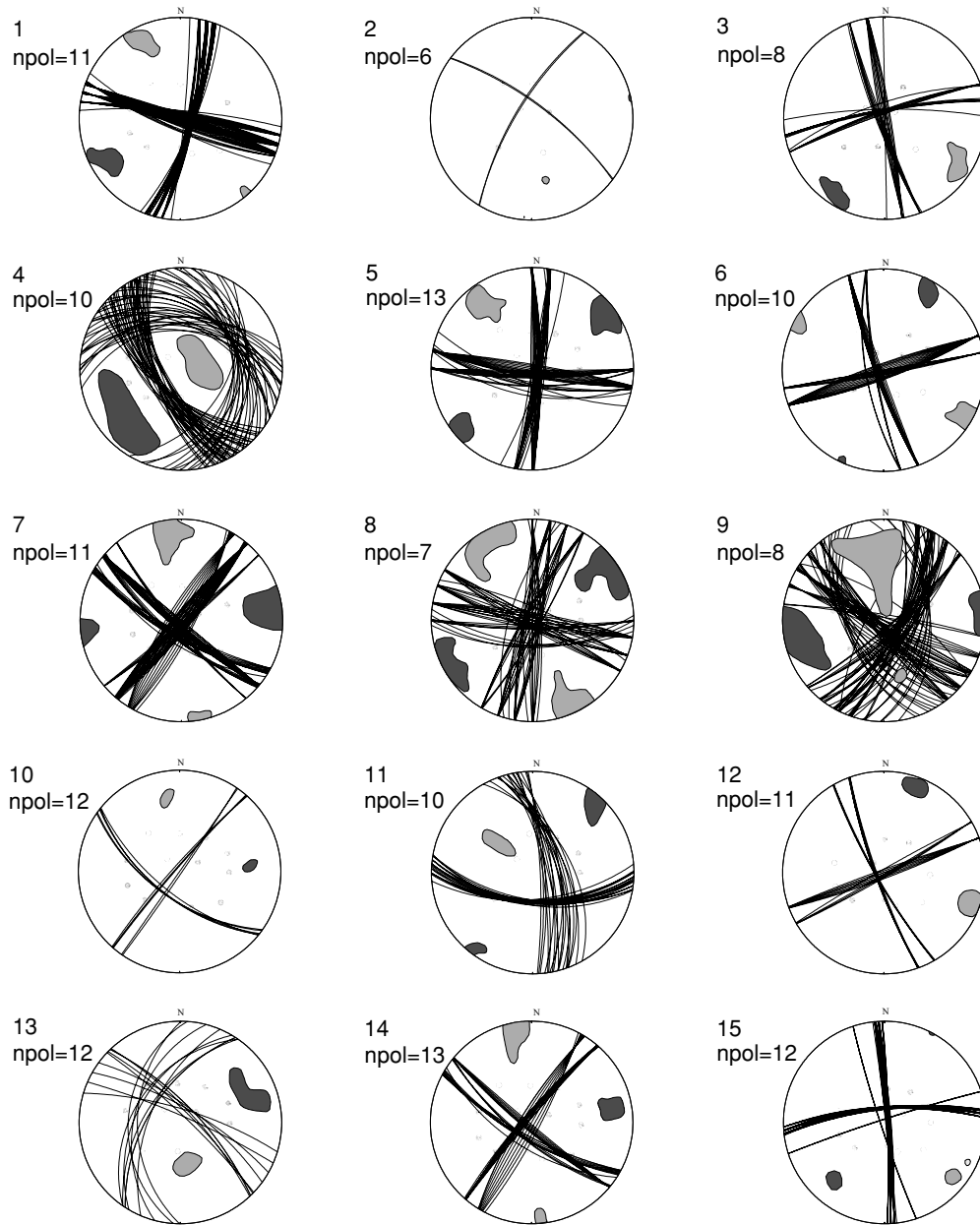


Figure A1. Fault plane solutions of the aftershocks. Each possible fault plane is displayed per event, the number on the upper left side of the beach ball is referring to the event listed in Table 3. Black and white dots represent the compressional and dilatational polarities, respectively. npol is the number of polarities. The light and dark grey areas represent the *P*- and *T*-axis domains, respectively. Two unconstrained rejected solutions are displayed in the box at the bottom of the figure.

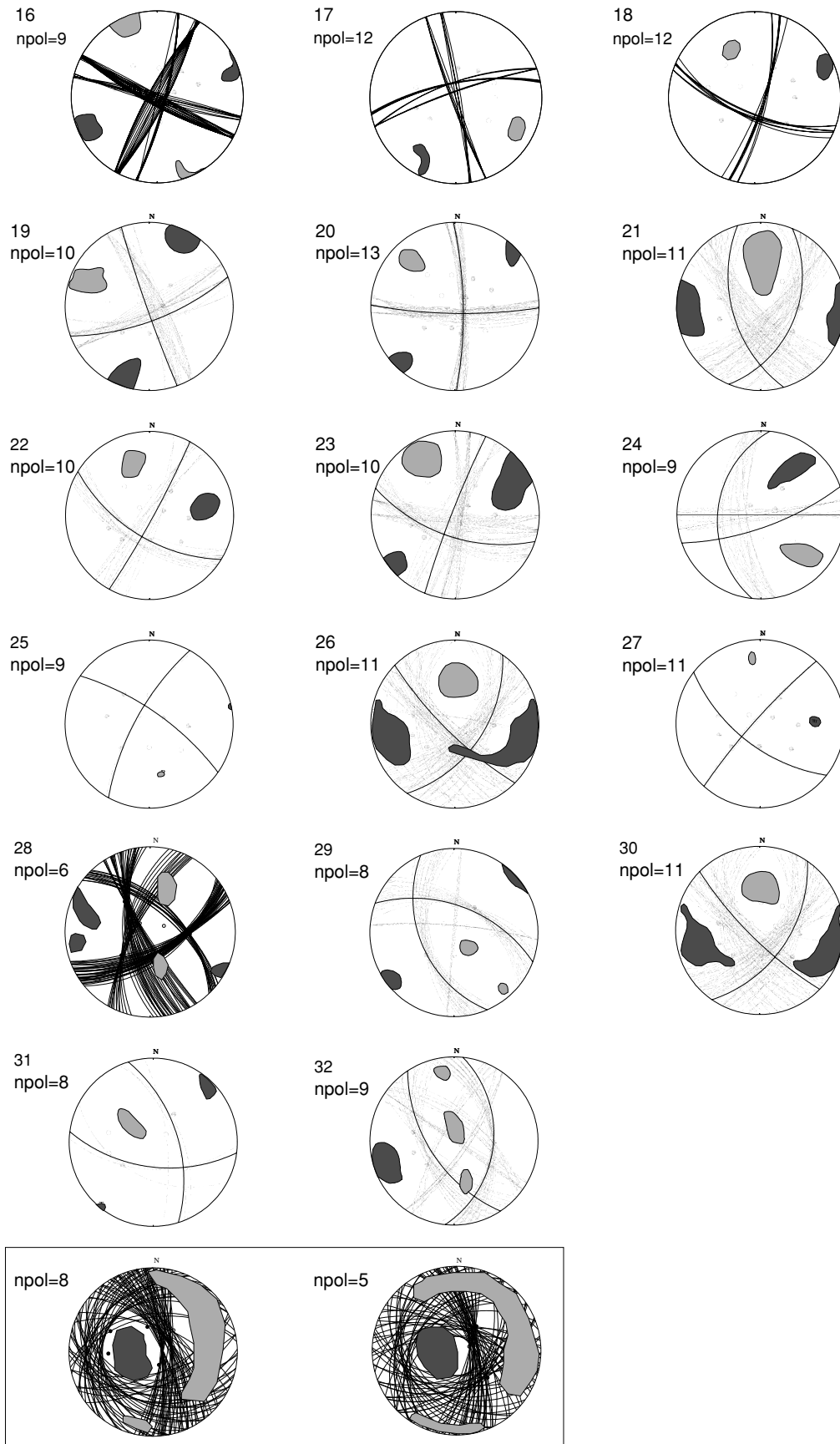


Figure A1. (Continued.)

Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente :
Le cas de la France.
Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D

Résumé :

Un des problèmes non résolus en sismologie concerne l'occurrence de séismes de forte intensité dans des régions intra plaques à faible déformation. Ce paradoxe (forte magnitude, faible déformation) a été l'objet de nombreux travaux qui intéressaient surtout la zone de New Madrid et le Canada. Cette thèse présente un même type d'étude pour la France et particulièrement pour le centre et l'Ouest où nous bénéficions de bons catalogues de sismicité, de connaissances géologiques précises et de récents résultats de géophysique. Le travail effectué concerne tout d'abord une révision de la sismotectonique dans une région englobant la Normandie, la Bretagne, la Charente et le Massif Central. L'augmentation du nombre de stations sismologiques permet en effet une ré-évaluation de la connaissance sismotectonique régionale, par une relocalisation des séismes, le calcul de nouveaux mécanismes au foyer et par une meilleure définition des champs de contraintes obtenus par inversion des mécanismes au foyer. Ce travail met en évidence un champ décrochant à compression NW-SE de signification régionale, mais aussi trois perturbations extensives au niveau du sud de la Bretagne, du seuil du Poitou et de l'est du Massif Central. L'échelle des perturbations, argumentent en faveur de processus d'ampleur crustale à lithosphérique. Nous proposons d'associer ces perturbations (Bretagne, Poitou) à l'influence d'une force de traction initiée dans Golfe de Gascogne, au niveau de la marge de Galice et pour le Massif Central, à la surrection sous l'effet de la remontée d'un panache mantellique à la base de la lithosphère. L'étude de la répartition des failles, du flux de chaleur et des solutions d'Euler, calculées à partir de l'anomalie de Bouguer régionale, permet de mieux comprendre la distribution des séismes, la concentration des contraintes et l'occurrence de séismes de magnitude supérieure à 4 dans cette région à très faible déformation. Des modélisations thermomécaniques 2D et 3D tenant compte des facteurs à la fois structuraux, thermiques et rhéologiques permettent de valider ces hypothèses.

Active deformation in an intraplate slowly deforming area :
Case study in France.
Seismicity and thermomechanical 2D and 3D modeling

Abstract :

An unresolved problem in seismology concerns the occurrence of unexpectedly strong earthquakes within intraplate slow deforming regions. This paradox (strong magnitude, small deformation) has been the subject of numbers of studies in areas such as the Eastern United States and Canada (Talwani 1988, Assameur et Mareschal, 1995, Pollitz et al., 1999). Following these works, this thesis presents a study in France and in particular in central and western France where we dispose of valuable seismicity catalogues, good geological knowledge and recent geophysical results. In a first step, we revised the sismotectonics of Normandy, Brittany, Charente region and the Massif Central by relocating the earthquakes, computing new focal mechanisms and defining the short scale stress field variation, by inversion of focal mechanisms. This re-evaluation was made possible by the increase of permanent seismological stations. We evidence a regionally significant NW trending sigma 1 strike-slip regime overprinted by local extensional perturbations in three distinct areas. These perturbations are located in the south of Brittany, between the Armorican Massif and the Massif Central (Poitou) and in the eastern Massif Central. The scale of the perturbations suggests that these processes are of crustal or lithospheric scale. We propose to associate the extensive perturbations of southern Brittany and Poitou to the influence of a southward traction force initiated in the Bay of Biscay and the perturbation of eastern Massif Central to surrection at the apex of an ascending mantle plume located at the base of the lithosphere. The study of faults distribution, heat flow and Euler solutions, computed from the regional Bouguer anomaly, helps to better understand the earthquakes distribution, stress concentration and the occurrence of earthquakes of magnitude higher than 4 in a very slowly deforming area. Then, these hypothesis are studied by 2D and 3D thermomechanical modeling, taking into account structural, thermal and rheological parameters.
